



**HAL**  
open science

# Etude de la déformation dans une formation granulaire poreuse en régime compressif: du terrain au laboratoire.

Romain Robert

## ► To cite this version:

Romain Robert. Etude de la déformation dans une formation granulaire poreuse en régime compressif: du terrain au laboratoire.. Géologie appliquée. Université de Cergy Pontoise, 2018. Français. NNT : 2018CERG0971 . tel-02285804

**HAL Id: tel-02285804**

**<https://theses.hal.science/tel-02285804>**

Submitted on 13 Sep 2019

**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.



École doctorale Sciences et Ingénierie

## THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

**Université de Cergy-Pontoise**

Spécialité doctorale “Sciences de la Terre et de l’Univers”

*présentée par*

**Romain Robert**

Soutenue le 28 septembre 2018

### **Étude de la déformation dans une formation granulaire poreuse en régime compressif**

Directeurs de thèse : **Dr. Philippe Robion**

Co-encadrant de thèse : **Dr. Pauline Souloumiac**

Co-encadrant de thèse : **Pr. Christian David**

*Version finale*

#### **Jury**

<b>M. Roger Soliva,</b>	Maître de Conférence à l'Université de Montpellier	Rapporteur
<b>M. William Sassi,</b>	IFPEN	Rapporteur
<b>M. Yves Leroy*,</b>	Total	Examinateur
<b>M. Jaume Vergés,</b>	Professeur à l'Université de Barcelone	Examinateur
<b>Mme. Elodie Sallet,</b>	Maître de Conférence à l'Institut UniLaSalle Beauvais	Invitée

\* Président du Jury

**Université de Cergy-Pontoise**

**Laboratoire Géosciences et Environnement**

1 rue Descartes, Maison Internationale de la Recherche, Neuville-sur-Oise 95000, France

---

---

## Remerciements

Tout ce travail n'aurait probablement jamais vu le jour sans l'aide et la présence de nombreuses personnes, que je souhaite remercier ici.

Dans un premier temps j'aimerais remercier mes encadrants. Un grand merci à Philippe pour le soutien quasi-quotidien, y compris dans les moments de doute que nous avons pu partager parfois, que ce soit sur le terrain ou pendant les séances de réflexion sur la formation de ces bandes. Ta persévérance et ton humour m'ont grandement aidé à m'épanouir dans mon travail et dans le laboratoire.

Merci à Pauline d'avoir apporté ta bonne humeur à ce travail et de m'avoir permis de lui trouver un nouvel axe de recherche avec les modélisations numériques et pour aujourd'hui lancer une nouvelle aventure en boîte à sable.

Merci également à Christian qui a toujours su faire preuve d'efficacité dans les conseils avisés et dans la rapidité de la relecture des manuscrits ou des articles, du point de vue du géomécanicien qui représentait un tout nouveau monde pour moi.

Enfin, merci à Elodie d'avoir été à l'origine de ce projet et d'avoir participé à sa réalisation et sa finalité, toujours avec bienveillance.

J'adresse mes remerciements aux membres du jury d'avoir accepté de lire et de participer aux discussions sur ce sujet. Un grand merci à William Sassi et Jaume Vergés pour vos retours très constructifs. Je remercie vivement Roger Soliva pour ses interventions et ses conseils très enrichissants et positifs, à différents moments clés de cette thèse, qui m'ont permis de garder la motivation nécessaire durant toutes ces années. Un grand merci à Yves Leroy, je garderai particulièrement en mémoire ces discussions sur les principes de géomécanique que l'on a pu avoir à Tresp. Cela a été un honneur pour moi de pouvoir échanger avec vous tous sur mon travail.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à l'ensemble des membres du laboratoire GEC pour leur sympathie. Je voudrais en particulier remercier ceux qui se sont intéressés à mon travail alors qu'ils n'étaient pas obligés de le faire. Merci à Dominique, Geoffroy, Bertrand et Pascale pour leurs expertises dans différents domaines, sur le terrain, devant une coupe ou concernant les résultats numériques.

Je remercie également les collègues Doctorants/Docteurs/PostDoc ou stagiaires présents ou passés par Cergy, à commencer par mes co-bureaux Gildas et Thibault pour leurs aides et soutiens au quotidien, résumer ces années par une simple anecdote ne suffirait pas, alors : Merci ! Merci à Oriol pour ces longues discussions géologico-footballistiques, je n'oublierai pas mon RemontadAnniversaire... Merci à Audrey, Typhaine, XiaoPing, Baptiste, Nathalie et JB pour leur accueil et leur bonne compagnie lors de mon arrivée au

---

sein du GEC. Je pense également aux collègues Lionel, Xavier, Josselin, Adrien, Michael, Davide, José, Mannoubi, Demelash, Sarah, Yassine, Hamidou, Rabah, Mathilde, Nathanael, Laura, Hugo, en espérant n'oublier personne, à qui je souhaite un bon courage et une bonne continuation dans leurs projets professionnels.

Un grand merci aux secrétaires Danielle Lacoeyille, Valérie Fabre et Nathalie Ouin qui ont toujours su répondre à mes questions et être disponibles en cas de besoin.

David Llardén pour son accueil toujours chaleureux dans l'hôtel Alegret de Tremp et son aide appréciable lors de nos passages sur le terrain, toujours trop courts! Moltes Gràcies! Je garde également de très bons souvenirs avec les étudiants que j'ai pu encadrer sur le terrain, je les remercie pour leur gentillesse et leur bonne humeur malgré la fatigue et le travail.

Je n'oublie pas les années passées à Orsay, où j'ai pu apprendre et construire la base de mes connaissances en Géosciences, ainsi je remercie chaleureusement l'ensemble du laboratoire GEOPS (ex IDES) et plus particulièrement Yves Missenard et Bertrand Saint-Bezar pour leur présence et les différents échanges lors des stages de terrain ou au laboratoire qui m'ont permis de prendre goût à la Géologie. Du côté des camarades de promo à Orsay, de la Licence au Master et au-delà, je n'oublie pas non plus Simon, Typhaine, Jessica, Elsa, Thomas, Ronan, Emily, Alissia, Isabelle et tous les autres, pour les bons moments et les moments de galère à s'épauler quoi qu'il advienne.

Enfin il reste les non-géologues, je pense notamment aux amis du foot, de la CDM du FCTM et les autres, s'ils tombent un jour sur cette Thèse, qu'ils sachent que ces moments sur ou en dehors des terrains ont été bénéfiques pour moi afin d'évacuer le stress que peut engendrer le fait de passer son temps à "regarder des cailloux".

Enfin, merci à ma famille, mon père, ma mère, ma soeur et mes proches, qui ont toujours cru en moi, et grâce à qui j'ai pu découvrir les volcans auvergnats qui sont probablement à l'origine de mon intérêt pour la géologie. Et à Shirley pour ton soutien "sans faille" au quotidien, ta présence et ta patience quand j'ai pu traverser des bons ou des moins bons moments m'ont permis d'aller au bout de cette aventure, je sais que je ne le dirai jamais assez mais : Merci!

---

## Table des matières

---

<b>Introduction générale</b>	<b>3</b>
<b>1 Les bandes de déformation</b>	<b>7</b>
1.1 Résumé du chapitre . . . . .	7
1.2 Caractérisation de la déformation dans les grès . . . . .	8
1.2.1 Fractures nettes et bandes de déformation . . . . .	8
1.2.2 Les bandes de déformation . . . . .	8
1.3 Classifications des bandes de déformation . . . . .	10
1.3.1 Classification selon la cinématique de déformation . . . . .	11
1.3.2 Classification selon les micro-mécanismes de déformation . . . . .	14
1.3.3 Caractérisation quantitative des bandes . . . . .	18
1.4 Les microprocessus d'initiation de la fracturation . . . . .	24
1.4.1 Les glissements et rotations des grains . . . . .	24
1.4.2 La fracturation intra-granulaire . . . . .	26
1.4.3 La cataclase . . . . .	26
1.4.4 La fracture transgranulaire . . . . .	28
1.4.5 La pression-dissolution . . . . .	28
1.5 Distribution spatiale des bandes de déformation . . . . .	28
1.6 Relation entre paramètres pétrophysiques de la roche hôte et déformation .	32
1.6.1 Facteurs internes . . . . .	32
1.6.2 Facteurs externes . . . . .	37
1.7 Impact des bandes de déformation sur la circulation des fluides . . . . .	38
1.7.1 Intensité de la cataclase . . . . .	39
1.7.2 Contexte tectonique . . . . .	39
1.7.3 Enfouissement . . . . .	41
1.7.4 Porosité de la roche hôte . . . . .	41
1.7.5 Taille et distribution des grains . . . . .	43
1.8 Expression de la déformation dans les bassins d'avant pays . . . . .	43

---

1.8.1	Le concept de Layer-Parallel Shortening (LPS) . . . . .	43
1.8.2	L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) . . . . .	45
1.8.3	Plissements et fracturations . . . . .	48
1.9	Mécanique des milieux poreux granulaires . . . . .	53
1.9.1	Introduction . . . . .	53
1.9.2	Essais triaxiaux . . . . .	54
1.9.3	Enveloppes de rupture . . . . .	54
1.9.4	Durcissement de la roche ou "Strain Hardening" . . . . .	56
1.9.5	Types de structures formées et comparaisons avec le terrain . . . . .	56
1.10	Problématiques . . . . .	58
<b>2</b>	<b>Contexte géologique de la zone d'étude</b>	<b>63</b>
2.1	Résumé du chapitre . . . . .	63
2.2	Généralités sur les Pyrénées . . . . .	64
2.3	Histoire géologique de la formation de la chaîne pyrénéenne . . . . .	64
2.3.1	Évolution Mésozoïque . . . . .	64
2.3.2	Structure actuelle : les domaines pyrénéens . . . . .	66
2.4	Structure de la zone d'étude : le bassin de Tresp . . . . .	71
2.4.1	L'anticlinal de Boixols-Sant-Corneli . . . . .	75
2.4.2	Structures en profondeur . . . . .	77
2.4.3	La formation d'Aren . . . . .	77
2.4.4	Enfouissement . . . . .	81
2.5	Article : Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold and thrust belt : example from the Tresp-Graus basin, southern Pyrenees, Spain . . . . .	84
2.6	Points clés du chapitre II . . . . .	106
<b>3</b>	<b>Contrôle de la déformation : Tectonique et faciès sédimentologique</b>	<b>109</b>
3.1	Résumé du chapitre . . . . .	109
3.2	Modélisations Géomécaniques . . . . .	110
3.2.1	Construction des chemins de chargement . . . . .	110
3.2.2	Tests sur les chemins de chargement . . . . .	113
3.2.3	Construction des enveloppes de rupture . . . . .	117
3.2.4	Application des calculs des enveloppes pour chaque site . . . . .	119
3.2.5	Rôle de la tectonique . . . . .	124
3.2.6	Cas particuliers . . . . .	126
3.3	Points clés du chapitre III . . . . .	129
<b>4</b>	<b>Modélisations numériques</b>	<b>131</b>
4.1	Résumé du chapitre . . . . .	131
4.2	Introduction . . . . .	132
4.2.1	Les modélisations d'un bassin . . . . .	132

---

---

4.2.2	Les modélisations numériques et le champ de contrainte . . . . .	133
4.2.3	Le calcul à la rupture, principes . . . . .	139
4.3	Présentation du logiciel OptumG2 . . . . .	141
4.4	Objectifs de l'étude . . . . .	141
4.4.1	Protocole de l'étude . . . . .	141
4.5	Mise en place des prototypes . . . . .	143
4.5.1	Géométrie . . . . .	143
4.5.2	Paramètres . . . . .	143
4.5.3	Lien avec les bandes de déformation . . . . .	146
4.6	Simulations . . . . .	150
4.6.1	Test 1 : Champs de contrainte instantané . . . . .	150
4.6.2	Test 2 : Evolution des contraintes . . . . .	158
4.6.3	Localisation et distribution de la déformation . . . . .	165
4.7	Discussions . . . . .	174
4.7.1	Rôle de la rampe . . . . .	174
4.7.2	Contraintes principales maximale et minimale . . . . .	174
4.7.3	Rôle de la friction de la rampe sur les contraintes . . . . .	175
4.7.4	Rôle des fluides . . . . .	175
4.7.5	Alternances de couches . . . . .	178
4.7.6	Déformation continue vs. déformation ponctuelle . . . . .	178
4.8	Points clés du chapitre 4 . . . . .	181
 <b>Conclusion générale</b>		<b>185</b>
 <b>Références bibliographiques</b>		<b>190</b>
 <b>Annexes</b>		<b>219</b>
 <b>A Annexe A : Etude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)</b>		<b>221</b>
A.1	Méthodes . . . . .	221
A.2	Mesures ASM . . . . .	222
A.3	Mesures AARA . . . . .	222
A.4	Résultats . . . . .	222
A.4.1	ASM dans la formation d'Aren . . . . .	223
A.4.2	AARA dans la formation d'Aren . . . . .	228
A.4.3	ASM dans le Garumnien . . . . .	229
 <b>B Annexe B : Fiches récapitulatives des sites étudiés</b>		<b>237</b>
 <b>C Annexe C : Fiche de calculs des simulations Géomécaniques</b>		<b>245</b>

---

---

<b>D Annexe D : Détails des calculs numériques avec OptumG2</b>	<b>247</b>
<b>Liste des Figures</b>	<b>253</b>

# Introduction générale



---

## Introduction

Les formations granulaires poreuses constituent les réservoirs préférentiels dans lesquels l'eau, les hydrocarbures et d'autres fluides peuvent circuler, être stockés ou être piégés. Si les connaissances structurales concernant la localisation et l'étendue de ces formations en profondeur sont actuellement très avancées, notamment grâce aux images sismiques, aux forages ou aux modélisations, la compréhension de la distribution de la déformation et des fractures associées reste une problématique majeure. En effet, la localisation des accidents de grande échelle (de l'ordre du décamètre au kilomètre) peut désormais être très précise, y compris lorsqu'elle se situe à plusieurs kilomètres de profondeurs, cependant, ces structures majeures sont souvent associées à la mise en place d'un réseau de méso- et/ou de micro-structures d'échelle sub-sismique (<1-10 m) indétectable par ces méthodes. Le réservoir compartimenté verra les propriétés pétrophysiques de ses formations modifiées, impactant les circulations de fluides.

La déformation dans les roches à lithologies granulaires et sédimentaires de très forte porosité ne va pas se présenter sous forme de surfaces discrètes comme les joints ou les failles observés dans les roches peu poreuses. À l'inverse, dans les grès ou les sables, la déformation engendre la mise en place de zones tabulaires dans lesquelles les propriétés pétrophysiques sont fortement modifiées. Ces structures sont appelées des "bandes de déformation" ("BDs"). D'épaisseurs millimétriques à centimétriques, ces bandes peuvent s'étendre sur quelques dizaines de mètres de longueur sans générer immédiatement des surfaces de glissement. Elles forment, la plupart du temps, un réseau de structures, parfois conjuguées, au sein desquelles la porosité est localement modifiée et où les grains vont se réarranger et potentiellement se fracturer.

Différents types de bandes sont aujourd'hui identifiés grâce à des observations de terrain à travers différentes localisations dans le monde et ceux-ci sont actuellement définis par l'orientation des bandes en comparaison avec le raccourcissement principal et par les micro-processus de déformation observés au sein de la bande. Ces structures, d'échelle sub-sismique, vont montrer des comportements drastiquement différents par rapport à la roche hôte et jouer le rôle de barrière ou de drain à la circulation des fluides. Différentes études ont montré que suivant l'intensité de la déformation, la perméabilité peut être abaissée de plusieurs ordres de grandeurs (jusqu'à 6) entre la roche hôte et la bande de déformation (Ballas *et al.*, 2013).

Il est aujourd'hui connu que de nombreux paramètres contrôlent l'initiation de ces bandes et leurs caractéristiques macroscopiques (orientations, cisaillement, épaisseurs...) et microscopiques (intensité de la cataclase). De ce fait, les propriétés pétrophysiques (porosité), sédimentologiques et granulaires (taille des grains et minéralogie) de la roche hôte, ainsi que le contexte tectonique en activité et l'enfouissement, vont participer à la mise en place de ces structures. Généralement, ces structures, et notamment les bandes

présentant de la fracturation des grains (ou cataclase), sont souvent associées à une mise en place à des profondeurs relativement importantes (<1.5-2.5 km, (Fossen et Bale, 2007)) du fait du confinement plus élevé qu'en surface. Cependant de récentes observations ont montré qu'il était également possible de former de pareilles structures en ayant subi un enfouissement très faible (inférieur à 1 km), dans des matériaux pas ou peu consolidés (Cashman et Cashman, 2000, Rawling et Goodwin, 2003, Kheem *et al.*, 2006, Sun *et al.*, 2011, Ballas *et al.*, 2012, Ballas *et al.*, 2013, Ballas *et al.*, 2015).

Plusieurs problématiques se posent alors concernant la mise en place de telles bandes de déformation en relation avec un confinement aussi faible et une probable apparition précoce, peu de temps après le dépôt de la formation granulaire hôte et possiblement avant toute induration et cimentation de la roche. La compréhension de l'évolution de différents paramètres, tels que la porosité ou l'enfouissement, est alors cruciale pour comprendre comment ce type de structure peut compartimenter, ici à très faible profondeur, un réservoir granulaire. La cinématique de la déformation est à mettre en relation avec l'histoire de l'enfouissement relatif du réservoir pour estimer une chronologie de l'apparition de ces bandes par rapport à la croissance d'un pli et surtout par rapport au remplissage chimique de la porosité pendant la diagenèse et physique pendant la compaction gravitaire et/ou tectonique de la formation. La connaissance de l'évolution de la porosité, un des paramètres clés dans l'identification d'un réservoir, représente un enjeu important dans la compréhension et la possible prédiction des réseaux de structures dans les différentes lithologies et par conséquent de la circulation ou du stockage de fluides dans ce réservoir.

Ainsi, comment est-il possible de former des bandes de déformation à faible profondeur? Quels sont les paramètres jouant en faveur de cette formation superficielle/précoce? Quel est l'impact de la variation du faciès sur les bandes formées? Quelle est l'état de la porosité par rapport à la compaction et à la cimentation de la roche? Quel est le rôle de la proximité d'un chevauchement sur le champ de contrainte? Observe-t-on des structures préférentiellement formées suivant la distance à cette faille majeure? Quel est l'impact de l'enfouissement et de la mise en place du relief sur ces bandes? Peut-on former différents types de bandes au sein d'une même formation et si oui, comment? Enfin, quel est le lien entre la mise en place de ces bandes et le raccourcissement précoce, anté-plissement/faille, parallèle aux couches, aussi appelé "Layer-Parallel Shortening ("LPS")?

---

## Objectifs de l'étude

Les objectifs de cette thèse ont été d'analyser un analogue de paléo-réservoir granulaire déformé, aujourd'hui exposé à l'affleurement. Différents types de bandes de déformation ont pu être identifiées et décrites à travers une étude multi-échelles (du bassin à la lamelles) et multi-approches (cartographie, analyses macrostructurales, microstructurales, étude magnétique et numérique). La zone d'étude se situe dans la zone centrale du sud des Pyrénées, dans le bassin de Tresp, au front du chevauchement de Boixols appelée "la formation d'Aren". Ce niveau granulaire, d'origine fluvio-deltaïque et d'âge maastrichtien, présente un faciès calcarénitique et s'est déposé pendant la croissance du chevauchement et la mise en place des reliefs du Sant-Corneli et de Boixols à la fin du Crétacé supérieur. Cette formation d'Aren présente aujourd'hui des bandes de déformation, parfois agencées en réseaux de bandes relativement denses. Ces bandes de déformation sont les objets étudiés dans cette thèse à travers différents chapitres et cette thèse a pour but de comprendre le comportement et déterminer la distribution de la déformation au sein d'un réservoir poreux via des analyses de terrain, de laboratoire, des simulations géomécaniques et des modélisations numériques.

## Structure du mémoire

Ce mémoire se structure de la manière suivante :

- Dans le **Chapitre 1**, L'état actuel des connaissances est exposé à propos des caractéristiques structurales et pétrophysiques des bandes de déformation. Les différents types de structures seront présentés et leurs impacts respectifs sur la circulation des fluides. Nous présenterons également l'évolution des structures mises en place lors d'un raccourcissement parallèle aux couches et les méthodes d'études de cette déformation qui est, dans ce cas-là, très précoce. Enfin une comparaison est faite entre la déformation analysée sur le terrain et celle observée lors d'expérimentations géomécaniques en laboratoire afin de comparer et contrôler la mise en place et le comportement de ces bandes.
- Dans le **Chapitre 2**, nous présenterons le contexte géologique de la zone d'étude, dans le but de contraindre les différents paramètres structuraux, tectoniques et sédimentologiques du bassin de Tresp et de la formation d'Aren plus précisément à travers son évolution dans le temps depuis le dépôt et au cours de son enfouissement. Dans une seconde partie de ce chapitre, la caractérisation des bandes de déformation analysées dans cette formation est présentée. La question du timing de mise en place et de l'évolution des contraintes y sont abordées. Cette seconde partie est exposée sous la forme d'un article scientifique.

- Dans le **Chapitre 3**, les modèles de simulations analytiques sont détaillés, basés sur des essais triaxiaux et des relations empiriques de géomécaniques. Le rôle de la tectonique et de la sédimentologie sera ici traité afin de déterminer le plus précisément possible la chronologie d'acquisition des bandes lors de l'enfouissement de la formation et de l'évolution tectono-sédimentaire de la zone d'étude et de l'évolution pétrophysique de la roche hôte.
- Dans le **Chapitre 4**, nous comparons nos hypothèses et propositions faites par rapport à la mise en place de ces bandes à des modèles numériques. Ce chapitre présente l'impact d'un chevauchement sur le champ de contrainte et sur la potentielle formation précoce de bandes de déformation. Nous étudierons via la méthode de l'analyse limite l'évolution des contraintes à faible enfouissement et la distribution de la déformation avec pour objectif final de pouvoir prédire la localisation de réseaux de bandes de déformation et leurs répartitions en différents domaines spécifiques à la cinématique appliquée dans les modélisations.

# CHAPITRE 1

---

## Les bandes de déformation

---

### 1.1 Résumé du chapitre

L'objectif de ce premier chapitre est de présenter les bandes de déformation. Ces objets sont les structures mises en évidence dans notre étude selon l'état de l'art synthétisant le travail de différentes analyses de ces structures. Les différentes classifications des bandes de déformation seront présentées afin de déterminer le type de bande observé sur le terrain. des éléments de la littérature sont présentés, aidant à la compréhension concernant la mise en place de ces structures, leurs orientations, leurs distributions, leurs tailles ainsi que leurs formes et leurs impacts sur la circulation des fluides. Nous mettrons en corrélation ces bandes de déformation avec l'activité tectonique de plus grande échelle en les comparant avec les expérimentations géomécaniques et numériques dans le but de prédire leurs apparitions suivant différents paramètres internes et externes à la roche hôte.

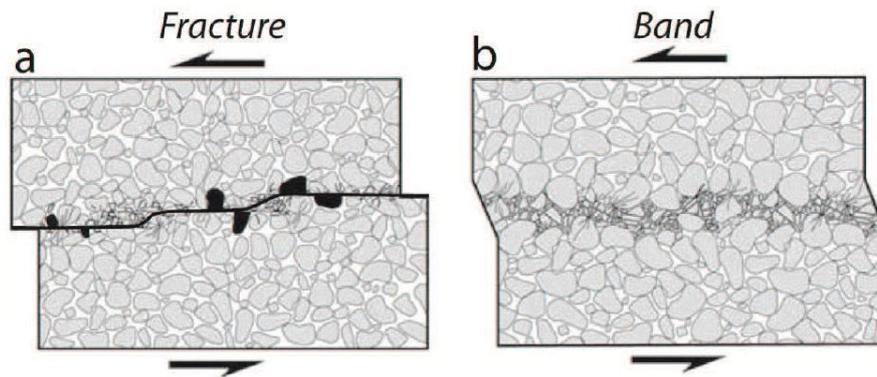


Figure: 1.1 – Déformation dans les grès sous forme de (a) fractures (ou joints) ou (b) bandes de déformations, d'après (Aydin *et al.*, 2006).

## 1.2 Caractérisation de la déformation dans les grès

### 1.2.1 Fractures nettes et bandes de déformation

Dans les lithologies gréseuses, l'initiation de la déformation peut se faire selon deux types de structure. En effet, la déformation sera soit sous forme de joints ou de fractures nettes, soit sous forme de zones tabulaires déformées que l'on appelle bandes de déformation (BDs) ou deformation bands (DBs) (Figure 1.1). (Aydin, 1978, Aydin et Johnson, 1978, Aydin et Johnson, 1983, Antonellini *et al.*, 1994, Wibberley *et al.*, 2000, Hesthammer et Fossen, 2001, Shipton et Cowie, 2001, Davatzes et Aydin, 2003, Shipton et Cowie, 2003, Myers et Aydin, 2004, Davatzes *et al.*, 2005, de Jossineau et Aydin, 2007, Fossen *et al.*, 2007, Wibberley *et al.*, 2007, Sallet et Wibberley, 2010, Fossen *et al.*, 2017).

Le type de structure observée va dépendre essentiellement de la porosité, correspondant au volume de vide de la roche hôte. La porosité est un paramètre qui peut évoluer physiquement par compaction (tectonique ou d'enfouissement ou par strain hardening) ou chimiquement (par cimentation ou surcroissance). En effet, lorsque la porosité est faible (<15% de porosité), on remarque alors préférentiellement la formation de joints ou fractures nettes tandis que les bandes de déformation se mettent en place dans les roches à porosité élevée (>15% de porosité) (Figure 1.2) (Antonellini *et al.*, 1994).

La suite de ce chapitre traitera de l'état de l'art concernant l'étude des bandes de déformation.

### 1.2.2 Les bandes de déformation

Comme expliqué précédemment, les bandes de déformation ne représentent pas une discontinuité nette comme le feraient les joints ou les failles, à l'inverse, une zone tabulaire est déformée sur une épaisseur allant du millimètre jusqu'à la dizaine de centimètres dans les cas extrêmes (Fossen *et al.*, 2007). Dans certains cas, le déplacement observé suite à la mise en place d'une bande de déformation est peu ou invisible, il est néanmoins admis que

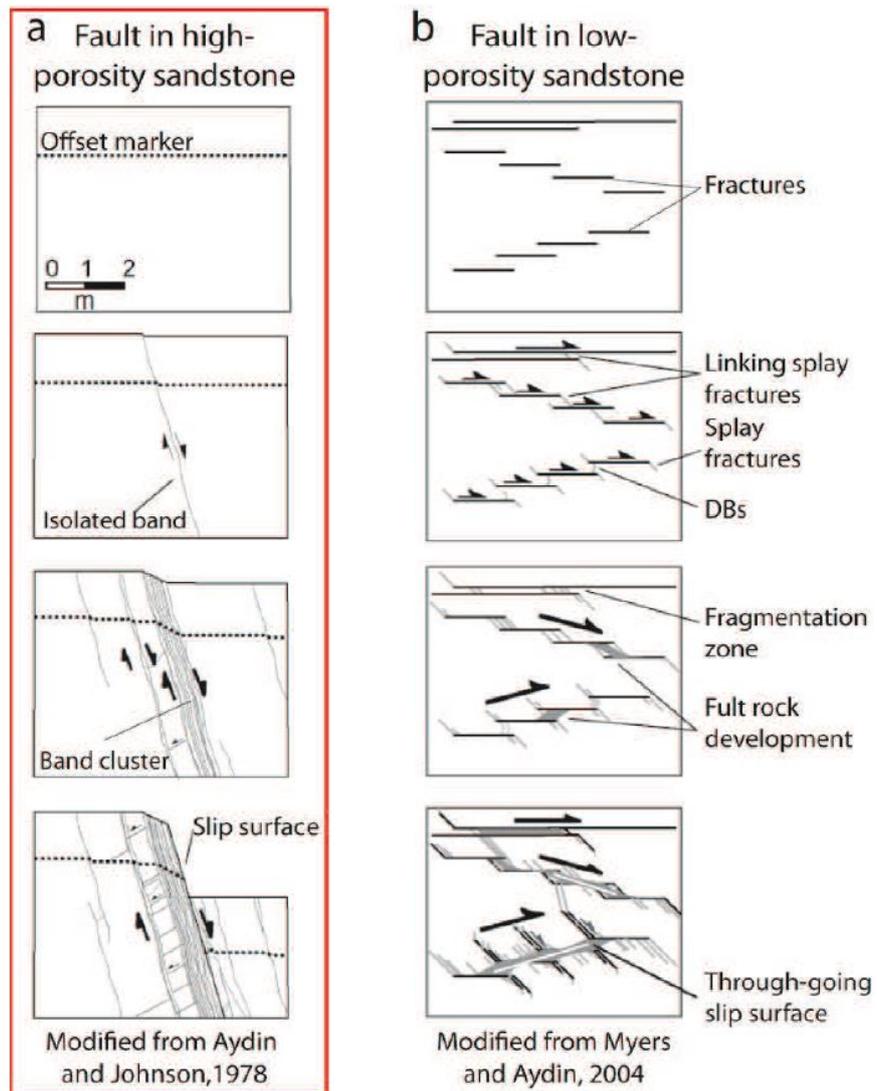


Figure: 1.2 – Les différentes étapes de la formation de faille(s) majeure(s) dans une formation gréseuse. A. Milieu à forte porosité. B. Milieu à faible porosité. Modifié d'après (Davatzes et Aydin, 2003).

ce déplacement est généralement de l'ordre de son épaisseur (sauf cas particuliers). Leurs longueurs maximales ne dépassent pas la centaine de mètres (Fossen *et al.*, 2007). Selon Fossen (Fossen *et al.*, 2007), il est possible de résumer les principales caractéristiques des bandes de déformation qui se mettent en place dans les roches et sables poreux en quatre points :

(1) Le terme "bandes de déformation" est réservé aux structures de déformation formées dans les roches poreuses, et plus particulièrement dans les grès et sables poreux. En effet, l'initiation et l'évolution de la bande de déformation induisent une rotation et translation significative des grains (avec des microprocessus allant de la simple rotation, jusqu'à la fracturation des grains) qui n'est possible uniquement à partir d'une certaine quantité de porosité (environ 15%). Si ce dernier paramètre est trop faible, la déformation se fera préférentiellement sous forme de fracture de tension, de stylolite et/ou de plan de glissement.

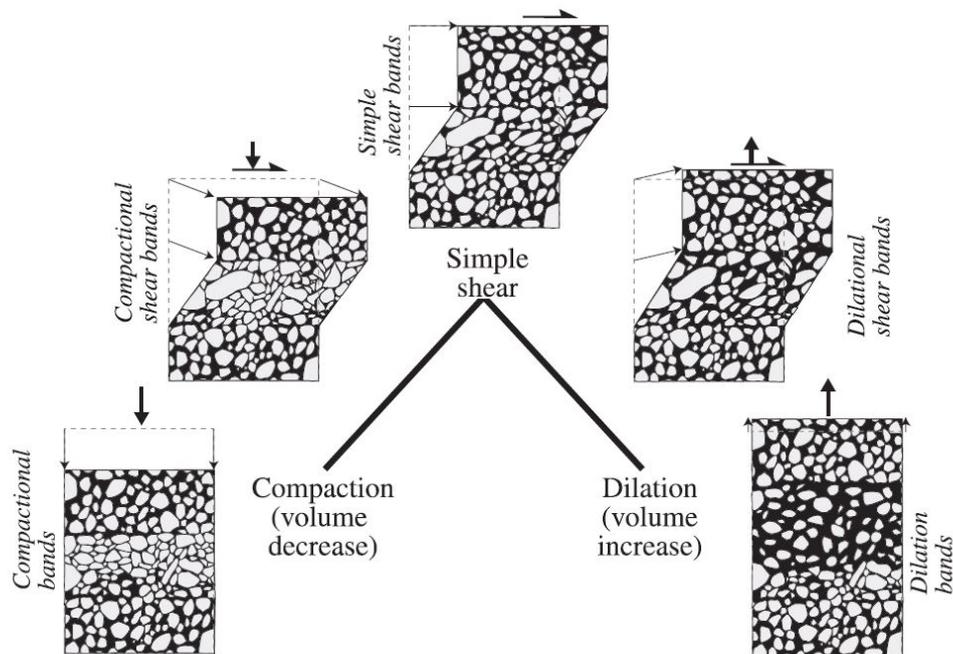
(2) Une bande de déformation ne présente pas de surface de glissement mais ces surfaces peuvent se former au sein des bandes ou plus communément le long ou dans des ensembles de bandes. Elles constituent alors un stade avancé de la déformation.

(3) Les bandes de déformation s'organisent soit en bandes isolées, en zones de bandes (ou "cluster") ou parfois en zones de bandes associées à un plan de glissement.

(4) Une bande de déformation seule ne présente que rarement un déplacement plus important que quelques centimètres, mêmes pour les structures les plus longues, c'est-à-dire au maximum à une centaine de mètres de long, contrairement à ce que l'on peut observer dans les structures de failles de même taille qui peuvent montrer des rejets métriques. Sur le terrain, les bandes de déformation sont la plupart du temps notables par leur mise en relief due, au contraire des fractures, à l'augmentation de la cohésion au sein de la zone déformée. Par jeu de processus d'érosion différentielle, elles peuvent ainsi former dans les cas extrêmes des "fault-fin landscape" (Aydin et Johnson, 1978, Davis, 1998) (Exemple figure 1.5d). Ces structures provoquent généralement une diminution de la porosité dans la zone déformée et peuvent impacter la perméabilité et donc la circulation des fluides (gaz, eau, huile ou minéralisations), en formant des barrières (ou parfois des drains).

### 1.3 Classifications des bandes de déformation

Depuis leurs premières descriptions, les bandes de déformation ont été définies selon deux principales classifications ; par cinématique de la déformation ou par micro-mécanismes mis en jeu. Ces deux classifications sont complémentaires et sont synthétisées dans les travaux de Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2007, Fossen *et al.*, 2017).



**Figure: 1.3 – Classification des bandes de déformation selon leur cinématique, d’après (Fossen *et al.*, 2007).**

### 1.3.1 Classification selon la cinématique de déformation

Cette première classification se base sur la variation de densité de grains comparée à la quantité de cisaillement mise en jeu pour différencier le type de bande (Aydin *et al.*, 2006). Ainsi on définit (1) la bande de compaction par augmentation de la densité de grains, (2) la bande de dilatation par réduction de la densité des grains et augmentation de la porosité, dans les deux cas sans cisaillement et enfin (3) la bande de cisaillement ne mettant pas en jeu la variation de densité des grains mais simplement visible s’il y a un décalage d’un marqueur préexistant (niveau stratigraphique ou bandes de déformation antérieures). Il existe des cas intermédiaires à ces trois pôles présentés, pouvant mêler compaction et cisaillement ou dilatation et cisaillement, (Figures 1.3, 1.4). Chaque type de bande peut se former dans un régime extensif (Figure 1.5) ou compressif (Figure 1.6)

#### Les bandes de compaction

Les bandes de compaction pure se caractérisent par une augmentation de la fraction volumétrique des grains par rapport à la roche hôte non déformée et ne présente pas de rejet cisailant visible. Elles sont souvent plus épaisses mais moins longues que les bandes de cisaillement et sont généralement sinueuses, présentant parfois des formes « en chevron » (Fossen *et al.*, 2017). Du point de vue de la microstructure, on observe un réarrangement des grains liée à la compaction allant parfois jusqu’à la cataclase qui reste néanmoins faible par rapport à celle observée dans d’autres types de bandes.

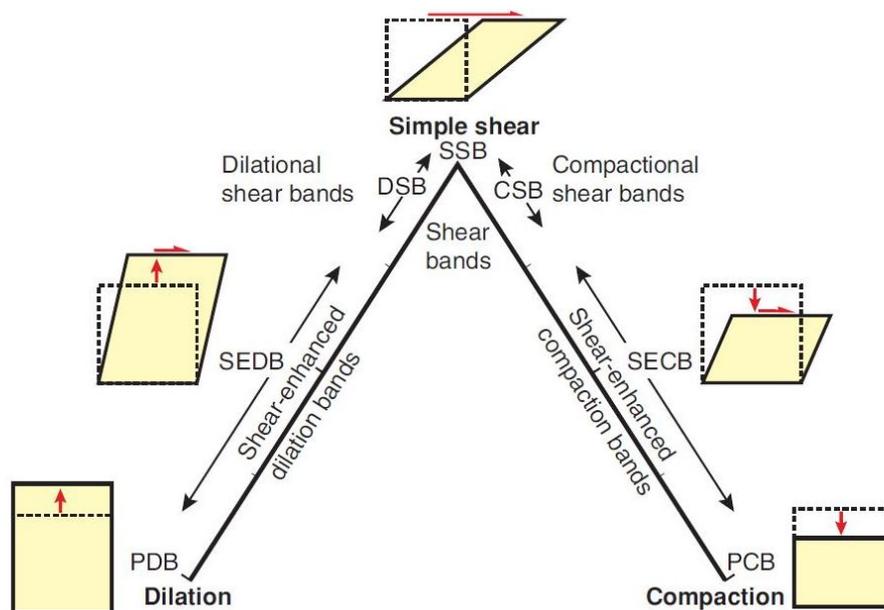


Figure: 1.4 – Classification et dénomination des bandes de déformation selon leur cinématique. PCB : Pure Compaction Band (bande de compaction pure); SECB : Shear Enhanced Compaction Band (Bande de compaction à composante cisillante); CSB : Compactional Shear Band (Bande cisillante à composante compactive); SSB : Simple Shear Band (Bande à cisaillement pur); DSB : Dilational Shear Band (bande cisillante à composante dilatante); SEDB : Shear Enhanced Dilation Band (Bande de dilatation à composante cisillante); PDB : Pure Dilation Band (bande de dilatation pure). D'après (Fossen *et al.*, 2017).

### Les bandes de dilatation

Ces bandes se caractérisent par une augmentation de la porosité par rapport à la roche hôte et une baisse de la densité de grain toujours en absence de cisaillement. Elles restent aujourd'hui rarement observées, les seuls exemples étant celles décrites par Du Bernard et collaborateurs (Du Bernard *et al.*, 2002a) montrant des structures dilatantes de quelques millimètres de large présentes dans des sables poreux non consolidés en Californie, ou celles observées dans le Sinai égyptien par Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2007). Pour ces dernières, l'augmentation de porosité peut aussi être expliquée par un lessivage tardif de matériel par une circulation de fluides.

### Les bandes de cisaillement

La définition de ce type de bandes se base principalement sur la présence d'un rejet cisailant, qui peut être d'ordre millimétrique à centimétrique, visible sur le terrain par le décalage de structures ou de niveaux repères préexistants tels que des marqueurs stratigraphiques ou des bandes de déformation déjà formées (Engelder, 1974, Antonellini *et al.*, 1994, Fossen et Hesthammer, 1997, Aydin *et al.*, 2006). Le rejet observé dans les bandes de cisaillement pur (isochore) peut se faire sans former de plan de glissement et est associé principalement à une rotation des grains que l'on appelle des "bandes de désagrégation" (voir classification selon les micro-mécanismes, Figure 1.7 (Fossen *et al.*, 2007)) et sont donc préférentiellement mises en place précocement avant toute compaction physique ou épisode de cimentation qui annihilerait ce processus (Antonellini et Aydin, 1995, Fossen et Hesthammer, 1997, Cashman et Cashman, 2000). De cette façon, la fracturation des grains n'est pas toujours nécessaire, et les bandes n'apparaissent donc pas en relief à l'affleurement.

### Les bandes intermédiaires (à composante cisailante)

Les bandes de déformation intermédiaires présentent deux cinématiques de déformation : de la compaction ou de la dilatation associée à une composante cisailante. Les bandes de cisaillement dilatantes vont alors présenter une augmentation de la porosité dans la bande avec un décalage de marqueur. Ce type de bandes, peu observé et décrit sur le terrain, va se comporter de la même façon que les bandes cisailantes isochores, en étant associées à une rotation des grains, possible principalement sous faible confinement. Le second type intermédiaire relie la compaction et le cisaillement. Ce cas, à l'inverse, représente la population de bandes la plus décrite dans la bibliographie (Aydin et Johnson, 1978, Fossen et Hesthammer, 1997, Aydin *et al.*, 2006, Schultz, 2009, Schultz *et al.*, 2010, Eichhubl *et al.*, 2010, Fossen *et al.*, 2011, Ballas *et al.*, 2013, Fossen *et al.*, 2015), on les retrouve dans la littérature sous les dénominations suivantes : "Shear Enhanced Compaction Band", "SECB" ou "Cataclastic Shear Band", "CSB" (Fossen *et al.*, 2017). Le principal microprocessus de déformation présenté par ces structures est la cataclase. Dans certains cas extrêmes, on observe là aussi une surface de glissement au sein de la bande

suite à une cataclase intense, formant ce qu'on appelle des "Slipped Deformation Bands", comme observées par Rotevatn et collaborateurs (Rotevatn *et al.*, 2008) dans l'Ouest du Sinai égyptien.

### 1.3.2 Classification selon les micro-mécanismes de déformation

La seconde classification majeure concernant les bandes de déformation se base sur le type de microprocessus dominant se mettant en place dans la structure interne pour former la bande (Fossen *et al.*, 2007). On en définit quatre types : (1) Les bandes de désagrégation, (2) les bandes à phyllosilicates, (3) les bandes cataclastiques et (4) les bandes de dissolution et cimentation (Figure 1.7).

#### Les bandes de désagrégation

Elles sont issues d'un mouvement cisailant entraînant une réorganisation et rotation/glissement des grains. Ce processus de désagrégation est aussi appelé "granular flow" (Twiss et Moores, 1992) ou "particulate flow" (Rawling et Goodwin, 2003). Ces structures sont plus couramment rencontrées dans les grès ou sables peu lithifiés ou cimentés (Mandl *et al.*, 1977, Du Bernard *et al.*, 2002b, Bense *et al.*, 2003, Fossen, 2010a, Kristensen *et al.*, 2013). Elles représentent généralement un stade initial de la déformation mais peuvent présenter des rapports du rejet sur la longueur plus importants que les autres types de bandes (Wibberley *et al.*, 1999, Fossen *et al.*, 2007, Schultz *et al.*, 2013). Ce sont les structures que l'on peut observer formant les "failles" dans les expériences en boîte à sable. L'absence de fracturation ou comminution des grains dans la structure interne fait que ce type de bande est très peu visible sur le terrain, ne créant pas de structure en relief, mais est observable s'il y a un décalage d'un marqueur stratigraphique. Les épaisseurs de bandes sont alors principalement dépendantes de la taille des grains initiale ; Des grains fins vont former des bandes de désagrégation d'1 mm, alors que dans une roche à grains grossiers les bandes peuvent mesurer jusqu'à 5 mm d'épaisseur (Fossen *et al.*, 2007).

#### Les bandes à phyllosilicates

Ces bandes sont présentes dans des roches contenant une proportion initiale minimale de phyllosilicates (argile, mica ...) entre 10 et 15% (Knipe *et al.*, 1997, Leveille *et al.*, 1997). Elles se caractérisent par une réorientation de ces minéraux plats le long de la bande (Gibson, 1998). De la même façon que pour les bandes de désagrégation, les mouvements des grains sont favorisés et amplifiés par la présence de ces phyllosilicates. Ces minéraux peuvent également se former par compaction et transformation minéralogique (Exner et Tschegg, 2012, Cavailles *et al.*, 2013). Lorsque la proportion d'argile est supérieure à 40%, une zone de déformation formera ce qu'on appelle des 'clay smear'.

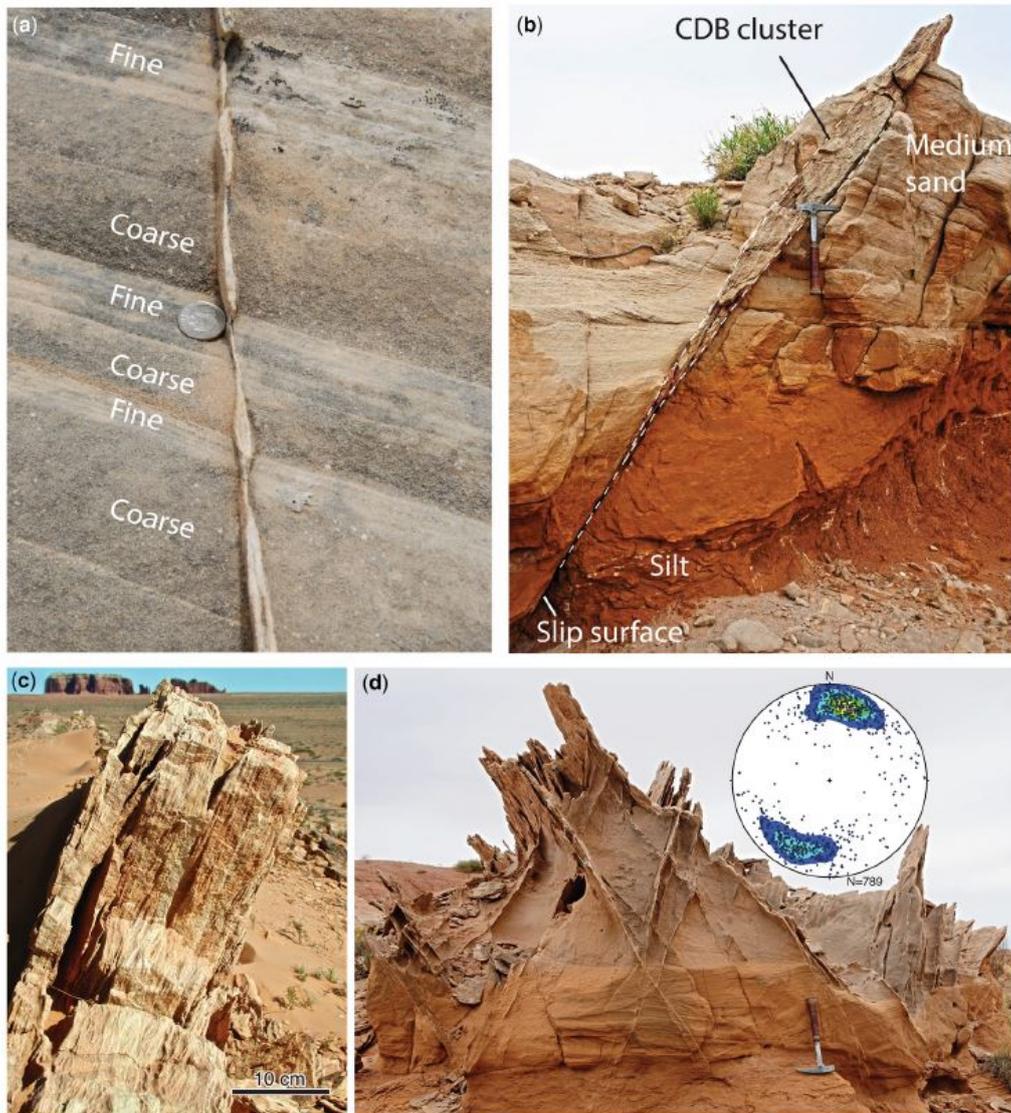


Figure: 1.5 – Exemples de bandes de déformation dans le régime régional extensif. (a) Bandes de compaction cisailante (CSB) avec variation d'épaisseur de la zone déformée selon les couches à granulométrie fine ou grossière, grès de Navajo, Utah. (b) Cluster de bandes de compaction cisailante en transition vers une surface de glissement dans la partie basse de la photo, composée de silt et sable à grains fins. (c) Large cluster de bandes de déformation (CSB). (d) Bandes de déformation cisailante à orientations conjuguées dans les grès d'Entrada, avec projection des pôles des bandes de déformation. (b-d) Grès d'Entrada dans la Goblin Valley, Désert de San Raphael, Utah. D'après (Fossen *et al.*, 2017).

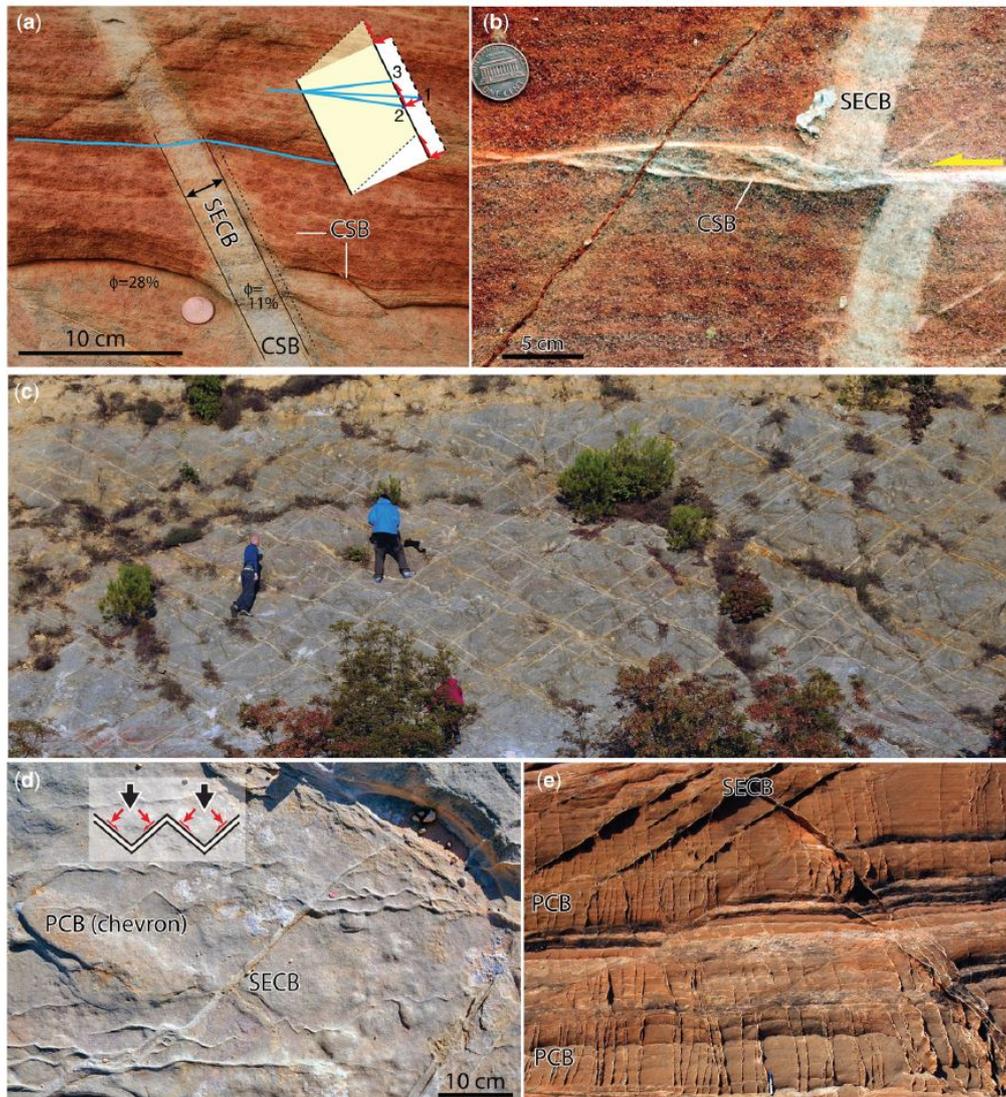


Figure: 1.6 – Exemples de bandes de déformation dans le régime compressif. (a) Bandes de compaction à composante cisailante (SECB) avec décalage des laminations servant de marqueurs repères. (b) SECB recoupée et décalée par un fin cluster de CSBs. (c) Réseau de bandes cisailantes avec un rejet inverse, Orange, Provence, France. (d) PCBs en chevron avec SECB. Schéma explicatif avec la direction de raccourcissement représentée par la flèche noire. (e) PCB verticales et ondulantes dans un grès très poreux (25-30%), et présence de SECB dans les couches les moins poreuses, Buckskin Gulch, Utah. D’après (Fossen *et al.*, 2017).

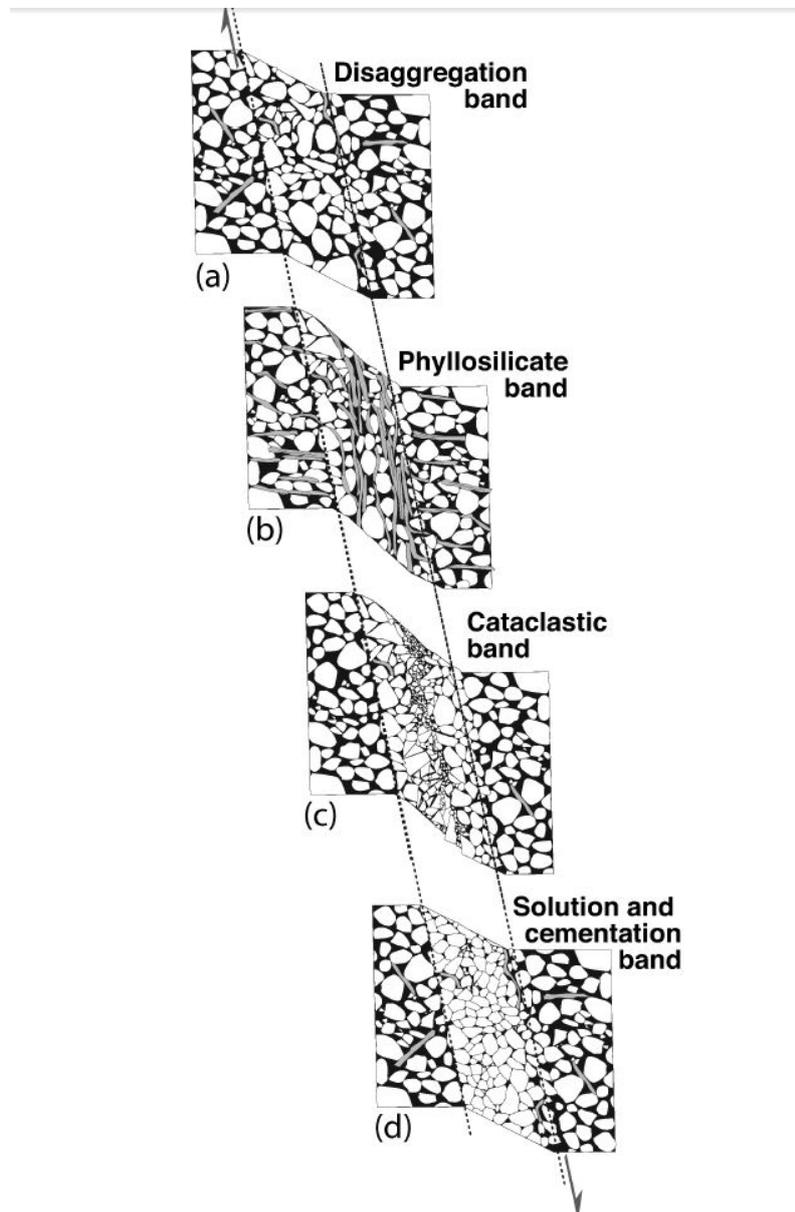


Figure: 1.7 – Classification des bandes de déformation selon les micro-mécanismes majoritairement présents au sein de la bande, d'après (Fossen *et al.*, 2007). A. Bande de désagrégation. B. Bande à phyllosilicates. C. Bande cataclastique. D. Bande de dissolution et cimentation.

## Les bandes cataclastiques

Les bandes de déformation cataclastiques se mettent en place par fracturation des grains entraînant généralement une réduction de leur taille dans la structure interne de la bande par rapport à la roche hôte (Sammis *et al.*, 1987, Menéndez *et al.*, 1996, Fossen *et al.*, 2007). Cette comminution va induire une réduction de la porosité de par la migration des micro-fragments dans les espaces inter-granulaires. Cette diminution de la porosité va avoir également un impact sur la perméabilité et va par ailleurs former une zone où la cohésion sera plus forte que dans l'encaissant, et représenter une zone plus résistante à l'érosion, permettant une meilleure identification sur le terrain en ressortant en relief, ce qui explique les nombreuses observations à travers le monde (Aydin et Johnson, 1978, Pittman, 1981, Jamison et Stearns, 1982, Underhill et Woodcock, 1987, Knott, 1993, Beach *et al.*, 1997, Beach *et al.*, 1999, Davis, 1999, Wibberley *et al.*, 2000, Fisher et Knipe, 2001, Du Bernard *et al.*, 2002b, Lothe *et al.*, 2002, Wibberley *et al.*, 2007). Ces structures sont généralement mises en place plus en profondeur pour des valeurs d'enfouissement autour de 1.5 à 3 km, mais certaines de ces bandes sont également observées dans des sables peu ou non cohésifs ou dans des grès peu enfouis (Heynekamp *et al.*, 1999, Cashman et Cashman, 2000, Rawling et Goodwin, 2003, Wibberley *et al.*, 2007).

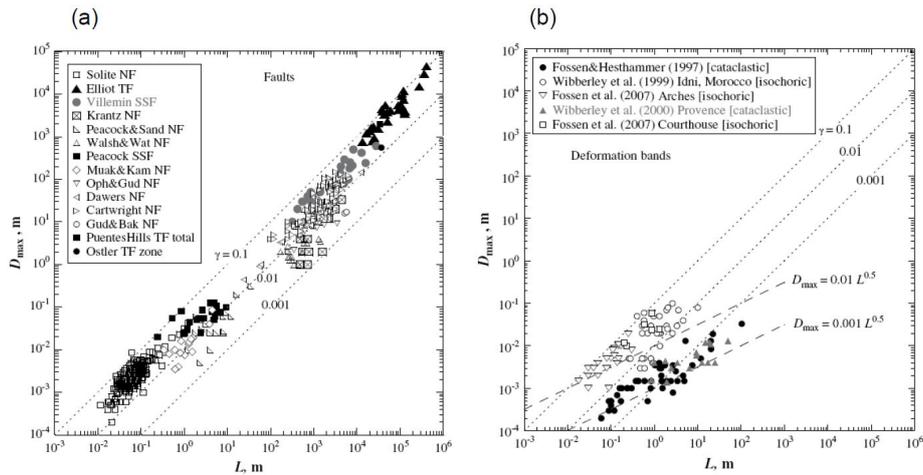
## Les bandes de pression-dissolution

Ce type de bande se caractérise par la présence de certains minéraux formés par précipitation préférentielle au sein de la bande de déformation. On peut associer cette précipitation localisée soit par une circulation préférentielle de fluides entraînant la mise en place de minéraux tels que la calcite ou l'anhydrite, soit par des mécanismes de dissolution, de transport puis de re-cimentation au contact des grains ou dans les espaces libres qui se produisent simultanément ou postérieurement à la déformation (Gibson, 1998, Labaume et Moretti, 2001). Ces processus sont accélérés par l'augmentation de la température liée à des enfouissements importants ( $<90^\circ$  soit environ 3km de profondeur) (Walderhaug, 1996) et favorisés par la présence d'argiles qui vont faciliter le stockage des fluides dans la zone déformée.

### 1.3.3 Caractérisation quantitative des bandes

#### Rapport du déplacement sur la longueur de bande

Plusieurs paramètres peuvent être utiles à la caractérisation des bandes, d'un point de vue macroscopique et microscopique. Le premier d'entre eux est le rapport du déplacement sur la longueur d'une bande. Ce paramètre  $a$ , dans un premier temps, été fréquemment utilisé pour la caractérisation des failles. Ainsi, selon un schéma idéal de répartition du déplacement, avec celui-ci maximal au centre de la structure et minimal vers les extrémités (Watterson, 1986, Walsh et Watterson, 1987, Walsh et Watterson, 1988), la croissance de la déformation localisée se fait par l'augmentation du déplacement maximal ( $D_{max}$ ) et de la



**Figure: 1.8** – Synthèse des rapports ( $D_{max}/L$ ) mesurés sur des failles à surface de glissement (a) et sur des bandes de déformation (b); NF = Normal Faults, SSF = Strike-Slip Faults, TF = Thrust-Fault. D'après (Schultz *et al.*, 2008).

longueur de la structure ( $L$ ). On note cependant que le rapport de ces données ( $D_{max}/L$ ) est directement lié aux propriétés du matériau et du type de structure formée (Wibberley *et al.*, 2000, Schultz *et al.*, 2008). Les résultats des études menées sur la caractérisation de ce rapport pour des bandes de déformation montrent que celui-ci est très largement inférieur aux données obtenues sur des failles présentant une surface de glissement (Fossen et Hesthammer, 1997, Wibberley *et al.*, 1999, Wibberley *et al.*, 2000, Fossen *et al.*, 2007, Schultz *et al.*, 2008). Cela montre que le comportement mécanique des bandes de déformation est différent de celui d'une faille avec plan de glissement, notamment lorsque la déformation interne montre de la cataclase (Figure 1.8). La fracturation des grains lors de la relative compaction du matériau pendant le cisaillement peut alors augmenter la friction au niveau de la zone déformée et alors être responsable de ce comportement différent.

### Rapport du déplacement sur l'épaisseur de bande

La figure 1.9 compile différentes données de bandes de déformation obtenues pour différents enfouissement et différents contextes tectoniques, montrant une composante cisailante et compactive, en fonction du déplacement observé et de leur épaisseur respective (Fossen *et al.*, 2017). Deux tendances sont observables. La première concerne les bandes dites "individuelles", inférieures à 1 mm d'épaisseur et qui peuvent proposer une large gamme de longueurs de déplacement, allant d'un déplacement presque nul jusqu'à des déplacements maximum de l'ordre du mètre. La tendance moyenne observée n'est pas très bien contrainte contrairement à celle qui concerne les bandes plus épaisses. Dans cette partie, quelle que soit la provenance et donc les caractéristiques de la roche hôte, plus une bande est épaisse, voire présente sous forme de cluster, plus elle va montrer un déplacement important. La tendance moyenne montre un déplacement du même ordre de grandeur que

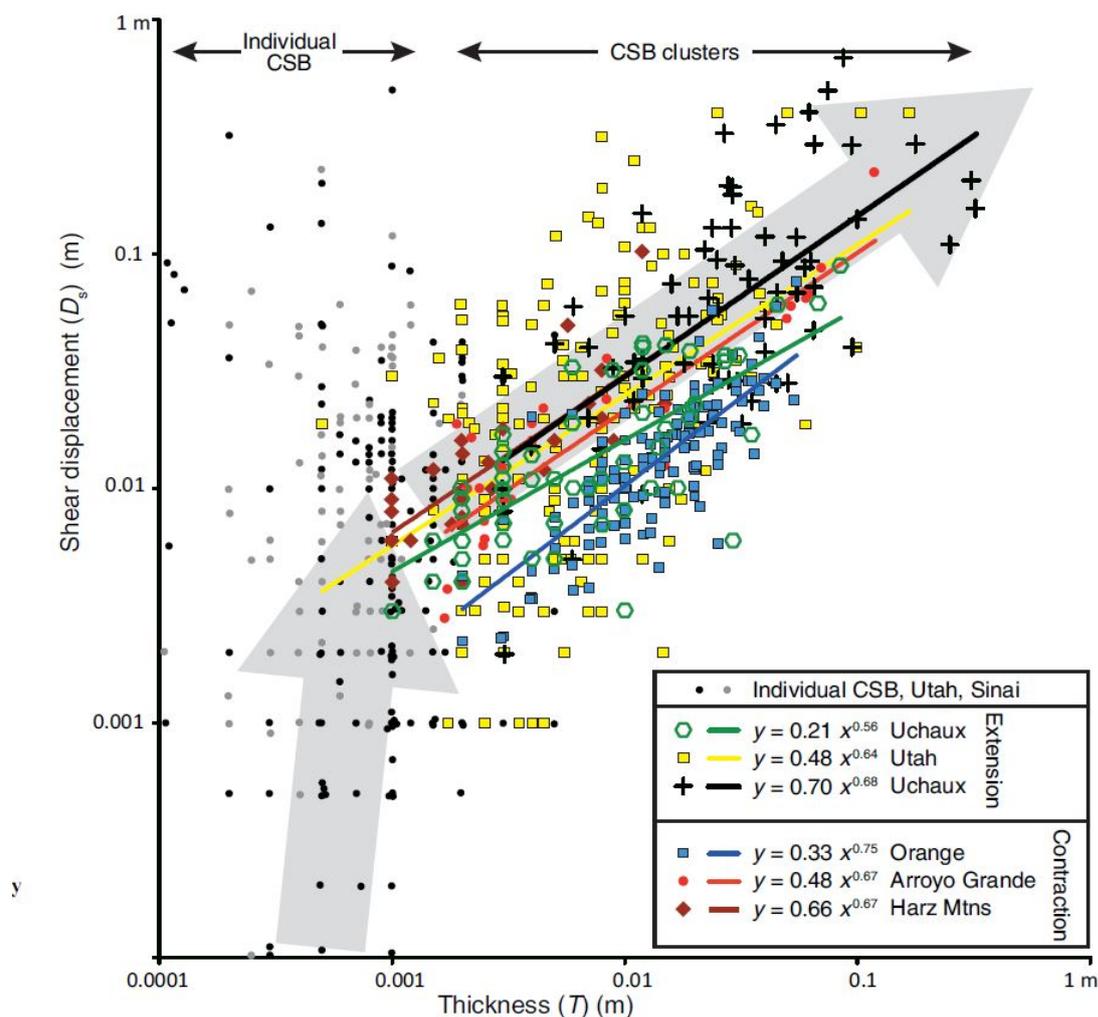


Figure: 1.9 – Épaisseur des bandes de cisaillement à composante compactive (CSB) individuelles et en cluster en fonction du déplacement observé. Les flèches grises suggèrent la tendance moyenne qui change à partir d'une certaine épaisseur séparant les bandes individuelles et les clusters de bandes. D'après (Fossen *et al.*, 2017).

l'épaisseur de la bande ou du cluster de bandes, à partir d'une certaine épaisseur seuil observée autour du millimètre (Figure 1.9). Dans le détail on remarque cependant que l'épaisseur ( $T$ ) augmente plus rapidement que le déplacement ( $D$ ). Ces tendances générales peuvent s'expliquer par le fait qu'une bande isolée peut montrer un déplacement assez contraint et peut ensuite devenir inactive à partir du moment où une autre bande vient se former le long de cette première et ainsi accommoder à son tour la déformation. Ce processus qui est souvent attribué au phénomène de "strain hardening", correspondant à un durcissement local de la roche (Rudnicki et Rice, 1975, Aydin et Johnson, 1978, Aydin et Johnson, 1983, Underhill et Woodcock, 1987, Antonellini *et al.*, 1994, Antonellini et Aydin, 1995, Schultz et Balasko, 2003, Shipton et Cowie, 2003) qui se répète jusqu'à former des clusters de bandes et des déplacements et des épaisseurs relativement importantes.

## Rapport du déplacement sur la compaction de bandes

La déformation cataclastique d'une bande implique une composante compactive à la mise en place de la bande de déformation, sortant alors de la catégorie de bande à cisaillement pur. À titre d'exemple, Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2017) exposent le fait que la composante cisailante peut être largement plus élevée que la compaction, y compris pour ce type de bande cataclastique (Figure 1.10). Avec les bandes décrites par Aydin et Johnson (Aydin et Johnson, 1978), le déplacement observé est mesuré à quelques centimètres (Fossen et Hesthammer, 1997) et présente une épaisseur de environ 1 mm. Le calcul étant basé sur la variation de porosité entre la roche hôte non déformée et dans la bande de déformation, on convient que la réduction de porosité se trouve aux alentours de 25% dans un grès fin et entre 10 et 15% dans la bande (Aydin et Johnson, 1978, Torabi et Fossen, 2009), impliquant une compaction de 0.13 à 0.2 mm (13 à 20%) pour former une bande de 1 mm. Dans ce cas le déplacement est deux ordres de grandeur plus important que la compaction.

Il existe également un cas particulier dans lequel le cisaillement est égal à la compaction, comme décrit par Soliva et collaborateurs (Soliva *et al.*, 2013), permettant d'expliquer pourquoi les bandes avec des plans conjugués à 45° de la contrainte principale, observés dans les grès de Provence en France, ne montrent pas de décalage de marqueur ou de bandes antérieures (Figure 1.11).

## Étude du chaînage et des contacts grains/grains

L'étude à l'échelle microscopique de l'orientation des contacts, et plus exactement des orientations de chaînage perpendiculaires aux contacts grains/grains, peut aider à la caractérisation de la composante cisailante induite lors de la mise en place des bandes de déformation (Radjai *et al.*, 1998, Taboada *et al.*, 2006, Soliva *et al.*, 2013). Les contacts entre les grains représentent les zones où la contrainte est plus élevée que dans le reste de la roche. Ainsi les chaînes de déformation vont s'aligner selon l'orientation de la déformation principale visible dans le cas d'une observation dans le plan de celle-ci et perpendiculaire à la bande. L'orientation de la déformation peut être comparée à une orientation de contrainte principale dans le cas d'une déformation coaxiale (Figure 1.12). Ainsi, une bande de compaction pure va montrer un alignement des grains perpendiculairement à l'orientation de la bande alors qu'une bande cisailante et plus ou moins compactante va montrer un alignement des grains obliques à la bande (Figure 1.13). C'est l'étude qui a été faite par Soliva et collaborateurs (Soliva *et al.*, 2013) pour confirmer la composante cisailante présente dans les différentes bandes observées, puisque ce cisaillement n'était pas visible à l'échelle macroscopique.

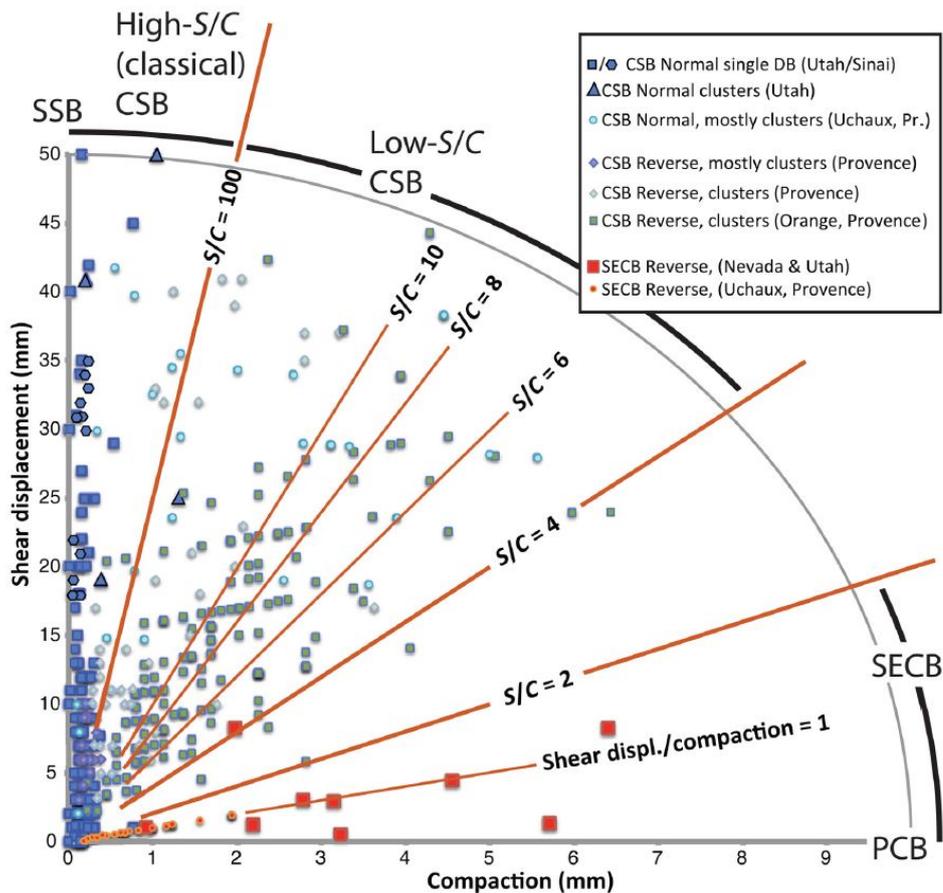


Figure: 1.10 – Rapports du taux de compaction (C) sur le déplacement cisailant (S). La compaction est mesurée perpendiculairement à la bande en fonction du déplacement. Les bandes de compaction à composante cisailante (SECB) montrent un rapport faible, autour de  $S/C=1$  et proche de l'axe des abscisses qui définit les bandes de compaction pure (PCB) avec  $S = 0$ . Les bandes de cisaillement à composante compactive se positionnent plus haut dans le graphique avec des rapports entre  $S/C=6$  et  $S/C=100$ .

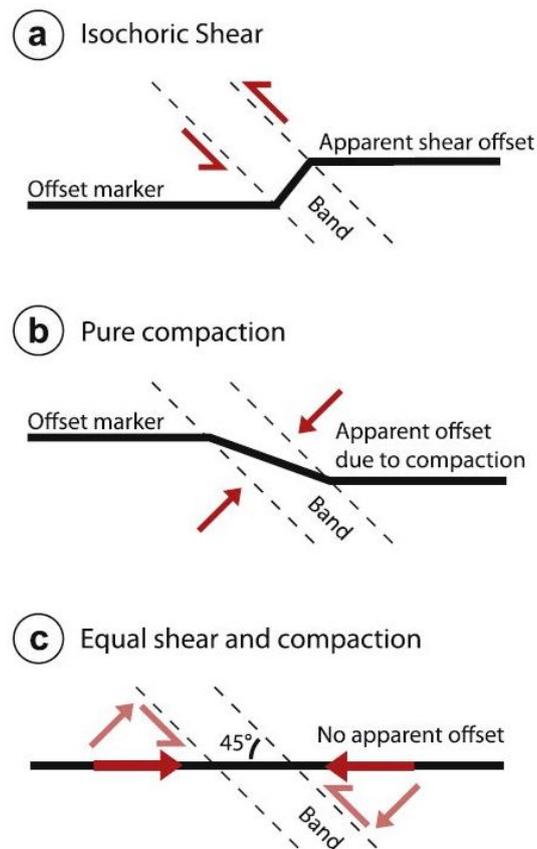


Figure: 1.11 – Cinématique de bande et décalage d'un marqueur dans les cas (a) d'un cisaillement pur, (b) d'une compaction pure, (c) d'une compaction et d'un cisaillement égaux, d'après (Soliva *et al.*, 2013).

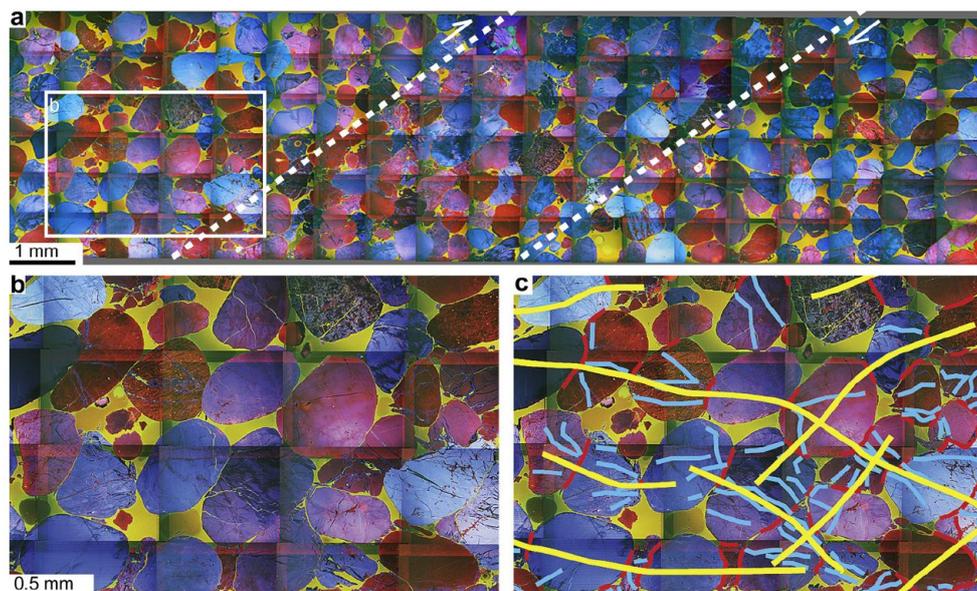


Figure: 1.12 – (a) Images mosaïques sous MEB-cathodoluminescence de bande de compaction à composante cisailante à jeu inverse. L'orientation de la lame mince est verticale et la bande est délimitée par les lignes en tiretés. (b) détail de (a) avec déformation cassante et contacts concave-convexes. (c) Même image que (b) avec interprétation ; contacts concaves-convexes en rouge, microfractures en bleu et chaînes de forces en jaune. D'après (Eichhubl *et al.*, 2010).

## 1.4 Les microprocessus d'initiation de la fracturation

Les microprocessus permettant la seconde classification du type de bande sont variables, allant de la simple rotation et/ou glissement de grains, jusqu'au processus de pression-dissolution, en passant par la déformation cataclastique (Zhang *et al.*, 1990, Menéndez *et al.*, 1996, Wu *et al.*, 2000, Wibberley *et al.*, 2007). Ces micro-mécanismes de déformation dépendent principalement des propriétés lithologiques et structurales de la roche.

### 1.4.1 Les glissements et rotations des grains

Lorsqu'un matériau granulaire peu induré ou peu cimenté est soumis à une contrainte, sous faible confinement, un réarrangement dans l'organisation des particules est observé (Rowe, 1962) et ce, dans un premier temps, par rotation et glissement des grains qui ne peut se faire que dans le cas où la porosité est élevée. On appelle également ces phénomènes "granular flow" (Twiss et Moores, 1992) ou "particulates flow" (Rawling et Goodwin, 2003). Dans le cas contraire, ou dans le cas d'un fort confinement, la déformation formera des fractures discrètes (Fossen *et al.*, 2007). C'est pour ces raisons que ce type de micro-mécanisme est généralement lié à l'initiation de la déformation, qui reste alors minimale, essentiellement à faible enfouissement (<1 km). Dans le cas d'une cimentation figeant les grains et empêchant toute réorganisation, la déformation va se traduire par différents types de fracturation des grains. Cependant si la pression de confinement reste faible et

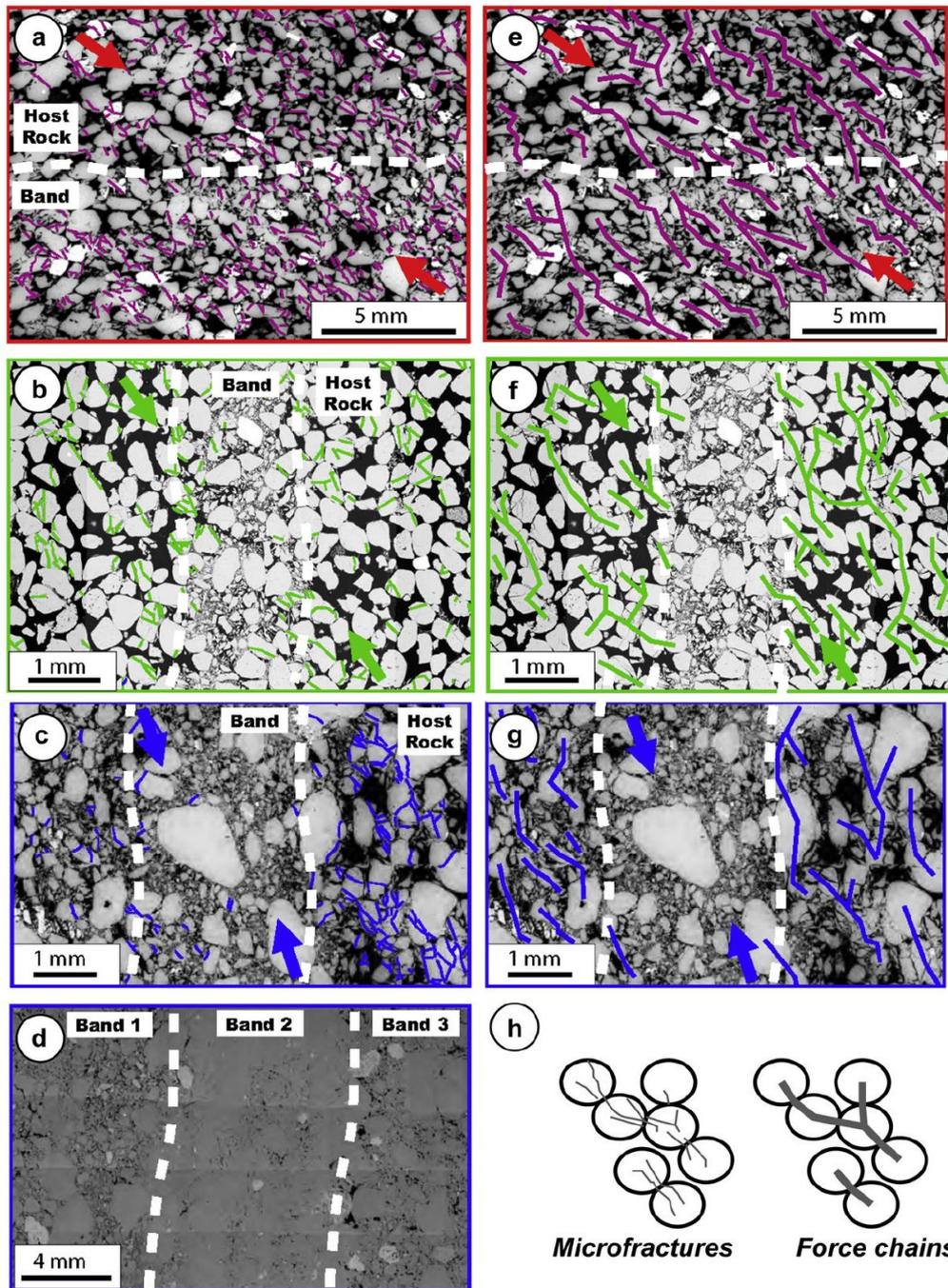


Figure: 1.13 – Images microscopiques de trois sets de bandes. (a) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de compaction à composante cisailante à jeu inverse des grès d'Uchaux. (b) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de cisaillement à composante compactive des grès d'Orange (c) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de cisaillement en régime normal des grès d'Uchaux. (d) Bande cataclastique dans un cluster de bande cisailante en régime extensif dans les grès d'Uchaux. Pas de résultat observable à cause du trop grand nombre de clastes. (e, f et g) Interprétation des chaînes de force (ou 'force chains') pour les mêmes images correspondantes (a,b et c). Détermination de la contrainte principale qui est représentée par les flèches, estimée à partir des alignements de micro-fractures et de chaînes de force. (h) Schéma explicatif sur les orientations des micro-fractures et des chaînes de force. D'après (Soliva *et al.*, 2013).

que l'on applique une contrainte cisailante suffisamment élevée (Menéndez *et al.*, 1996), il est possible de rompre les liaisons de ciment permettant à nouveau la rotation et le glissement des grains.

#### 1.4.2 La fracturation intra-granulaire

L'initiation de la fracturation à l'échelle du grain a depuis longtemps été étudiée, en montrant principalement la répartition hétérogène de la déformation associée à des orientations de fractures préférentielles (Gallagher *et al.*, 1974, Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997) et références associées. Dans ces milieux granulaires, les contraintes vont alors se concentrer sur les points de contact entre les particules pouvant former des chaînes de forces sur plusieurs particules (Gallagher *et al.*, 1974). Ces contraintes vont potentiellement entraîner la mise en place de fractures qui vont se propager à travers le grain allant parfois jusqu'à rejoindre un autre point de contact. Ce processus est appelé la "fracturation Hertzienne". Il faut donc noter que l'initiation de ces fractures intra-granulaires est alors essentiellement liée à la répartition des contacts entre les grains, impliquant les paramètres de taille, forme et tri des grains associés à leur organisation et une porosité qui reste élevée.

#### 1.4.3 La cataclase

La fracturation intra-granulaire précédemment décrite entraîne la formation de clastes, de plus petite taille, de forme généralement plus anguleuse que le grain initial. En intensifiant la fracturation, cette réduction de taille de grain va se généraliser et se localiser sur une zone de largeur réduite, formant une bande dite 'cataclastique'. Ces fragments anguleux sont soumis à des contraintes plus importantes que les grains sains, non déformés et subissent alors une re-fracturation plus intense, menant à la pulvérisation des grains après plusieurs phases de pulvérisations successives (Aydin et Johnson, 1978). Les grains fracturés vont alors être mobiles et migrer vers les espaces disponibles, représentée par la porosité, qui va ainsi baisser drastiquement (Antonellini *et al.*, 1994, Menéndez *et al.*, 1996), (Figure 1.14). L'intensité de la cataclase, qui est considérée comme fonction du rejet le long de la bande (Engelder, 1974), est définie selon la classification de Sibson (Sibson, 1977, Scholz et Cowie, 1990), qui est originellement appliquée pour les structures faillées mais récemment utilisée pour les bandes cataclastiques (Fossen *et al.*, 2007, Philit *et al.*, 2017). Elle caractérise la bande selon le pourcentage de grains de taille inférieure à 10% de la taille modale des grains dans la roche hôte. Ainsi, une bande présentant moins de 10% de grains pulvérisés (matrice cataclastique) est nommée "crush micro breccia" ; entre 10% et 50% de matrice il s'agit d'une "protocataclasite" ; entre 50% et 90% de matrice la bande est appelée "cataclasite" et enfin, les bandes dans lesquelles on retrouve plus de 90% de grains fracturés de moins de 10% de la taille modale initiale sont des "ultracataclasite".

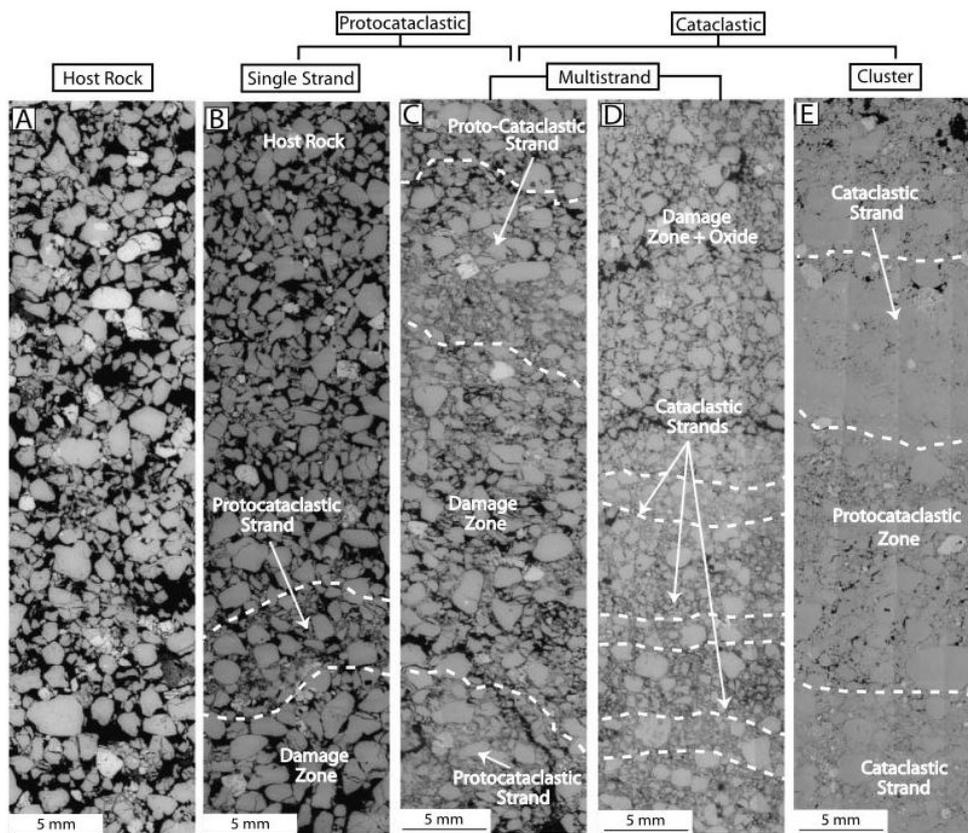


Figure: 1.14 – Mosaïques d’images de MEB de la roche hôte (A), d’un brin unique de bande (B), de brins multiples avec la zone endommagée (C et D) et d’un cluster de bande (E). On qualifie également ces bandes en fonction de l’intensité de la cataclase avec des bandes protocataclastiques (B et C) et cataclastiques (C, D et E). d’après (Ballas *et al.*, 2012).

#### 1.4.4 La fracture transgranulaire

On appelle les fractures "transgranulaires" lorsque celles-ci traversent plusieurs grains indépendamment des points de contact entre les grains, de la même façon que les fractures traversent du ciment. Cela est possible lorsque le milieu granulaire est soumis à une forte cimentation empêchant les glissements, rotations ou même les fractures intra-granulaires entraînant la cataclase. Le milieu est de cette façon devenu homogène, la porosité est réduite et le mode de déformation est différent des précédents puisque les fractures transgranulaires ne reprennent généralement pas les fractures intra-granulaires antérieures. Les particules fracturées de tailles réduites vont alors pouvoir migrer par rotation et glissement s'il reste de la porosité disponible au moment de la fracturation. La présence de pores ou de fractures semblent favoriser l'initiation ainsi que l'amortissement de ces fractures transgranulaires (Kranz, 1983).

#### 1.4.5 La pression-dissolution

Le dernier micro-mécanisme observé, et décrit ici concernant les matériaux granulaires poreux, est le processus de "pression-dissolution". Ces mécanismes, dont la mise en place est plus lente que les précédents, sont provoqués par une dissolution au niveau des points de contact entre les grains, sans former de fractures, et favorisés par des températures élevées accompagnées par une contrainte intense et sont donc susceptibles de se former à plus grande profondeur que les précédents processus (température  $<90^{\circ}\text{C}$ , soit 3km) (Walderhaug, 1996). Le matériel dissout est ensuite transporté pour finalement précipiter dans la porosité disponible. La présence de phyllosilicate va également favoriser ce processus de déformation en raison de la quantité d'eau importante que peuvent contenir ces minéraux (Fossen et Bale, 2007). Ce processus entraîne une réduction majeure de la porosité et de la perméabilité dans la zone concernée par la déformation.

Il est alors possible de généraliser le type de micro-mécanisme de déformation au sein d'une bande avec des profondeurs caractéristiques comme présenté figure 1.15, d'après (Fossen *et al.*, 2007) en comparant également avec le pourcentage de phyllosilicates.

### 1.5 Distribution spatiale des bandes de déformation

Dans la plupart des cas, les bandes de déformation observées sur le terrain se présentent sous forme de réseaux plus ou moins denses, composés d'un nombre relativement élevé de bandes, et sont plus rarement identifiées de manière isolée. Ces structures s'observent principalement dans des zones en lien avec une ou plusieurs failles, qu'elles soient à jeu compressif ou extensif, en relation avec la croissance d'un diapir, ou associées à un glissement gravitaire (Fossen *et al.*, 2007, Fossen *et al.*, 2017). La densité de bandes est souvent dépendante de la distance à la faille, si celle-ci existe (Saillet, 2009, Soliva *et al.*, 2016), et plusieurs paramètres géométriques peuvent aider à caractériser ces objets.

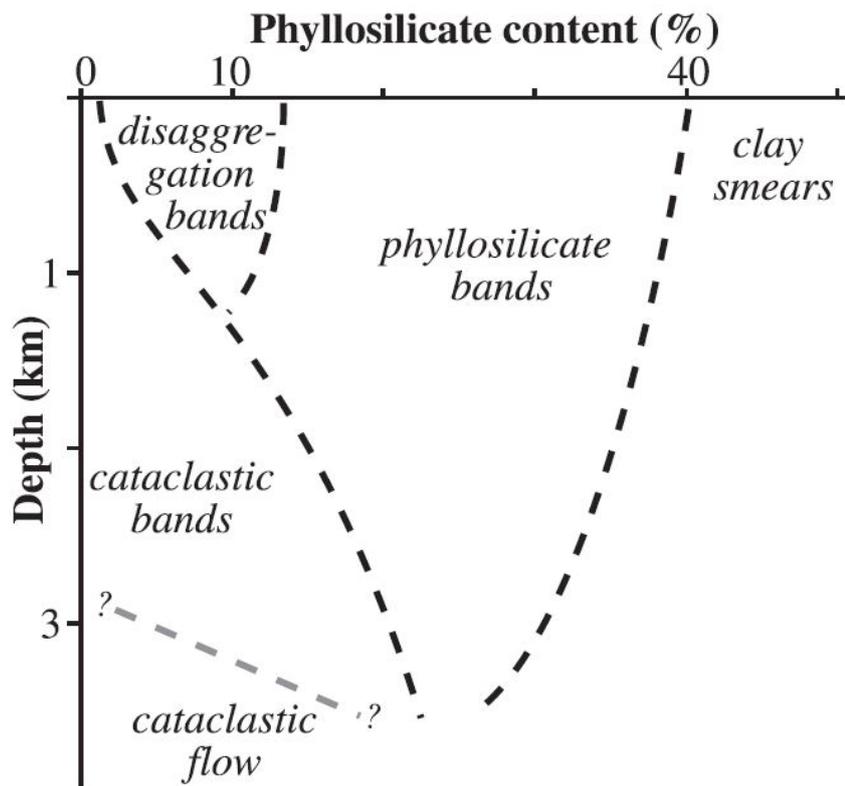


Figure: 1.15 – Schéma illustrant comment les différents types de bandes sont répartis selon le pourcentage de phyllosilicates en fonction de la profondeur. Différents facteurs supplémentaires peuvent avoir un impact sur les délimitations proposées dans ce diagramme, mais les auteurs n'ont que peu de détails sur leurs interactions réelles. Les limites dessinées représentent des transitions graduelles et doivent être considérées comme incertaines. D'après (Fossen *et al.*, 2007).

Afin de comprendre comment se distribue un réseau de bandes de déformation, plusieurs méthodes d'analyses et de relevés ont été mises en place. Une des techniques qui reste la plus couramment utilisée est la méthode du 'scan line' qui est une méthode de comptage linéaire des structures selon un axe de mesure défini (Antonellini et Aydin, 1995, Du Bernard *et al.*, 2002b, de Joussineau et Aydin, 2007, Sallet, 2009, Soliva *et al.*, 2016), la plupart du temps perpendiculairement aux structures principales (failles majeures etc. . .). Les conclusions principales obtenues à partir d'études de la distribution de bandes selon cette technique sont convergentes puisqu'elles montrent généralement que (1) la présence de bandes de déformation est associée à la présence d'une faille ou d'un plan de glissement, (2) la densité de ces structures augmente et est maximale lorsqu'on s'approche de la structure majeure et (3) il n'existe que peu de cas où l'on peut observer des bandes de déformation en dehors d'un contexte de faille. Enfin, plus récemment, Soliva et collaborateurs (Soliva *et al.*, 2016) ont compilés plusieurs données de fréquences de bandes par mètre faites en séparant les sites à bandes associées à un régime extensif ou compressif. Ces bandes et les histogrammes sont présentés (Figure 1.16). En se basant sur les travaux de Wibberley (Wibberley *et al.*, 2007) le facteur de regroupement de ces structures ou "cluster factor" a été calculé pour chacun des sites étudié (Figure 1.17). Ce paramètre réalise un écart type des fréquences de bande et permet alors de replacer chaque site dans un diagramme comparant les valeurs maximum de bandes par mètre en fonction de ce "cluster factor". La tendance obtenue sur ces 27074 bandes issues de 24, 47 et 2 sets de bandes dans les régimes respectivement inverse, normal et décrochant, montrent que les bandes en régime inverse sont plus distribuées avec une répartition plus homogène des bandes par rapport à une faille majeure. Dans le cas contraire, les bandes en régime normal montrent une distribution plus localisée autour d'une faille, avec un cluster factor plus élevé (Figure 1.17).

Ce rapprochement fait entre les bandes de déformation et les failles montrant un déplacement net sur une surface de glissement a permis de proposer un modèle d'évolution de croissance séquentielle des structures pour un matériau granulaire poreux (Aydin et Johnson, 1978, Aydin et Johnson, 1983). Dans ce cas-là, la bande de déformation comme structure isolée représente alors le stade initial de la déformation localisée. L'accumulation de la déformation va se représenter par une augmentation du nombre de bandes permettant d'accommoder la déformation (compactante, ou cisailante ou un intermédiaire de ces deux types) jusqu'à former ce qu'on appelle un "cluster" de bandes. Une telle structure peut atteindre un nombre de 100 bandes regroupées sur une très petite épaisseur (Sallet, 2009). Le stade ultime de la déformation se traduit finalement par l'apparition d'une surface de glissement. Le déplacement observé sur cette surface discrète est alors plus important que celui relevé sur les bandes de déformation. (Aydin et Johnson, 1978, Aydin et Johnson, 1983, Fossen *et al.*, 2007). Plusieurs types de structures, à plus ou moins grande échelle, peuvent être à l'origine de la mise en place d'un réseau de bandes, que ce soit en régime compressif ou extensif comme le montrent Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2017), Figure 1.18.

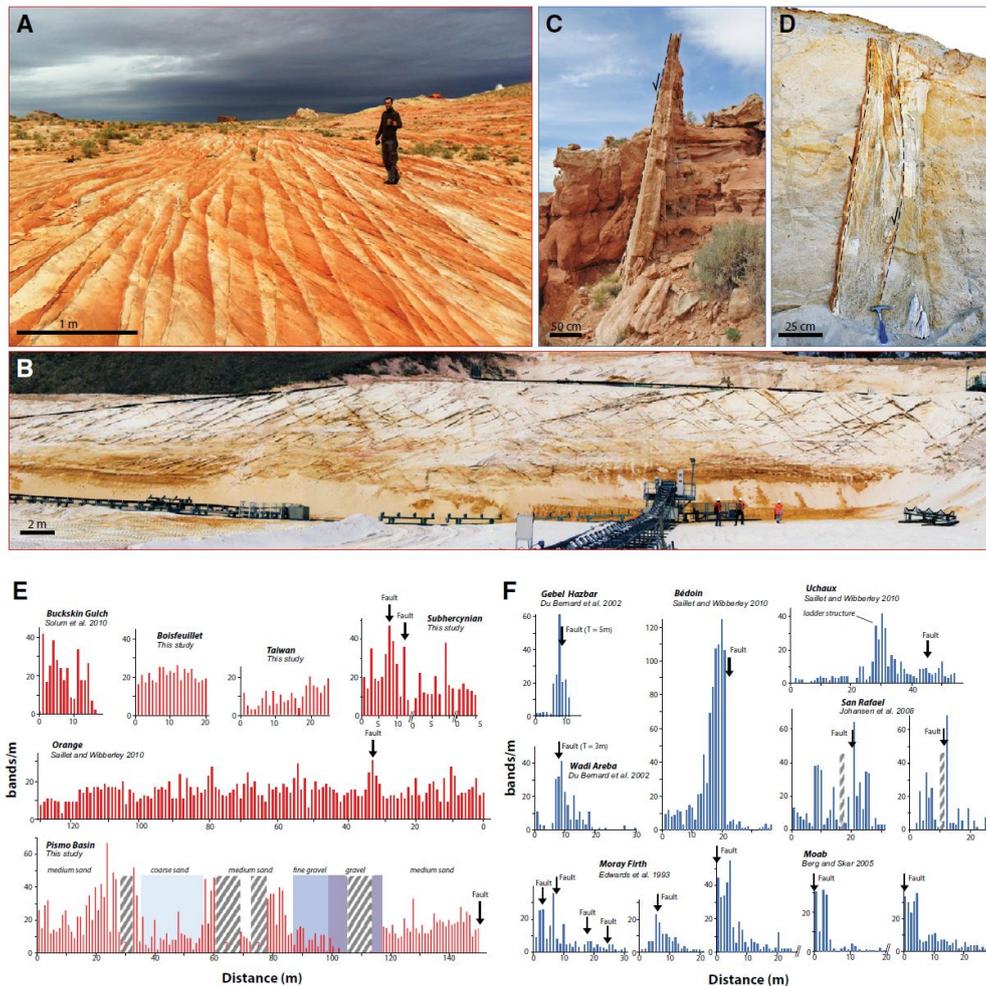


Figure: 1.16 – Exemples de géométries et de distributions spatiales de bandes de déformation formées dans le régime Andersonien inverse et normal. (A) Réseau de SECB à jeu inverse dans la Valley of Fire, Nevada, USA. (B) CSB à jeu inverse dans la carrière de Les Crans, Provence, France. (C) Groupe ou "cluster" de NSB adjacent à une faille normale près de Goblin Valley State Park, Utah, USA. (D) Cluster de NSB près de deux surfaces de glissement dans la carrière de Boncavaï, Provence, France. (E) Histogramme du nombre de bandes par mètre en fonction de la distance à la faille pour différents exemples de réseaux de bandes inverses. (F) Histogramme du nombre de bandes par mètre en régime normal. D'après (Soliva *et al.*, 2016).

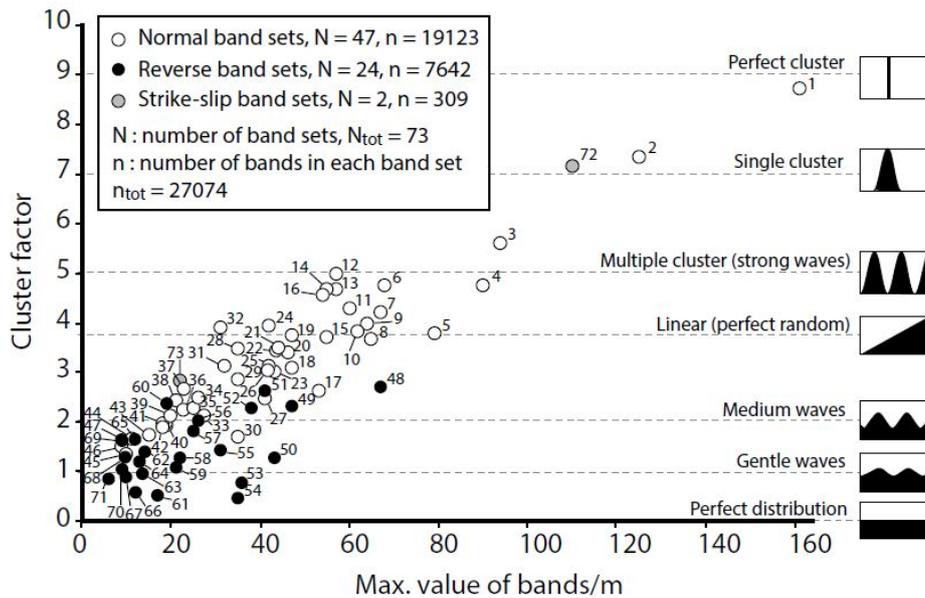


Figure: 1.17 – Synthèse des données de bandes en régime inverse (cercles noirs), normal (cercles blancs) et décrochant (cercles gris) dans un diagramme comparant le facteur de regroupement ou "cluster factor" et la valeur maximale de bandes par mètre. Une représentation schématique de la distribution est représentée à droite correspondant à une évolution de ce facteur, d'après (Soliva *et al.*, 2016).

## 1.6 Relation entre paramètres pétrophysiques de la roche hôte et déformation

Plusieurs paramètres sont aujourd'hui connus pour avoir un impact sur les propriétés structurales et pétrophysiques des bandes de déformations : la géométrie, la distribution, la porosité et la perméabilité des structures. On différenciera ici les facteurs internes au grès hôte, liés à la composition de la roche, des facteurs externes qui vont, quant à eux, jouer comme élément déclencheur de la déformation.

### 1.6.1 Facteurs internes

#### Porosité

Comme expliqué précédemment, dans les milieux granulaires la porosité est le paramètre primordial permettant la mise en place de bandes de déformation comme mode de déformation, à l'inverse de fractures nettes ou de joints observés dans les milieux peu poreux. Le seuil de porosité mis en avant par Fossen entre ces deux modes de déformation est d'environ 15% (Fossen *et al.*, 2007). Cette porosité peut varier depuis une période de dépôt, qui dans les milieux granulaires donne une porosité n'excédant pas les 45%, pour ensuite diminuer par compaction mécanique durant l'enfouissement. Celui-ci est lié au réarrangement des grains, à leur fracturation et à la migration des clastes vers les zones poreuses ("pore collapse"), ou enfin par remplissage chimique de cette porosité par

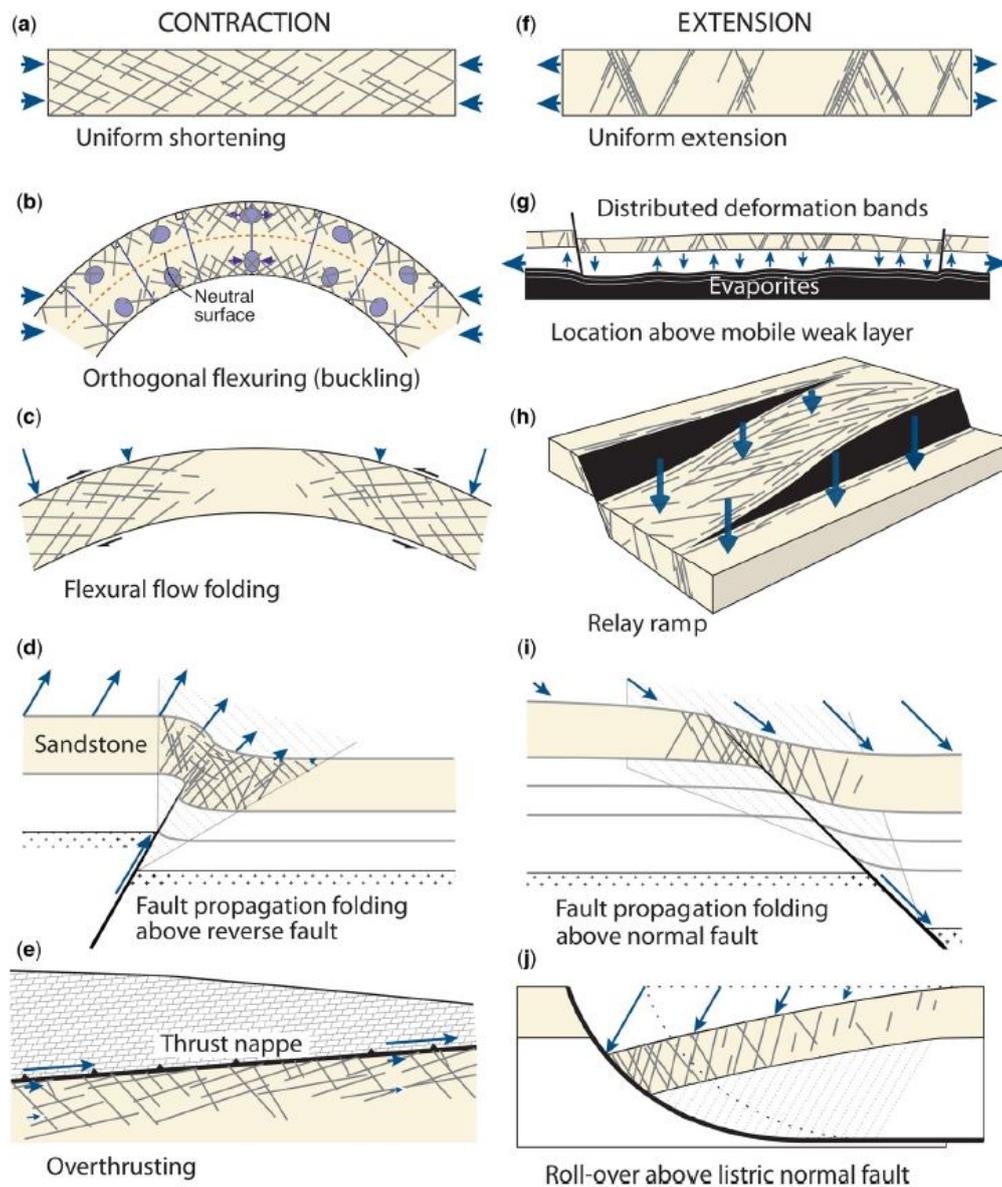
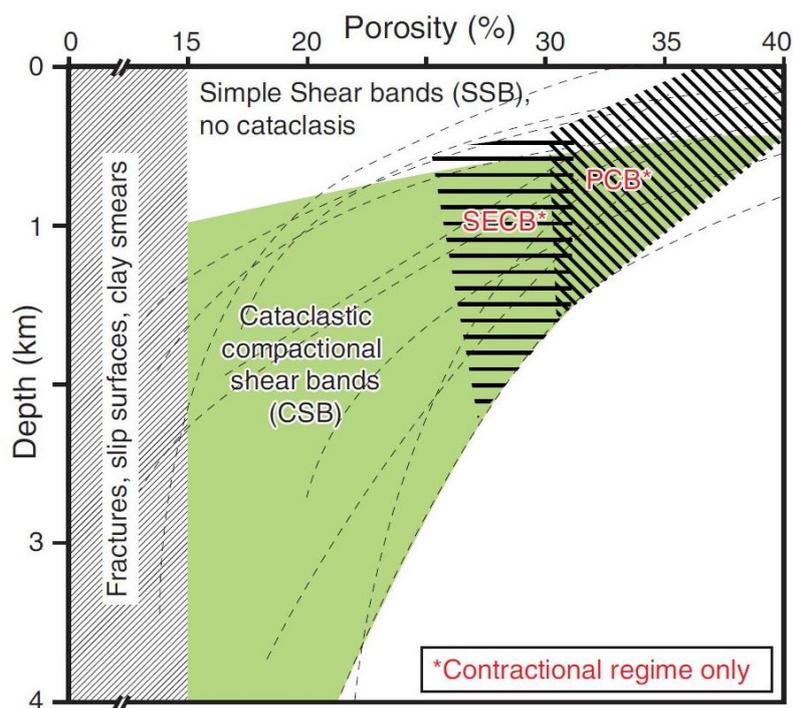


Figure: 1.18 – Série d'exemples présentant comment les structures à grande échelle vont contrôler la distribution des bandes de déformation dans un grès assez poreux pour permettre ce type de déformation. (d'après (Fossen *et al.*, 2017)).



**Figure: 1.19** – Diagramme profondeur-porosité montrant les domaines de formation des bandes purement compactantes (PCBs) et cisailantes (SECBs et CSBs) dans les roches silicoclastiques poreuses. Les courbes de porosité en fonction de la profondeur pour les grès sont indiquées par les pointillés d’après Rieke and Chilingarian (1974, p42). (Fossen *et al.*, 2017).

la circulation de fluides qui vont cristalliser et cimenter la roche pour lui donner un comportement plus homogène à la déformation lorsque la porosité devient très faible. On peut ainsi résumer la distribution générale des bandes compactantes, relativement superficielles par rapport aux bandes cisailantes qui sont formées à des profondeurs plus importantes, avec des porosités plus réduites qu’en surface (Figure 1.19), d’après (Fossen *et al.*, 2017).

### Taille des grains

Le deuxième paramètre connu ayant un impact sur le type de bande formée est la taille des grains. Ce facteur a été mis en avant par des observations sur le terrain pour lesquelles les bandes de déformation montraient des variations d’épaisseur et des changements de type de structure. En effet, c’est dans les grès les plus grossiers que les bandes de déformation sont les plus présentes, souvent sous forme de bandes compactantes, alors que les bandes cisailantes se forment dans les grès plus fins. Dans les niveaux très fins on a alors tendance à créer de la déformation représentée par des fractures ou des failles.

Au-delà de la taille des grains en général, il est aujourd’hui admis que la distribution de cette dernière joue également un rôle dans la déformation. Ainsi, une distribution étroite, c’est-à-dire un bon tri de la taille des grains, favorise la cataclase et l’initiation des bandes de compaction. Dans le cas inverse, une large distribution de tailles de grains va plutôt

entraîner la formation de bandes de désagrégation et des bandes plutôt cisailantes. Ces différences de déformation peuvent s'expliquer par le nombre de contacts entre les grains, lesquels sont impactés par le tri granulaire. Pour un sable bien trié la contrainte est distribuée de grains en grains de façon plus homogène, alors que celle-ci va préférentiellement se localiser vers les grains les plus gros pour un matériau mal trié.

Enfin, la forme de ces grains va également avoir une influence sur la localisation et le type de déformation. Moins il y a de contacts entre les grains et plus ces contacts sont petits, plus la contrainte sera élevée à chaque interface. De cette façon, puisque les grains arrondis exposent des plus petites surfaces de contacts (de la même manière que pour un bon tri de tailles des grains), la cataclase sera favorisée (Cheung *et al.*, 2012). Cela peut être observé sur le terrain lorsque les bandes de déformation recoupent des couches de grès montrant des variations de taille des grains. C'est le cas dans les formations éoliennes des grès d'Entrada sur le plateau du Colorado où les bandes sont cataclastiques dans les couches grossières et bien triées. A l'inverse, la cataclase est moins intense dans les grès plus fins et moins bien triés.

### Composition minéralogique

La minéralogie présente dans les grès peut avoir elle aussi un impact sur la déformation pour des raisons de résistance variable entre les grains de quartz qui vont plus résister que des grains de feldspath ou encore des bioclastes. Ces derniers ont même tendance à être dissous lors de la compaction (Tavani *et al.*, 2017a, Robert *et al.*, 2018). Il a été démontré qu'une forte proportion de feldspaths va favoriser la mise en place des bandes cataclastiques par rapport à des grès "purs" (Antonellini *et al.*, 1994, Wong *et al.*, 1997). Une transformation diagenétique des feldspaths (ou fragments de feldspaths) en phyllosilicates peut également influencer le type de bande formée dans les grès, et de la même façon avoir un impact sur la circulation des fluides. Une forte quantité d'argile (allogénétique ou authigénétique) va favoriser la formation de bandes de désagrégation pour des valeurs entre 5 et 15% de phyllosilicates (Fossen et Bale, 2007). Pour des quantités plus importantes, entre 15 et 40% de minéraux en feuillets, ce sont ce qu'on appelle des "bandes à phyllosilicates" qui vont se former (voir section classification des bandes par micro-mécanismes). Enfin, au-delà de ces 40% de phyllosilicates, on va former des "clay smears". Cette présence d'argiles peut drastiquement influencer et baisser la perméabilité au sein de la roche hôte (Fisher et Knipe, 2001).

### Cimentation

La cimentation des grès poreux a pour effet principal de diminuer la porosité, et ainsi, comme vu précédemment, avoir un impact considérable sur le type de bande mis en place. Si cette porosité est entièrement bouchée, dans ce cas 'chimiquement', la déformation ne se fera plus sous la forme de bande de déformation mais se traduira préférentiellement par des fentes, des fractures ou des joints. Dans le cas d'une cimentation de faible ampleur, le

réarrangement des grains sera inhibé et la déformation se fera alors sous forme de bandes cataclastiques (Menéndez *et al.*, 1996, Johansen *et al.*, 2005). La résistance du ciment va aussi avoir un rôle dans la déformation puisque la présence d'oxyde de fer va favoriser les mouvements des grains alors qu'à l'inverse, une cimentation siliceuse, plus résistante (et plus résistante qu'un ciment carbonaté) provoque la déformation cataclastique (Fossen *et al.*, 2017).

### **Lithification**

La lithification, au même titre que la cimentation, a un fort impact sur la porosité, réduisant celle-ci en lien avec l'enfouissement, mais de façon 'physique'. Cette compaction du matériau hôte augmente avec la profondeur par un accroissement de la pression de confinement. Il est également difficile de dissocier la compaction de la diagénèse et donc d'un remplissage de la porosité par un ciment. En surface, peu après le dépôt, la porosité est donc généralement élevée et le grès n'est pas, ou peu cimenté. La déformation peut alors se traduire par des mouvements des grains et donc par la mise en place de bandes de désagrégation. Avec la forte porosité ce sont les bandes de compaction qui vont potentiellement se former à des profondeurs relativement superficielles (entre 0 et 1.5 km pour des porosités entre 30 et 40%, (Fossen *et al.*, 2017)). Avec l'enfouissement, la porosité décroît car les grains se réarrangent pour trouver un état d'équilibre, la température augmente et les fluides vont cristalliser pour faire à nouveau diminuer la porosité. Cette dernière peut également être impactée par une première phase de déformation sous forme de bande qui entraînerait une réduction de la taille des grains qui iraient boucher à leur tour la porosité (phénomène de "strain hardening"). À des profondeurs plus élevées la déformation se traduira préférentiellement par de la cataclase puisque le mouvement des grains ne peut se faire. Mais il n'est pas impossible de former des bandes cataclastiques à des profondeurs très faibles, parfois inférieures à 100 mètres (Cashman et Cashman, 2000, Kaproth *et al.*, 2010). Cela étant lié à une légère cimentation des grains sous faible compaction. En effet, des chaînes de forces localisées vont se former préférentiellement dans les matériaux peu compactés alors qu'elles sont plus distribuées dans les matériaux plus lithifiés (Estrada *et al.*, 2008).

### **Pression de fluide**

Dans les grès poreux, il n'est pas rare d'observer la présence de fluide qui a pu circuler ou qui circule encore dans les réservoirs, que ce soient des eaux, des gaz ou des huiles. Ce fluide et plus exactement la pression de fluide, est un paramètre qui va pouvoir avoir un rôle inverse à celui de l'enfouissement en réduisant la contrainte effective pouvant entraîner la formation de bandes de désagrégation à des profondeurs plus importantes que la normale. Dans certains cas, des phénomènes de surpression de fluide peuvent rendre la contrainte minimum négative, et ainsi engendrer la formation de bandes de dilatation (Fossen *et al.*, 2017).

### 1.6.2 Facteurs externes

#### Enfouissement

Dans un premier temps, avant de parler de contrainte tectonique liée à une compression ou une extension, l'enfouissement est un facteur externe qui va potentiellement modifier les paramètres internes propres à la roche encaissante, ayant un impact sur la porosité et dans la lithification du matériau. Comme expliqué précédemment, cet enfouissement va dans le même temps ajouter une pression de confinement qui évoluera en fonction de la profondeur. Au cours de l'évolution de l'enfouissement d'un grès poreux il n'est donc pas anodin de pouvoir observer différents sets de bandes qui ont donc pu être formés lors de différents épisodes et à différentes profondeurs, alors que les paramètres internes de la roche ont pu varier.

Ainsi, en règle générale, les bandes de désagrégation vont se former à faible enfouissement. La pression de confinement étant relativement faible la déformation se fera préférentiellement par mouvement et rotation des grains. À l'inverse, les bandes cataclastiques se forment préférentiellement à des profondeurs plus importantes : au-delà de 1 km de profondeur. À des profondeurs encore plus importantes, le confinement est tel que des phénomènes de pression-solution entre les grains peuvent être observés. L'augmentation de la température est également indispensable à la mise en place de ce phénomène avec des valeurs nécessaires au-delà de 90°C correspondant à une profondeur d'environ 3 km.

#### Contexte tectonique

La contrainte tectonique, ajoutée au confinement de la roche lié à l'enfouissement, va permettre l'initiation potentielle de la déformation. Dans le cas des bandes de déformation, ce sont les orientations de ces structures qui vont varier selon les orientations du champ de contrainte (Figure 1.20). Comme expliqué en début de chapitre, les bandes purement compactantes s'orientent perpendiculairement à la contrainte principale, et les bandes plus ou moins cisailantes sont obliques à celles-ci. Dans le cas d'un contexte extensif la contrainte principale ( $\sigma_1$ ) est verticale, ainsi les bandes compactantes potentiellement formées seront horizontales. À l'inverse, dans un contexte compressif, les bandes compactantes seront verticales et perpendiculaires à une contrainte maximale, ici horizontale. Il en est de même pour les bandes cisailantes qui vont présenter des orientations différentes selon le régime tectonique à l'origine de leur mise en place. Les bandes cisailantes présentent généralement des plans conjugués avec un angle variable, généralement autour de 30° par rapport à la contrainte principale. La variation de cet angle est liée aux paramètres internes de la roche hôte, formant des bandes plus ou moins cisailantes et plus ou moins compactantes (ou dilatantes dans des cas plus rares). Un autre paramètre en jeu est la distribution de ces bandes, comme présenté dans la section portant sur la distribution spatiale des bandes, plus localisées en régime extensif et plus présentant une distribution plus homogène dans un régime compressif.

Il est à noter que de rares cas de bandes en contexte décrochant ont été observées

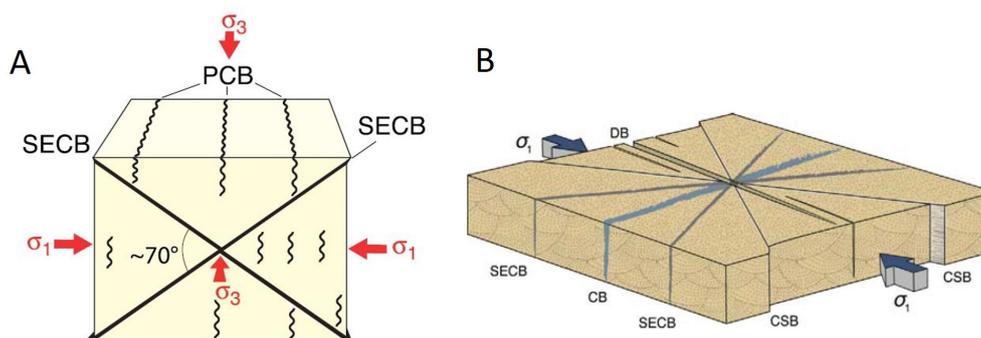


Figure: 1.20 – Orientations des bandes de déformation par rapport à un champ de contrainte. (A) D’après (Fossen *et al.*, 2015). (B) D’après (Klimczak *et Schultz*, 2013).

Paramètres	Mvmt des grains → Cataclase
Prof. d'enfouissement	Superficiel → Profond
Lithification	Inconsolidé → Bien compacté
Pression de fluide	Forte → Faible
Résistance du ciment	FeO(OH) (faible) → CaCO <sub>3</sub> → SiO <sub>2</sub> (fort)
Arrondis des grains	Anguleux → Arrondis
Tri des grains	Mauvais → Bon
Minéralogie (résistance des grains)	Forte → Faible
Teneur en phyllosilicates	Importante → Nulle
Régime tectonique	Extension → Compression

Figure: 1.21 – Facteurs internes et externes influençant le degré de cataclase pour les bandes de déformation (modifié d’après (Fossen *et al.*, 2017)).

(Eichhubl *et al.*, 2010) présentant des orientations de bandes encore une fois spécifiques au régime en question, mais la distribution des bandes dans ce contexte n’est pas décrite dans la littérature. On peut résumer l’impact des différents facteurs, internes ou externes, sur l’intensité de la micro-déformation par la figure 1.21.

## 1.7 Impact des bandes de déformation sur la circulation des fluides

En se basant sur la compilation de données de perméabilité dans les grès déformés présentés par Ballas (Ballas *et al.*, 2015), nous pouvons aujourd’hui donner des caractéristiques générales au sujet de l’impact des bandes de déformation sur la circulation des

fluides. Les bandes de déformation, de manière générale, montrent une réduction de la porosité dans la zone déformée. Cette porosité réduite va avoir un impact sur la circulation des fluides et va compartimenter la roche potentiellement réservoir, et peut canaliser ou dérouter le flux de fluide circulant dans la roche (Figure 1.22).

### 1.7.1 Intensité de la cataclase

Il a été montré, dans un premier temps, que plus la cataclase est intense plus la perméabilité est réduite. Comme vu précédemment, un grand nombre de paramètres internes et/ou externes peuvent être à l'origine de la relative comminution de la roche. Les bandes de compaction et de cisaillement présentant une cataclase peu intense, sous forme de "crush microbreccia", ne vont pas former de réelle barrière à la circulation des fluides, avec seulement 15,3% de ces bandes présentant une baisse de la perméabilité de plus de deux ordres de grandeur. Pour les bandes cataclastiques l'impact est plus important, en effet c'est plus de 36% de ces bandes qui vont abaisser la perméabilité de deux ordres de grandeur ou plus. Dans le cas de la formation de cluster de bandes, présentant une cataclase très intense, c'est environ 60% de ce type de déformation qui présente une réduction de la perméabilité de plus de deux ordres de grandeur. Cette valeur est portée à près de 92% pour les bandes avec surface de glissement, formant alors une barrière à la circulation des fluides. Cependant ces bandes forment un chemin préférentiel à la circulation des fluides parallèle à la bande, le long de la surface de glissement. Enfin, dans le cas extrême du cœur de faille, présentant généralement une déformation ultracataclastique, c'est 68.3% de ces failles qui vont montrer une baisse de la perméabilité de plus de deux ordres de grandeur. Ces dernières présentent une des valeurs moyennes la plus élevée de tous les types de structures calculée de contraste de perméabilité pour des valeurs de réduction de perméabilité maximale de 6 à 7 ordres de grandeur (Figure 1.23).

### 1.7.2 Contexte tectonique

Les données compilées dans cette étude ont permis l'étude de l'impact du régime tectonique sur la variation de perméabilité entraîné par les bandes de déformation mises en place. Ainsi, les auteurs ont pu observer que les bandes formées en régime normal avaient un plus fort impact sur la perméabilité que les bandes formées en régime compressif. En effet, 56% des bandes en régime normal vont réduire la perméabilité de deux ordres de grandeur ou plus, contre 26% pour les bandes en régime compressif. À noter que les résultats de perméabilité des bandes obtenues en régime décrochant n'ont pas été présentés par manque de données pour ce régime. Dans un second temps, ces données sont étudiées en fonction de la formation des bandes liées à la présence d'une faille majeure (inverse ou normale) ou en l'absence d'une faille. La première catégorie de bande montre une réduction de perméabilité plus importante que la seconde catégorie. Cela s'explique par la localisation préférentielle des bandes en régime extensif autour des failles normales majeures, formant ainsi plus facilement des clusters ou des surfaces de glissement ayant un

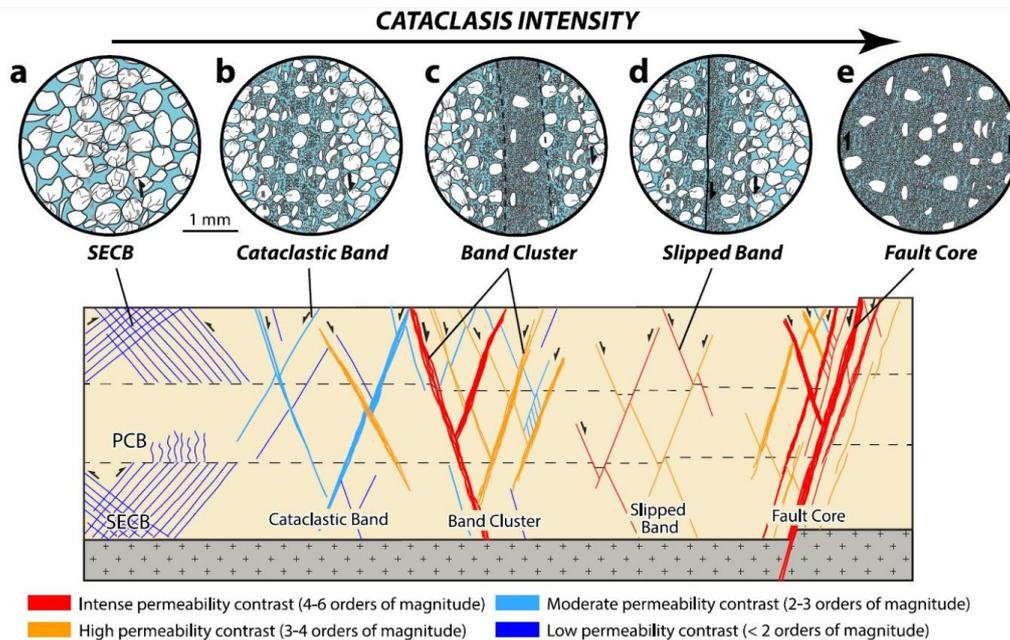


Figure: 1.22 – Modèle schématique représentant l'influence de la cataclase dans les bandes de déformation et cœur de faille sur la perméabilité. (a) Bandes de compaction pure et bandes de compaction à composante cisailante présentant une intensité de cataclase faible. (b) Bandes cataclastiques. (c) Cluster de bandes. (d) Bande cataclastique avec surface de glissement. (e) Cœur de faille avec cataclase très intense. (Ballas *et al.*, 2015).

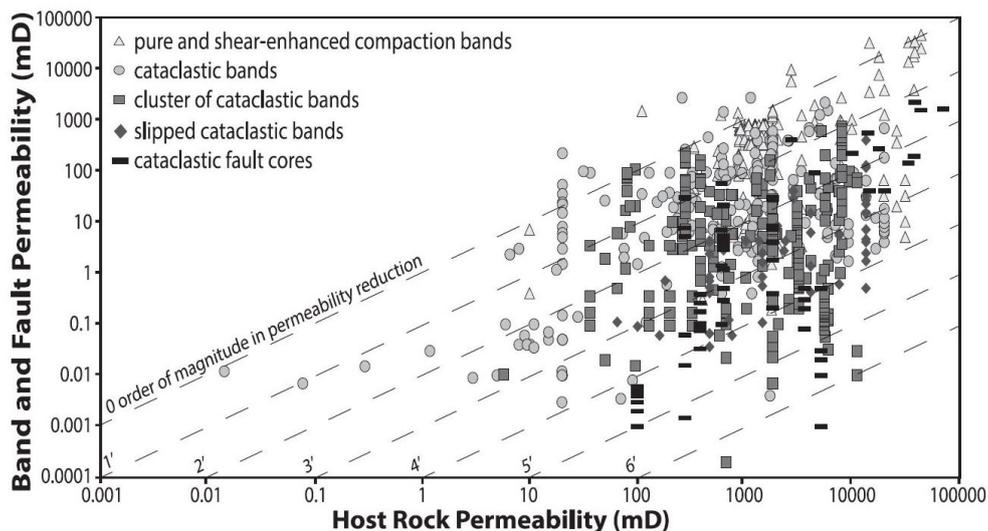


Figure: 1.23 – Graphique présentant les valeurs de perméabilité de différents types de bandes de déformation en fonction de la perméabilité de la roche hôte, (Ballas *et al.*, 2015).

rôle important dans la diminution de perméabilité comme vu dans le paragraphe précédent. À l'inverse, les bandes de déformation formées sans lien direct avec une faille majeure vont être principalement des bandes en contexte compressif, présentant des structures à faible intensité de cataclase et donc avec une faible réduction de la porosité.

### 1.7.3 Enfouissement

La suite de l'étude concerne l'enfouissement et définit trois catégories qui sont les suivantes : (1) enfouissement superficiel (inférieur à 1 km de profondeur), (2) enfouissement modéré (entre 1 et 3 km de profondeur) et (3) enfouissement profond (pour les bandes formées à plus de 3 km de profondeur). Cet enfouissement variable sous-entend une lithification différente selon la profondeur de déformation qui va avoir un rôle sur le type de bande formée (Figure 1.24). Dans ce cas-là, c'est pour les bandes formées sous enfouissements modérés que la réduction de perméabilité va être la plus importante. Un enfouissement faible induit une pression de confinement faible et favorise le réarrangement des grains et la formation de bandes de désagrégation ayant un faible impact sur la perméabilité. À l'extrême inverse, un enfouissement profond entraîne une matrice déjà réarrangée, et potentiellement une porosité déjà bien réduite par la compaction et la cimentation avec une augmentation de la température pouvant générer des contacts de grains présentant de la pression solution. La perméabilité est alors relativement faible et n'est donc que légèrement impactée par la formation de bandes montrant pourtant une forte intensité de cataclase à ces fortes profondeurs. C'est pour ces raisons que l'enfouissement intermédiaire, considéré comme modéré entre 1 et 3 km de profondeur, est celui dans lequel on observe les bandes avec la plus importante réduction de perméabilité (jusqu'à six ordres de grandeur).

### 1.7.4 Porosité de la roche hôte

Le rôle de la porosité est plus complexe à explorer, dû en grande partie à son évolution peu évidente à contraindre au cours de l'enfouissement, et relativement à différents épisodes de formation. Les observations reflètent l'état de la roche après tout événement de compaction/décompaction, déformation, cimentation... ne représentant pas l'état de la roche au moment de la déformation. Ces résultats, qui sont donc à prendre avec précaution, sont présentés selon trois catégories qui sont : (1) la faible porosité (<15%) (2) la porosité intermédiaire (entre 15 et 25%) et (3) la forte porosité (au-delà de 25%). Les résultats sont assez variables et ne montrent pas de tendance très claire. On peut néanmoins retenir que les données concernant les bandes formées dans les grès à faible porosité restent assez faibles, montrent principalement de la déformation cataclastique et peu de réarrangement de grains (plus favorablement formés à forte porosité). Dans les grès à porosité intermédiaire, la réduction de perméabilité est de manière générale plus faible. Cela peut s'expliquer également par des mesures sur des bandes de désagrégation qui sont plus présentes dans ces grès. Enfin, dans les grès les plus poreux, c'est près de 50% des mesures qui montrent une réduction de la perméabilité de plus de deux ordres de grandeur, soit la

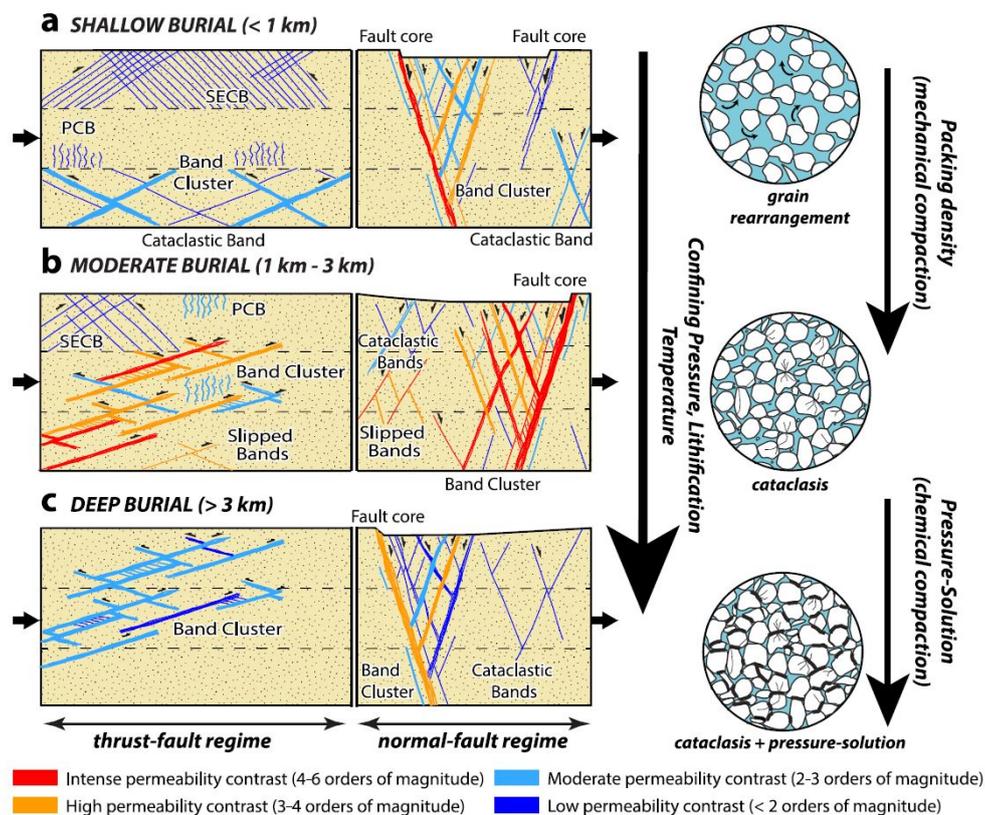


Figure: 1.24 – Modèles schématiques présentant les contrastes de perméabilité dans les grès induits par les bandes de déformation et les failles à différents enfouissements. (a) Enfouissement superficiel (<1km). (b) Enfouissement modéré (entre 1 et 3 km). (c) Enfouissement profond (>3 km). (Ballas *et al.*, 2015).

catégorie la plus propice à la formation de barrière à la circulation de fluide. Ces résultats sont également à mettre en corrélation avec le régime tectonique en place, la localisation ou non d'une faille majeure et l'enfouissement de la formation.

### 1.7.5 Taille et distribution des grains

Contrairement à la porosité, l'étude de l'impact de la taille et du tri des grains sur la perméabilité est plus fiable puisque la taille des grains ne varie pas dans le temps si on se fie à la partie non déformée (la partie déformée peut présenter de la cataclase et donc une réduction de la taille des grains) et si on ne prend pas en compte les potentielles surcroissances qui sont généralement détectables. Ici, quatre groupes ont été définis premièrement par taille : (1) les grains grossiers ( $>0.375$  mm de diamètre) et (2) les grains fins ( $<0.375$  mm de diamètre), puis par distribution des grains avec (3) les grès bien triés et (4) les grès mal triés (Figure 1.25). Les résultats classés selon ces critères ne montrent pas de réelle différence de réduction de perméabilité selon la taille des grains dans le grès. Seules les très grandes réductions de perméabilité ( $<3$  ordres de grandeur) sont légèrement plus fréquentes dans les grains grossiers. Ceci est dû à leur faculté à former plus facilement des surfaces de glissement contrairement aux grains fins qui, quant à eux, vont à l'inverse former plus souvent des coeurs de faille. Une faible distribution de taille des grains (soit un bon tri) va entraîner plus aisément la formation de bandes cataclastiques, tandis qu'un mauvais tri va préférentiellement générer un réarrangement des grains et avoir alors un impact moins important sur la perméabilité. Les paramètres internes au grès hôte vont agir comme des facteurs secondaires pouvant influencer la réduction de la perméabilité, alors que les paramètres externes tels que la proximité d'une faille majeure, le régime de déformation ou encore l'enfouissement vont contrôler directement le type de bande formée.

Après avoir défini les bandes de déformation en tant qu'objet singulier ou en réseau et des différents paramètres internes et externes nécessaires à la compréhension de ces structures, de leur formation et de leur impact respectif sur la circulation des fluides, il faut replacer ces bandes de déformation dans leur contexte de déformation régionale. Dans la suite de cette présentation, nous nous intéresserons à la mise en place de ces structures en relation avec le développement d'un bassin d'avant pays et la génération de plis et de la fracturation, en présentant les différentes étapes de la représentation et la détermination de la déformation depuis les aspects précoces jusqu'au bassin déformé.

## 1.8 Expression de la déformation dans les bassins d'avant pays

### 1.8.1 Le concept de Layer-Parallel Shortening (LPS)

Une bonne compréhension de la dynamique des chaînes plissées nécessite des études pouvant être menées selon différentes approches et à différentes échelles. De cette façon, il

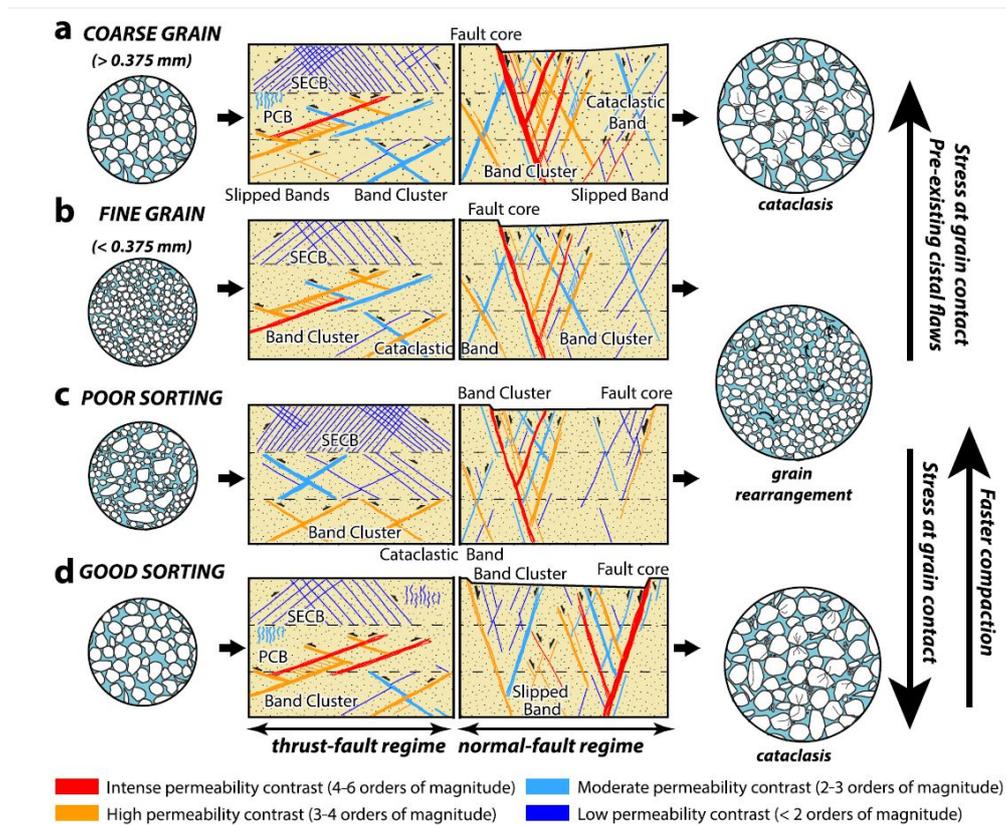


Figure: 1.25 – Modèles schématiques montrant l’influence des caractéristiques du grès hôte sur le contraste de perméabilité induit par les bandes de déformation et failles. Exemples en régime compactant à gauche et extensif à droite. (a) Grès à grains grossiers. (b) Grès à grains fins. (c) Grès mal trié. (d) Grès bien trié. (Ballas *et al.*, 2015).

est nécessaire d'être en mesure de déduire la déformation à l'échelle du grain, pour comprendre la direction et l'intensité de la déformation et comparer cette "petite déformation" (Lacombe et Mouthereau, 1999) avec la déformation à l'échelle régionale, pour enfin remonter de cette déformation jusqu'à la dynamique des plaques et les forces aux limites. Dans cette étude nous nous intéresserons à la description de la déformation à petite échelle qui sera comparée à la déformation régionale de notre zone d'étude. Ce qui nous permettra de définir le type de micro-structures et la cinématique de formation responsable de la mise en place des bandes de déformation étudiées dans le bassin de Tresp. Le terme de 'Layer-Parallel Shortening' est utilisé pour décrire l'assemblage des structures produites pendant un raccourcissement orienté parallèlement aux couches géologiques qui se mettent en place avant l'apparition de la déformation macroscopique. Il a été montré dans différentes études et expérimentations analogiques qu'une bonne partie du raccourcissement total subi par un bassin est accommodé par le LPS. Dans des résultats obtenus pour l'exemple des Pyrénées espagnoles, et à partir d'analyses d'empreintes de gouttes de pluie et de terriers déformés, Koyi et collaborateurs (Koyi *et al.*, 2003) proposent qu'entre 16 et 23% du raccourcissement soient accommodés par le LPS, alors que seulement 6 à 10% du raccourcissement total seraient accommodés par le plissement. Les différents résultats de modélisations analogiques démontrent également des variations spatiales et temporelles de ce LPS, qu'on ne peut donc pas caractériser comme un phénomène homogène. La prise en compte de ces hétérogénéités dans la distribution de la déformation, même de relativement faible intensité, et des diminutions de volumes associés, est capitale pour mettre en évidence l'état d'endommagement des roches, potentiellement réservoirs, dans le but de contraindre au mieux l'anisotropie des propriétés pétrophysiques.

Cette déformation parallèle aux couches, qui s'installe de façon précoce dans la mise en place d'un avant pays déformé, entraîne alors des modifications pétrophysique visibles presque uniquement à l'échelle du grain. La réduction du volume et de la porosité, accommodant ainsi une partie de la déformation régionale, représente une phase non négligeable pour le développement des structures majeures, mais également des familles de fractures postérieures ou syn-plissement (Tavani *et al.*, 2015) (Figures 1.26 et 1.27). Il existe plusieurs méthodes permettant d'identifier la ou les directions de ce raccourcissement précoce. L'anisotropie de susceptibilité magnétique en est l'une d'entre elles.

### 1.8.2 L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

L'anisotropie de susceptibilité magnétique est une des méthodes les plus couramment utilisées pour définir des directions de raccourcissement, et pour distinguer des fabriques liées à la déformation de fabriques purement sédimentaires lorsque le faciès est favorable. De plus, l'ASM reste efficace dans le cas d'une déformation trop faible pour être macroscopiquement observable. La microstructure d'une roche sédimentaire présente toujours une ou plusieurs caractéristique(s) d'anisotropie liée(s) à la forme, l'orientation préférentielle ou à l'arrangement de ses éléments constitutifs, y compris en l'absence de déformation tec-

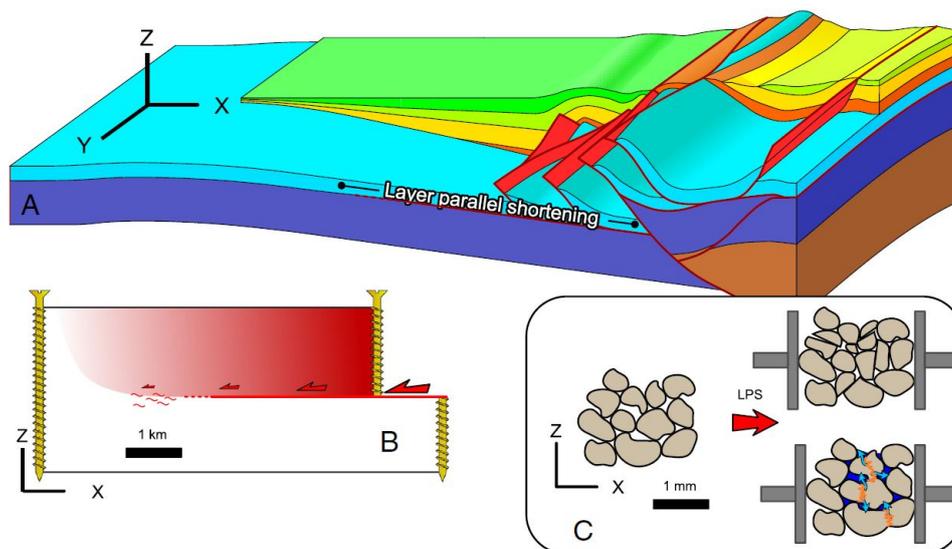


Figure: 1.26 – A. Coupe schématique d’un avant pays et localisation de la zone en raccourcissement parallèle aux couches (LPS), en dessous et en avant des plis et chevauchements. B Schéma explicatif montrant comment le LPS accomode la déformation par un déplacement décroissant en allant vers le bassin, le long d’un décollement parallèle aux couches. C. Explications de l’accommodation par les mécanismes d’échelle microscopique. Une diminution du volume et de la porosité sont à noter. D’après (Tavani *et al.*, 2015)

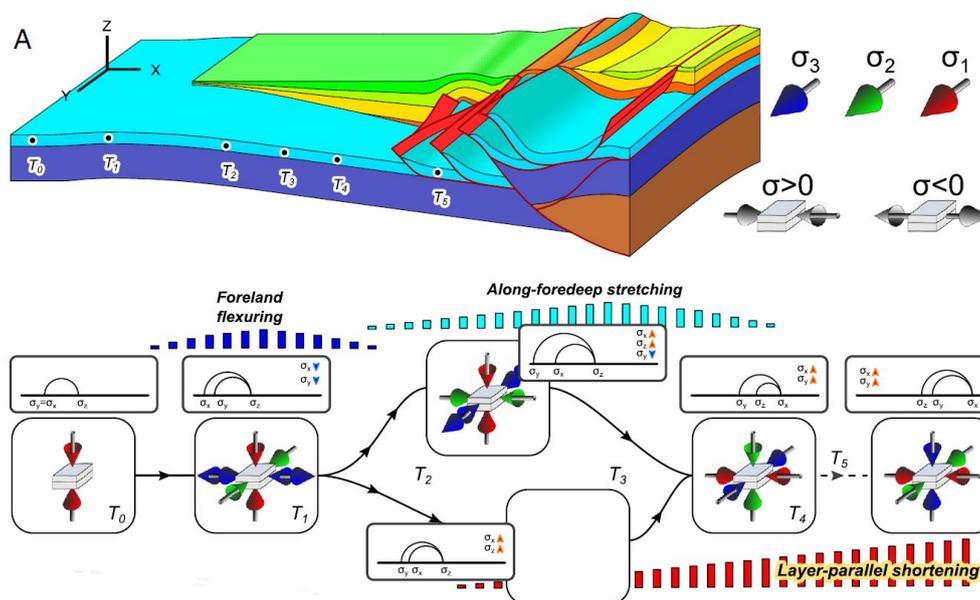
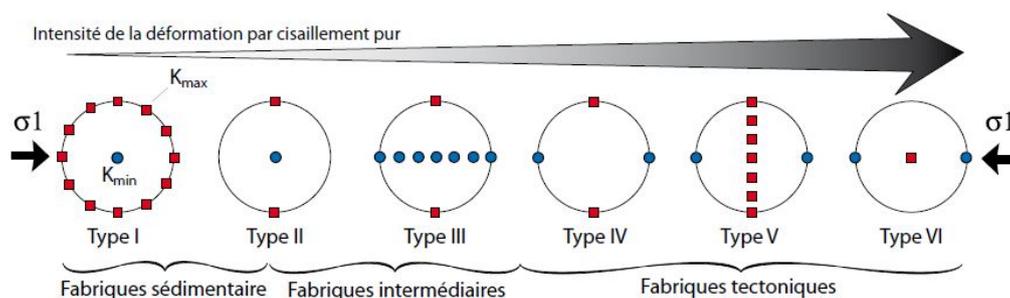


Figure: 1.27 – Résumé de l’évolution typique des contraintes pendant le développement d’un bassin d’avant pays déformé, ici avant la mise en place des chevauchements, d’après (Tavani *et al.*, 2015).



**Figure: 1.28** – Schéma d'évolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation selon une orientation horizontale de la déformation principale, d'après (Frizon de Lamotte *et al.*, 1997, Souque *et al.*, 2002)

tonique. De manière générale, on définit différents types de fabriques caractérisés dans les roches sédimentaires (King et Rees, 1966, Saint-Bezar *et al.*, 2002, Louis *et al.*, 2006, Robion *et al.*, 2007).

La fabrique originelle (ou sédimentaire), notée **Type I**, est acquise durant le dépôt des sédiments et est principalement soumise à une compaction verticale.

Les fabriques intermédiaires, notées **Type II** et **Type III**, montrent une évolution depuis la fabrique originelle vers un raccourcissement horizontal, lorsque les couches sont encore horizontales, liées donc au LPS.

Enfin la fabrique purement tectonique, notée **Type IV**, est entièrement 'retravaillée' par cisaillement simple avec un fort gradient de déformation et une rotation des contraintes.

La transition est diffuse entre ces fabriques et induit une notion de superposition entre elles. La déformation finie d'un matériau peut provenir d'une combinaison de toutes les contraintes que ce matériel a subit depuis son dépôt, ou ne présenter que sa dernière, qui, par son intensité, a réorganisé tous les précédents marqueurs.

La méthodologie de l'étude de la fabrique magnétique est présentée en Annexe A.

### Les fabriques sédimentaires

Si l'on met à part un dépôt des roches sédimentaires lié à un courant, les grains détritiques vont dans un premier temps présenter une organisation préférentielle qui va s'effectuer sous la forme de plans. Cette organisation va être représentée par une susceptibilité maximum ( $K_{max}$ ) horizontale et sans orientation préférentielle, ainsi qu'une susceptibilité minimum ( $K_{min}$ ) en pôle de stratification.

### Les fabriques intermédiaires

La déformation tectonique a pour premier effet d'aligner les axes  $K_{max}$  perpendiculairement à la direction de raccourcissement, créant une linéation magnétique (Kissel *et al.*, 1986b, Lowrie et Hirt, 1987, Lee *et al.*, 1990). Ce phénomène peut être lié à une réorientation des minéraux constitutifs de la roche, mais peut aussi être une conséquence de la linéation d'intersection entre le plan de stratification et un plan de schistosité vertical non exprimé macroscopiquement. La fabrique sédimentaire reste marquée par le maintien des

axes  $K_{min}$  en pôle de stratification (Figure 1.28). Ces fabriques magnétiques peuvent aussi être le résultat d'une fabrique sédimentaire dans le cas où les sédiments ont été orientés parallèlement à la linéation sous l'effet d'un courant perpendiculaire à cette linéation.

Les fabriques plus évoluées, avec une déformation plus importante, vont progressivement montrer une rotation des axes  $K_{min}$  et axes  $K_{int}$  depuis une position en pôle de litage jusqu'à une direction parallèle au raccourcissement.

### Les fabriques tectoniques

Pour une déformation encore plus importante, on entre dans un domaine de roche très déformées, parfois métamorphisées dans lequel la fabrique sédimentaire a progressivement disparue. On parle de fabrique purement tectonique dès que la foliation magnétique devient perpendiculaire ou oblique à la stratification (Figure 1.28). L'étude de la fabrique magnétique donne alors la direction de raccourcissement qu'il est possible de comparer avec des observations macro-structurales sur des orientations de fractures, de débits de roches, de micro-failles et de tectoglyphes.

### Applications

Les données d'ASM obtenues dans des études de la déformation de bassins d'avant pays plissé ont globalement montré que la séquence type de succession de fabriques magnétiques se retrouve à partir de l'avant pays peu déformé, évoluant progressivement vers des fabriques intermédiaires, puis tectoniques vers l'intérieur de la chaîne (Averbuch *et al.*, 1992, Bakhtari *et al.*, 1998, Sagnotti *et al.*, 1998, Aubourg *et al.*, 1999, Parés *et al.*, 1999, Parés et van der Pluijm, 2002b, Saint-Bezar *et al.*, 2002, Aubourg *et al.*, 2004, Robion *et al.*, 2012) (Figure 1.29). Cette succession a notamment été mise en évidence dans le massif des Corbières, depuis le monoclinale du bassin du Minervois jusqu'au front nord du massif du Mouthoumet (Figure 1.30). Grâce à ces résultats d'ASM, et des comparaisons avec des études avec le réseau de fractures, de microstructures et d'anisotropie d'ondes P (Louis *et al.*, 2006), la chronologie d'acquisition de la déformation interne a pu être établie. Ce qui a démontré que la distribution des microstructures (type "microcracks") se met en place au fur et à mesure de l'évolution de la structure, alors que les fabriques magnétiques et les données d'acoustiques donnent un plan moyen de déformation. L'ensemble de ces données font apparaître le rôle fondamental de la déformation interne acquise précocement, antérieurement au plissement. Toute cette préstructuration tectonique de la roche est susceptible d'être reprise lors de la phase de plissement, comme c'est le cas localement pour cet exemple Nord-Pyrénéen.

#### 1.8.3 Plissements et fracturations

Lors de la phase de plissement, les formations peuvent être endommagées à différents instants de la formation des plis ou de la croissance de failles plus ou moins importantes.

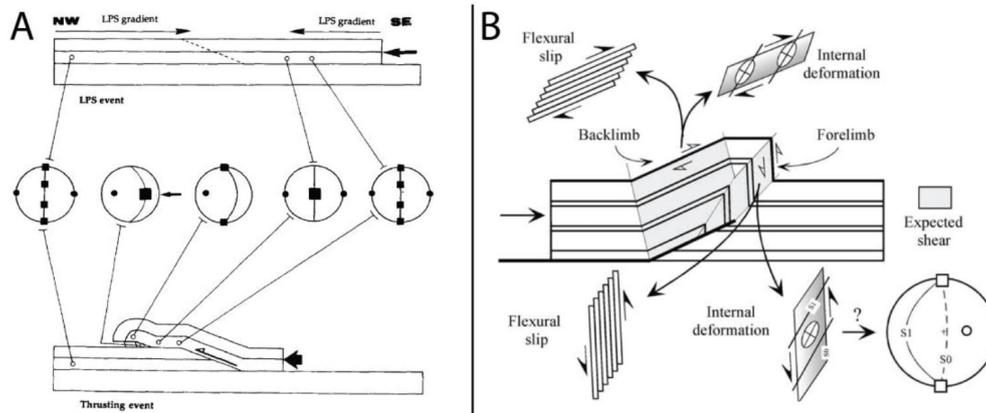


Figure: 1.29 – Evolution des relations entre la fabrique magnétique et la déformation : (A) Modèle d'évolution des fabriques magnétiques d'une rampe située dans un matériel ayant au préalable subi un raccourcissement parallèle à la stratification (LPS), pli de Lagrange, (Averbuch *et al.*, 1992). (B) Modèle évolué par rapport à (A) avec ajout de l'étude structurale autour de la formation d'un pli de propagation (Saint-Bezar *et al.*, 2002).

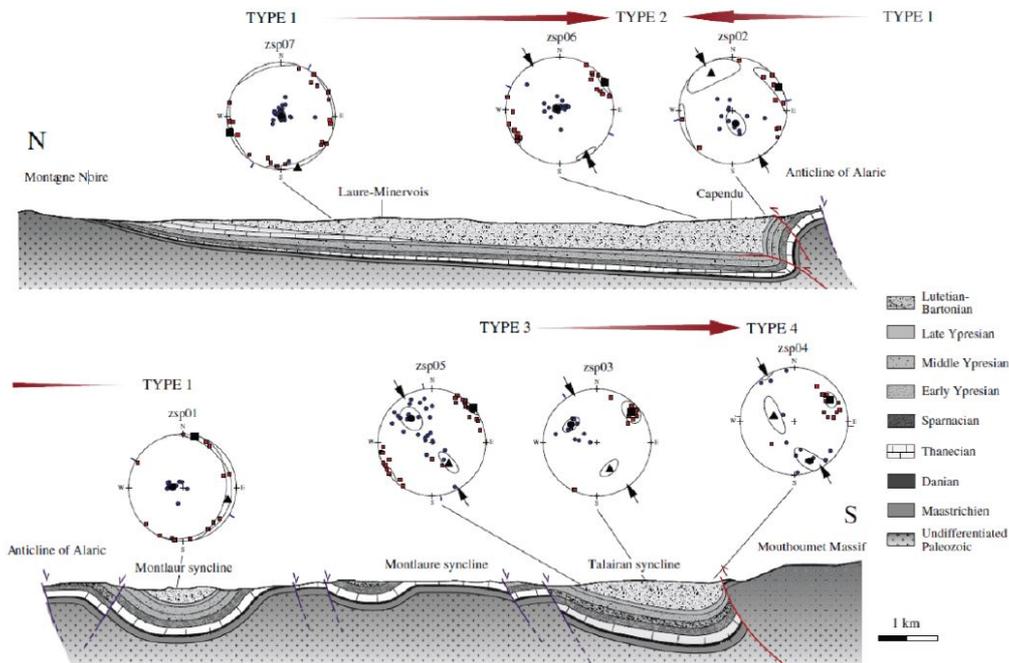
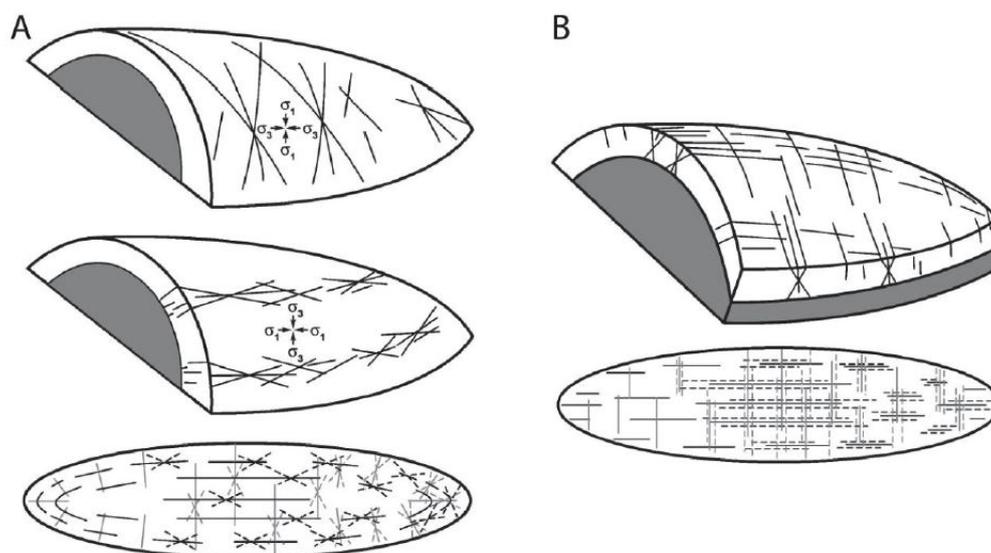


Figure: 1.30 – Coupes équilibrées N-S à travers l'avant-pays déformé des Corbières. Les fabriques magnétiques d'ASM deviennent progressivement de plus en plus évoluées depuis le bassin du Minervois (Type I) jusqu'au bord du massif du Mouthoumet (Type IV). D'après (Robion *et al.*, 2012).

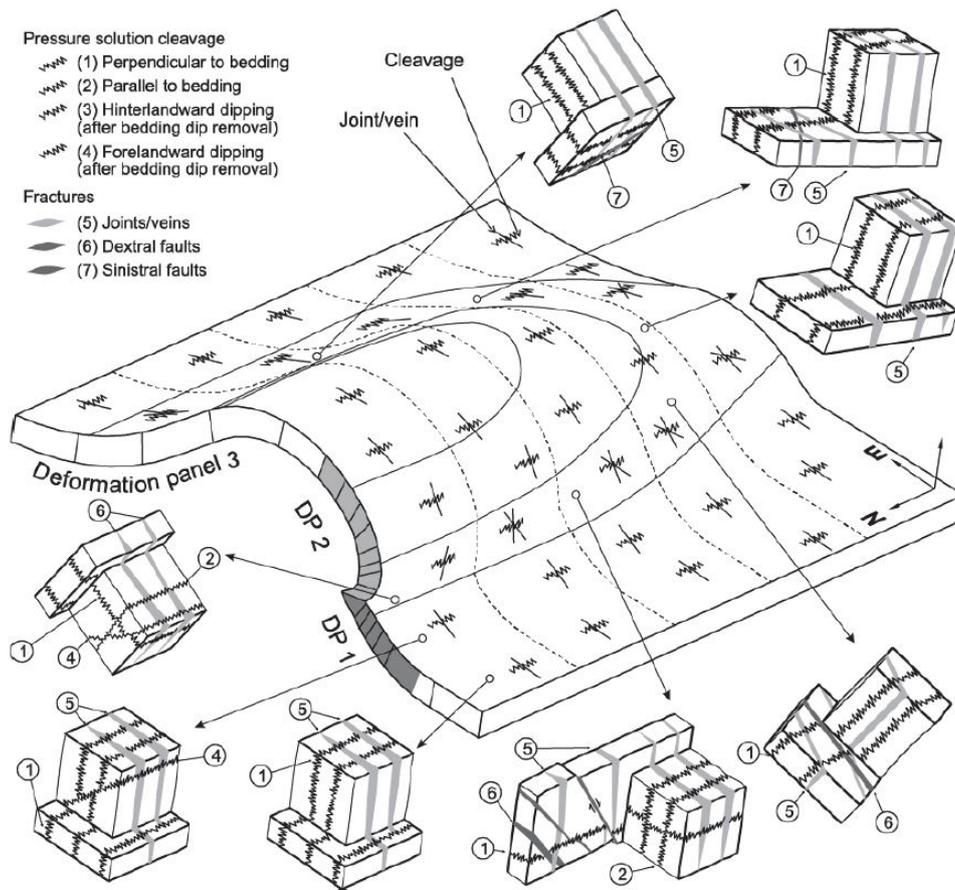


**Figure: 1.31** – Modèle présentant la distribution des différents types de fractures selon deux exemples ; (A) Fracturation associée au Teton Anticline d'après (Stearns, 1964) et (B) Fracturation associée au Teapot Dome d'après (Cooper *et al.*, 2006). Les réseaux de fractures dépendent de la cinématique et de la mécanique du plissement.

L'observation et l'analyse de l'endommagement des roches peuvent apporter de fortes contraintes sur le timing de mise en place des structures observées et ainsi être indicatives sur la valeur et l'orientation du champ de contrainte au moment de la déformation. La cinématique de la déformation à plus ou moins grande échelle et la rhéologie des roches sont des variables qui peuvent être discutées grâce à l'étude des mésostructures, d'autant plus si plusieurs événements sont en jeu et qu'une chronologie relative entre les différentes structures est notable. Différents auteurs ont proposé des modèles de relations entre la forme et l'orientation des plis, l'orientation des différents types de fractures et l'orientation du champ de contrainte (Friedman, 1969, Stearns et Friedman, 1972, Engelder, 1987). En différenciant les plis néoformés (Figure 1.31) des plis forcés (Figure 1.32), on obtient des distributions de fractures différentes.

Pour les plis néoformés, les modèles classiquement proposés sont ceux de Stearns (Stearns, 1964, Stearns et Friedman, 1972) appliqués au "Teton anticline" dans le Montana (USA) et comparés aux observations de Cooper (Cooper *et al.*, 2006) faites sur le Teapot Dome dans les rocheuses américaines. Si la géométrie générale de l'anticlinal est semblable, les auteurs montrent plusieurs différences sur la distribution des fractures observées à différents endroits du pli (Figure 1.31). En effet, sur les terminaisons périclinales des plis, le Teton anticline montre des variations d'azimuth des fractures, indiquant une corrélation entre le champ de contrainte au moment de la déformation et la direction de plongement des couches.

La distribution des fractures peut également être très dépendante du type de plis, induisant des variations dans le champ de contrainte. Plusieurs modèles ont là aussi été



**Figure: 1.32 – Illustration schématique de la distribution spatiale des méso-structures et de leur datation relative par recoupement entre elles, anticlinal d'Anisclo, d'après (Tavani *et al.*, 2006).**

proposés, suivant les différentes combinaisons pli/failles (Figure 1.32).

Cette distribution de la déformation localisée, représentée par des méso-structures, est donc dépendante du champ de contrainte. Si l'orientation de celui-ci peut être déterminée par rapport aux fractures générées, les valeurs de contraintes restent plus complexes à évaluer. Les récentes avancées dans la génération de modèles numériques permettent de contraindre au mieux ces valeurs. Le grand intérêt de ces modèles réside dans le fait qu'ils nous permettent aujourd'hui de déterminer des paramètres physiques et mécaniques selon le type de modélisation utilisé. Il est en effet aujourd'hui possible d'accéder à l'état de contrainte en tout point d'un prisme, que l'on peut comparer en fonction du temps et/ou du raccourcissement appliqué. La prédiction de la rupture devient alors possible en définissant des paramètres internes aux matériaux soumis à la déformation, comme la cohésion et l'angle de friction si l'on suit l'exemple du critère de Coulomb. Ainsi, Sassi et Faure (1996) proposent des modèles numériques permettant de caractériser le rôle des régimes de contraintes dans un prototype 2D d'une coupe géologique afin de comparer avec une évolution d'une expérience analogique en boîte à sable (Figure 1.33).

Cette étude montre, entre autres, que la mise en place de plis et de failles peut im-

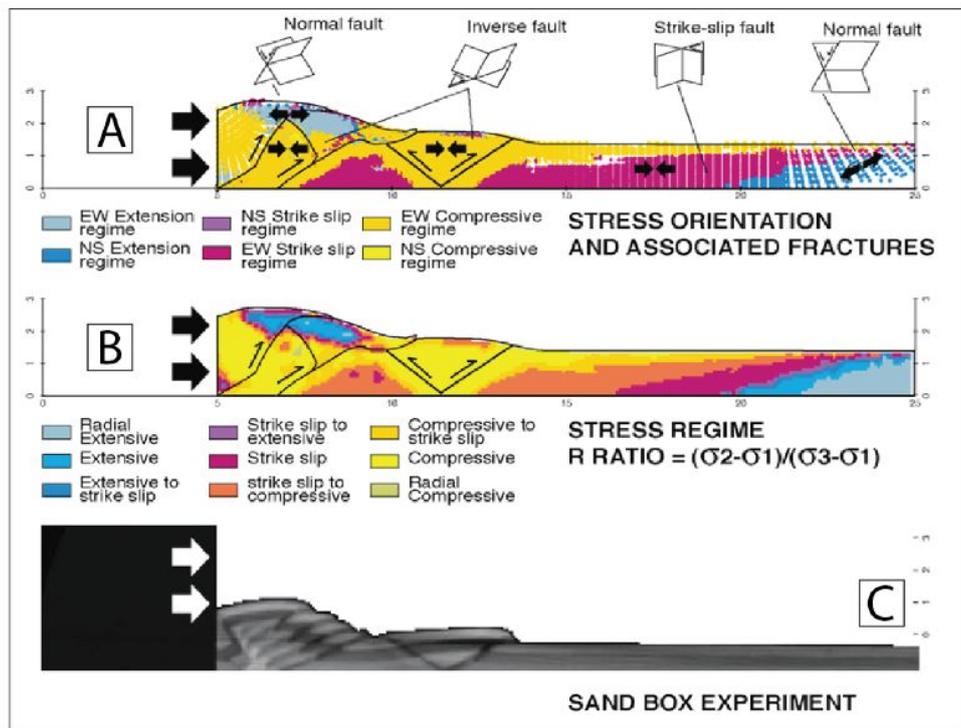


Figure: 1.33 – Modèles numériques 2D montrant la propagation de chevauchement dans un prisme. A. Orientation des contraintes. B. Régime de contraintes. C. Coupe en tomographie RX du même système en modélisation analogique. D’après (Sassi et Faure, 1996).

pacter sur l'orientation du champ de contrainte, induisant une réorganisation spatiale de différents domaines de régimes de contrainte. Ceci permet alors d'observer des zones de compression, d'extension et de décrochement au sein du même prisme, via des études basées sur des modélisations numériques. L'avancée des travaux faits à partir de modélisations numériques basées sur des méthodes mécaniques est présentée dans le chapitre dédié aux modélisations numériques (Chapitre 4). Dans ce chapitre, nous présenterons également nos résultats obtenus en utilisant la méthode de calcul dite de "l'analyse limite", via le logiciel OptumG2.

## 1.9 Mécanique des milieux poreux granulaires

### 1.9.1 Introduction

En géomécanique, et dans le monde des géosciences en général, un moyen classique pour la représentation des contraintes et la détermination des orientations de fractures utilise la représentation du cercle de Mohr. Cette méthode consiste à placer sur l'axe des abscisses les valeurs des contraintes normales et en ordonnée les valeurs des contraintes cisailantes sur le plan de rupture. Le cercle de Mohr est alors centré sur l'axe des abscisses avec un diamètre correspondant à la distance entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . Grâce à ce cercle, il est alors possible de déterminer l'angle du plan de la fracture potentiellement créée. En admettant que  $\Theta$  soit l'angle entre la normale du plan de fracture et la contrainte principale  $\sigma_1$ , alors sur le cercle l'angle formé entre le rayon vers le point cherché et l'horizontale est de  $2\Theta$ . Il est également possible d'adapter cette représentation pour des valeurs de contraintes triaxiales. Il est à noter que le diamètre du cercle, calculé comme  $(\sigma_1 - \sigma_3)$ , est défini comme la contrainte différentielle et représente un paramètre très important contrôlant le mode de fracturation dans les roches (Annexe D).

Comme présenté précédemment, les bandes de déformation montrent des caractéristiques variables, en termes de propriétés géométriques et pétrophysiques, cela ayant un impact sur la circulation des fluides. Afin de contraindre au mieux le rôle des paramètres internes de la roche sur le type de déformation, des études mécaniques sous presse sont faites en laboratoire afin de remonter aux valeurs de contraintes nécessaires à la mise en place de bandes de déformation de tous types. Il est possible de passer d'un diagramme  $\tau - \sigma$  utilisé dans la représentation du cercle de Mohr, à un diagramme Q-P décrit ci-après. Cela permet également de représenter les enveloppes de ruptures mais aussi de pouvoir suivre l'évolution de la contrainte depuis un état au repos jusqu'à la potentielle déformation du matériel. Cette dernière représentation est largement utilisée dans les expériences géomécaniques en laboratoire.

À travers la représentation du cercle de Mohr il est ensuite possible de déterminer, pour un matériau dont les paramètres mécaniques sont connus, si l'on peut atteindre le seuil de rupture de la roche, et si oui, déterminer le ou les angles de rupture. La problématique consiste à retrouver les domaines "stables" et les domaines instables ou critiques. Il a été

démontré que l'enveloppe de rupture, séparant ces domaines, peut être retracée dans le même repère que précédemment, en complément du cercle de Mohr. Cette enveloppe est dans un premier temps déterminée par rapport aux valeurs de  $\sigma_n$  et  $\tau$  en suivant le critère de Mohr-Coulomb, mettant ces valeurs en relation avec les paramètres  $\Phi$ , définissant l'angle de friction interne du matériel (en degré, °) et  $c$ , la cohésion de ce même matériel (en MPa), donnant l'équation d'une droite selon :

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan\Phi + c$$

Chaque roche a sa propre enveloppe et peut être retrouvée expérimentalement en observant la rupture à différents états de contrainte différentielle et contrainte de confinement. Dans certains cas cette enveloppe est linéaire, mais il est commun que celle-ci s'aplatisse en passant vers des valeurs plus élevées de  $\tau - \sigma_n$ , en entrant alors dans un domaine plus ductile que fragile. Il est admis que dans le domaine ductile, l'enveloppe reste alors plate suivant le critère de Von Mises ayant pour conséquence des variations dans l'angle des fractures formées dans ce domaine.

Dans certains cas, notamment selon des paramètres précis de matériaux et de valeurs de contraintes, il est possible d'observer de la déformation suivant la fermeture de l'enveloppe de rupture, en entrant dans un domaine compactant. C'est dans ce domaine que les bandes de déformation sont décrites. Les représentations géomécaniques pour ce type de structures se font principalement à travers une représentation dans un diagramme Q-P.

### 1.9.2 Essais triaxiaux

Le comportement mécanique des roches poreuses étudiées en laboratoire se fait sous presse triaxiale, permettant de contrôler la contrainte principale et la contrainte de confinement ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) pour les tests triaxiaux "conventionnels" et ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) pour les tests triaxiaux "vrais" appliqués à l'échantillon testé. Il est alors possible d'analyser la déformation des roches en simulant l'évolution des contraintes pour des régimes tectoniques et des enfouissements variables. Ces chemins de chargements (appelés "stress paths" en anglais) sont représentés dans les graphiques "Q-P", avec Q, la contrainte différentielle ( $Q = \sigma_1 - \sigma_3$ ) et P, en abscisse, représentant la contrainte moyenne effective ( $P = ((\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3) - Pf$ , avec  $Pf$  la pression de fluide).

### 1.9.3 Enveloppes de rupture

Les enveloppes de rupture pour les milieux granulaires dans une représentation Q-P, se décomposent en deux parties distinctes avec une première partie quasi-linéaire et une seconde représentant la fermeture de l'enveloppe (Wong *et al.*, 1997, Davies et Selvadurai, 2005, Schultz et Siddharthan, 2005). La partie linéaire de l'enveloppe représente la déformation dite "plastique" soumise à faible confinement montrant une corrélation positive entre Q et P. Les structures formées sur cette partie de l'enveloppe pour des matériaux granulaires sont des bandes cisailantes, avec une possible composante dilatante ou des

fractures localisées (Wong *et al.*, 1997, Baud *et al.*, 2004). Sur un diagramme présentant la contrainte moyenne vs la variation de porosité, la courbe d'évolution de contrainte montre un changement de pente au moment de la déformation avec une augmentation de la porosité. Le point d'inflexion est dans ce cas-là noté  $C'$ . Dans certains cas, il est possible d'observer un réarrangement des grains et parfois de la cataclase avant d'atteindre la fracture (Menéndez *et al.*, 1996, Bied *et al.*, 2002).

Pour les confinements plus importants, on observe une fermeture de l'enveloppe de rupture, représentée soit par un quart d'ellipse, soit par une droite, avec une corrélation négative entre  $Q$  et  $P$ . Dans cette partie, appelée également « cap », la déformation est dite ductile et correspond à la formation de bandes de compaction plus ou moins cisailantes (Baud *et al.*, 2004, Fortin *et al.*, 2005). L'évolution de la contrainte montre alors une diminution de la porosité. Le point d'inflexion représentant la déformation est cette fois-ci noté  $C^*$ . C'est principalement sur cette partie de l'enveloppe que nous allons nous focaliser pour la suite de cette étude.

Enfin, la déformation sous contrainte hydrostatique ( $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ) montre une variation de porosité pendant l'évolution des contraintes correspondant à une déformation homogène cataclastique ("cataclastic flow") entraînant un effondrement de la porosité ("pore collapse") et un réarrangement des grains. La pression critique marquant l'apparition de cette déformation est notée  $P^*$ .

Si la partie linéaire semble être relativement reproductible d'un grès à un autre, la position de la partie « cap » va quant à elle dépendre de plusieurs paramètres. De nombreuses études géomécaniques ont permis d'identifier que la taille des grains et la porosité étaient les deux paramètres majeurs impliquant des variations dans la position de la fermeture de l'enveloppe. Ainsi, après avoir réalisé des tests sur différents grès, sables et matériaux synthétiques (billes de verre), les résultats ont montré qu'un matériel poreux et/ou à grains grossiers a plus de facilité à atteindre la déformation compactante qu'un matériel à faible porosité ou à grains fins. Une relation empirique (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997) permet de relier la position de fermeture de l'enveloppe, et plus exactement la déformation sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ) avec ces deux paramètres tel que :

$$P^* = \beta(\Phi.R)^{-3/2} \quad (1.1)$$

Avec  $\Phi$  la porosité (pourcentage en valeur décimale),  $R$  le rayon moyen des grains (en mm) et  $\beta$  le paramètre de proportionnalité dépendant de la minéralogie du matériau.

De plus, il a été montré que la composition minéralogique avait une influence sur la valeur de  $P^*$ , notée alors  $P_{co}$  ou  $\sigma_{MC}$  dans le cas de sables carbonatés ou pluri-cristallins (Mesri et Vardhanabhuti, 2009), en effet ces derniers sont moins résistants que les sables

et grès uniquement composés de quartz. De la même manière, la forme des grains a également une importance sur la déformation puisque les sables anguleux semblent être moins résistants que les sables présentant des grains arrondis.

#### 1.9.4 Durcissement de la roche ou "Strain Hardening"

Cette relation (1.1), entre les tailles de grains et la porosité qui permet de définir l'enveloppe liée à la compaction peut également varier au cours de la déformation par modification du volume poreux. La mise en place de bandes compactantes va abaisser la porosité et potentiellement la taille des grains, augmentant in fine la taille de l'enveloppe et la valeur du  $P^*$  (Schultz et Siddharthan, 2005, Rutter et Glover, 2012) et provoquant localement un durcissement de la roche. C'est le phénomène de "strain hardening" qui va alors modifier l'état de la roche permettant d'accumuler les bandes pour former un réseau plus ou moins dense jusqu'à la mise en place d'un cluster. D'autres auteurs (Philit, 2017) proposent que cette explication reste peu vraisemblable puisque seule la zone déformée est impactée par le changement de porosité et de taille des grains, tandis que la roche hôte reste relativement intacte lors de la déformation, présentant alors une zone de déformation préférentielle si on s'en tient à cette définition des enveloppes. Cette définition du strain hardening est plus applicable à la bande elle-même devenant de cette façon une zone plus "rigide" que la roche hôte entraînant une augmentation de la cohésion dans la zone déformée, à l'inverse des fractures nettes dans le domaine cassant où une fracture est associée à un adoucissement et pouvant rejouer plus facilement que la roche hôte.

#### 1.9.5 Types de structures formées et comparaisons avec le terrain

Selon la zone où le chemin de chargement va recouper l'enveloppe de rupture, différentes structures peuvent être formées. Les expérimentations en laboratoire permettent de définir différents domaines dans un diagramme Q-P pour les différents types de bandes. Les expérimentations ont été menées sur différents matériaux montrant des variations au niveau du faciès et des paramètres pétrophysiques, donnant des variations dans la localisation des domaines de bandes et dans les formes des enveloppes (Figure 1.34).

De la même façon, la densité du réseau de bande observée sur le terrain peut correspondre au même type d'observation en laboratoire (Figure 1.35), ce qui permet de contraindre plus précisément le positionnement de l'intersection entre le chemin de chargement et l'enveloppe nécessaire à la déformation (Figure 1.36).

Grâce à ces comparaisons entre le terrain et le laboratoire, et malgré les variations possibles, une tendance générale de la position des domaines est proposée afin d'être prédictif sur le mode de déformation suivant le chargement appliqué, comme exposé par (Philit, 2017) (Figure 1.37).

Lorsque l'on compare les structures formées en laboratoire avec celles observées sur le terrain, on peut s'apercevoir que de nombreuses différences sont relevées. Dans un premier temps, les bandes formées en laboratoire sont la plupart du temps plus fines que les bandes

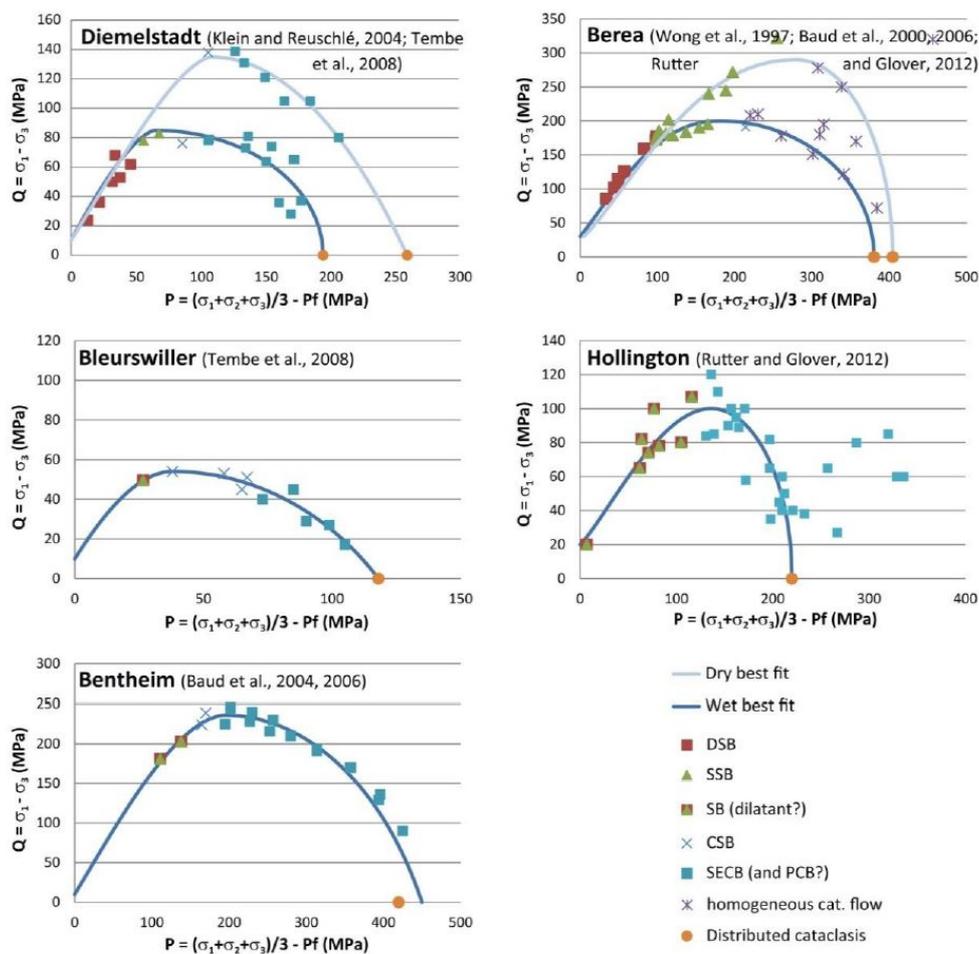


Figure: 1.34 – Exemples de différentes enveloppes tracées à partir d'expérimentations géomécaniques sur presse triaxiale. Les références et le nom du matériau sont indiqués sur chaque graphique. D'après (Philit, 2017).

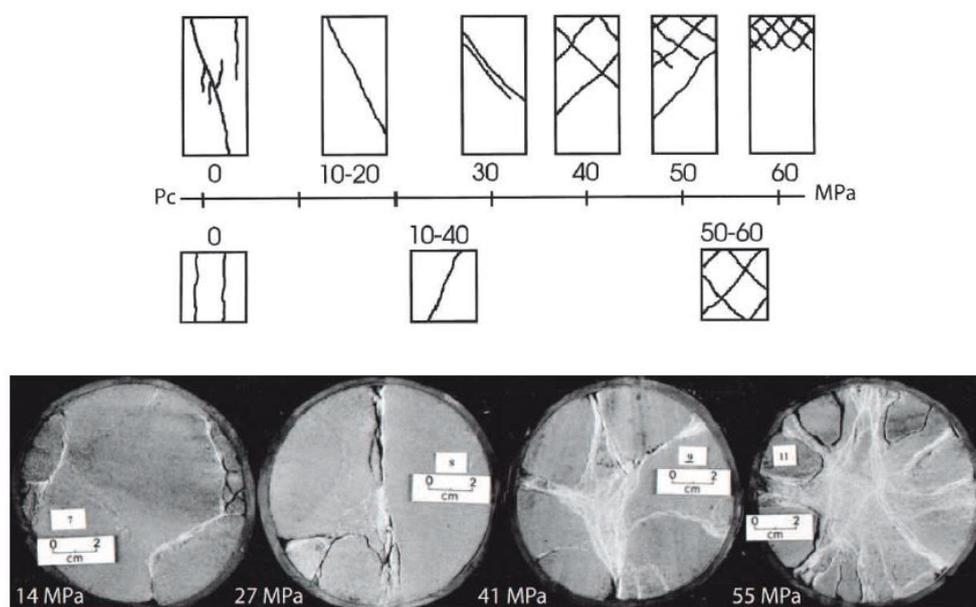


Figure: 1.35 – A. Evolution des orientations de bandes cisailantes en fonction de la pression de confinement, modifié d’après (Bésuelle, 2001). B. Images en coupes montrant les variations de structures obtenues sur des carottes avec évolution de la pression de confinement, d’après (Mair *et al.*, 2002).

naturelles (Baud *et al.*, 2004) et moins espacées (Chemenda *et al.*, 2011). Il semble aussi que les contraintes moyennes soient plus fortes pour former les bandes en laboratoire par rapport à leurs analogues de terrain (Tembe *et al.*, 2008). Ces différences et les points communs ont été discutés par Sallet et Wibberley (Sallet et Wibberley, 2010) afin de proposer un diagramme Q-P mettant en relation le type de chargement et les bandes observées (Figure 1.38).

## 1.10 Problématiques

De récentes analyses de terrain ont permis d’observer des bandes de déformation sur un nouveau site et qui n’ont jamais été décrites jusqu’à aujourd’hui, dans le bassin de Tresp. L’objectif premier de cette étude est donc de parvenir à définir quel(s) type(s) de bande(s) est présent dans ce bassin situé dans les Pyrénées espagnoles. Ces bandes se mettant en place dans des dépôts granulaires d’origine syn-tectonique, en avant d’un pli de propagation croissant, la question du timing a été étudiée en relation avec l’évolution du remplissage de la porosité durant l’enfouissement. Cette étude a pour but de comprendre et contraindre au mieux la génération de ces structures au moment de la déformation. Nous répondrons aux questions suivantes :

- Quels types de bandes sont observées dans la formation d’Aren du bassin de Tresp, en Espagne ?

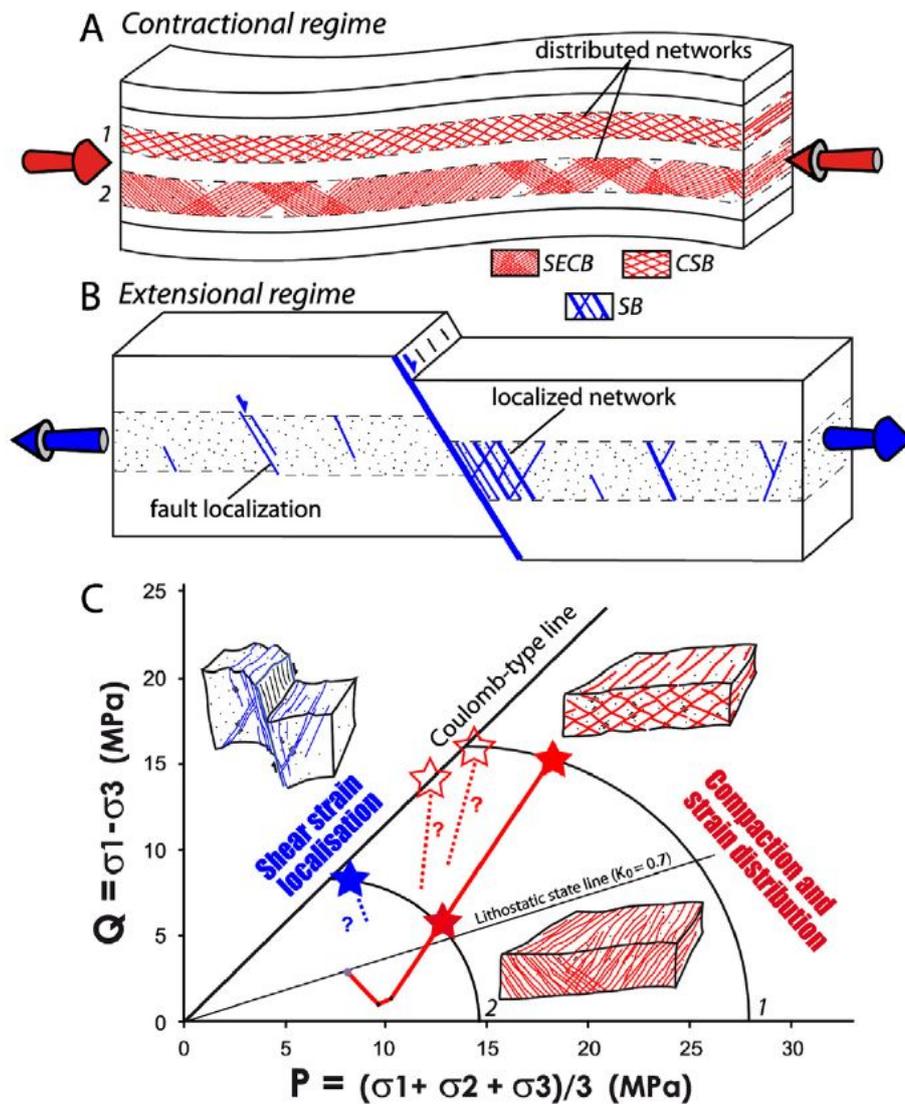


Figure: 1.36 – Distribution des bandes de déformation en fonction du régime tectonique. (A) Régime compressif. (B) Régime extensif. (C) Diagramme Q-P (Contrainte différentielle (Q) et contrainte moyenne (P) montrant les différents chemins de chargement calculés pour un régime extensif (en bleu) et un régime compressif inverse (en rouge). Enveloppes de plasticité estimée pour les grès poreux de Provence. La position du point de recoupement entre le chemin de chargement et l'enveloppe a une influence sur le type de bande formée. D'après (Ballas *et al.*, 2014).

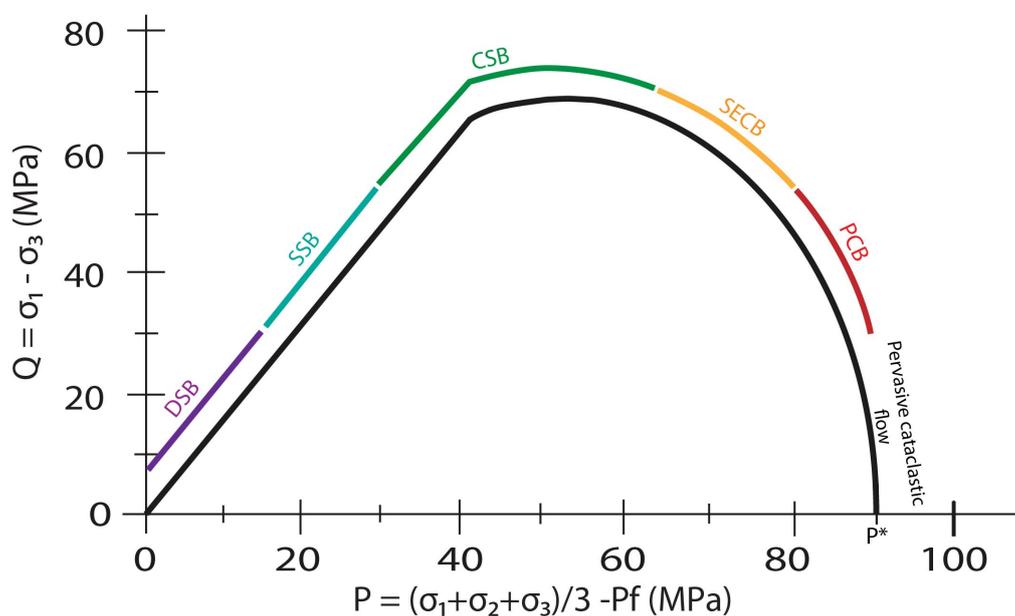


Figure: 1.37 – Enveloppe synthétique des domaines de type de structure formée. DSB : Dilatant Shear Band (Bande de dilatation) ; SSB : Simple Shear Band (bande de cisaillement simple) ; CSB : Compactional Shear Band (bande de cisaillement à composante compactive) ; SECB : Shear Enhanced Compaction Band (Bande de compaction à composante cisailante) ; PCB : Pure Compaction Band (bande de compaction pure) ; Pervasive cataclastic flow (déformation homogène). Modifié d'après (Philit, 2017).

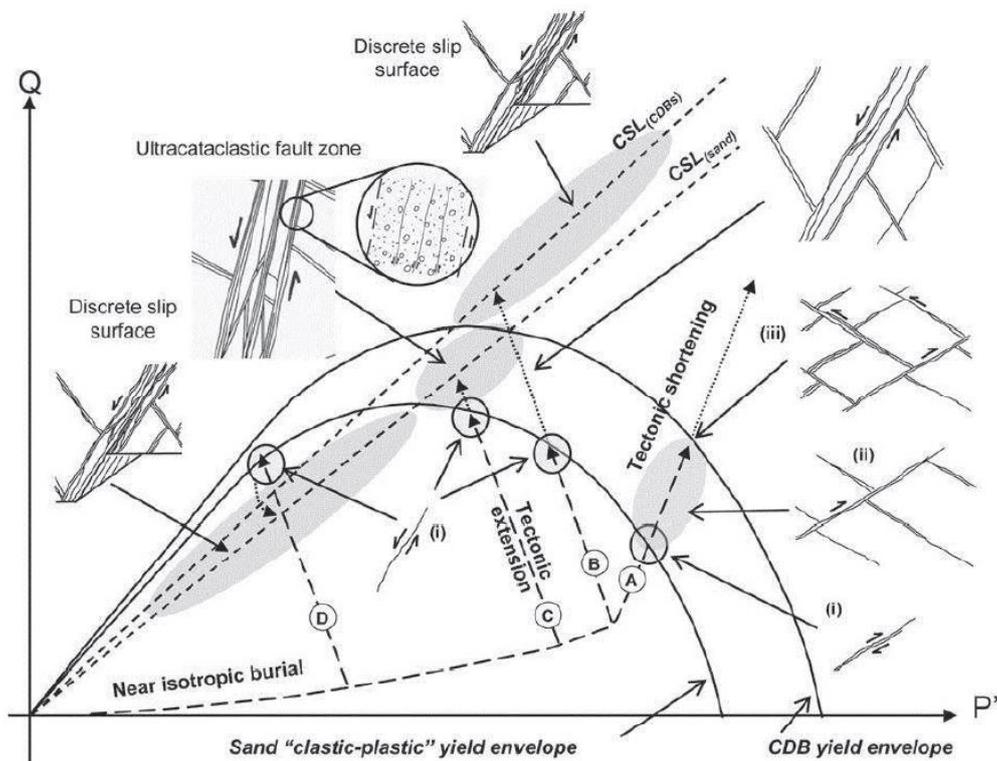


Figure: 1.38 – Diagramme Q-P présentant les différents types de structures formées dans les grès poreux en fonction de la localisation de l'intersection entre le chargement et l'enveloppe de plasticité, en prenant en compte le régime tectonique. D'après (Saillet et Wibberley, 2010).

- **Quel a été le timing de déformation ?**
- **Quel était l'enfouissement au moment de la déformation ?**
- **Peut-on remonter au régime de contraintes en jeu au moment de la déformation ?**
- **Peut-on estimer l'évolution de la porosité de la roche encaissante depuis le dépôt, jusqu'à aujourd'hui ?**

Après avoir défini les types de bandes observées, nous avons cherché à mettre en évidence l'évolution des contraintes en comparaison avec des modèles géomécaniques. L'objectif de cette comparaison est de déterminer l'état et les régimes de contraintes en jeu pendant l'enfouissement et la croissance du pli, responsables de la mise en place de ces bandes, pour répondre à ces questions :

- **Peut-on estimer avec précision les valeurs des contraintes nécessaires pour former ces bandes ?**
- **Peut-on estimer la position des enveloppes de plasticité de la roche au moment de la déformation ?**

Enfin, nous ferons une comparaison de ces observations et résultats pour les comparer avec des modélisations numériques, dans le but de contraindre ces résultats et de discuter de ces différents paramètres afin d'argumenter autour de ces questions :

- **Peut-on adapter notre problématique à des modélisations numériques ?**
- **Peut-on suivre l'évolution des contraintes avec la profondeur ? Si oui, quel est l'impact de la proximité d'un chevauchement ?**
- **Peut-on suivre l'évolution des contraintes dans un matériau syn-sédimentaire pendant l'enfouissement et la croissance du pli de propagation ?**
- **Peut-on confirmer les propositions faites avec les modèles géomécaniques ?**

---

### Contexte géologique de la zone d'étude

---

#### 2.1 Résumé du chapitre

Ce deuxième chapitre a pour objectif de repositionner la zone d'étude dans son contexte géodynamique et géologique, depuis une présentation générale des Pyrénées, jusqu'à l'histoire et la structure du bassin de Tresp, puis de la formation d'Aren. À la suite de cette présentation, une note concernant l'étude des bandes de déformation, analysées dans le bassin de Tresp, a été ajoutée sous la forme d'un article publiée dans la revue "Journal of Structural of Geology" et intitulé "Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold-and-thrust belt : example from the Tresp-Graus basin, southern Pyreneen Spain".

Dans cet article nous mettons en évidence la présence de bandes de déformation (1) purement compactantes et (2) compactantes à composante cisailante dans la formation d'Aren présentant un faciès calcarénitique, grâce à des analyses macro et micro-structurales accompagnées d'une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Nous proposons une hypothèse de timing de déformation relativement précoce et liée à un faible enfouissement pendant la croissance du chevauchement de Boixols. Finalement nous contrainsons l'état de contrainte au moment de la mise en place de ces bandes à travers des modélisations basées sur des résultats empiriques de mécanique des roches. Nous remarquons que les enveloppes de rupture calculées à partir de ces observations géomécaniques ne permettent pas d'expliquer la formation de ces structures à faible enfouissement. Nous estimons que le faciès relativement différent d'un grès pur est à l'origine de la non cohérence des résultats. C'est pourquoi nous proposons un critère de rupture théorique plus faible et plus adapté, en cohérence avec des observations faites sur des calcarénites, afin de justifier la mise en place de ces deux types de bandes de déformation.

## 2.2 Généralités sur les Pyrénées

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes située au Sud-Ouest de l'Europe, présentant une orientation générale WNW-ESE. Les Pyrénées, au sens strict du terme, s'étendent sur une distance d'environ 430 km entre le Golfe de Gascogne, du côté de l'Océan Atlantique et le Golfe du Lion en mer Méditerranée. D'une largeur de 150 km au maximum, cette chaîne représente une frontière géographique entre la France et l'Espagne. Cette chaîne de montagnes présente des reliefs relativement importants avec plusieurs sommets à plus de 2000 m d'altitude. Elle s'est formée suite à la convergence entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasiatique, entre le Crétacé supérieur et le Miocène (Muñoz, 1992). Le mouvement de la plaque Ibérique est à relier également au mouvement de la plaque Afrique dans cette même période (Dercourt *et al.*, 1986, Le Pichon *et al.*, 1988, Lacombe et Jolivet, 2005). On peut résumer son histoire géodynamique par deux principales étapes entraînant la formation de ce relief observé aujourd'hui. Tout d'abord, une phase d'extension, qui a débutée au Mésozoïque, liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord ainsi qu'une de ses branches, qui est le Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur (Le Pichon *et al.*, 1971, Choukroune *et al.*, 1973, Boillot et Capdevila, 1977, Srivastava *et al.*, 1990, S. Jammes *et al.*, 2009). Ensuite, une phase de compression liée à la remontée de l'Afrique, en lien avec l'ouverture cette fois-ci de la partie Sud de l'Atlantique dès la fin du Crétacé inférieur (Heilbron *et al.*, 2000, Aslanian *et al.*, 2009, Moulin *et al.*, 2010).

## 2.3 Histoire géologique de la formation de la chaîne pyrénéenne

Si la mise en place de la chaîne Pyrénéenne peut prendre en compte toute l'histoire datant du Paléozoïque et toute la structuration acquise lors de l'orogénèse Hercynienne, nous nous intéresserons ici seulement à l'histoire géodynamique pour les périodes Mésozoïque et Cénozoïque. Une description plus détaillée sera faite de la cinématique des plaques et des structures mises en place en relation avec ces mouvements.

### 2.3.1 Évolution Mésozoïque

Dès les premières étapes de la dislocation du supercontinent qu'est la Pangée, il y a environ 200 Ma, le mouvement de la plaque Ibérique, alors indépendante à cette période, est directement en lien avec l'ouverture de l'Atlantique Centrale et corrélé aux mouvements de la plaque Afrique. La majorité des mouvements de la plaque pendant le Mésozoïque suit un régime extensif et est à l'origine de la formation de bassins ainsi que de la mise en place de provinces volcaniques notamment celle du CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) au Trias (Olsen, 1997). Au Jurassique supérieur et Crétacé inférieur (du Barémien à l'Albien) deux périodes de rifting contrôlent la formation de bassins pyrénéens (Puigdefàbregas et Souquet, 1986, Ziegler, 1990, Sibuet *et al.*, 2004). Ces bassins extensifs

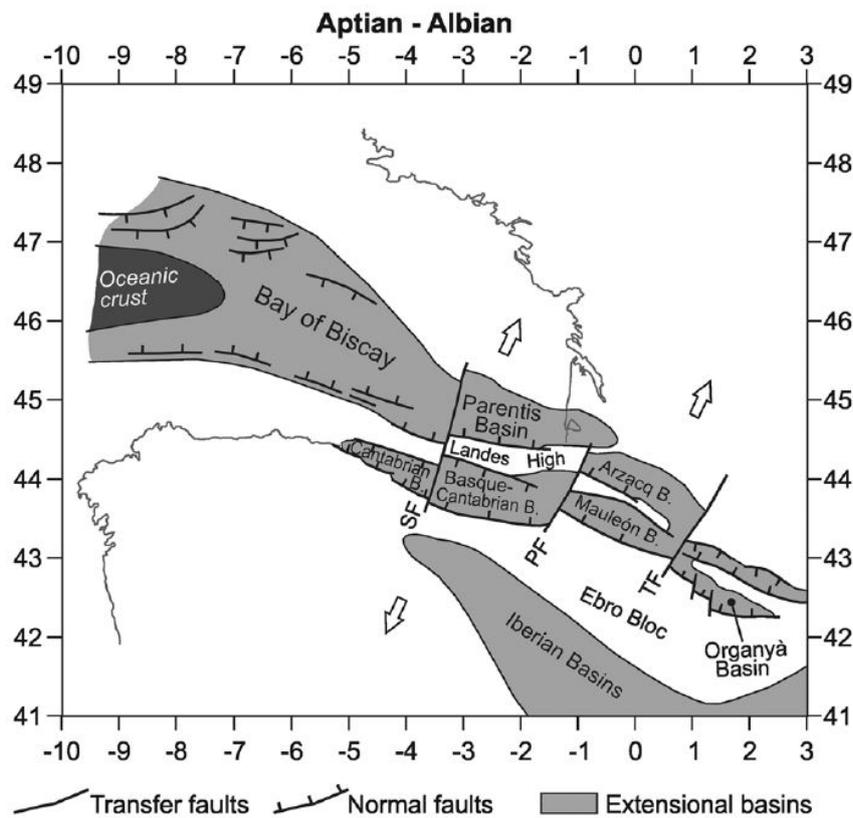


Figure: 2.1 – Carte des différents bassins extensifs identifiés entre la Baie de Biscay et les Pyrénées pendant la période Aptien-Albien. SF : Santander Fault. PF Pamplona Fault. TF : Toulouse Fault. modifié d'après (Tugend *et al.*, 2014), (Mencos *et al.*, 2015).

ont alors connecté l'océan Atlantique, à l'Ouest, avec la Téthys, à l'Est Figure (2.1).

Les mouvements de la plaque Ibérique restent un sujet largement débattu ces dernières années, dans lequel plusieurs scénarios de reconstruction sont proposés à partir principalement de positions d'anomalies magnétiques, notamment de la série M (M3-M0, 126 Ma à 118.5 Ma). Cela laisse donc place à différentes hypothèses concernant la cinématique mésozoïque de la plaque.

La période d'extension et d'ouverture du Golfe de Gascogne se poursuit jusqu'au Santonien, et est corrélée avec la fin de l'anomalie magnétique C34, qui permet de suivre la cinématique des plaques. Trois scénarios possibles sont proposés pour cette période. Dans un premier temps, le modèle de décrochement sénestre ou transtensif le long duquel le mouvement est accommodé au Crétacé inférieur. En se basant sur des observations géologiques, certains auteurs proposent un rifting polyphasé entraînant la formation des bassins de type pull-apart. Un premier mouvement extensif est observé entre le Barrémien et l'Albien orienté NO-SE suivi d'une phase décrochante entre l'Albien moyen jusqu'au Coniacien en plaçant le pôle de rotation sur la plaque Européenne (Olivet, 1996) (Figure 2.2A). La seconde hypothèse se base sur un modèle d'ouverture en ciseaux de la baie de

Biscay à partir de reconstruction selon les positions de différentes anomalies magnétiques (MO). Ces auteurs proposent alors un raccourcissement à partir de l'Albien, interprétant la chaîne pyrénéenne actuelle comme un ancien bassin arrière-arc inversé (Sibuet *et al.*, 2004) (Figure 2.2B). Enfin, le dernier modèle propose une ouverture orthogonale du rift pyrénéen à l'Albien (S. Jammes *et al.*, 2009) (Figure 2.2C). Encore aujourd'hui la cinématique des mouvements au Crétacé est encore débattue, jusqu'à la remontée vers le Nord de l'Afrique entraînant la fermeture du domaine pyrénéen à la base de Campanien.

Le début de cette compression est bien contrainte grâce à l'identification de l'anomalie magnétique C34, (autour de 83 Ma, au Santonien)(Roest et Srivastava, 1991, Rosenbaum *et al.*, 2002) marquant le début de la collision pyrénéenne et le début de la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque Européenne (Choukroune, 1989, Roure *et al.*, 1989, Muñoz, 1992, Beaumont *et al.*, 2000, Fidalgo-Gonzalez, 2001, Vergés *et al.*, 2002). Ces mouvements mènent à l'inversion des bassins pyrénéens. Cette période de compression s'installe jusqu'à l'Oligocène, et la flexion de la lithosphère, issue de la formation des différentes chaînes de montagne sur le continent Ibérique, génère des bassins d'avant-pays de part et d'autre des Pyrénées. La direction de raccourcissement est globalement Nord-Sud (Figure 2.3) et le taux de raccourcissement à l'issue de la mise en place de la chaîne varie d'Ouest en Est, présentant 82 km de raccourcissement dans l'Est des Pyrénées (Vergés *et al.*, 1995), puis 165 km dans les Pyrénées centrales (Beaumont *et al.*, 2000) (Figure 2.4), et enfin 125 km dans l'Ouest des Pyrénées (Teixell, 1998).

### 2.3.2 Structure actuelle : les domaines pyrénéens

La collision entre la plaque Ibérique et l'Eurasie a abouti à la formation d'un prisme orogénique présentant un coeur cristallin, différentes structures et nappes plus ou moins déformées ainsi que des bassins d'avant-pays plus ou moins plissés. Différentes structures sont généralement définies suivant leur mode de formation et leur position géographique actuelles. Ces structures, proposées par (Seguret, 1972), sont couramment utilisées dans la littérature (Figure 2.5) :

- Le Bassin d'Aquitaine, bassin d'avant-pays au Nord de la chaîne ;
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), formant la chaîne plissée ;
- La Zone Interne Métamorphique ;
- La Zone Axiale représentant le coeur composé d'unités de socle ;
- La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), chaîne plissée migrant vers le Sud et ;
- Le Bassin de l'Ebre, bassin d'avant pays au Sud de la chaîne.

Seule la Zone Sud-Pyrénéenne sera décrite dans cette partie de l'étude.

#### La Zone Sud-Pyrénéenne, "ZSP"

La partie Est de la zone Sud-Pyrénéenne, appelée "Unité Centrale Sud-Pyrénéenne" (UCSP), est composée d'un empilement de nappes lié à la migration du front de la chaîne vers le Sud. La mise en place de ces nappes se fait par la croissance de grands chevau-

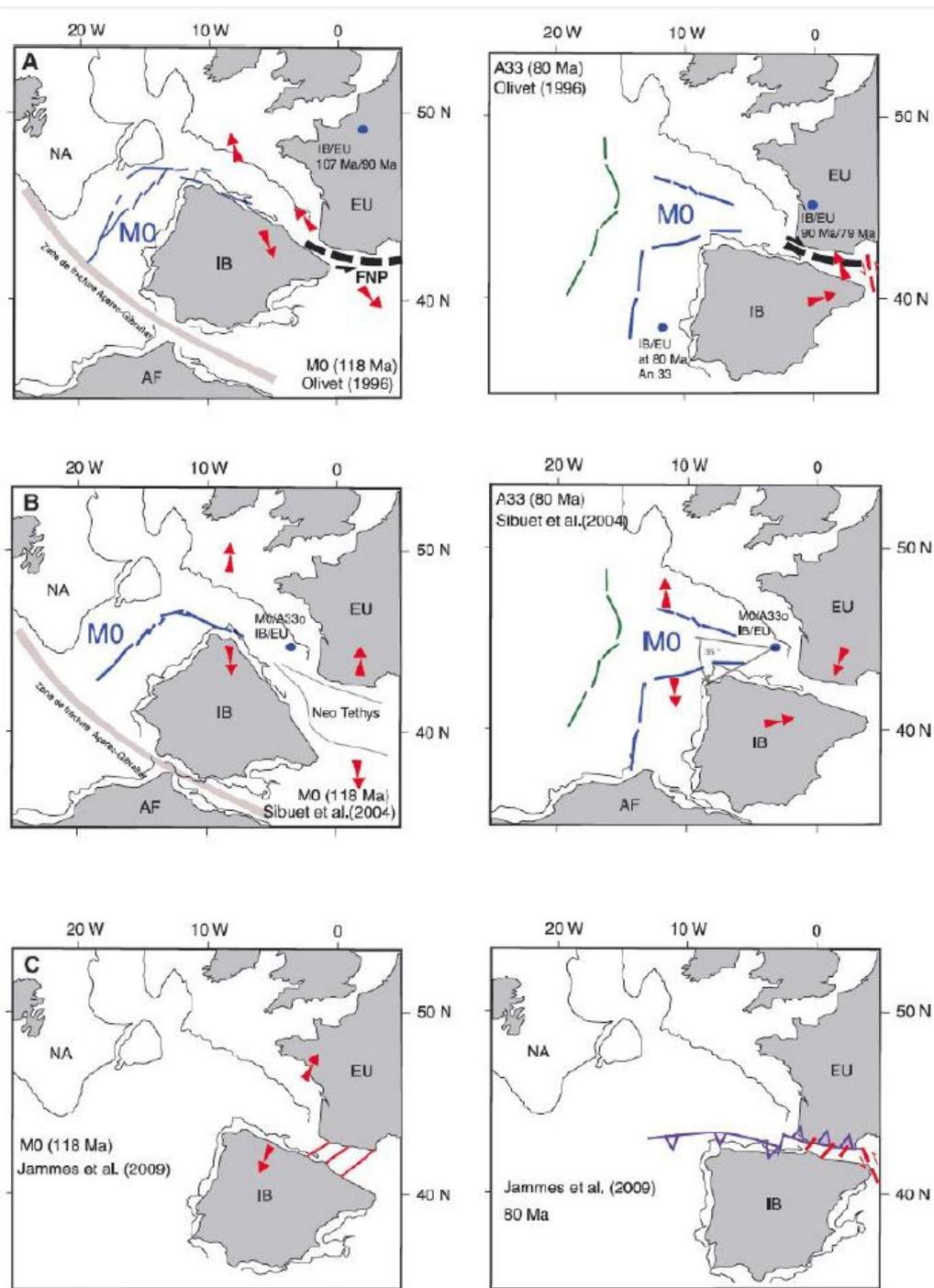


Figure: 2.2 – Proposition de cinématique de plaques à l’Aptien et au Campanien, d’après (Mouthereau *et al.*, 2014). A. D’après (Olivet, 1996). B. D’après (Sibuet *et al.*, 2004). C. D’après (S. Jammes *et al.*, 2009).

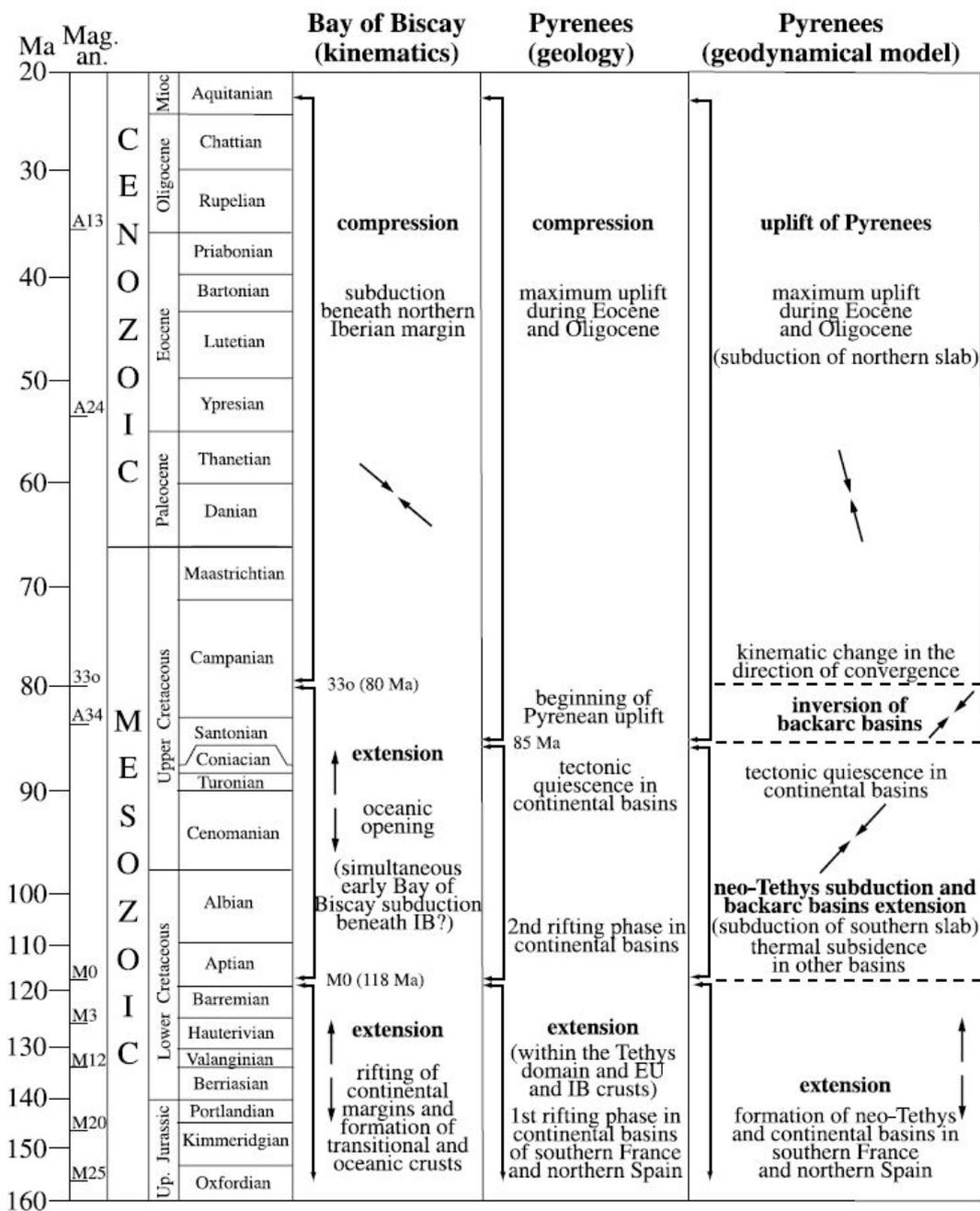


Figure: 2.3 – Synthèse des principaux évènements cinématiques, géologiques et géodynamiques dans la baie de Biscay et les Pyrénées. D'après (Sibuet *et al.*, 2004).

### 2.3 Histoire géologique de la formation de la chaîne pyrénéenne

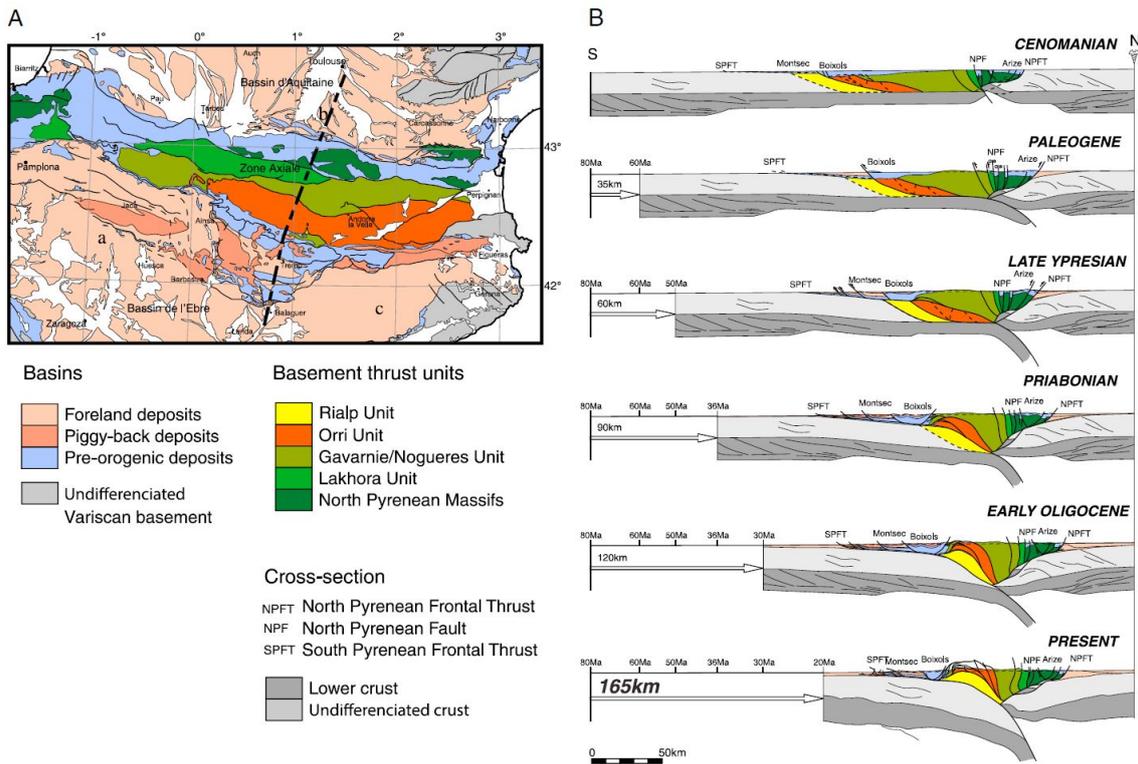


Figure: 2.4 – A. Carte présentant les différentes unités tectoniques dans la chaîne pyrénéenne. B. Restauration séquentielle des Pyrénées centrales en coupe d'après (Beaumont *et al.*, 2000). Figure d'après (Mouthereau *et al.*, 2014).

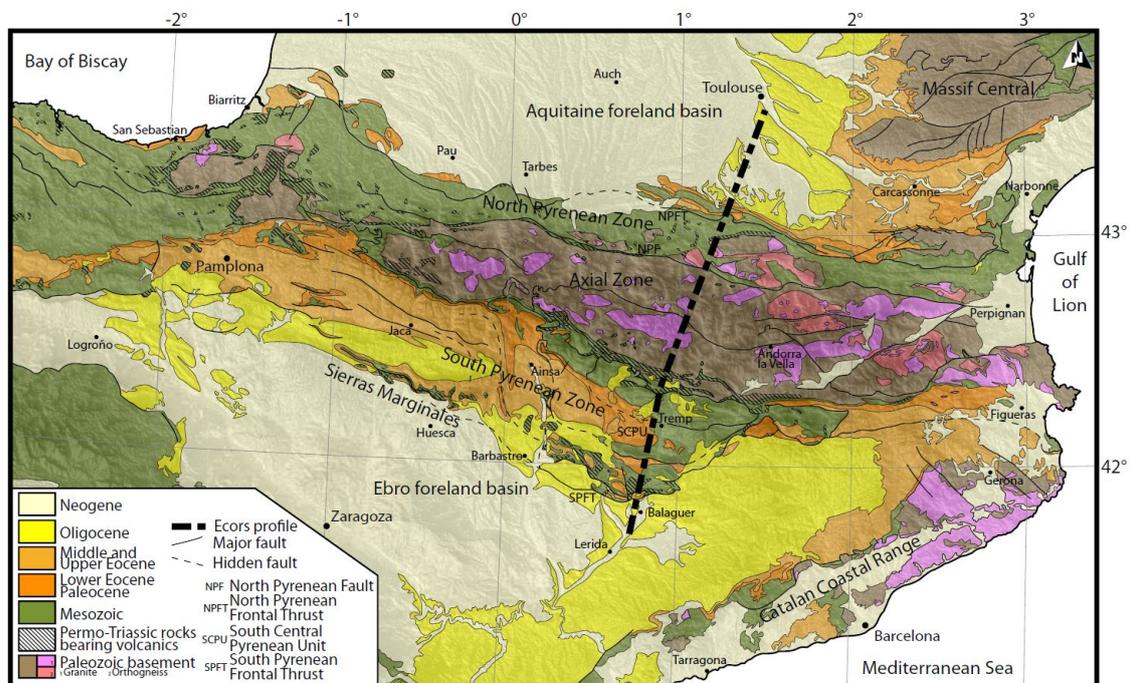


Figure: 2.5 – Carte géologique simplifiée des Pyrénées (d'après la carte géologique d'Espagne au millionième et la carte géologique de France au millionième).

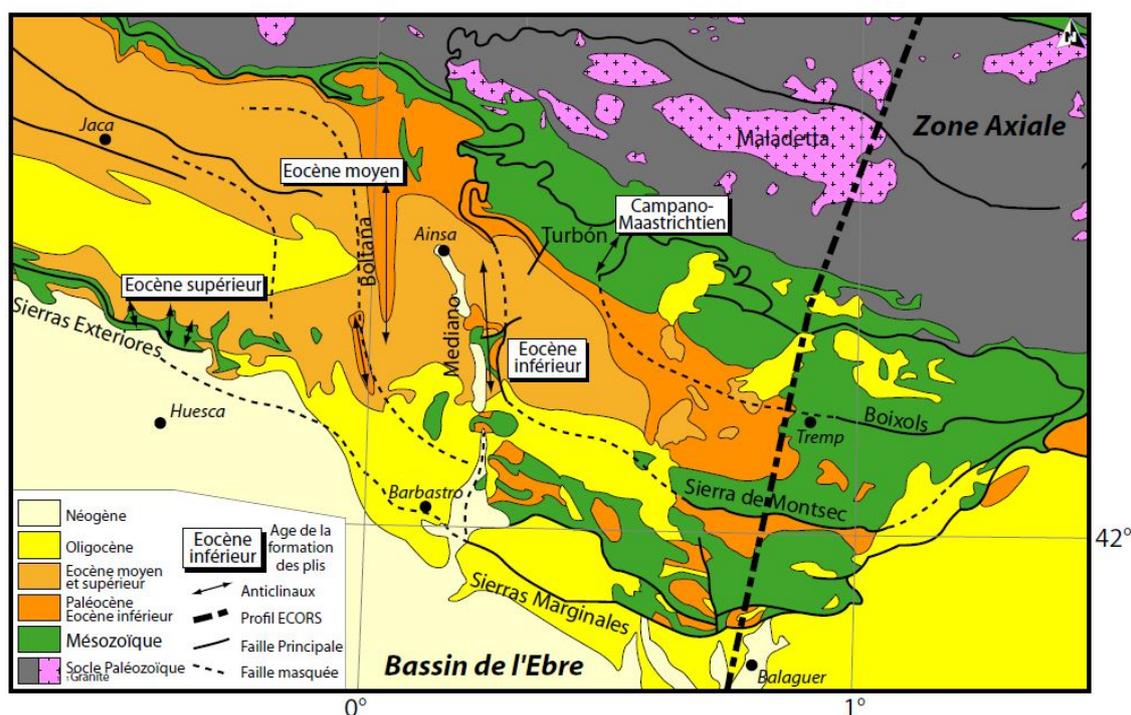


Figure: 2.6 – Carte de la Zone Sud-Pyrénéenne et âges principaux des déformations pour chaque chevauchement. D'après (Filleaudeau, 2007).

chevauchements qui vont être en activité depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène supérieur-Oligocène (Figure 2.6).

Les nappes majeures de la ZSP sont au nombre de trois. Les chevauchements se forment à partir d'un décollement basal localisé dans le Trias entraînant une déformation de couverture dans un style "thin-skin". La nappe de Boixols, qui est la plus septentrionale des trois, est la première nappe à se mettre en place entre le Crétacé supérieur, au Santonien, et le Paléocène. Le chevauchement du même nom se forme suite à l'inversion de failles normales datant de la formation du bassin d'Organya au Crétacé inférieur.

Plus au Sud le chevauchement de Montsec se met en place à partir de l'Ilerdien, jusqu'au Cuisien (Farrell *et al.*, 1987) et permet d'individualiser le bassin de Tremp-Graus en "piggy-back".

Enfin, toujours plus au Sud, les Sierras Marginales se mettent en place très probablement pendant le Lutécien (Puigdefàbregas et Souquet, 1986, Dreyer *et al.*, 1999, Anastasio et Holl, 2001, Soto et Casas, 2001, Filleaudeau, 2007) et marquent le front de l'Unité Centrale Sud Pyrénéenne, séparant le bassin d'Ager au Nord et le bassin de l'Ebre au Sud (Meigs *et al.*, 1996, Meigs, 1997, Meigs et Burbank, 1997, Vergés *et al.*, 2002) correspondant au bassin d'avant-pays.

## Évolution sédimentologique de la zone Sud-Pyrénéenne

De nombreuses coupes et puits d'exploration ont permis de contraindre précisément la sédimentation Méso-Cénozoïque des bassins pyrénéens. Dans la zone Sud-Pyrénéenne, les séries Mésozoïques sont très complètes et commencent par le Trias, la plupart du temps évaporitique. A partir du Crétacé inférieur, de nombreux bassins extensifs se mettent en place grâce aux jeux de failles normales qui auront un rôle important par la suite. Ces bassins sont remplis par des séries relativement épaisses selon les zones, pouvant atteindre jusqu'à 5000 m d'épaisseur au Nord (Dinarès-Turell et Garcia-Senz, 2000). La sédimentation est alors carbonatée et se met en place sur un Jurassique anté-rift composé de calcaires dolomitiques.

Dès le début de la compression, à la fin du Crétacé, on note la présence de dépôts plus marins avec des formations turbiditiques, puis plus proximales, comme pour les Grès d'Aren campano-maastrichtien. Enfin, la sédimentation devient continentale avec la présence de paléosols rougeâtres, notamment présents dans le bassin de Tresp et qu'on appelle dans le Sud des Pyrénées le "Garumnien". Ce dernier se situe à la limite entre le Maastrichtien et le Paléocène dans ce bassin et représente également un faciès diachrone suivant les zones de dépôts avec des âges pouvant varier entre 73 Ma et 54 Ma. Après un bref passage en domaine de dépôts marins durant l'Ilerdien, la sédimentation redevient continentale à partir de l'Eocène inférieur et Miocène inférieur avec la mise en place d'épaisses séries. Celles-ci, principalement conglomératiques, viennent se déposer en discordance sur les différents bassins déjà relativement déformés au niveau des zones inversées.

## 2.4 Structure de la zone d'étude : le bassin de Tresp

Le bassin de Tresp (Figure 2.7) se localise entre le chevauchement de Boixols au Nord et le chevauchement de Montsec au Sud, et est individualisé à partir de l'Ilerdien. Le chevauchement de Boixols se forme à partir d'un niveau de décollement localisé dans le Trias par inversion au Crétacé supérieur d'une faille normale, entraînant la surrection de l'anticlinal de Boixol mais aussi du Sant-Corneli, plus à l'Ouest tous deux déversés vers le Sud. Pendant la croissance de ces plis et du chevauchement, des dépôts syn-tectoniques vont sédimenter à l'avant, remplissant le bassin, et s'agencer sur les dépôts anté-tectoniques du Trias, Jurassiques et du Crétacé inférieur. Ces dépôts syn-tectoniques vont alors montrer une configuration en "growth-strata". Leurs études, concernant la géométrie des dépôts et les orientations de fractures vont aider à préciser la cinématique de la croissance des plis (Figure 2.8). La naissance de ces reliefs va également avoir un impact sur les écoulements deltaïques et fluviaux permettant d'étudier les directions des courants liés aux dépôts, et précisant les zones de sources et de bassins à cette époque.

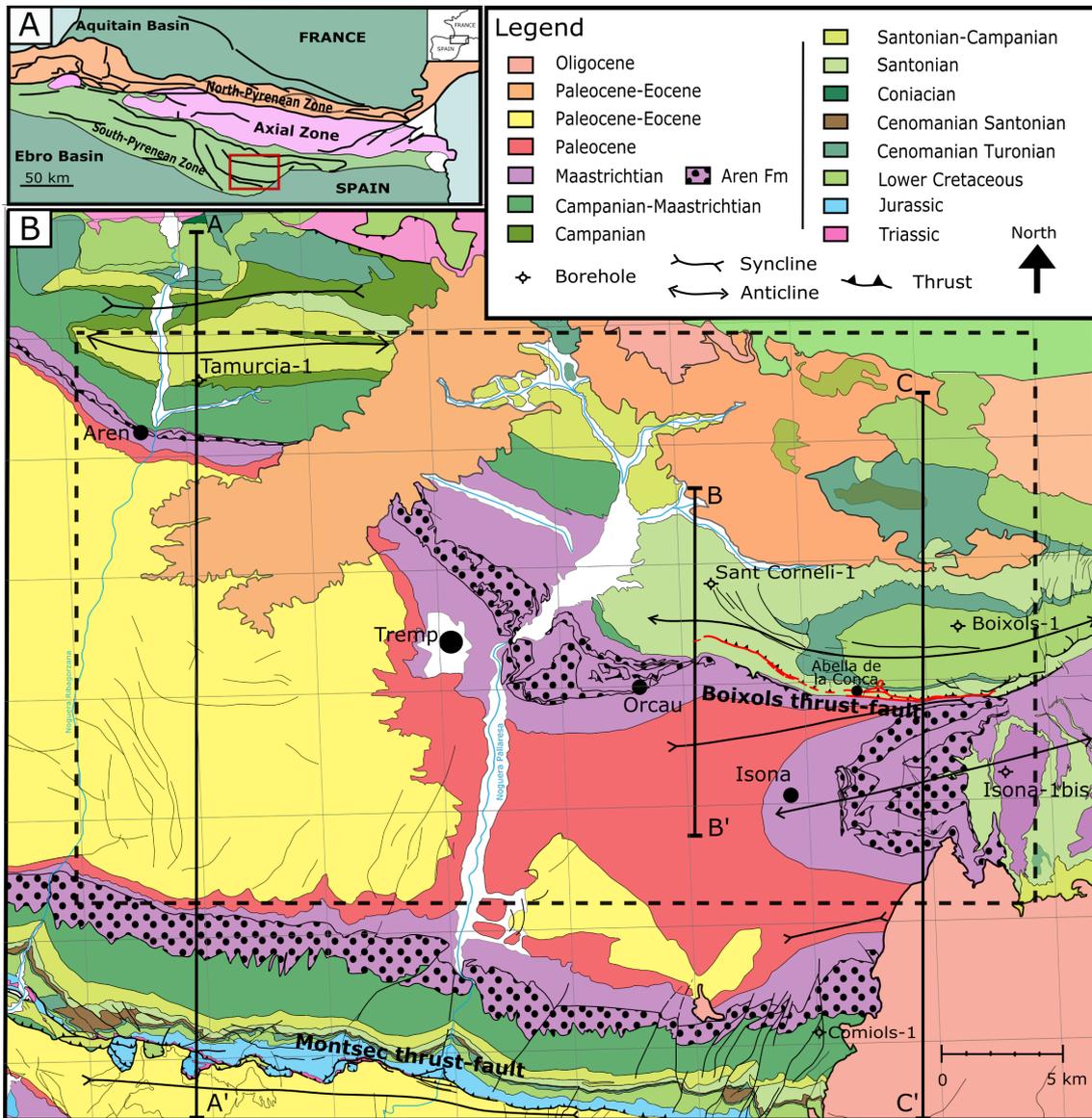


Figure: 2.7 – A. Carte générale des Pyrénées et localisation du bassin de Tremp (rectangle rouge), modifiée d'après (Canerot et Rey, 2008) B. Carte géologique du bassin de Tremp. modifié d'après (Institut Cartographic de Catalunya, 2007).

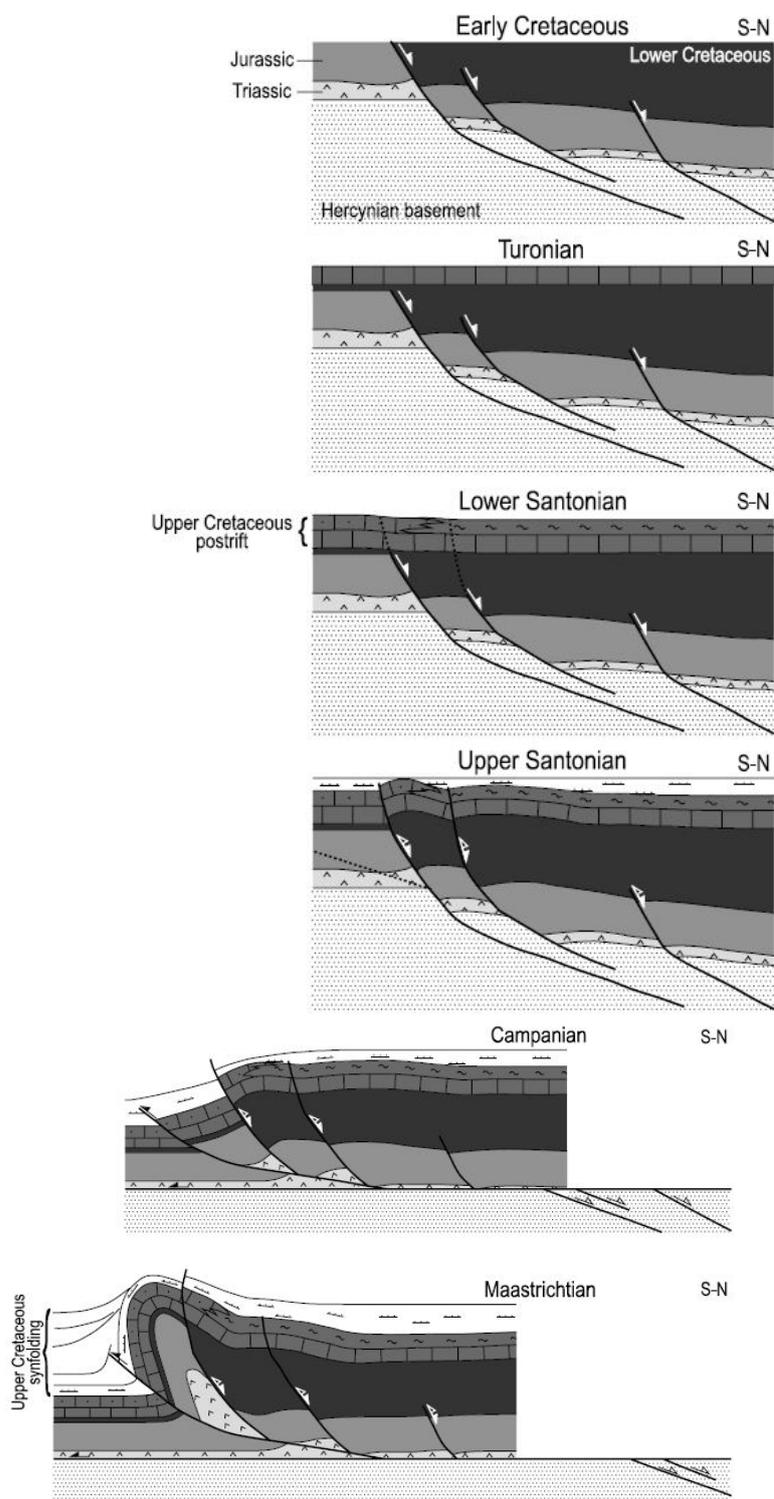


Figure: 2.8 – Schéma représentant l'évolution de la mise en place du Sant-Corneli, au Nord du bassin de Tresp. D'après (Mencos *et al.*, 2011).

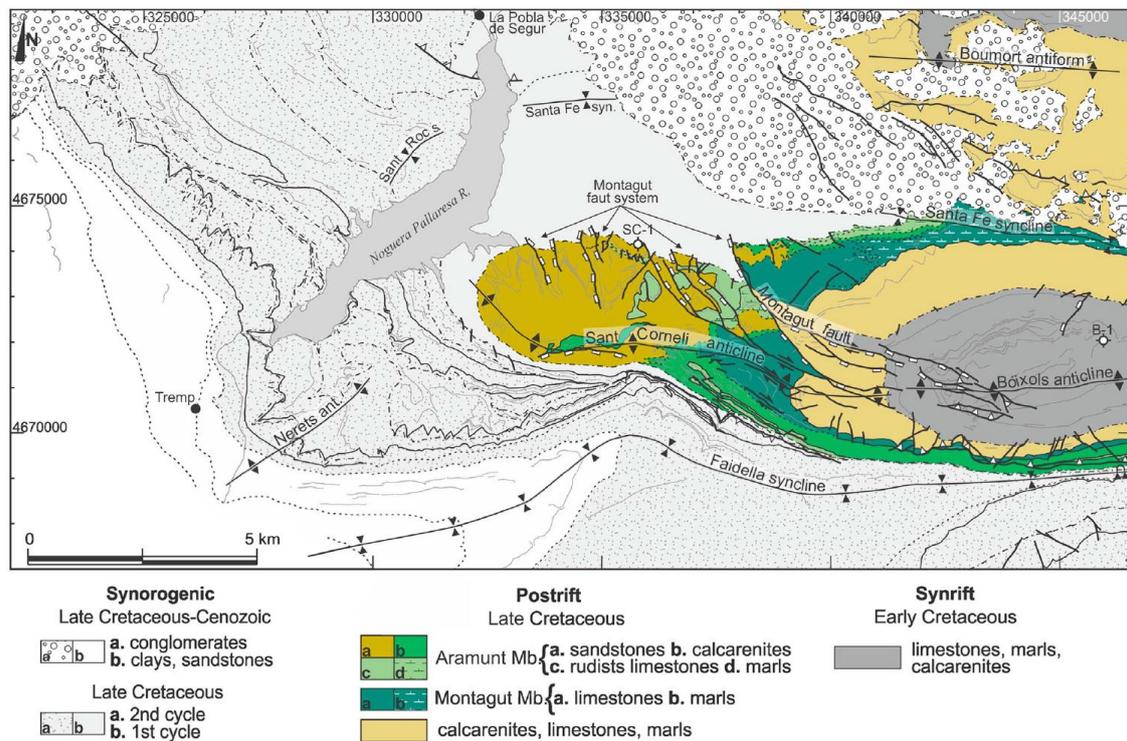
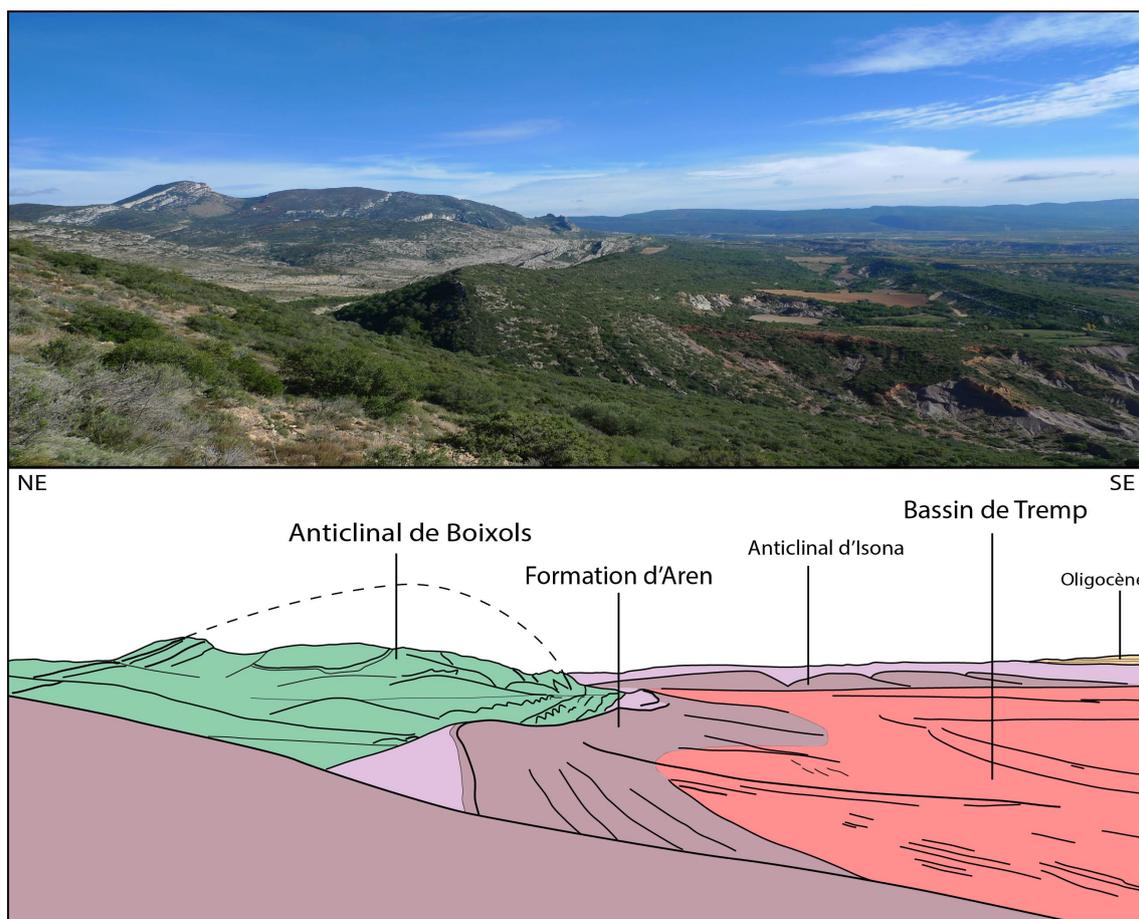


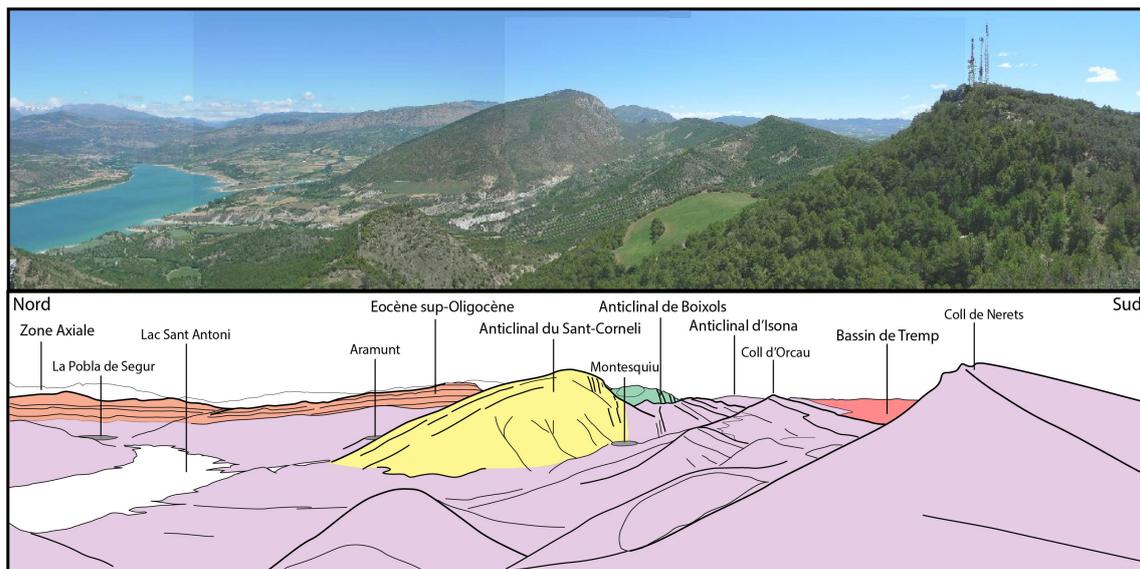
Figure: 2.9 – Carte géologique détaillée de la zone du Sant-Corneli-Boixols et localisation des différents dépôts syn-rifts, post-rifts et syn-tectoniques. D'après (Mencos *et al.*, 2015).



**Figure: 2.10** – Panorama photographique et interprétation de l’anticlinal de Boixols est des dépôts syntectoniques. Les dépôts verts sont post-rift et anté-chevauchement. Les dépôts syn-tectoniques apparaissent en mauve et la formation d’Aren a été colorée en marron, ces dépôts montrent une évolution des pendages depuis des couches sub-verticales proches de l’avant du pli, jusqu’à des dépôts sub-horizontaux dans le centre du bassin affichés en rouge représentant le Garumnien (sans prendre en compte les terrasses Quaternaires). Au dernier plan, à droite de la photographie, on peut noter la présence de couches horizontales d’âge Oligocène.

### 2.4.1 L’anticlinal de Boixols-Sant-Corneli

L’anticlinal de Boixols-Sant-Corneli est un pli de rampe asymétrique, déversé vers le Sud. D’axe globalement Est-Ouest il représente la bordure Nord du bassin de Tresp (Figure 2.9). L’anticlinal de Boixols (Figure 2.10), est un pli crevé à coeur de Crétacé inférieur, est un pli de propagation présentant des ruptures du flanc avant que l’on peut observer au niveau du village d’Abella de la Conca. Cet anticlinal plonge en profondeur vers l’Ouest, vers le Sant Corneli (Figure 2.11). Ce dernier montre des expositions excellentes en surface permettant de contraindre sa géométrie.



**Figure: 2.11 – Panorama photographique et interprétation du Sant Corneli et des dépôts syntectoniques. Le cœur de l'anticlinal Santonien est en jaune, on note nettement le profil asymétrique du pli. Au dernier plan au centre de la photo on observe l'anticlinal de Boixols en vert. Les dépôts syn-tectoniques sont en mauve et se répartissent au Sud et au Nord du Sant Corneli pour la séquence de Vallcarga (voir texte pour les détails). On observe à l'avant du pli les pendages Sud sur les séquences plus récentes, et plus grossières. Toujours à l'avant du pli les dépôts Maastrichtien-Paléocène sont représentés en rouge. Enfin les massifs conglomératiques Eocène supérieur-Oligocène, discordants sur le bassin, sont encore présents au Nord et représentés en orange.**

### 2.4.2 Structures en profondeur

En arrière du Sant-Corneli, un forage a été réalisé, la colonne stratigraphique et la position du chevauchement sont désormais connues sur près de 3 km de profondeur (Lanaja, 1987). Malgré cela, différentes interprétations en profondeur ont été proposées et ont longtemps été débattues. Ce qui a eu un impact sur la cinématique et le timing de mise en place de ces structures, depuis la formation du bassin jusqu'à son inversion et la croissance du pli (Figure 2.12) (Specht *et al.*, 1991, Vergés, 1993, Teixell et Muñoz, 2000, Garcia-Senz, 2002, Shackleton *et al.*, 2011, Mencos *et al.*, 2015).

Dans la zone du bassin de Tresp, le chevauchement de Boixols est aveugle, néanmoins les interprétations des structures en profondeur montrent un plongement de ce chevauchement depuis des profondeurs relativement faibles à l'Est, à l'avant de l'anticlinal de Boixols, jusqu'à se retrouver à plus de 3 km de profondeur à l'Ouest du bassin sous le village d'Aren (Figure 2.13). Cet agencement a des conséquences sur la déformation observée en surface montrant des zones très déformées et des couches sub-verticales sur le flanc avant du pli à Boixols. À l'Ouest, la position de la rampe en profondeur marque seulement la fin du grand synclinal du bassin de Tresp. A l'arrière de cette dernière zone, la déformation montre un enchaînement de synclinaux et anticlinaux principalement contrôlés par une tectonique salifère (Saura *et al.*, 2016).

### 2.4.3 La formation d'Aren

Les formations syn-tectoniques se développent uniquement à l'avant du pli de Sant-Corneli-Boixols, avec des dépôts datant du Campanien jusqu'au Paléocène. Ces formations sont caractérisées par des séquences de dépôts définies par des faciès et environnements de dépôts différents. La première d'entre elles est appelée la "séquence de Vallcarga", datant du Campanien et reposant en discordance directement sur le coeur de l'anticlinal du Sant Corneli, ce qui indique qu'un relief était déjà formé au Campanien, sans pour autant pouvoir affirmer une activité tectonique à cette période. Cette première séquence présente des faciès marneux turbiditiques, des calcaires et des argiles (Nagtegaal *et al.*, 1983, Ardèvol *et al.*, 2000) (Figure 2.14).

Sur cette première séquence de matériel syn-tectonique, on trouve le groupe d'Aren, lui-même subdivisé en trois sous-séquences afin de définir les dépôts de la fin du Campanien jusqu'au début du Paléocène.

Parmi ces dépôts, on note la présence de la formation d'Aren, datant du Maastrichtien et présentant un faciès fluvio-deltaïque. Cette formation d'Aren va présenter des variations de faciès et de directions de transport liées à la croissance progressive du pli impactant sur le milieu de dépôt de cette formation. Cette formation s'amincit fortement vers l'Est du bassin, où elle repose en discordance sur des dépôts d'âge Santonien voir des calcaires plus anciens. Par endroit on peut observer également de légères discordances angulaires (5 à 10° sur la partie Est du bassin) de la formation d'Aren sur les précédentes formations syn-tectoniques indiquant la présence d'un relief au niveau du Sant-Corneli au moment

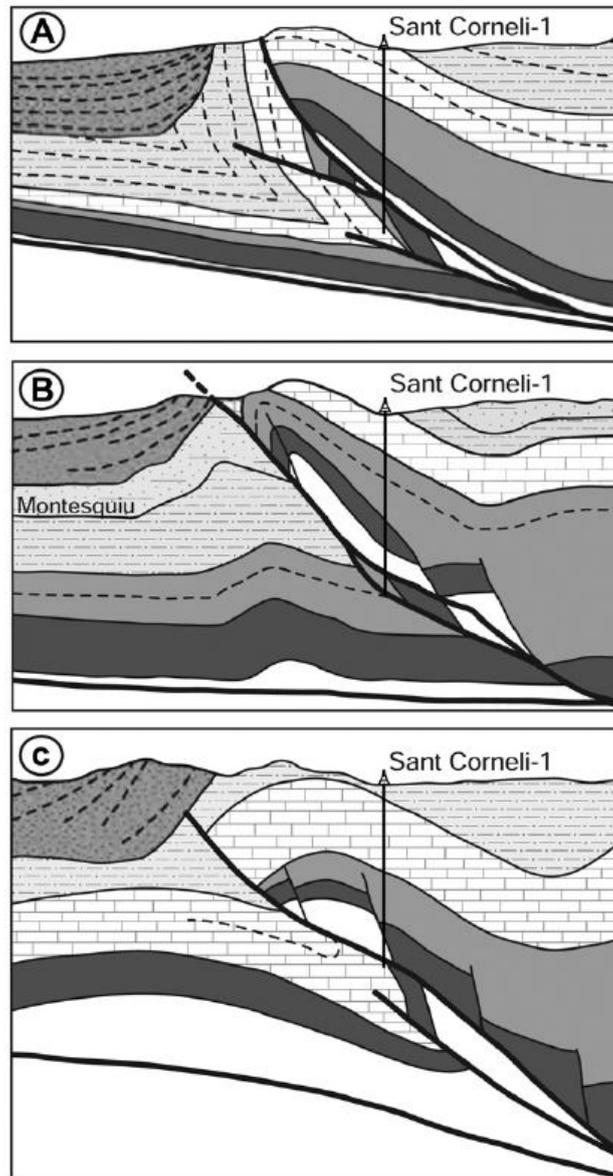


Figure: 2.12 – Trois coupes Nord-Sud à travers l’anticlinal du Sant-Corneli, le long ou proche du profil ECORS A. d’après (Deramond *et al.*, 1993), B. d’après (Vergés, 1993), C. d’après (Garcia-Senz, 2002). Figure d’après (Shackleton *et al.*, 2011).

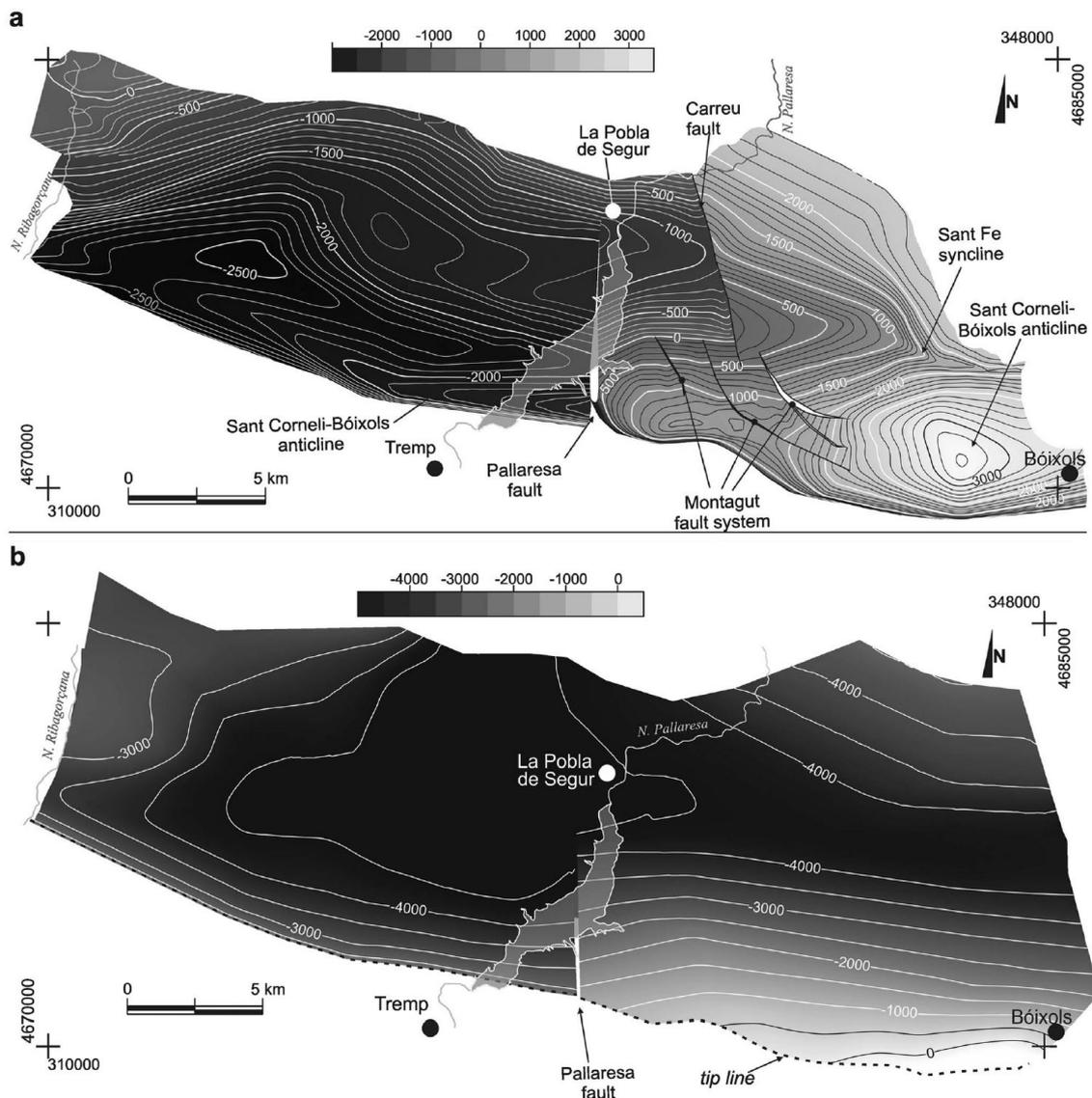


Figure: 2.13 – A. Carte des isobaths du sommet de la séquence postrift (Santonien inférieur), basée sur différentes données de surface et subsurface (Teixell et Muñoz, 2000, Garcia-Senz, 2002), montrant le plongement vers l'Ouest des structures et les variations selon les accidents présentés. B. Carte des isobaths de profondeur du chevauchement de Boixols et son plongement constant vers l'Ouest, suggérant que des facteurs autres que le simple jeu du chevauchement sont à l'origine de la géométrie actuelle de la zone, notamment des plis du Sant-Corneli et Boixols. D'après (Mencos *et al.*, 2015).

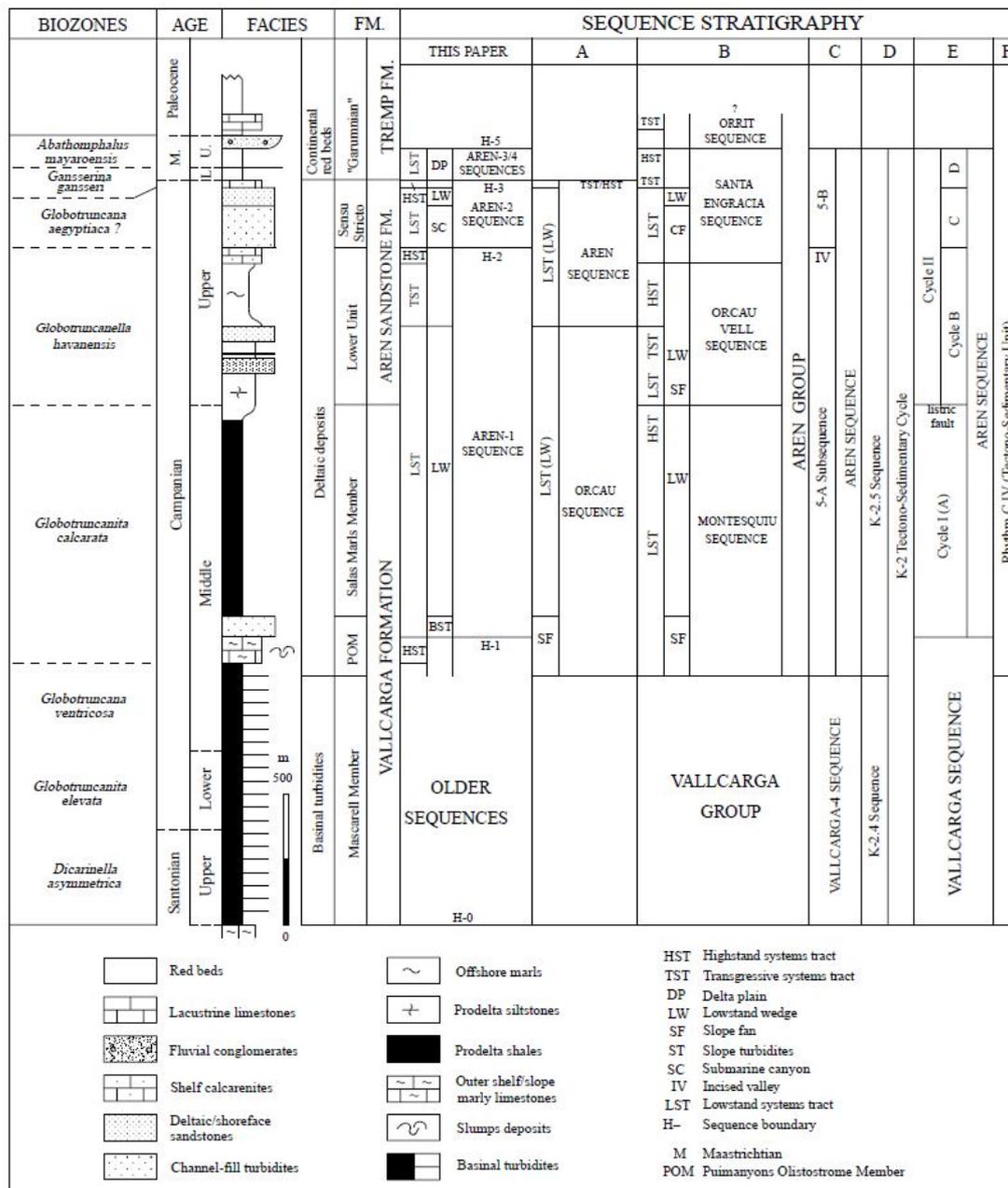


Figure: 2.14 – Biostratigraphie, lithostratigraphie et stratigraphie séquentielle de la formation d'Aren. D'après (Ardévol *et al.*, 2000).

du dépôt.

À La base de cette formation d'Aren on note la présence de failles normales orientées NNE à NNW, et d'olistostrome qui sont caractérisées par des glissements gravitaires syn-sédimentaires liés à la croissance du pli. Ce premier sous-groupe s'appelle la "séquence de Montesquieu". Au-dessus de cette séquence on observe des dépôts fluviatiles que l'on retrouve plus précisément à l'Est du bassin pour montrer des dépôts plus profonds vers l'Ouest, avec la présence de barres bioclastiques. Cet ensemble est nommé la "séquence d'Orcau-Vell". La partie supérieure de la séquence d'Orcau-Vell est également appelée la "formation d'Aren" au sens strict du terme. Cette dernière montre par endroit, et plus fréquemment à l'Est, une surface d'érosion formant la base de la "séquence de Santa Engracia" qui vient ensuite se déposer. Cette séquence montre des faciès plus grossiers d'origine silicoclastique. On note sur la partie supérieure de la séquence de Santa Engracia des dépôts carbonatés de système transgressif suivis par des dépôts deltaïques. Enfin, sur ce groupe d'Aren se trouve une formation continentale de couleur rouge du faciès Garumnien, qui semble s'être déposée pendant une période de relative quiescence tectonique dans le bassin de Tresp. Des études de la géométrie et de la sédimentologie de ces séquences ont permis de reconstruire l'évolution de la croissance du Sant-Corneli en comparaison avec les familles de fractures observées dans ces dépôts syn-tectoniques (Figure 2.15). Dans notre étude concernant les bandes de déformation nous parlerons de formation d'Aren tel que représentant le groupe au sens large, comme décrit précédemment.

#### 2.4.4 Enfouissement

Le chemin temps-température de la formation d'Aren est connu et renseigné sur l'enfouissement subit par la formation depuis la période de dépôt jusqu'à son observation actuelle à la surface. Cette information a été obtenue suite à une étude thermochronologique faite dans la zone centrale du bassin, près de la ville de Tresp, dans la formation paléocène du Garumnien. Cette étude, menée par (Fillon *et al.*, 2013), montre que d'après plusieurs sites étudiés, l'enfouissement a été relativement constant depuis la limite Maastrichtien-Paléocène jusqu'à 5 à 10 Ma, à la fin du Miocène (Figure 2.16). À cette période d'enfouissement maximal, les températures obtenues se situent entre 70 et 95°C, ce qui donne des profondeurs autour de 2 km pour un gradient de température de 30°C/km et une température de surface de 20°C. De plus, cette étude donne des informations sur la phase d'exhumation de cette formation entre la fin du Miocène et son exposition à la surface à l'actuel, donnant des taux d'exhumation très élevés, autour de 0.13 à 0.5 km/Ma. Cette étude nous permet d'estimer le chemin temps-température de la formation d'Aren située juste sous le Garumnien. En prenant une épaisseur moyenne de la formation d'Aren de 300 m, et en gardant les mêmes gradients de température, on obtient des profondeurs d'enfouissement maximum autour de 2300 m vers 8 Ma.

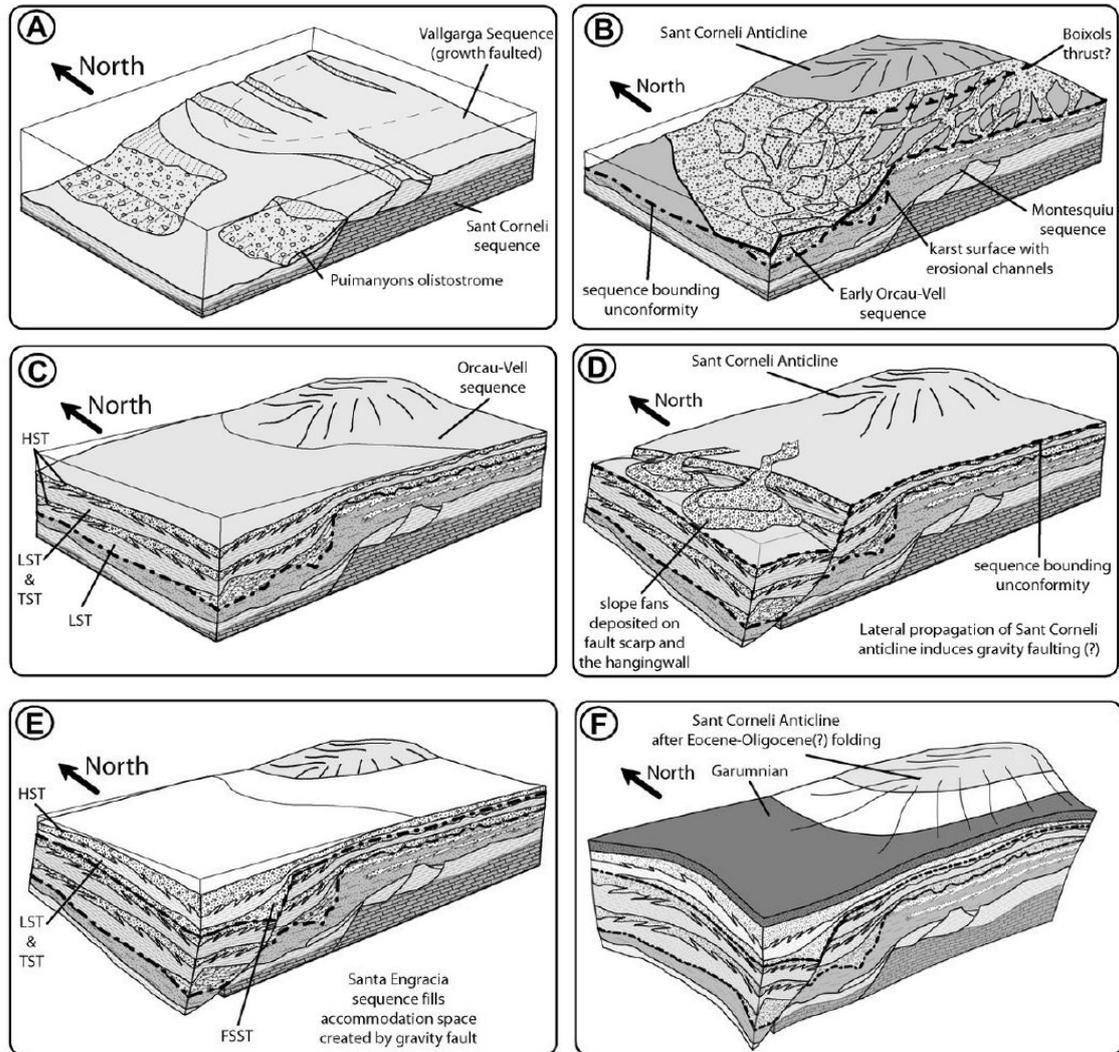


Figure: 2.15 – Évolution structurale et paléogéographique simplifiée du Sant-Corneli et des dépôts syn-tectoniques. A. Dépôts de la séquence de Montesquiou. B. Début de la période Orcau-Vell. C. Fin de la période Orcau-Vell. D Début des dépôts de la séquence de Santa Engracia. E. Fin de la séquence Santa Engracia. F. Période post plissement après les dépôts Garumnien (Eocène-Oligocène). D'après (Shackleton *et al.*, 2011).

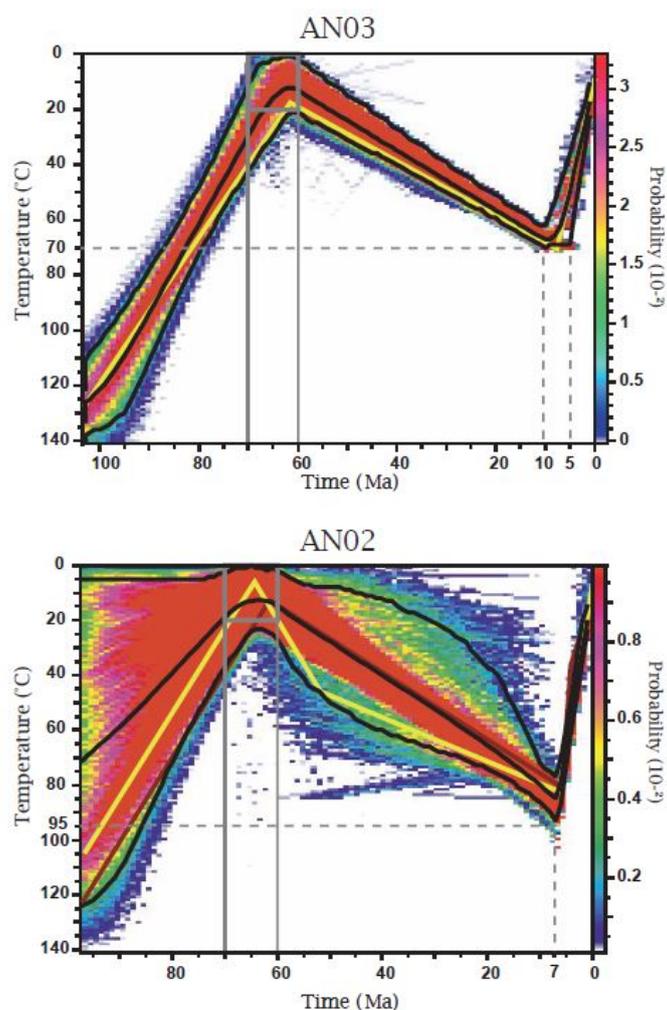
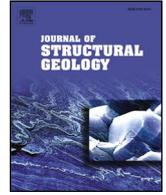


Figure: 2.16 – Modélisations des chemins Temps-température donnés par une étude thermochronologique. Les couleurs indiquent la probabilité du modèle, la ligne jaune indique le modèle correspondant le mieux aux données. D'après (Fillon *et al.*, 2013).

## **2.5 Article : Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold and thrust belt : example from the Tremp-Graus basin, southern Pyrenees, Spain**

L'objectif de notre étude est de comprendre le mode de mise en place de ces structures, en mettant en corrélation les informations données par la littérature concernant le timing de la déformation, l'évolution de l'enfouissement que subi la formation d'Aren et en comparant avec ce que l'on connaît du comportement des roches soumises à une contrainte tectonique, et leur réponse par rapport à la rupture. A travers l'étude macrostructurale et microstructurale, menée conjointement avec une étude de la fabrique magnétique, nous proposons des éléments de réponses à ces problématiques concernant les bandes de déformation observées dans la formation d'Aren par le biais de l'écriture d'un article intitulé "Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold and thrust belt : example from the Tremp-Graus basin, southern Pyrenees, Spain" accepté dans *"Journal of Structural Geology"*.



# Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold-and-thrust belt: Example from the Tremp-Graus basin, southern Pyrenees, Spain

Romain Robert<sup>a,\*</sup>, Philippe Robion<sup>a</sup>, Pauline Souloumiac<sup>a</sup>, Christian David<sup>a</sup>, Elodie SAILLET<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Université de Cergy-Pontoise, Laboratoire GEC, 1 Rue Descartes, 95000 Neuville sur Oise, France

<sup>b</sup> UniLaSalle, 19, Rue Pierre Waguet - BP 30313 - 60026 Beauvais, France

## ARTICLE INFO

### Keywords:

Deformation bands  
Compaction bands  
Tremp basin  
Anisotropy of magnetic susceptibility  
Layer parallel shortening  
Stress path

## ABSTRACT

Strain localization in a porous calcarenite facies of the Aren formation in the Tremp basin was studied. This Maastrichtian syn-tectonic formation exposed in front of the Boixols thrust, in the Central South Pyrenean Zone, hosts bedding perpendicular deformation bands. These bands are organized in two major band sets, striking East-West and N-020 respectively. Both populations formed during early deformation stages linked to the growth of the fold and thrust. A magnetic fabric study (Anisotropy of Magnetic Susceptibility, AMS) was carried out to constrain the shortening direction responsible for the deformation bands development during the upper Cretaceous-Paleocene N-S contraction in the region, which allowed us to define populations of Pure Compaction Bands (PCB) and Shear Enhanced Compaction Bands (SECB) regarding their orientations compared to the shortening direction. Both sets are formed by cataclastic deformation, but more intense in the case of SECBs, which are also thinner than PCBs. The initial pore space is both mechanically reduced and chemically filled by several cementation phases. We propose a geomechanical model based on the regional context of layer parallel shortening, thrusting and strike-slip tectonics considering the burial history of the formation, in order to explain the development of both types of bands at remarkably shallow depths.

## 1. Introduction

Deformation in high porosity sandstones (porosity larger than 15%) is often localized into tabular structures called Deformation Bands (DBs) (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Fossen et al., 2017). These structures occur as millimeters to few centimeters thick tabular or anastomosing bands, generally characterized at the micro-scale by grain crushing and porosity reduction (Aydin, 1978; Aydin and Johnson, 1978, 1983; Underhill and Woodcock, 1987; Antonellini et al., 1994; Davis, 1998; Fossen et al., 2007) and can act either as drain or as a barrier to fluid flow (Antonellini et al., 1994; Gibson, 1998; Ogilvie and Glover, 2001; Ogilvie et al., 2001; Shipton et al., 2002; Fossen and Bale, 2007; Tueckmantel et al., 2010; Ballas et al., 2012, 2015; Fossen et al., 2017). The field occurrence of deformation bands in granular material is widely recognized by Compactional Shear Bands (CSBs) when the Shear vs. Compaction ratio (S/C) is superior to 1 (Fossen et al., 2017) or by Shear Enhanced Compaction Bands (SECBs) if S/C ratio is around 1 (Fossen et al., 2017), whereas Pure Dilation Bands (PDBs) and Pure Compaction Bands (PCBs) remain poorly documented (Fossen et al., 2017). The relative paucity of PCBs

observed in the field can be explained by geomechanical observations and models: the material needs to have a high porosity, typically > 30% for sandstones (Fossen et al., 2017) and the stress path has to intercept the failure envelope with the following conditions (1) a relatively high mean effective stress and (2) a relatively low differential stress, lower than needed for SECBs or CSBs. This is consistent with the observation of Fossen et al. (2017) which shows that PCBs occurrence is enhanced at relatively shallow burial depth compared to SECBs. A convenient way to predict the occurrence of deformation bands is to plot the state of stress at the onset of inelastic permanent deformation in a P-Q diagram, where P is the mean effective stress and Q the differential stress (Wong et al., 1997; Wong and Baud, 1999; Cuss et al., 2003; Rudnicki, 2004; Sternlof et al., 2005; Rutter and Glover, 2012). Such a representation, which allows to close the failure envelope at high confining pressure, was based on geomechanical experiment in the lab and was later applied in structural geology studies (Schultz and Siddharthan, 2005; Fossen et al., 2007). It leads to classify the deformation bands depending on where the stress path intersects the Yield surface defined as “cap” for the closing part of the envelope (Antonellini et al., 1994; Issen, 2002; Nova, 2005; Schultz and Siddharthan, 2005;

\* Corresponding author.

E-mail addresses: [Romain.robert@u-cergy.fr](mailto:Romain.robert@u-cergy.fr) (R. Robert), [Philippe.Robion@u-cergy.fr](mailto:Philippe.Robion@u-cergy.fr) (P. Robion), [Pauline.Souloumiac@u-cergy.fr](mailto:Pauline.Souloumiac@u-cergy.fr) (P. Souloumiac), [Christian.David@u-cergy.fr](mailto:Christian.David@u-cergy.fr) (C. David), [Elodie.Saillet@unilasalle.fr](mailto:Elodie.Saillet@unilasalle.fr) (E. SAILLET).

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.012>

Received 13 October 2017; Received in revised form 14 February 2018; Accepted 22 February 2018

Available online 26 February 2018

0191-8141/ © 2018 Elsevier Ltd. All rights reserved.

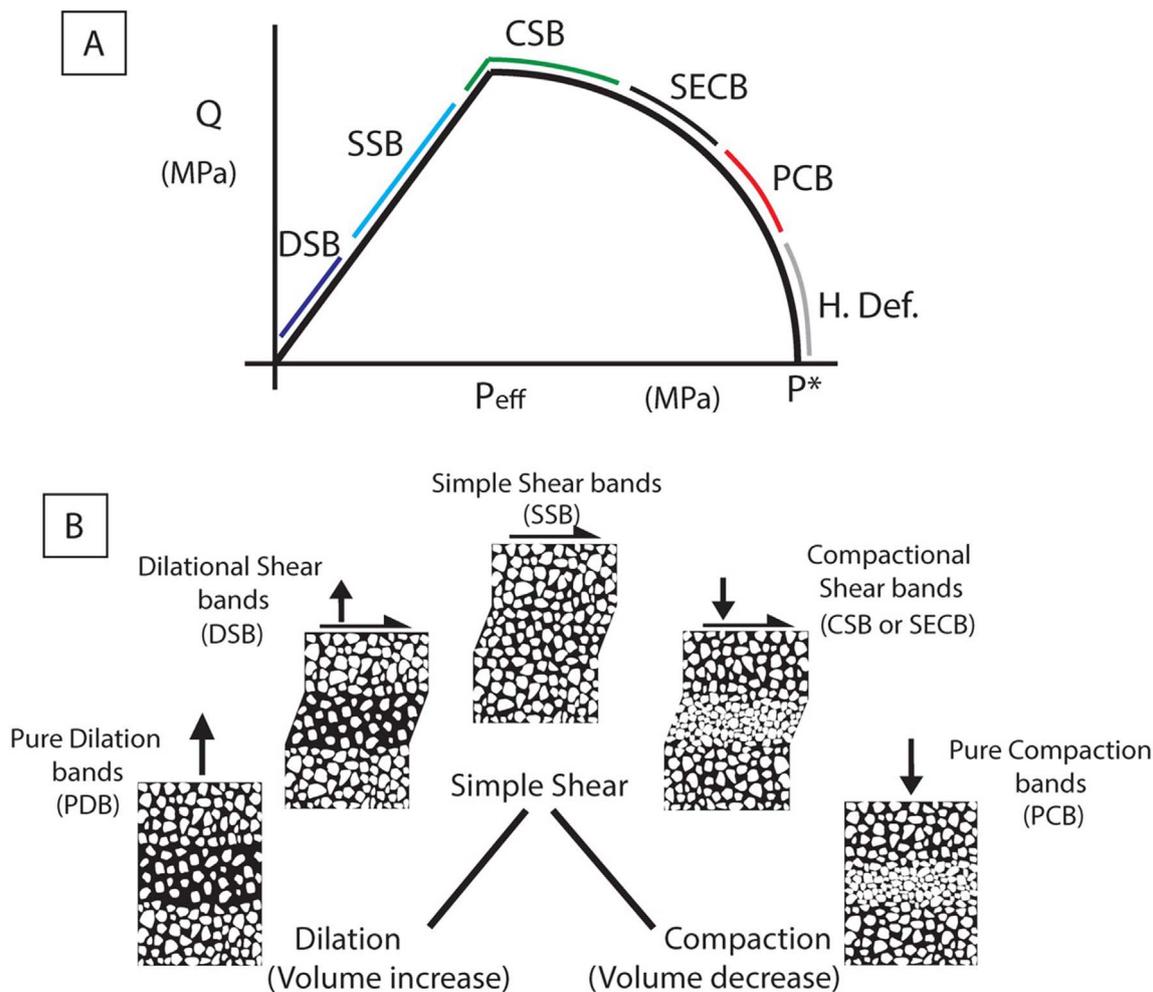


Fig. 1. A. Q vs. P plot with a schematic envelope representation and a qualitative localization of different type of band: DSB: Dilatational Shear Band; SSB: Simple Shear Band; CSB: Compactional Shear Band; SECB: Shear Enhanced Compaction Band; PCB: Pure Compaction Band; H. Def: Homogeneous Deformation. B. Kinematic classification of bands, modified after Fossen et al., 2007, from dilation to compaction, with or without a shear component.

Aydin et al., 2006; Soliva et al., 2013; Fossen et al., 2017). The differences between CSBs, SECBs and PCBs can thus be viewed as a continuous transition from a shear mode of failure to a compactive mode (Fig. 1A) (Fossen et al., 2007, 2017; Rutter and Glover, 2012). Localization of the different type of bands can differ from the authors (Wong et al., 1997; Baud et al., 2000, 2006; Klein and Reuschlé, 2004; Tembe et al., 2008; Rutter and Glover, 2012) and need to be used carefully. Two major classifications are thus proposed (Fossen et al., 2007, 2017) depending firstly on the kinematics and secondly on the main micro-mechanism operating inside the band. The kinematic classification distinguishes three end-members: compaction bands, dilation bands and shear bands which can all form in the same contractional or an extensional tectonic regime (Fig. 1B). On the other hand, the classification based on micro-mechanism separates disaggregation band, showing mainly grains rearrangement, from phyllosilicates bands (for phyllosilicates values over 15% of the total composition), cataclastic bands presents grains crushing, and solution and cementation band occurring at important depths due to pressure solution (Fossen et al., 2007).

In this study we present new data on the geological conditions of deformation bands forming in a contractional tectonic regime, by combining field observations, laboratory experiments, microstructural characterization, and geomechanical modelling. The area of interest is the Tremp basin (Fig. 2), in the central part of the South Pyrenean zone, where we measured different deformation bands orientations in a Maastrichtian fluvialite sandstone known as the “Aren sandstone

formation” exposed ahead of the Boixols thrust. This contribution aims to decipher the relationships between orientation of deformation bands and the tectonic shortening direction in the area. These bands are defined and characterized in terms of macro- and micro-structures in relation with the porosity evolution during the burial and diagenetic history of the Aren formation. In order to constrain the regional deformation we conducted magnetic fabric analysis, which provides a proxy for preferential grain orientation and internal deformation. In detail, an Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) study was conducted mainly in the Garumnian formation, which are lying on top of the Aren formation (Fig. 3), because they are more prone to record the magnetic signal. Using microscopy and image analysis techniques, porosity and grain size distributions were determined, which allowed us to constrain the plastic yield envelope for the Aren sandstones, to finally propose a geomechanical model of deformation band formation depending on burial history and tectonic stress paths. We show in particular that the compactive deformation bands observed in the studied area have formed under layer parallel shortening (LPS) associated with the growth of the Boixols anticline before maximum burial depths were attained in the Tremp basin.

## 2. Geological settings and sampling strategy

The Sant Corneli-Boixols anticline is situated in the southern central Pyrenees (Fig. 2A), in the Meso-Cenozoic Tremp-Graus basin (Figs. 2 and 3). This basin was formed during the Late Cretaceous and Cenozoic

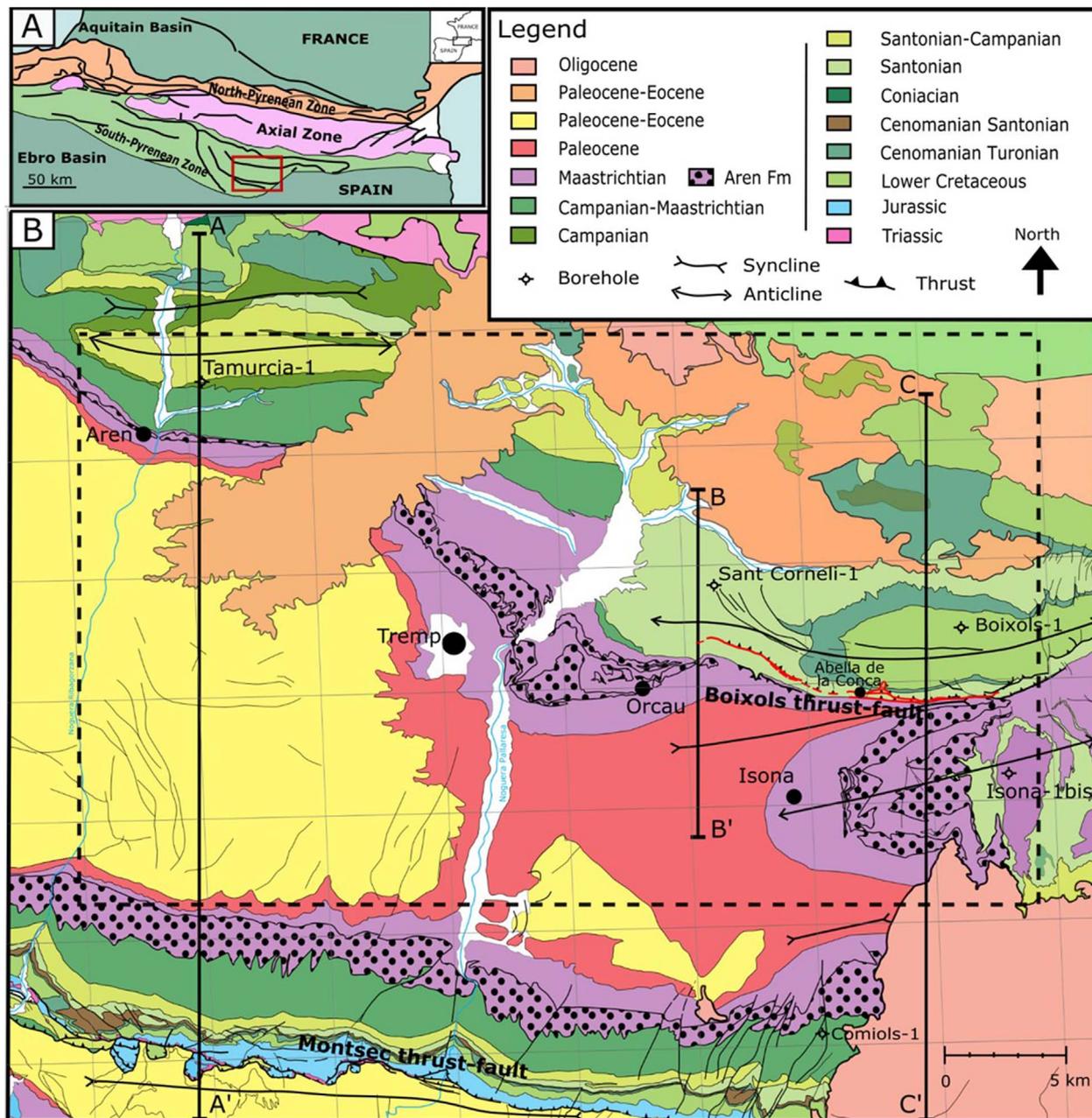


Fig. 2. A. Schematic structural map of the Pyrenees and Tremp-Graus basin location (red square). B. Geological map of the Tremp-Graus basin and three N-S cross section localizations (Presented Fig. 4), dashed square represents the delimitation for Figs. 5, 9 and 15. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

eras, i.e. during the Pyrenean orogeny (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Roest and Srivastava, 1991) (Fig. 2B). The Sant Corneli-Boixols is a fault-propagation fold related to the Boixols thrust fault (Mencos et al., 2015). Accordingly, the Sant Corneli anticline shows an asymmetric shape and forms the western termination of the Boixols thrust fault, a nearly 40 km long, east/west trending, south vergent thrust (Berastegui et al., 1990; Puigdefàbregas et al., 1992; Bond and McClay, 1995; Garcia-Senz, 2002). This fold was formed above a detachment located within the Triassic evaporites, as a consequence of the tectonic inversion of the lower Cretaceous Organyà extensional basin (Berastegui et al., 1990; Muñoz, 1992; Deramond et al., 1993; Verges, 1993; Bond and McClay, 1995). At regional scale, thrusting developed in a piggyback sequence. The activation of the Boixols thrust fault initiated during the Late Cretaceous (Verges et al., 2002). It was followed by the Montsec thrust fault, which transported the Tremp–Graus Basin

in a piggyback manner from Paleocene to Late Eocene times (Puigdefàbregas et al., 1992). Finally the frontal Sierras Marginales thrust sheet was active from Middle Eocene to Late Oligocene times (Verges and Muñoz, 1990; Muñoz, 1992; Verges et al., 1995; Beaumont et al., 2000).

From the cross-sections traversing the Tremp-Graus basin (Fig. 2B for location), a lateral change in the structure style is evidenced from west to east in the Boixols thrust sheet (Fig. 4, Verges, 1993; Teixell and Muñoz, 2000; Garcia-Senz, 2002; Mencos et al., 2011; Saura et al., 2016). The Western cross section (modified after Teixell and Muñoz, 2000; Saura et al., 2016) is constrained by the Tamurcia-1 well (Lanaja, 1987) and seismic lines. It presents a large Triassic to Paleogene syncline and buried imbricated structures developed at the front of a basement culmination (Saura et al., 2016). The central cross-section (modified after Mencos et al., 2011) cut out the Sant Corneli fault-

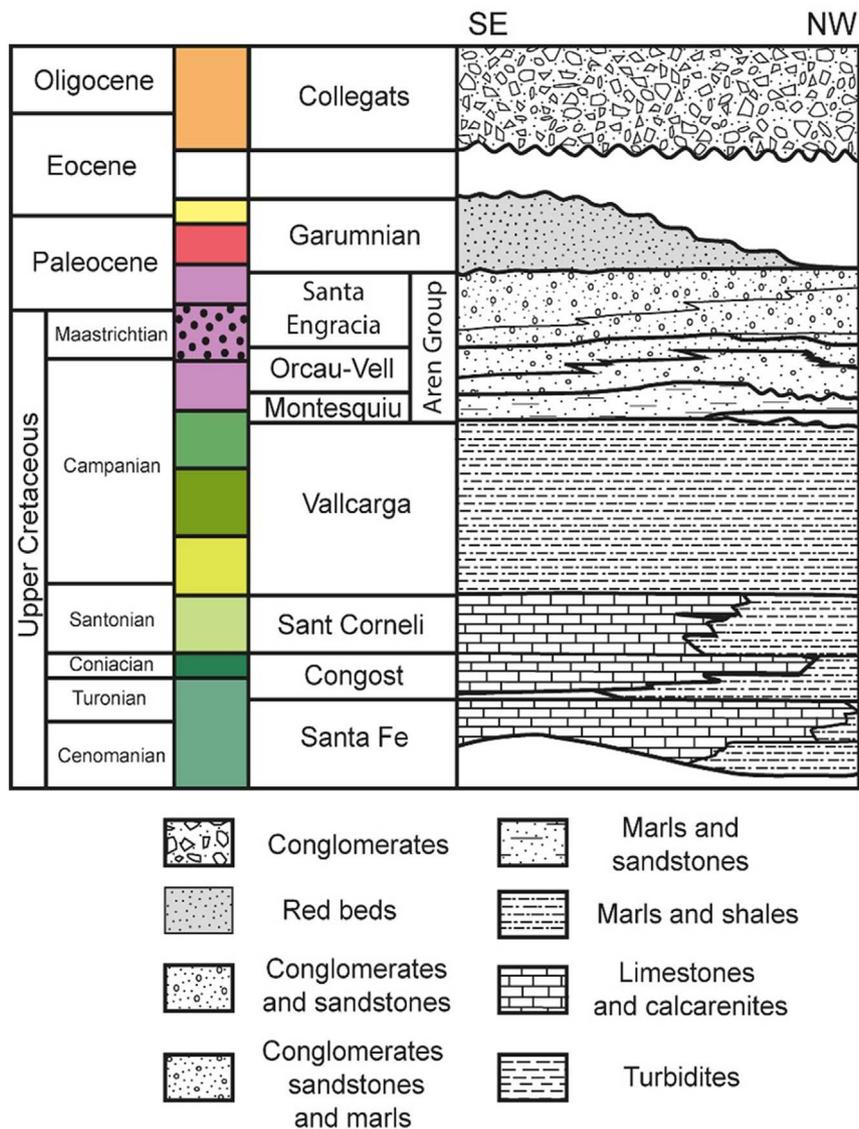


Fig. 3. Simplified stratigraphic section from upper Cretaceous to Oligocene in the area near the Sant Corneli anticline (modified from Déramond et al., 1993, Bond and McClay, 1995, Ardèvol et al., 2000 and Shackleton et al., 2011).

propagation anticline. Subsurface data, including the SC-1 (Sant-Corneli-1) well allow observing preserved lower Cretaceous normal faults at depth. In the front of the fold, growth-strata developed from late upper Cretaceous (Campanian) to Paleocene. They are indicative of fault propagation and related fold during this time span. The Boixols thrust is currently exposed in the easternmost part of the Tremp basin, near Abella de la Conca village (Fig. 4, section C-C', modified from Verges (1993), Garcia-Senz (2002)). The syncline located at its front is now pinched and separated in two elements on each side of the Isona's anticline. It is worth noting on this section that the exposed Boixols thrust fault is a secondary or tertiary forelimb thrust and not exactly the ramp on which the anticline developed. The tectonic agenda of the Boixols thrust fault is well constrained by the growth strata developed along the Sant Corneli anticline forelimb (Verges et al., 2002; Shackleton et al., 2011). The thrust fault was active from Campanian-Maastrichtian up to the early Eocene. A marked regional unconformity at the bottom of late Eocene conglomerates signed the end of the Sant Corneli activity and the transfer of deformations southward on more external structures (Nagtegaal et al., 1983; Arbués et al., 1996; Ardèvol et al., 2000). It is worth noting that this unconformity is not preceded by a marked uplift. On the contrary, thermochronological work in the

Tremp-Graus basin by Fillon et al. (2013) evidences a continuous subsidence from late Cretaceous to Miocene in the center of the basin. Still, local discontinuities can be observed in the easternmost part of the basin (Tavani et al., 2017a). The syn-tectonic series record the deformation all along the formation of the fold with different types of localized deformation already well-studied like faults, veins, and joints (Guillaume et al., 2008; Shackleton et al., 2011; Tavani et al., 2011) but also, in particular areas, with deformation bands that had been noticed by Shackleton (2009), but not fully described.

Two specific formations were investigated in order to characterize deformation bands. First, the Aren sandstone, which belongs to the Maastrichtian part of the syn-tectonic series and where we identified, measured, and sampled deformation bands. Secondly, the fluvial deposits of the Garumnian formation was investigated because of its vicinity to Aren formation and its ability to get a suitable signal for the magnetic fabric measurements.

The Aren group has been subdivided differently by authors (Garrido-Megias and Rios-Aragues, 1972; Nagtegaal et al., 1983; Simo and Puigdefàbregas, 1985; Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Simo, 1989; Specht et al., 1991; Deramond et al., 1993; Ardèvol et al., 2000). We will use here the conventions from Deramond et al. (1993) (Fig. 3)

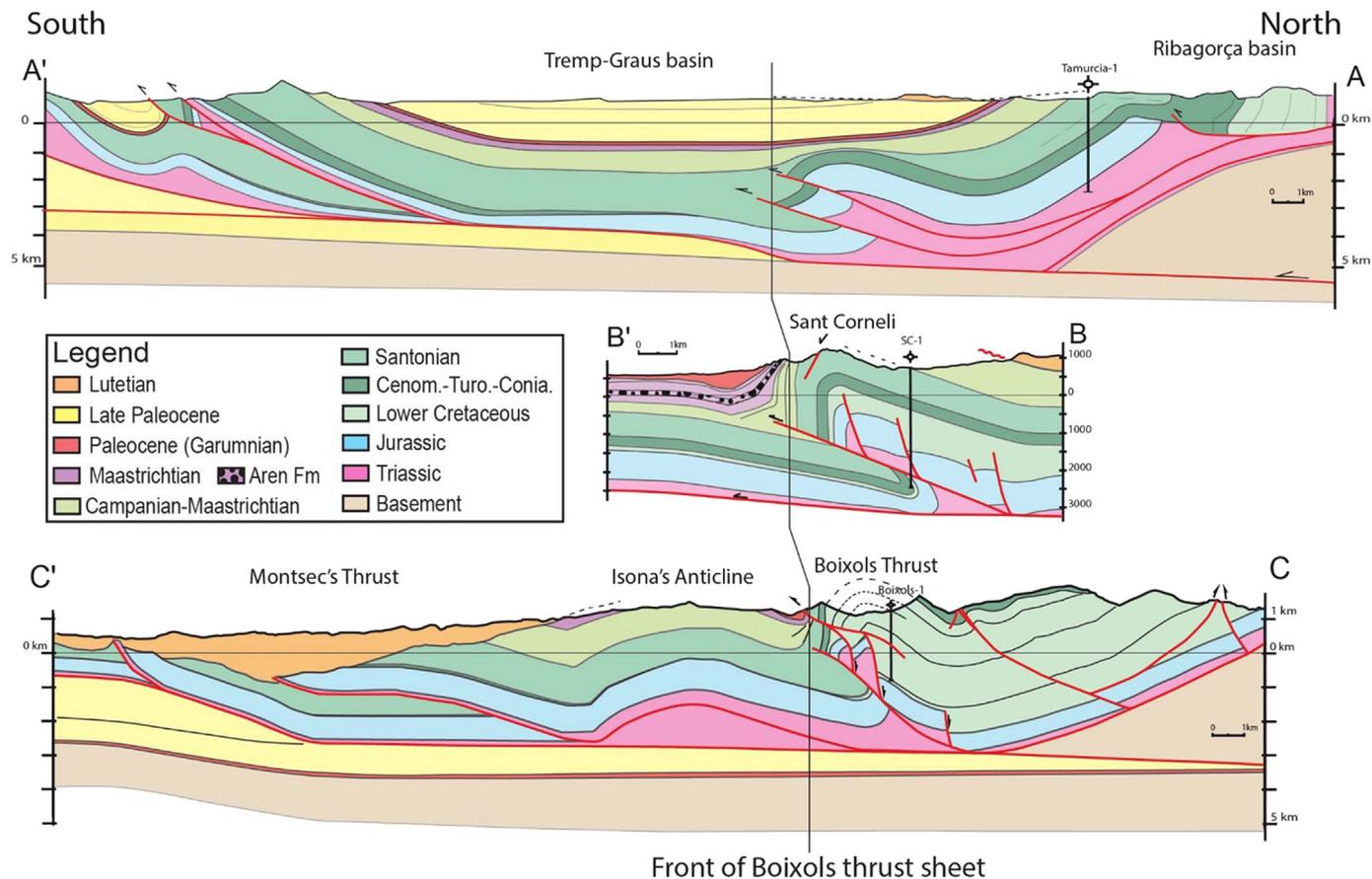


Fig. 4. Three cross-sections N-S oriented across the basin, localization of the cross section on the map Fig. 2B (see text for details).

that split the Aren Formation into three units: The ‘Montsequi sequence’ (Nagtegaal et al., 1983; Simo and Puigdefàbregas, 1985; Simo, 1989; Deramond et al., 1993), the ‘Orcau-Vell sequence’ (Deramond et al., 1993; Guillaume et al., 2008) and finally, the ‘Santa Engracia sequence’ which contains the Aren formation *sensu stricto* and is significantly the most terrigenous and coarsest facies (Simo and Puigdefàbregas, 1985; Simo, 1989; Guillaume et al., 2008). The last two sequences show a calcarenite facies, with quartz grains of various sizes of (from fine to coarse in the host rock), variable bioclastics/quartz ratio and different diagenetic histories.

On top of the Aren group, The Tremp Formation, also known as ‘Garumnian’ (Leymerie, 1862; Cuevas, 1992), is composed of fluvial deposits overlying the Santa Engracia sequence, and it was deposited during the growth of the Sant Corneli and Boixols structures, as observed to the East of the study area (Garrido-Megias and Rios-Aragues, 1972; Gómez-Gras et al., 2016) (Fig. 3).

Both Aren formation and Garumnian were sampled on 7 sites for Aren sandstone, from localities of Aren to Orcau, and 12 sites in the Garumnian as close as possible to the sandstones sites.

### 3. Material and methods

#### 3.1. Field measurement and sampling

Samples for magnetic study have been taken in the field using a gasoline powered drill with water cooled diamond bits. The samples were oriented in situ, and cut in the laboratory in order to get standard size specimen for magnetic studies (25,4 mm diameter x 22 mm high). Both formations were sampled with an average number of samples per site ranging between 12 and 18. The plugs were drilled in as many different directions as possible, in different layers of the studied

formation and in different facies, to avoid sampling issues and biased results.

#### 3.2. Microscopy techniques (optical, SEM, CL)

The deformation bands orientations were measured and sampled for microscopy analyses on oriented thin sections. Optical microscopy studies were made on 40 thin-sections using an Olympus BX 50 to analyze the rock facies and deformed zone, combined with cathodoluminescence (OPEA, Cathodyne) imaging in order to analyze cementation processes and paragenesis of the samples. SEM microscopy studies were made on a ZEISS Ultra 55 at Sorbonne Universités UPMC Paris and on a ZEISS LEICA S430i at Université de Cergy Pontoise, to determine the grain contact, grain shape, fractures and band orientations at a more detailed scale.

#### 3.3. Magnetic study: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

The anisotropy of weak field magnetic susceptibility was measured with an AGICO KLY-3S kappameter (Jelínek and Pokorný, 1997) on standard cylindrical specimens. This device measures the susceptibility during the rotation of the specimen with small speed (0.5 r.p.s) in three successive planes perpendicular to each other and in one static direction. From these measurements, the second rank tensor  $K_{ij}$  is computed and diagonalized in order to yield the three eigenvectors and their associated eigenvalues referred to  $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$  with  $K_1 > K_2 > K_3$ . These principal axes are thus associated to the magnetic ellipsoid and used to characterize the AMS fabric.

Three standard parameters were used to quantify the shape and eccentricity of the ellipsoid (Borradaile and Jackson, 2004). The mean susceptibility  $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ ; the anisotropy parameter

$P_j = \exp \sqrt{2((\ln(K_1/K_m))^2 + \ln(K_2/K_m))^2 + \ln(K_3/K_m)^2)}$ ; and the shape parameter  $T = (2 \ln(K_1) - \ln(K_2) - \ln(K_3))/(\ln(K_1) - \ln(K_3))$ . The  $P_j$  parameter evaluates the deviation of the ellipsoid from being spherical and spans from 1 (perfect isotropy) to infinite values for highly anisotropic tensors, depending on the amount of the eccentricity. The  $T$  parameter is linked to the shape of the ellipsoid and is negative for a prolate ellipsoid (elongated in the  $K_1$  direction) and positive for an oblate ellipsoid (flattened perpendicular to  $K_3$  direction).

To present our results we used the classification proposed by Robion et al. (2007) that allows to identify a sequence of fabrics related to an increasing tectonic shortening. For this classification it is assumed that the lithological facies remains constant, the deformation regime is pure shear (i.e. the axes of the strain ellipsoid do not rotate) and the first stage of the sequence corresponds to a sedimentary fabric that is overprinted by the following stages. Three kinds of magnetic fabrics can be distinguished between intermediate stage (Type II) intersection stage (Type III) and tectonic fabric stage (Type IV). The fabrics of Type II corresponds to a  $K_3$  position that still coincides with the pole to bedding, indicating that the sedimentary signature is not yet lost while the scattering of  $K_3$  towards the bedding plane reflects the loss of the sedimentary signature and characterizes the Type III. In the meantime, maximum axes of susceptibility  $K_1$ , remain horizontal in the strike of the bedding. The tectonic stage (Type IV) is obtained when  $K_3$  is localized within the bedding plane (Robion et al., 2007) whereas  $K_1$  remain parallel to the strike of the bedding.

## 4. Results

### 4.1. Macrostructural analysis

All the bands observed and measured are represented on a stereogram for each site (Fig. 5) after bedding correction in order to observe the relation between the bands and the bedding. Overall, two populations of deformation bands have been observed in the field: (1) a sub-vertical, globally East-West striking population, called hereafter Set 1

(in red, Figs. 5 and 6) and (2) a vertical N20° striking population, called Set 2 (in black, Figs. 5 and 6). Both orientations of bands are well exposed in the reference site we choose at Orrit (Fig. 6) because of the relative high abundance of both populations. Both sets of bands are approximately perpendicular to the bedding and do not show any relationship with grain size of the host rock, which varies from fine to coarse (see values in Table 1). Comparing this reference site with the others, we observed that both sets are present on almost every site, with the same global orientations. Cumulative representation of pole distribution represented on a single stereogram confirms the observed trend at the basin scale showing two sets characterized by mean poles to deformation band within the bedding (Fig. 7).

#### 4.1.1. Macrostructural characteristics of set 1 bands

Set 1 bands are present all along the trend of the Aren formation exposition, from Orrit to Isona localities (Figs. 5 and 8), with variable densities and showing only slight changes in orientations in the central part of the studied area.

A special case appears in the western part of the basin, at Aren location, where Set 1 bands are largely absent (Figs. 5 and 8F). By contrast, it becomes the dominant population from Orrit to Talarn (Fig. 5). The bands here are mm up to half cm thick and generally more oxidized than the host rock, which make them easy to spot (Fig. 8B C). The oxidation zone is located inside the deformed area and is not separated by the band acting as a barrier. Set 1 is also present at Gurp and Talarn sites, with the same global orientation (Fig. 5) but with no oxidation noticeable and density lower than at Orrit and Sapeira.

At the Nerets site, we noticed some changes in strike orientations of the bands, which there are N110°-120°-striking. At the Vilamitjana site, Set 1 was not observed. At the Orcau site, Set 1 reaches a density up to 7 bands per meter, the bands strike between N50° and N90°. In this area similar orientation of deformation bands had been described by Shackleton (2009) but in a different formation and facies than in our study (Fig. 5).

Eastward, at Basturs and Casa-Borell sites, more E-W orientations

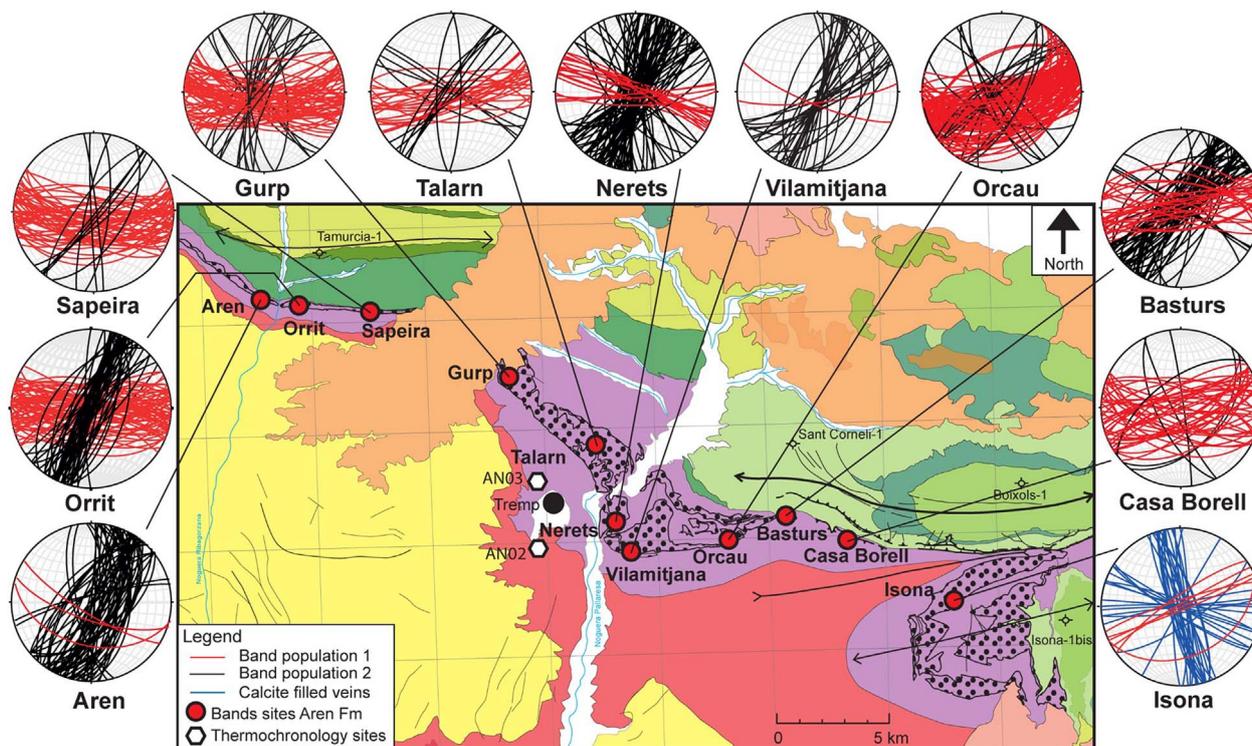


Fig. 5. Sample map with stereograms of bands measured in Aren sandstone, Set 1 represented in red and Set 2 represented in black Thermochronology sites from Fillon et al. (2013) in the Garumnian formation. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

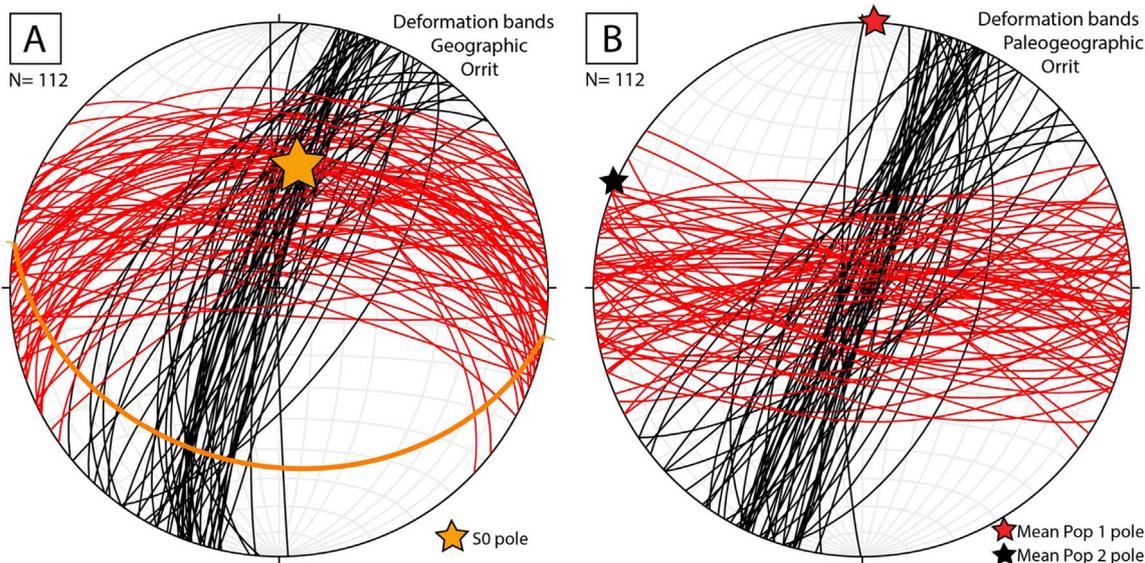


Fig. 6. A. Band orientations for the Orrit site, geographic representation with pole of bedding at the intersection of the band sets. B. paleogeographic representation with red population 1 (Set 1) and black population 2 (Set 2). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1

petrophysical results from thin section observations and images analysis on each site, from West to East: a. rock composition in percentage in the undeformed host rock from 2D image analysis and point counting method. b. Mean grain radius from 2D measurements (in mm). c. Band thickness range for both sets combined observed on the field (in mm). d. Population of band in majority on each site from what we measured, Set 1 in red and Set 2 in black. e. Presence or absence of early Isopac fibrous cement (IFC on Fig. 11E and F) from cathodoluminescence observations. F. Average Octaclasis intensity using Sibson (1977) classification (see text for details) in red for Set 1 and in black for Set 2. Thin sections of both sets are not always available for each site. G. Initial porosity defined from host rock minus cement images analysis (in %).

	West ←									→ East	
	Aren	Orrit	Sapeira	Gurp	Talam	Nerets	Orcau	Casa Borell	Isona		
Composition <sup>a</sup> (in percentage)	87.5	IGV									
	62.5	Bioclasts									
	37.5	Others									
	12.5	Quartz									
Mean grain <sup>b</sup> diameter (in mm)	0.12	0.22	0.43	0.19	0.16	0.20	0.44	0.22	0.16		
Band <sup>c</sup> thickness (in mm)	1-2	1-6	1-6	1-4	1-3	1-3	1-3	1-4	1-3		
Set Band <sup>d</sup> in majority	Set 2	Set 1 Set 2	Set 1	Set 1	Set 1 Set 2	Set 2	Set 1	Set 1	Set 1		
Early <sup>e</sup> cementation	No	No	Yes	No	No	No	Yes	No	No		
Cataclasis <sup>f</sup> intensity (in percentage)	3±1%	45±5% 37±5%	63±5%	2±1%	1±1%	10±5%	17±3% 57±3%	23±4%	1±0.5%		
Initial <sup>g</sup> porosity (in percentage)	40	36	40	35	33	38	35	31	26		

are observed in an intermediate grain size material. Finally, on the NW side of Isona's anticline, deformation bands are very scarce, and the only ones observed are N60° oriented (Fig. 5).

As a summary, at the field scale, the Set 1 are characterized by 1) a relatively large band thickness, from a few millimeters up to a maximum of 6 mm especially when the bands are oxidized (Fig. 5); 2) angle with bedding close to 90°; 3) no visible macroscopic offset inside the band is observed.

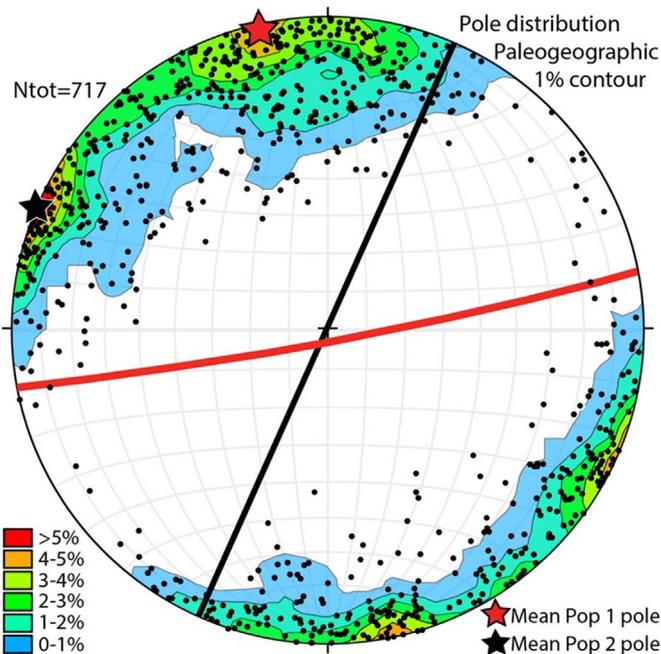
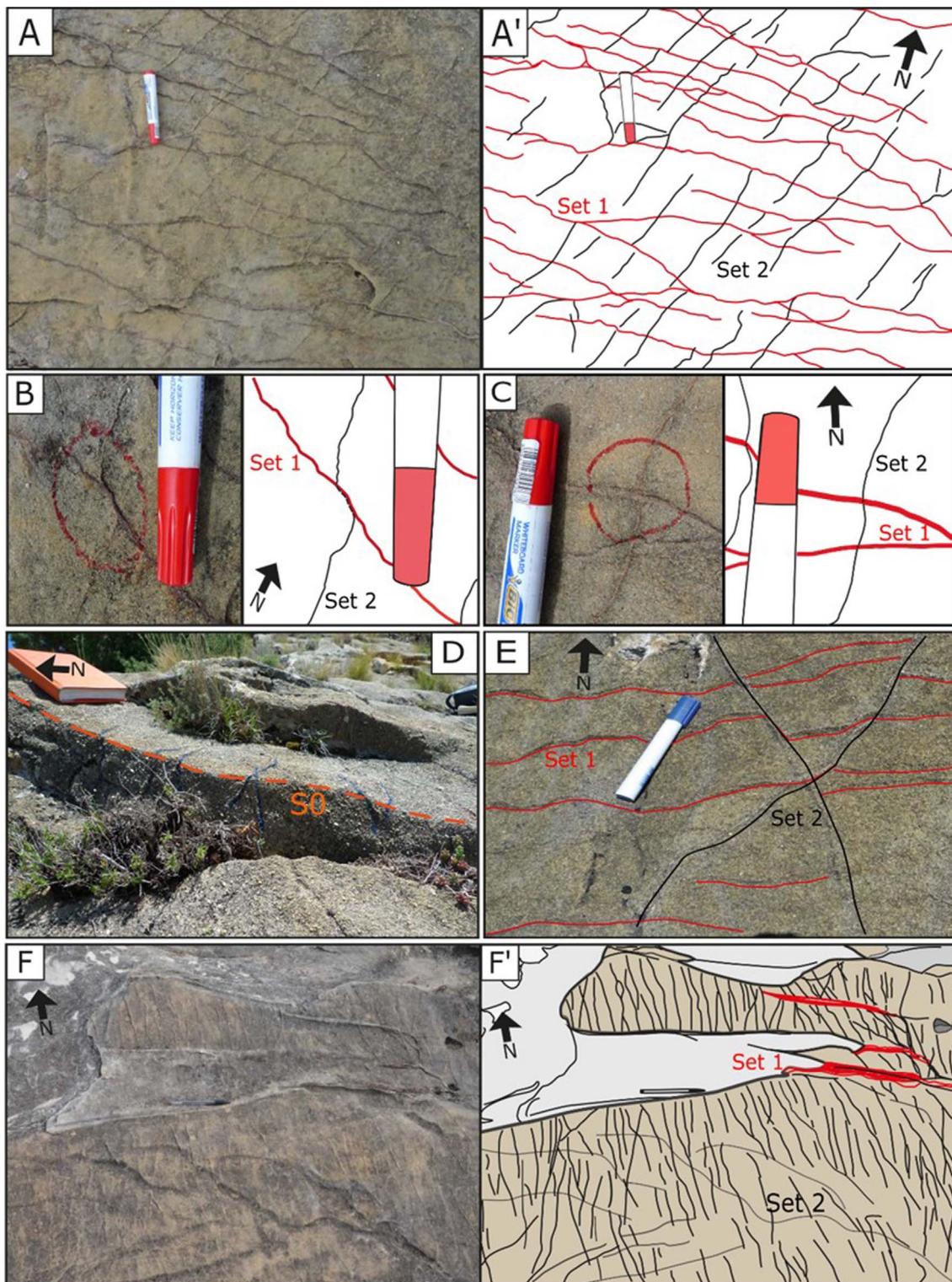


Fig. 7. Pole distribution of band measured from every site of the basin combined, paleogeographic representation. Mean band orientation of each set is represented: Set 1 in red and Set 2 in black. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

#### 4.1.2. Macrostructural characteristics of set 2 bands

The second major population of bands (represented in black on the stereogram in Fig. 7) consistently strikes NNE-SSW all along the studied transect (Fig. 5). Where both Set 1 and Set 2 occur together, the latter is less abundant than the Set 1. There are two sites where Set 2 is dominant, namely the Aren and Nerets sites.

At the Aren site the bands observed are relatively well grouped, oriented N10° to N30° with dips scattered around vertical position and a density up to 20 bands per meter. Set 2 is still observed at the Orrit and the Sapeira sites but with a density decreasing eastward to an average of 5–6 bands per meter. We can also notice that the bands orientations are less scattered around the vertical than at Aren and that they are slightly less oxidized than the E-W population on the same site (Fig. 8A,



**Fig. 8.** Macroscopic description on the field. A. Photography of the two populations of bands in Orriit and interpretations (A') with Set 1 and Set 2 as seen from the structural surface. B. Zoom in a relationship area between the two sets, the Set 2 seems to relay in the Set 1. C. Zoom in a relationship zone between the two sets, showing no relay zone, note the thickness difference between both sets. D. Photography of a side view of the structural surface showing the dip angle of the Set 1 bands, close to perpendicular to the bedding, Orcau. E. Photography and interpretations of both sets of bands in Orcau, with relay of the first set in the second one. F. Photography and schematic interpretation (F') of the fine band from the second set, in majority compared to the rare Set 1 bands as seen from the structural surface, in Aren.

B and C). The same observations are made at Gurp and Talarn with much less bands and with more scattered directions. Some bands with N130° to N140° trends might represent conjugates of the N20°-40° general trend as they present same macro characteristics as the Set 2 bands.

At Nerets, and Vilamitjana, strikes are more scattered between N0° and N50° (Fig. 5), but still perpendicular to the bedding. Further east this set is weakly expressed and it is clearly more scattered orientations and coexist with SE-NW bands. At the Orcau site N-NE striking bands show gentle dip and cannot be clearly assigned to Set 2 or Set 1. At

Basturs, though, bands striking N40° to N50° are close to the general orientation of Set 1. At Casa Borell it is difficult to distinguish both populations, and we interpret most bands as Set 1. Finally, no bands from this set is measured on the Isona site where deformation is mainly expressed by calcite veins. A few calcite veins also occur at Basturs and Casa Borell, cross-cutting the bands.

#### 4.1.3. Bands relationships

No clear offsets caused by deformation bands or pre-existing markers such as fractures or older bands were macroscopically observed (Fig. 8A, B, C). Locally, some bands seem to relay in other bands forming “en échelon” structures (Fig. 8A), this would imply that Set 1 bands are primary, compared to a secondary relaying Set 2 bands, but this is not observed on every site. At the Aren site (Fig. 8F), we observed that the Set 2 includes anastomosing structures of single to multi-strand band (Saillet, 2009).

#### 4.2. Magnetic fabric results

We used magnetic fabric analysis in order to infer petrofabric of rocks related to strain (e.g. Borradaile, 1988; Rochette et al., 1992; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2010). This is particularly relevant in fold and thrust belts for which it has long been demonstrated that AMS is a sensitive tool to record early layer parallel shortening direction in rocks that have been weakly strained and both macroscopic and microscopic deformation are often not well expressed (Averbuch et al., 1992; Sagnotti and Speranza, 1993; Mattei et al., 1997; Bakhtari et al., 1998; Parés et al., 1999; Grelaud et al., 2000; Kanamatsu et al., 2001; Frizon de Lamotte et al., 2002; Saint-Bezar et al., 2002; Sans et al., 2003; Aubourg et al., 2004).

AMS measurements were made on 308 samples split in two groups, (1) 121 samples from seven sites were sampled in the Aren sandstone and (2) 187 samples from twelve sites were sampled in the Garumnian deposits between the Aren to Casa Borell. AMS results are presented on stereographic net (Fig. 9), with details about the magnetic fabrics in Table 2.

AMS fabrics measured in the Garumnian, are intermediate fabric of type II, except on two sites, characterized by the  $K_3$  axes close to the pole to bedding. The  $K_1$  axes is oriented roughly E-W, i.e. parallel to general E-W trend of the Sant Corneli Boixols anticline (Fig. 9). All the fabrics are generally well defined as indicated by the mean confidence ellipse obtained on group of samples originating from the same site by using Jelinek statistic (Jelinek, 1978). Two sites located in the east part of the transect, near the location of Casa Borell (Casa Borell and BOR02), in the vicinity of a thrust fault show a more evolved fabric. The Bor02 site exhibits a Type III fabric with  $K_3$  being not perpendicular to bedding and  $K_1$  being roughly parallel to the bedding strike. The Casa Borell site, close to a back thrust, shows a complete loss of the sedimentary signature. In this site  $K_3$  is sub parallel to the bedding. It is worth noting that the  $K_2$  and  $K_1$  are here scattered around a great circle, a situation typical of a Type IV fabric. The occurrence of these tectonic fabrics (Casa Borell and Bor02) can be interpreted being associated with the increase of the N-S oriented compressional strain in the vicinity of the thrust fault exposed in that area.

AMS fabrics in the Aren formation are not as well defined as indicated by the high values of the confidence ellipses associated to the mean magnetic axes. However, on some sites,  $K_1$  roughly lies in the bedding plane and close to the strike direction and the  $K_3$  are in the down dip direction, thus this fabric being similar to the tectonic fabric of type IV. This is the case for Aren, Sapeira, Gulp and Orcau sites. For the other sites there is no clear relationship with bedding attitude.

The significant scattering of AMS axes and the resulting poorly defined magnetic fabric in sandstones can be explained by the very low susceptibility, even negative, due to the high quartz concentration associated to calcite represented as biogenic clasts and a blocky cement between grains. When we compare the  $K_{mean}$  vs P (Fig. 10A) plots

between the Aren sandstone and the Garumnian formation, we observed a typical bell shaped trend (Rochette et al., 1992; Hrouda, 2004) in the vicinity of zero for the sandstone showing the influence of diamagnetic quartz and calcite contribution to the magnetic susceptibility. On the other hand, Garumnian samples show higher values of magnetic susceptibility (Fig. 10B), typically around  $10^{-4}$  SI, probably due to a higher content in phyllosilicates and oxides that enhances the mean magnetic susceptibility. It is thus obvious for sandstones that the P parameter has no meaning in the range of zero, making the plot P vs. T (Fig. 10C and D) unusable for interpretation of the fabric shape. For the Garumnian sites the trend is in good agreement with those observed in weakly deformed siliciclastic rocks (Robion et al., 2007) or mudrocks (Parés, 2004) with P lower than 1.05 and T mainly in the oblate domain.

From magnetic fabric investigations two main results can be put forward. Firstly, the magnetic fabric can be associated to a N-S shortening. This is particularly well expressed for Garumnian facies. In the Aren sandstone, AMS fabrics are instead not well constrained, but generally show a Type II to Type IV with N-S directions. Secondly, the orientation of the fabrics is generally related to the bedding (with the  $K_3$  being oriented perpendicular to the bedding in the Garumnian), indicating that the fabrics are early recorded and linked to a layer parallel shortening (LPS) event as classically observed in fold-and-thrust belt studies (Graham, 1966; Kissel et al., 1986; Jackson et al., 1989; Lee et al., 1990; Averbuch et al., 1992; Frizon de Lamotte et al., 1997, 2002; Parés et al., 1999; Saint-Bezar et al., 2002; Soto, 2003; Tavani et al., 2004; Louis et al., 2006; Robion et al., 2012, 2007).

#### 4.3. Microstructural analysis

Microscopy analyses have been carried out on thin sections cut parallel and perpendicular to the bedding in order to contain at least two of the three following elements; i) the pole to the bedding, ii) the strike and iii) the dip direction of the formation. At the micro scale, using optical microscopy and scanning electronic microscopy, both host rocks and deformation bands were observed and compared from one site to another in order to infer: i) the different types of bands; ii) the rock composition; iii) the grain size and grain shape. In addition, from cathodoluminescence observations we studied the relative timing of cement filling the rock pore space.

##### 4.3.1. Host rock

From optical microscopy, we can notice that the host rock is mainly composed of quartz and bioclastic grains (Fig. 11A and Table 1). The space between the grains (or inter-granular volume, IGV) is almost fully blocked by calcitic cement. The current porosity as seen from microscopic pictures, is currently significantly low (around 5%) and in some cases can be clearly located inside the bands (Fig. 11A and B).

Grain size variations are observed on the different sites and measured on the thin sections using ImageJ<sup>®</sup> software. The finest grains are found in Aren (Fig. 11C), with a mean diameter around 0.1  $\mu\text{m}$  while the coarser grains are measured in Orcau with a mean diameter around 0.4  $\mu\text{m}$  (Fig. 11E and F). The roundness of these grains is also varying, the small grains from Aren site are sharp in comparison with the coarse round grains from Sapeira or Orcau Table 1.

##### 4.3.2. Deformed zone

The deformation bands themselves are composed of densely packed crushed quartz grains with reduced grain size (Fig. 11A, B, C, D, F and G). There is a lack of bioclasts in these zones that could be interpreted as resulting from a pressure enhanced dissolution associated with crushing during the deformation (Fig. 11A and B). Backscattered-SEM (BS-SEM) images lead us to differentiate the quartz grains from the carbonates phase (bioclastic grains + cement) (Fig. 11C and D). We used BS-SEM images in order to better constrain the texture of the deformation bands (i.e. the size of the band) and to look in detail at the

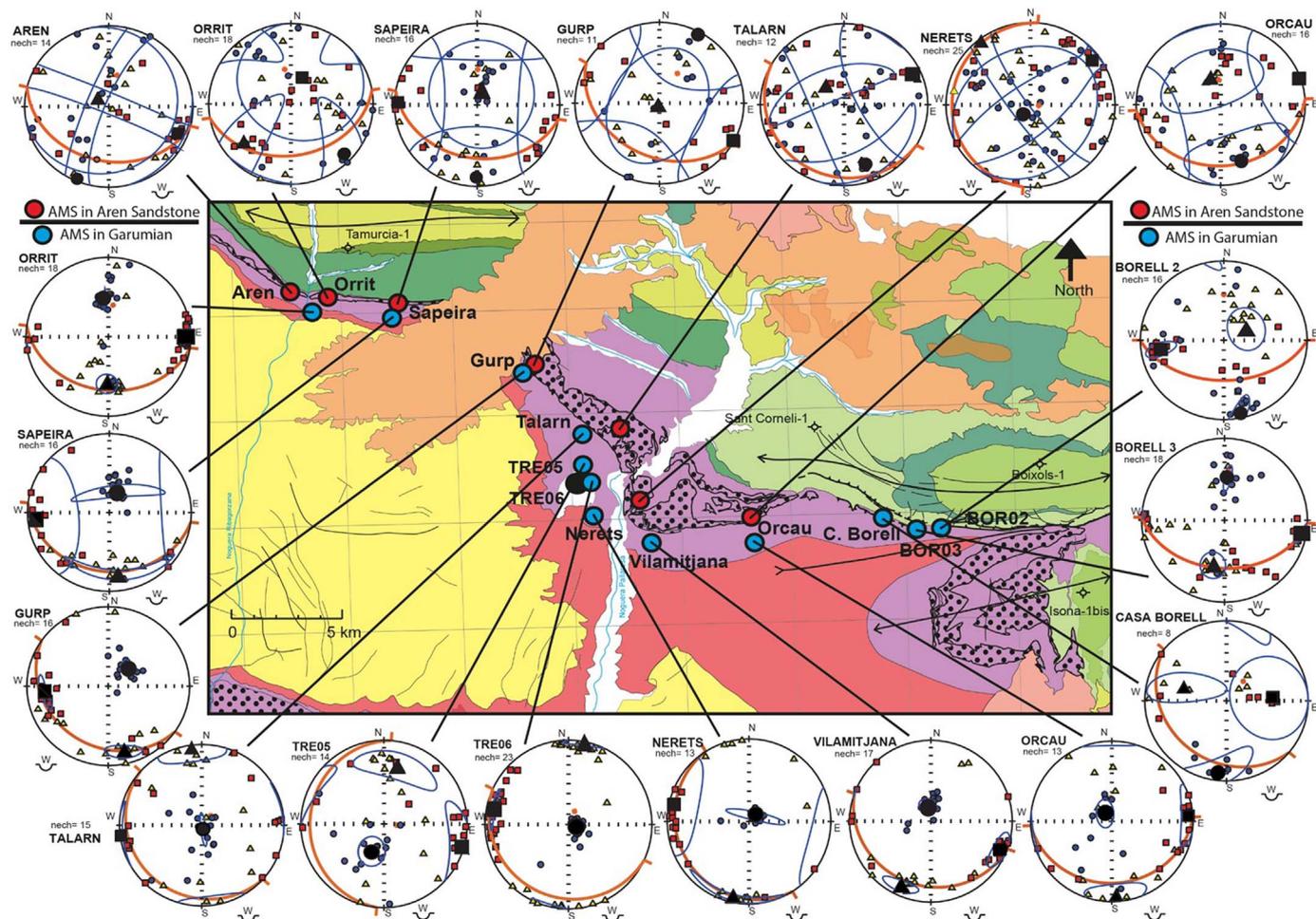


Fig. 9. AMS fabric results in Aren Formation (Red circle on the map for location) and Garumian (blue circle on the map for location) in geographic representation, orange line correspond to bedding, ellipse of confidence at 95% is drawn, lower hemisphere equal area stereoplots. K1 (red squares), mean K1 (Black square), K2 (yellow triangles), mean K2 (black triangle), K3 (blue circles) and mean K3 (Black circle). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

DBs associated with crushed grains, and also at the grain contacts. We used the terminology proposed by Sibson (1977) for faults to characterize the cataclastic intensity of the bands also used for deformation bands (Ballas et al., 2013; Soliva et al., 2013). We calculate the percentage of grain size under 10% of the modal size measured in the undeformed host rock from measurements on 2D images. From this percentage, we can define the texture, from a ‘crush micro breccia’ (deformed material containing less than 10% of cataclastic matrix) to ‘protocataclasite’ (between 10% and 50% of cataclastic matrix) and even ‘Cataclasite’ to ‘Ultracataclasite’ (respectively from 50% to 90% and over than 90% of matrix).

Set 1 bands (roughly E-W) are few millimeters large (2–6 mm wide depending on the site) and present a wide panel of deformation modes. This population can show crushed grains deformation as observed at Orcau, Orrit (Fig. 11D) or Casa Borell, while at Gurp or Talarn, the E-W bands present low deformation intensities that is classified as crush micro breccia looking like a grain rearrangement and very few cracks in the quartz grains. Some bands of this population are oxidized in their center, especially in west sector on the sites of Orrit and Sapeira. This oxidation appears to be an early filling or a residue of insoluble material, as it goes into some cracks before the blocky cementation (Fig. 11D).

Set 2 bands show protocataclastic deformation (Fig. 11A and B), but no crush micro breccias, except in Aren (Fig. 11C) where the bands affect a fine grained facies composed of angular quartz grain and bioclastics particles such as peloids and echinoderms associated with

scarce mica typical of a proximal depositional environment where some evidence of partial pressure-solution can be identified. These bands do not exceed 1 mm of thickness, significantly less than the Set 1. We also occasionally observed phyllosilicates in the host rock and inside the bands which seems to have enhanced cataclastic deformation (Fig. 11C).

In summary, our microscopical observations show that the deformation bands of different types occur throughout the Aren formation. Set 1 bands are wider than Set 2 but no consistent chronology can be defined. Neither can we associate each population with a unique deformation mode: cataclastic to protocataclastic deformation occurs in both sets. DBs are most likely to occur in coarse and round grained deposits, associated by oxidation and containing some phyllosilicates and feldspars. On the other hand, fine-grains facies are mostly represented by “crushed micro breccia” deformation type with a less cataclastic matrix apparently linked to a dominance of Set 2 bands over Set 1 (Table 1).

#### 4.3.3. Diagenetic phases

We have shown in the previous section that sedimentological facies and textural characteristics such as grain size and shape had a profound influence on the type of deformation (Table 1; cf. (Fossen et al. (2017))). Porosity is another important factor that promotes deformation bands. Consequently, knowledge of the porosity evolution in terms of mechanical compaction, pore collapse and/or cementation, is crucial to understand the timing of deformation.

**Table 2**

AMS results. N: number of samples;  $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ ; mean susceptibility; L =  $K_1/K_2$ ; lineation parameter (SD);  $F = K_2/K_3$ ; foliation parameter;  $P_j = \exp(\sqrt{2(n_2 - nm)^2 + (n_3 - nm)^2})$ ; degree of anisotropy where  $n_1 = \ln K_1$ ,  $n_2 = \ln K_2$ ,  $n_3 = \ln K_3$ ,  $nm = (n_1 + n_2 + n_3)/3$ ; T =  $[2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3)] - 1$ ; shape parameter; S0: Azimuth and dip of bedding;  $K_{1g}$  (D/I) and  $K_{3g}$  (D/I): declination and inclination of  $K_1$  and  $K_3$  in geographic coordinates;  $K_{1p}$  (D/I) and  $K_{3p}$  (D/I): declination and inclination of  $K_1$  and  $K_3$  in paleogeographic coordinates. Ell<sub>1</sub> ( $e_{12}/e_{13}$ ): half confidence angles between  $K_1$  and  $K_2$ ,  $K_1$  and  $K_3$ , Ell<sub>3</sub> ( $e_{13}/e_{23}$ ): half confidence angles between  $K_1$  and  $K_2$ ,  $K_2$  and  $K_3$ .

Site	Lithology	Coord	N	Km	L	F	Pj	T	S0	K1g (D/I)	K3g (D/I)	K1p (D/I)	K3p (D/I)	Ell.1 (e12/e13)	Ell.3 (e13/e23)
Aren	Calcarenite	42°15'28.6"N 0°43'41.6"E	14	1.43 × 10-6	1.13	1.278	1.454	0.335	N104°,33'S	98,3/14,2	189,1/3,2	107,2/15	8,4/29,7	41,6/29,5	37,7/29,3
Orrit	Calcarenite	42°15'15.8"N 0°44'58.1"E	18	1.60 × 10-5	1.002	1.004	1.007	0.342	N88°,31'S	197,6/68,3	318,6/11,6	183,7/41,5	312/35	56,3/20,8	49/26
Sapeira	Calcarenite	42°15'07.4"N 0°47'22.8"E	16	-2,98 × 10-6	1.011	1.024	1.036	0.391	N98°,36'S	271,9/4,6	180,9/12,1	90,8/1	0,3/26,3	31/16	56/16
Gurp	Calcarenite	42°13'30.4"N 0°51'23.4"E	11	7,92 × 10-6	1.029	1.004	1.036	-0,752	N122°,28'S	118/0,3	28/3,2	118,4/1,4	27,2/41,4	18/14	66/12
Talam	Calcarenite	42°11'57.6"N 0°54'21.6"E	21	6,12 × 10-6	1.009	1.058	1.073	0,707	N120°,12'S	66,4/10	160,8/23,5	68,3/20,5	164,6/16,4	62/17	30/18
Nerets	Calcarenite	42°09'53.4"N 0°54'46.7"E	25	5,12 × 10-6	1.016	1.017	1.034	0.043	N5°,8'W	31,3/8	197,2/81,7	30,1/11,5	235,1/77,4	63,5/25,3	55/40,1
Orcau	Calcarenite	42°09'54.1"N 0°58'57.4"E	16	1,11 × 10-5	1.011	1.028	1.039	0.435	N86°,25'S	70,4/1	161,0/28,4	72,2/7,4	162,8/4,1	41,2/20,3	20,4/19,1
Orrit	Sandy marls Paleosols	42°14'59.3"N 0°44'20.5"E	18	6,17 × 10-5	1.004	1.005	1.009	0.129	N98°,33'S	88,8/3,4	354,9/49,6	92,1/7,8	315,7/79,3	13/7,4	13,7/7,1
Sapeira	Sandy marls Paleosols	42°14'39.8"N 0°46'46.2"E	16	2,91 × 10-4	1.004	1.026	1.033	0.699	N97°,26'S	266/11,2	22,3/65,8	262,2/5,4	119,6/83,3	26,1/4,9	11,1/5,6
Gurp	Sandy marls Paleosols	42°13'33.9"N 0°51'07.2"E	16	9,64 × 10-5	1.002	1.009	1.012	0.591	N125°,25'S	264,1/21,7	43,6/62,3	259,8/4,5	93,9/85,3	21,8/9,2	12,9/7,8
Talam	Sandy marls Paleosols	42°11'39,9"N 0°53'32,6"E	15	6,02 × 10-5	1.002	1.004	1.006	0.287	N132°,13'S	262,6/1	159,3/85,4	83,1/8,8	206,8/74,4	33,2/9,4	23,4/10
TIRE05	Sandy marls Paleosols	42°10'14,8"N 0°54'03,4"E	14	7,57 × 10-5	1.001	1.001	1.002	0.081	N180°,12'W	268,5/24,4	114,8/63,2	269,0/12,5	128,7/7,4	46/35	39/28
TIRE06	Sandy marls Paleosols	42°10'00,4"N 0°53'55,7"E	23	9,82 × 10-5	1.002	1.006	1.009	0.452	N115°,14'W	288,6/13,4	61/70,5	285,5/11,5	105,2/78,5	24,4/10,7	16,1/10,3
Nerets	Sandy marls Paleosols	42°09'43,1"N 0°53'58,7"E	13	1,01 × 10-4	1.002	1.012	1.015	0.718	N148°,12'S	282,5/5,5	52,8/81,5	102,3/3	250,4/86,4	33,7/4,3	6/5,2
Vilamitjana	Sandy marls Paleosols	42°09'05,2"N 0°55'33,0"E	17	7,91 × 10-5	1.003	1.008	1.011	0.479	N110°,25'S	113,1/9,1	348,5/74,3	115,7/4	224,7/78	16,9/6,7	13,7/6,6
Orcau	Sandy marls Paleosols	42°09'23,5"N 0°59'04,0"E	13	5,09 × 10-5	1.002	1.004	1.006	0.284	N91°,23'S	85,8/6,4	318,9/79,4	87,9/7,9	204,5/72,7	27,0/7,0	20,5/8
Casa Borrel	Sandy marls Paleosols	42°09'49,6"N 1°02'43,0"E	8	5,50 × 10-5	1.003	1.013	1.017	0,6	N130°,26'S	85,7/43,3	186/11,3	113,4/57,1	6,7/10,5	21,4/9,5	14,9/7,6
BOR03	Sandy marls Paleosols	42°09'18,4"N 1°03'23,1"E	18	9,70 × 10-5	1.003	1.002	1.006	-0,182	N93°,48'S	98,2/6,1	3,3/38,4	99,9/0,5	355,6/87,8	15/8	32/8
BOR02	Sandy marls Paleosols	42°09'20,0"N 1°04'55,0"E	16	7,16 × 10-5	1.002	1.001	1.003	-0,309	N86°,52'S	291,7/17,7	119,5/72,2	271,4/28,5	160,9/32,8	32,3/22,4	58,6/31,6

Our study of cementation using cathodoluminescence images allows to define two particular paragenesis (Fig. 12A). The first one, observed in Orcau and Sapeira, presents an early isopac fibrous cement, visible to a lesser extent in Orrit, which is typical from phreatic marine environment. Set 1 shows only a few open fractures in contrast with Set 2 which presents some large cracks and an occasional fracture filling cementation (FFC, Fig. 12A, B and D) with the same luminescence as the bioclastic grains, probably due to the pressure-solution and cement recrystallization. This FFC crosscuts the isopac fibrous cement not present in the fractures.

The second paragenesis is observed in Aren, Talam or Nerets. This time, no early fibrous cement is identified, only one (or sometimes two blocky) cementation phase(s) that postdate the deformation phase(s) (Figs. 11G and 12C). Cataclastic Bands seem to be formed in sites where the early isopac cement is present as can be observed in Orcau (Fig. 11E and F), Sapeira or Orrit. However, these three sites show coarse and rounded grains. In the same way, the Set 1 is the major population on sites where we can observe the early cementation, but the diagenetic study does not allow to conclude on a global chronology of the deformation bands occurrence.

4.3.4. Force chains and grain contacts

The oblique orientation of the Set 2 compared to the tectonic shortening inferred from magnetic fabric analysis should lead to interpret this set as setting up in a shear band system. However, the lack of any kinematic evidence of shearing at outcrop scale, such as displacement or the occurrence of any population of conjugated bands, lead us to investigate the deformation at the micro-scale. We focused on the characterization of the force chain orientations (Figs. 13 and 14), defined as the direction orthogonal to grain contacts, to understand their kinematics and to check if this population can be related to a shear component of the deformation. The force chains were obtained from the thin sections parallel to the bedding, and perpendicular to the bands showing azimuth that can be used as a proxy for the shortening direction (Potyondy and Cundall, 2004) (Figs. 13 and 14). Only real contacts between grains were taken into account for this study, with no space or cementation in-between.

Measurements in Set 1 bands show force chains orientations close to N-S direction, perpendicular to the main E-W orientation of the Set 1 bands. This result is in agreement with the shortening directions indicated by the magnetic study (Fig. 13A and C) and the regional geology.

Force chains within deformation bands of the Set 2 shows the same N-S direction. This orientation of force chains is oblique to the bands, whatever their orientation (Figs. 13 and 14).

5. Discussion

Fig. 15 sums up the bands orientations compared to the magnetic fabrics obtained in Garumnian formation. In the previous sections, it was shown that magnetic fabrics are mainly characterized by a Type II and can be related to a North-South shortening associated to the regional Pyrenean compression. Moreover, the relationship between the magnetic fabrics orientation and the bedding can be interpreted as a record of early deformation, probably when the bedding was close to horizontal and undergoing LPS. Regarding the deformation bands, both Set 1 and Set 2 are oriented roughly perpendicular to the bedding too. AMS fabric and results of previous studies on the same area (Shackleton et al., 2011; Tavani et al., 2011) point out NNW-SSE to N-S shortening directions prevailing during the Pyrenean convergence. Our observations on thin sections revealed a main N-S orientation for force chains for both Set 1 and Set 2. This results, coupled with the lack of both macro and micro-structural evidence of displacement along Set 1, lead us to define Set 1 as Pure Compaction Bands (PCB). Analogously, Set 2 is interpreted as related to a Shear Enhanced Compaction Bands (SECB) type. The obliquity between the Set 2 and the shortening direction

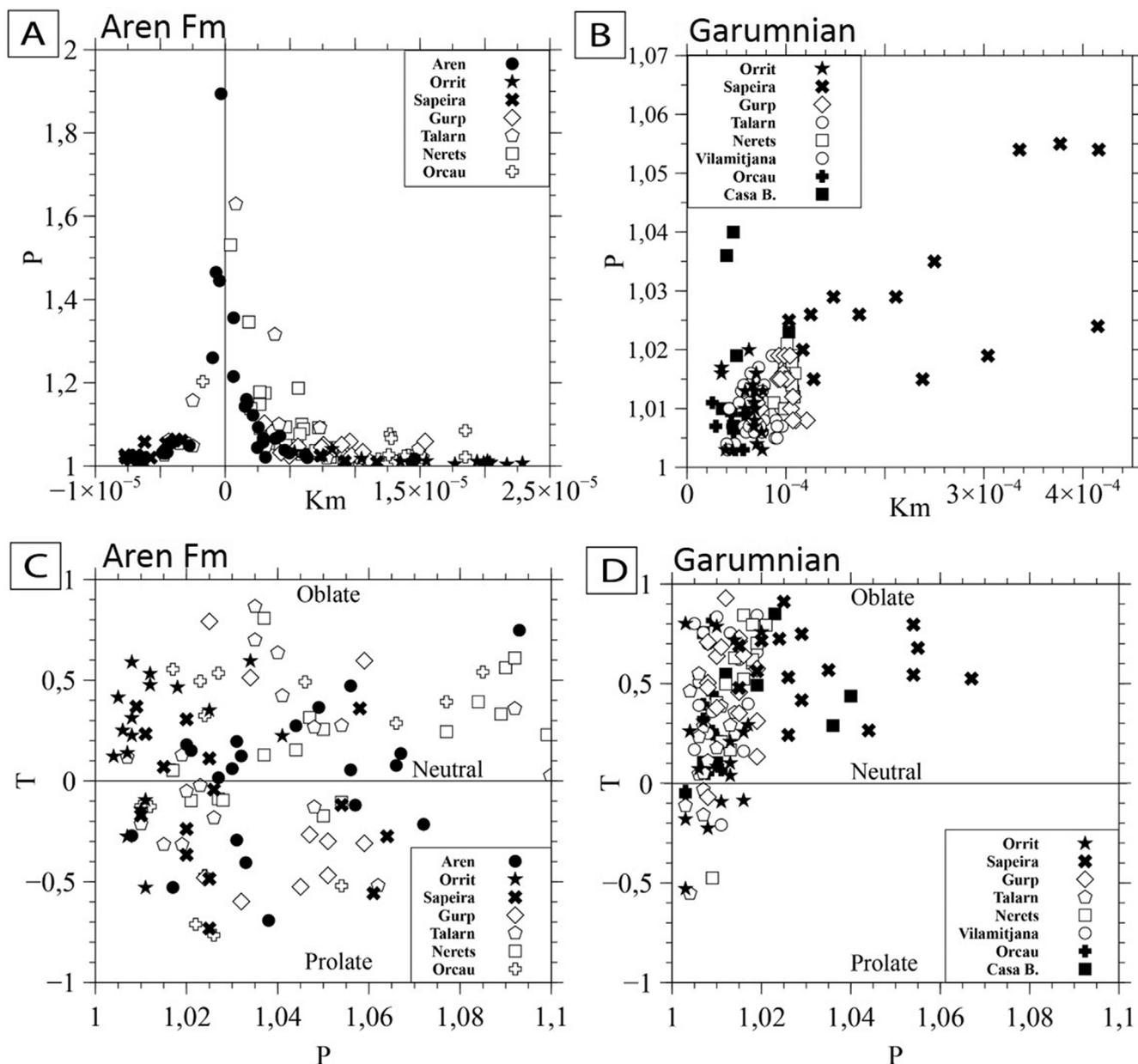


Fig. 10. A. Magnetic susceptibility (Km) vs. Degree of anisotropy (P) in Aren Formation and B. in Garumnian. C. Degree of anisotropy (P) vs. shape parameter (T) for Aren Formation and D. in Garumnian.

should imply a left lateral shear component along the NNE-SSW striking bands of this set. We did not find any macro- or microscopic evidence of this shear. Instead, we documented fracturing of clasts along these bands, coherently with compaction banding (e.g. Mollema and Antonellini, 1996). This suggests little along-band displacement and little across-band shortening, which is coherent with SECB (Fossen et al., 2017). This lack of offset in SECB has already been observed and detailed by Soliva et al. (2013) in a sandstone from Provence, Southern France.

In the following discussion, we are going to discuss the origin of the band formation in relation with the timing of deformation by combining geological observations, the burial and tectonic histories and the geomechanical properties of the investigated formations, assuming that the deformation is associated to layer parallel shortening, oriented N-S in a shallow burial and when the layer were sub-horizontal which is in good agreement with the literature in this area (Tavani et al., 2011, 2017a).

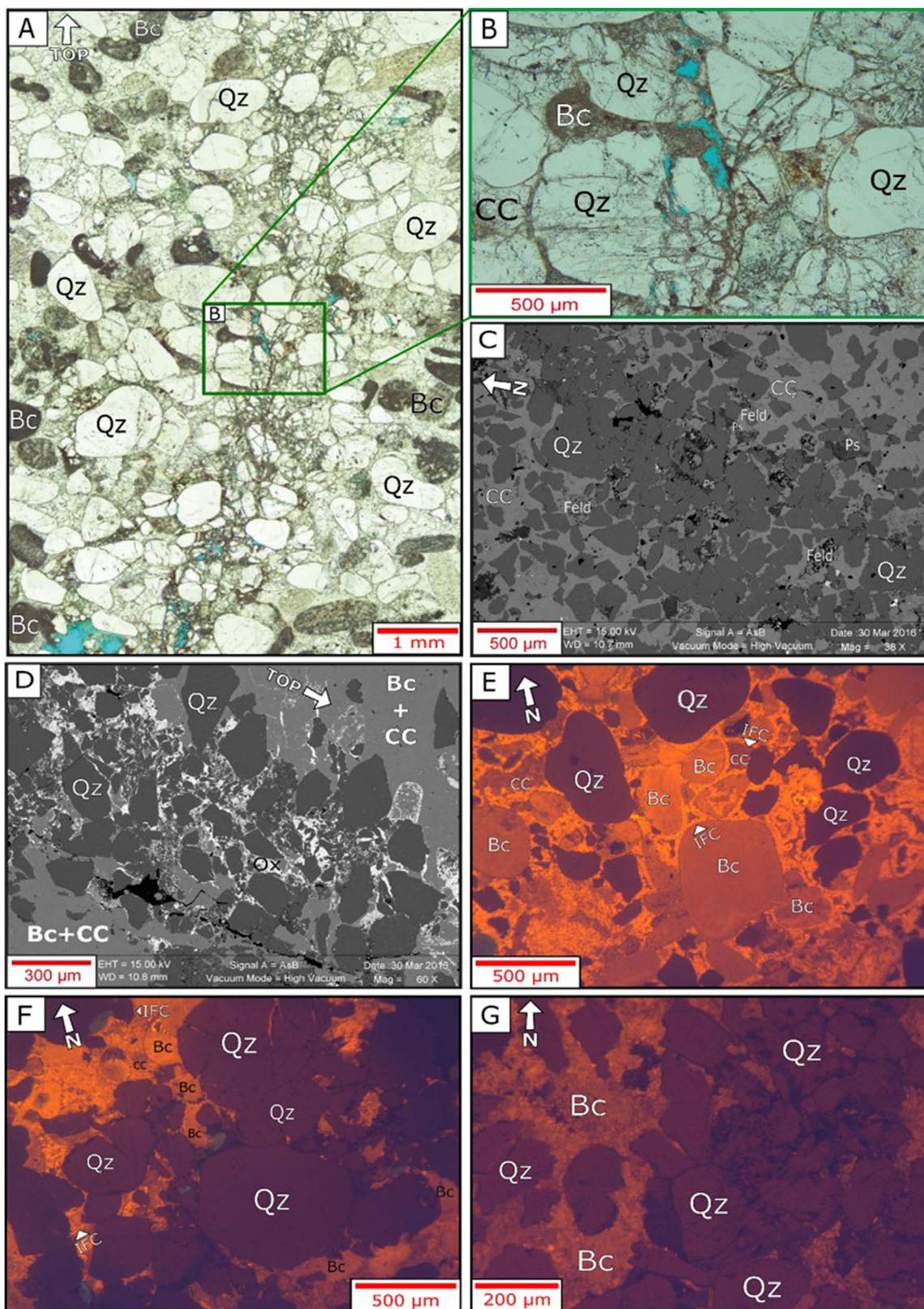
### 5.1. Timing of deformation and burial history

Cross sections interpretations (Fig. 4) and thermochronological studies on the Garumnian formation (Fillon et al., 2013) showed that Garumnian layers, in the center of the basin near Tremp (see samples locations Fig. 5), were progressively buried under Tertiary deposits up to a maximum depth of 2 km and down to 600 meters depth at Lutetian times (see Fig. 16). For the Aren formation, right below Garumnian layers, estimated with an average thickness of 300 m, we deduced from the time vs temperature/depth curve of Fillon (Fillon et al., 2013) (Fig. 16) that the deformation bands were formed at a maximum depth of 900 meters.

Following Verges et al. (2002), we can define at the regional scale two potential periods bracketed between upper Cretaceous (time of deposit of Aren formation) and Lutetian (corresponding to Lutetian unconformity) during which the tectonic shortening may induce the formation of bands. Firstly, the Boixols thrust is known to take place

from upper Cretaceous to mid Paleocene (Verges et al., 2002; Shackleton et al., 2011). By comparing this information with Fillon's curve for the Garumnian formation (Fillon et al., 2013) (Fig. 16), we estimate that deformation bands linked to the tectonic activity of the Boixols thrust (called hereafter tectonic phase 1) would take place

between the deposit of sediments to a maximum depth of 500 meters. The second period of tectonic activity reported in the area takes place in the whole South Pyrenean Central Unit (SPCU) from Eocene to Oligocene (Verges et al., 2002). Considering that the occurrence of deformation bands was no longer possible after the Lutetian



(caption on next page)



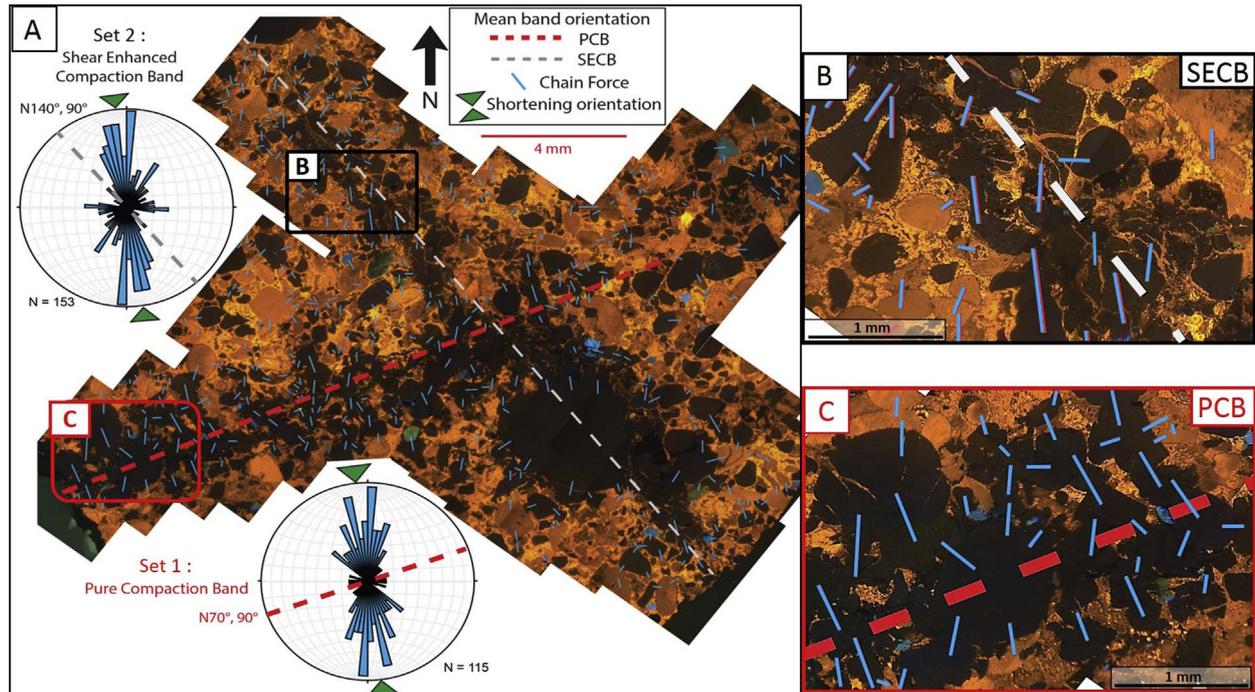


Fig. 13. A. Cathodoluminescence image of a Set 1 (then referred as Pure Compaction Band, PCB) and Set 2 (then referred as Shear Enhanced Compaction Band, SECB) in a parallel to bedding thin-section from Orcau, with rose diagram stereograms representing the chain forces (in red lines on the picture). B. Zoom in the Set 2 band to observe the same main N-S orientation of force chains. Both sets show the same force chain orientations consistent with AMS results. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

stress paths and yield envelopes that will be compared to geomechanical models based on internal petrophysical attributes of the host formation. We used the plastic yield envelopes for porous granular material represented in a P-Q plot (Fig. 17), where P is the effective mean stress ( $P = ((\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3) - Pf$ ) and Q is the differential stress ( $Q = \sigma_1 - \sigma_3$ ). The envelopes are divided into (1) a linear part linked to dilatant shearing (frictional sliding) and (2) an elliptical part for compactional flow (referred to as a ‘cap’, see Antonellini et al. (1994); Issen (2002); Nova (2005); Schultz and Siddharthan (2005); Aydin et al. (2006); Soliva et al. (2013); Fossen et al. (2017) for examples). Plastic deformation occurs when the stress path intersects the envelope which can be used to interpret the kinematics and the geometry of bands observed on the field (e.g. (Antonellini et al., 1994; Schultz and Siddharthan, 2005; Aydin et al., 2006; Wibberley et al., 2007; Eichhubl et al., 2010; Fossen, 2010; Sallet and Wibberley, 2010; Schultz et al., 2010; Ballas et al., 2013; Soliva et al., 2013).

On Fig. 17, we defined four domains on the envelopes, each of them corresponding to different types of bands created when the stress path intersects the envelopes (see also Fig. 1A for definition); (1) shear bands or dilatant shearing, (2) Shear Enhanced Compaction Bands (SECB), (3) Pure Compaction Bands (PCB) and (4) the area close to the P axis where no localized structures appear but rather homogeneous deformation. The transitions from one region to another is not a sharp one but show

slow variations in band angles with the maximum stress direction. The limits defined here are qualitative and defined from general field, empirical and mathematical observations (Wong and Baud, 1999; Rudnicki, 2004; Schultz and Siddharthan, 2005; Fossen et al., 2007). Thus the limit between PCB and SECB areas is assumed to be defined by  $Q/P = 0.7$  (see also Fig. 1A) and the lithostatic state line represents the stress path evolution during burial with specific parameters taken from the bibliography (Soliva et al., 2013).

In order to simulate the stress path evolution, we used the expression proposed by Price and Cosgrove (1990) that links the horizontal stress ( $\sigma_H$ ) to the vertical stress ( $\sigma_v$ ) by the relation  $\sigma_H = (v/(1-v)) \cdot \sigma_v = K_0 \cdot \sigma_v$ , where  $\sigma_v = \rho \cdot g \cdot z$  and  $v$  the Poisson's ratio, which may range between 0 and 0.5 ( $K_0$  from 0 to 1). By using  $K_0 = 0.7$  (value proposed for DBs occurrence in Provence sandstones by Soliva et al. (2013) (Fig. 17A)), for a moderate burial of 650 m depth used for our study, we show that the simulation cannot explain the band formation in a strike-slip regime. By reducing this  $K_0$  parameter down to 0.5 in order to enhance the length of the strike-slip regime segment in the Q-P plot, it is possible to form PCB in the strike-slip regime but it is still impossible to reach to SECB domain without changing the stress regime from strike-slip to thrust-fault regime (Fig. 17A). The only way to explain both types of bands is to input a decreasing  $K_0$  with depth from  $K_0 = 0.7$  down to  $K_0 = 0.3$  during the tectonic phase from 650 m to

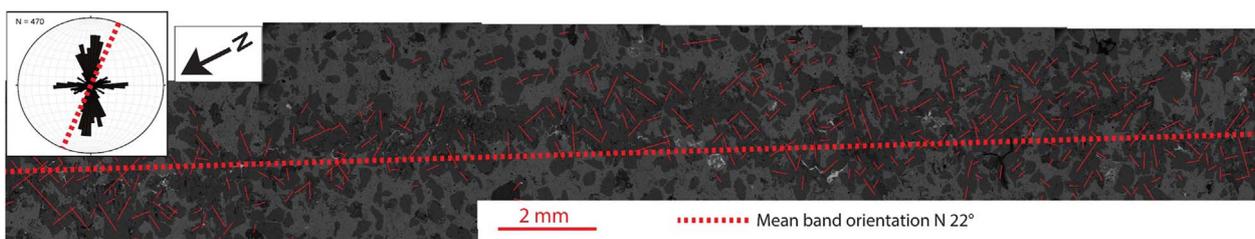


Fig. 14. SEM image and chain forces between grains (in red lines) showing a N-S preferential orientation compared to a Set 2 band, then referred as Shear Enhanced Compaction Band, oriented N22° vertical dip from Orrit site. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

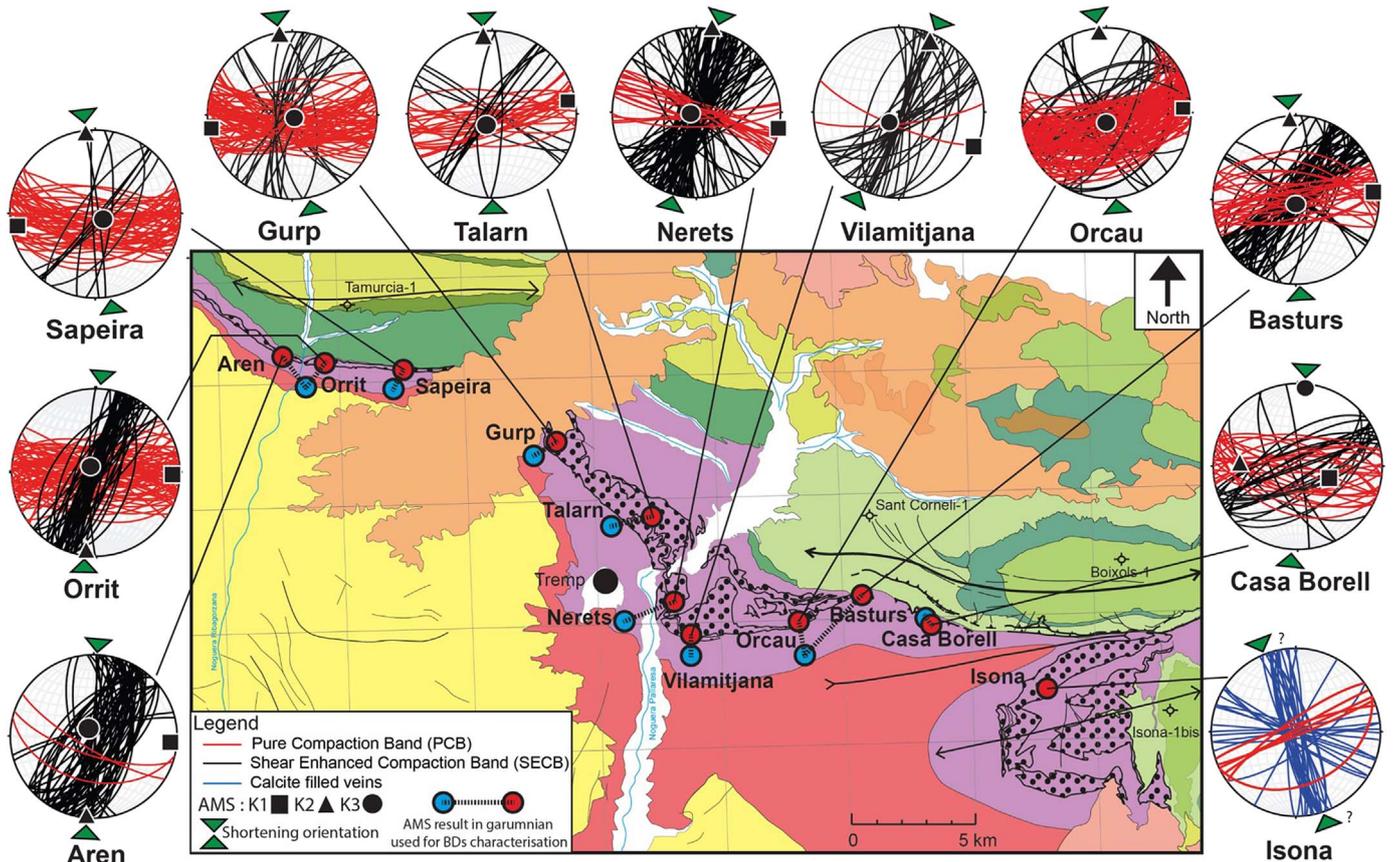


Fig. 15. Comparison between tectonic shortening direction from AMS results from the closest Garumnian site with band orientations and denomination measured in Aren sandstone formation. PCB presented in red and SECB represented in black. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

900 m depth (Fig. 17B and C). However, such low values of  $K_0$  are not consistent with shallow burial conditions, where  $K_0$  values are classically set up at around 0.7 (Soliva et al., 2013) according to in situ measurements, while values of  $K_0 = 0.4$  are more commonly used for deeper burial, around 2 km (Fossen et al., 2015). Moreover, this value is also really low compared to  $K_0$  values observed in geological materials, known to range between 0.3 and 0.75 (Mitchell and Soga, 2005) from empirical and physical relation. Strike-slip bands have already been observed in the Valley of Fire (Eichhubl et al., 2010) and their occurrence were supported by a deeper burial at the time of the deformation that would imply a low  $K_0$  value.

Because we have no clear idea of the maximum stress value prevailing during the tectonic inversion that we could input in our model, we constrained it directly from the ratio of maximum to minimum stresses by fixing its value to  $\sigma_1/\sigma_3 = 3$  which is taken between the values provided by the literature, i.e.  $\sigma_1/\sigma_3 < 3.12$  (Reynolds et al., 2003) or  $\sigma_1/\sigma_3 < 2$  (Sternlof et al., 2005; Townend and Zoback, 2000) from in situ measurements and using the Coulomb frictional-failure theory. The strike-slip regime requires a vertical load corresponding to the intermediate stress during the band formation. Thus we state that  $\sigma_h < \sigma_v < \sigma_H$ , with  $\sigma_h = \sigma_3$ ,  $\sigma_v = \sigma_2$  and  $\sigma_H = \sigma_1$  at a depth of 650 m. In order to define the values of the stress components, two end-members can be considered following the assumption that the value of  $\sigma_v$  is fixed for a depth of 650 m ( $\sigma_v = 15$  MPa, using  $\rho = 2300$  kg m<sup>-3</sup>). In the first case,  $\sigma_H$  is close to  $\sigma_v$ , equals to 16 MPa which would make  $\sigma_h$  around to 5.3 MPa to follow the  $\sigma_1/\sigma_3 \approx 3$  relationship (not represented for clarity purpose). In the second case (Fig. 17C),  $\sigma_h$  is close to  $\sigma_v$ , i.e. equals to 14 MPa, then  $\sigma_H$  would be up to 42 MPa following the same assumption. We used this last maximum of tectonic stress value to constrain the model presented and we added this to the burial stress to propose the total stress evolution (Fig. 17C) corresponding to the model

presented (Fig. 17B).

Consequently, for the use of the Q-P diagram, we need to constrain the  $P^*$  parameter that predicts the onset of deformation. Experimental works (Zhang et al., 1990; Wong et al., 1997; Rutter and Glover, 2012; Wong and Baud, 2012) have shown that for sands and porous sandstones, the compaction cap intersects the P axis at a critical pressure  $P^*$  which, according to these models, is linked to the onset of grain crushing and pore collapse and scales as  $(\phi \cdot R)^{-3/2}$  where  $\phi$  is the initial porosity and R the grain radius. Wong et al. (1997) have shown that  $P^*$  is a scaling factor for the failure envelopes in siliciclastic rocks. Using this scaling relationship, we estimated the size of the failure envelopes for three sites of our study (Aren, Orrit and Orcau) taken as examples. The grain size and initial porosity were obtained from image analysis of thin section pictures, using ImageJ software. The initial porosity values, ranging from 32 to 40% depending on the sites (Table 1), are measured by removing the blocky cement on the images. The higher the porosity and the grain size, the smaller the envelope and the  $P^*$  value, involving a lower stress to create the bands. The estimated values of  $P^*$  are 48, 122 and 265 MPa for Orcau, Orrit and Aren respectively (Fig. 17A and B, presenting only Orcau's envelope, as the others are too large). It is thus impossible to explain the formation of the observed bands, especially the PCB, at a shallow burial depth with these large empirical envelopes compared to the stress path proposed previously. Apart from the fact that we could have underestimated the porosity and grain size values in our 2D analysis, and that the host rock microstructures we observed on thin section is obtained after the whole burial history involving mechanical compaction down to 2 km depth. We believe that the calcarenite compression cap is different from those defined for sand and sandstones by Wong et al. (1997), as already observed in grainstones or quartz with fine content (Mesri and Vardhanabhuti, 2009). The facies studied is thus the key point to explain the envelope size

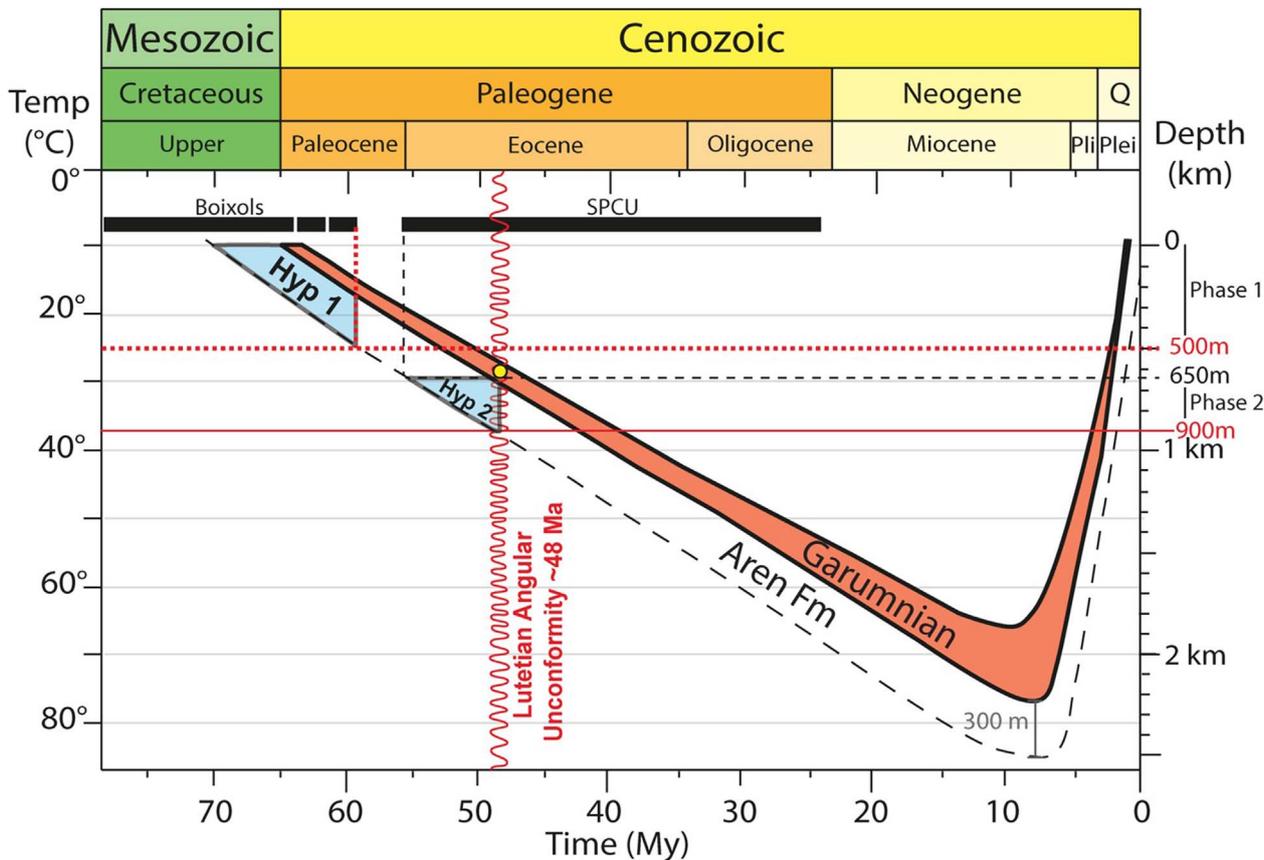


Fig. 16. Burial history of the Garumnian formation (modified from Fillon et al., 2013) and deduced Aren formation below of mean thickness of 300 m. Angular unconformity between at Lutetian time allow us to deduce a timing and maximal depth of DBs formation which is up to 900 m depth. Regional tectonic activity schedule defined from Verges et al. (2002a) for Boixols and South Pyrenean Central Unit (SPCU) defines two timing and depths of deformation (1) between 0 and 500 meters depth and (2) between 650 and 900 meters depth. Yellow dot at 48 Ma represents the depth for the Garumnian formation at 600 m. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

variations. To explain the deformation bands in our study, we place theoretical envelopes regarding the stress path we provided that bracketed  $P^*$  values between 16 MPa and 23 MPa for PCB and between 25 MPa and around 43 MPa for SECB (Fig. 17B).

### 5.3. Pressure-solution during compaction

Similar pressure-solution features during the band formation have already been observed on the field in a similar facies (Tavani et al., 2017b) where carbonate grains are dissolved, showing variations of quartz/carbonates ratio in the host rock and in the band. This has also been observed in bedding-parallel compaction in dolomitic limestones of the Apennines (Tavani et al., 2016) showing dolomite seam and insoluble residue as a remnant marker of the compaction. The compaction of the material leads to pressure solution of a few millimeters, resulting in increasing the density of more resistant quartz grains which can lead occasionally to the crushing of the grains. This pressure-solution process can be enhanced by the presence of insoluble residue such as oxides, phyllosilicates or mica.

Such kind of pressure-solution bands have been compared from field studies to laboratory experiments to infer the stress state required for the deformation (Cilona et al., 2012, 2014). In these studies the carbonate grainstones present DBs forming at low stress values (Mean stress between 10 and 40 MPa). These low values are consistent with our suggestions of a shallow occurrence of both sets of bands and could be relevant values for the deformation band formation during the Sant Corneli-Boixols thrust growth under a strike-slip regime. We believe that for the Tremp basin, the bioclastic portion and its ability to dissolution in the calcarenite enhanced the formation of deformation

bands at lower pressure conditions than those typically observed in pure sandstones. Further studies focusing on stress values at shallow depths are still needed to constrain geomechanical models for this kind of mixed materials. This could help to decipher more precisely the burial of deformation and the tectonic stress in a syn-tectonic state. Also, numerical modelling could improve the knowledge on the stress field distribution and orientation caused by the growth of a major thrust which is known to perturb the stress field distribution (Souloumiac et al., 2009).

### 6. Conclusions

This study presents a detailed analysis of deformation bands in a syn-tectonic calcarenite formation located in front of the Boixols fold-and-thrust, in the Tremp basin. Two major band orientations were found in these variable facies, defined as Pure Compaction Bands (PCB) and Shear Enhanced Compaction Bands (SECB) depending on their orientations compared to the regional shortening direction, approximately N-S, in agreement with the magnetic fabric study made in the Garumnian formation right above the Aren formation. The presence of SECB was confirmed by analyzing the chain force orientations at the micro scale even if no shear evidence has been observed on the macro scale. Both populations were found to be contemporary of a unique N-S contractional episode. A thorough microscopy analysis revealed that cataclastic deformation takes place preferentially in coarse grain deposit whereas “crush micro breccia” are formed in fine grained material. For a same site, SECB show a higher intensity of cataclasis than PCB.

In agreement with the regional tectonic activity, two distinct phases are proposed which lead us to define two timing and burial windows of

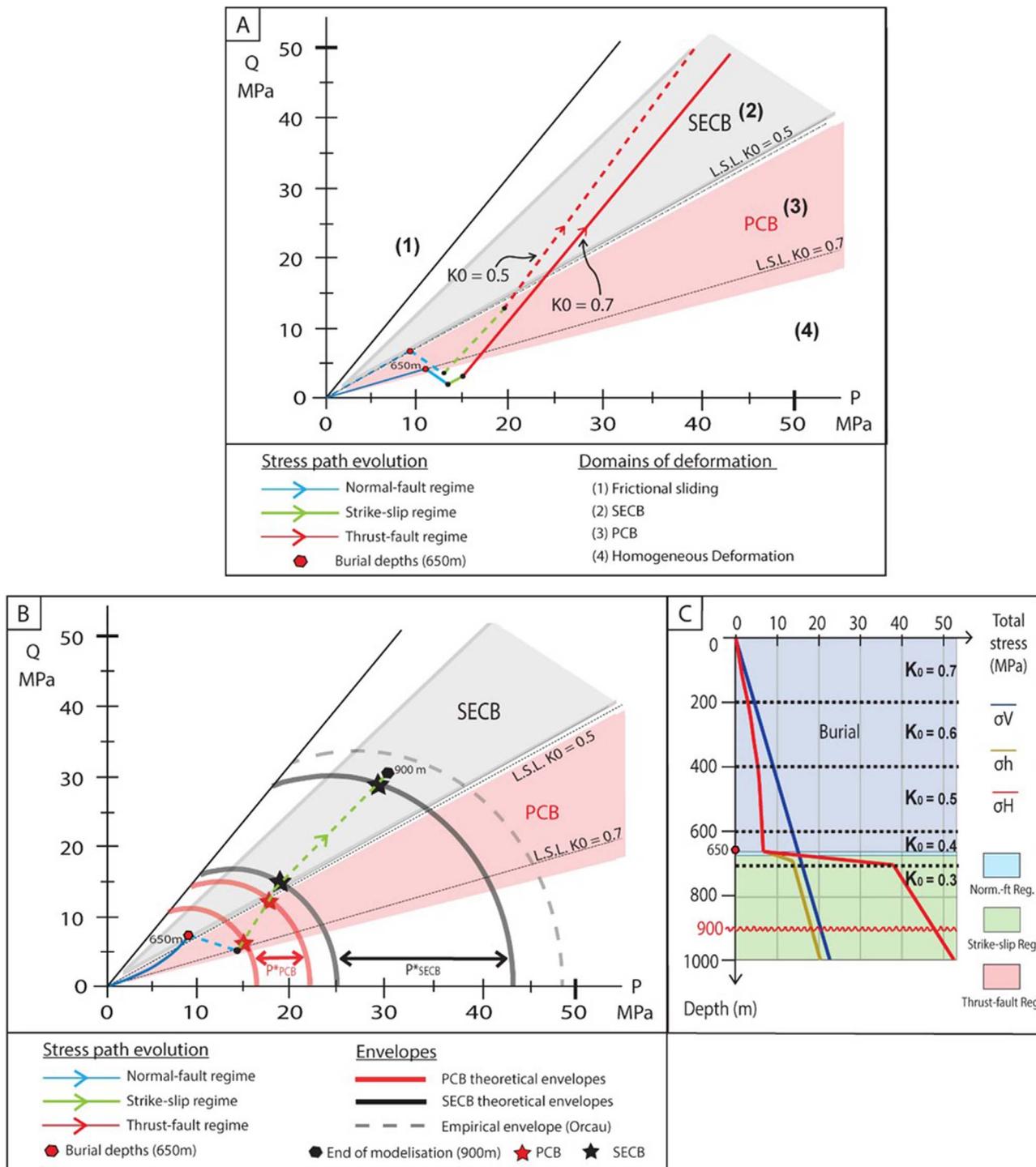


Fig. 17. A. Q-P diagram showing the stress path evolution for  $K_0$  equal to 0,7 and 0,5. No possibilities to form SECB in a strike-slip regime (green part of the stress path) B. Stress path proposed consistent with our observations and hypothesis (see text for details) with different Yield envelopes (theoretical and empirical) corresponding to PCB and SECB formations. C. Corresponding total stress evolution with depth from burial to tectonic state, with evolution of  $K_0$  used in the model in 17B. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

deformation bands occurrence based on thermochronological data: (1) from 0 to 500 meters depth and (2) from 650 m to 900 m depth. Deformation occurrence cannot be deeper as the layers would be tilted after Lutetian unconformity. Comparison between our observations and theoretical yield envelopes show that the calcarenite studied here does not fit with classical cap models derived from laboratory experiments on sand, sandstones or glass beads. The fact that bioclastic grains are also present with the quartz grains could reduce the yield envelopes

needed for deformation and thus consistent with the early timing of deformation and stress evolution we proposed.

**Acknowledgements**

This work is a contribution from the GEC laboratory at the University of Cergy-Pontoise. We would like to thank Gonzalo Rivas from ICGC for sampling authorization and field advices, as well as

David Llardén from Hotel Alegret in Tremp who is gratefully thanked for the administrative and daily help during the fieldtrips. Dominique Frizon de Lamotte is gratefully acknowledged for his constructive comments on the manuscript. Special thanks to Yves Leroy and Bertrand Maillot for the helpful discussions on the field and to Pascale Leturmy for her constant interest and support during the work. Xavier Sengelen is thanked for magnetic measurements and Annelise Cousture from UCP is also acknowledged for the help during the MEB analyses. Stefano Tavani and Domingo Aerden are also thanked for their reviews and suggestions on the original manuscript.

## References

- Antonellini, M.A., Aydin, A., Pollard, D.D., 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struct. Geol.* 16, 941–959. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90077-9](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(94)90077-9).
- Arbués, P., Pi, E., Berástegui, X., 1996. Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el Cabalgamiento de Boixols (Campaniense terminalmaastrichtiense del Pirineo Meridional-Central). *Geogaceta* 446–449.
- Ardèvol, L., Klimowitz, J., Malagón, J., Nagtegaal, P.J.C., 2000. Depositional sequence response to foreland deformation in the upper cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *1* 84, 566–587.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H.R., Guya, N., Eshraghi, S.A., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X., Delaunay, S., 2004. Post-miocene shortening pictured by agnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). *Orogenic curvature: integrating paleo-magnetic and structural analyses*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 383, 17–40.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 14, 461–474. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90106-7](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(92)90106-7).
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH* 116, 913–930. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876546>.
- Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rocks. *J. Struct. Geol.* 28, 83–98.
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *J. Struct. Geol.* 5, 19–31. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90004-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(83)90004-4).
- Aydin, A., Johnson, A.M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH* 116, 931–942. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876547>.
- Bakhtari, H.R., Frizon de Lamotte, D., Aubourg, C., Hassanzadeh, J., 1998. Magnetic fabrics of tertiary sandstones from the arc of fars (eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics* 284, 299–316. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00179-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00179-0).
- Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *J. Struct. Geol.* 76, 1–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Benedicto, A., Cavaillhes, T., Raynaud, S., Cycle, A.N., 2012. The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. *AAPG Bull.* 96, 2167–2186. <http://dx.doi.org/10.1306/04051211097>.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *J. Struct. Geol.* 47, 3–15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.008>.
- Baud, P., Vajdova, V., Wong, T., 2006. Shear-enhanced compaction and strain localization: inelastic deformation and constitutive modeling of four porous sandstones. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004101>. n/a-n/a.
- Baud, P., Zhu, W., Wong, T., 2000. Failure mode and weakening effect of water on sandstone. *J. Geophys. Res.* 105 16.371–16.389.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 8121–8145. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900390>.
- Berástegui, X., García-Senz, J.M., Losantos, M., 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bulletin de La Société Géologique de France VI*.
- Bond, R.M.G., McClay, K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous Extensional Basin, South Central Pyrenees, Spain. *Geological Society, London Special Publications* 88.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1–20.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, 49–93.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *J. Struct. Geol.* 32, 1519–1551.
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. *Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS): Magnetic Petrofabrics of Deformed Rocks*. Geological Society, London Special Publications 238.
- Cilona, A., Baud, P., Tondi, E., Vinciguerra, S., Rustichelli, A., Spiers, C.J., 2012. Deformation bands in porous carbonate grainstones: field and laboratory observations. *J. Struct. Geol.* 45, 137–157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.04.012>.
- Cilona, A., Faulkner, D.R., Tondi, E., Agosta, F., Mancini, L., Rustichelli, A., Baud, P., Vinciguerra, S., 2014. The effects of rock heterogeneity on compaction localization in porous carbonates. *J. Struct. Geol.* 67, 75–93. <http://dx.doi.org/10.1016/J.JSG.2014.07.008>.
- Cuevas, J., 1992. Estratigrafía del “Garumniense” de la Conca de Tremp. *Prepirineo de Lérida. Acta Geol. Hispánica* 27, 95–108.
- Cuss, R.J., Rutter, E.H., Holloway, R.F., 2003. The application of critical state soil mechanics to the mechanical behaviour of porous sandstones. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 40, 847–862. [http://dx.doi.org/10.1016/S1365-1609\(03\)00053-4](http://dx.doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00053-4).
- Davis, G., 1998. Fault-fin landscape. *Geol. Mag.* 135, 283–286.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.-J., Specht, M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 71, 193–219. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09>.
- Eichhubl, P., Hooker, J.N., Laubach, S.E., 2010. Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *J. Struct. Geol.* 32, 1873–1886. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.02.004>.
- Fillon, C., Gautheron, C., Van, P., Beek, D., 2013. Oligocene-Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *J. Geol. Soc.* 107, 67–77.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, pp. 480.
- Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bull.* 91, 1685–1700. <http://dx.doi.org/10.1306/07300706146>.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc.* 164, 755–769. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Torabi, A., 2011. Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *J. Struct. Geol.* 33, 1477–1490. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.001>.
- Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., Schultz, R.A., 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 459.
- Fossen, H., Zuluaga, L.F., Ballas, G., Soliva, R., Rotevan, A., 2015. Contractional deformation of porous sandstone: insights from the aztec sandstone, SE Nevada, USA. *J. Struct. Geol.* 74, 172–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.02.014>.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupre La Tour, A., Robion, P., Averbuch, O., 1997. Kinematics of folding and strain measurements: the example of the Lagrasse fold (Aude, France). In: *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes. Académie des sciences/Elsevier SAS*.
- Frizon de Lamotte, D., Souque, C., Grelaud, S., Robion, P., 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 173, 461–469.
- García-Senz, J.M., 2002. *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión*. Barcelona, Spain.
- Garrido-Megías, A., Rios-Aragues, L.M., 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinco y Segre. *Boletim. Geol. Min.* 93, 1–47.
- Gibson, R.G., 1998. Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 127.
- Gómez-Gras, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., Remacha, E., 2016. Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): ebro massif VS Pyrenees sources. *Cretac. Res.* 57, 414–427. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2015.09.010>.
- Graham, J.W., 1966. Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks. The Earth beneath the Continents, *Geophysical Monograph* 10. American Geophysical Union, pp. 627–648.
- Grelaud, S., Buil, D., Hardy, S., Frizon de Lamotte, D., 2000. Trishear kinematic model of fault-propagation folding and sequential development of minor structures; the Oupia Anticline (NE Pyrenees, France) case study. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 171.
- Guillaume, B., Dhont, D., Brusset, S., 2008. Three-dimensional geologic imaging and tectonic control on stratigraphic architecture: upper Cretaceous of the Tremp Basin (south-central Pyrenees Spain). *AAPG Bull.* 92, 249–269.
- Hrouda, F., 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238, 49–59. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01>.
- Issen, K.A., 2002. The influence of constitutive models on localization conditions for porous rocks. *Eng. Fract. Mech.* 69, 1891–1906.
- Jackson, M., Craddock, J.P., Ballard, M., Van Der Voo, R., McCabe, C., 1989. Anhyseretic remanent magnetic anisotropy and calcite strains in Devonian carbonates from the Appalachian Plateau, New York. *Tectonophysics* 161, 43–53. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90300-4](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(89)90300-4).
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. *Studia Geophys. Geod.* 2250–2262.
- Jelinek, V., Pokorný, J., 1997. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. *Phys. Chem. Earth* 22, 179–181. [http://dx.doi.org/10.1016/S0079-1946\(97\)00099-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0079-1946(97)00099-2).
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., Taira, A., 2001. Magnetic fabrics of soft-sediment folded strata within a neogene accretionary complex, the Miura group, central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 333–343. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00292-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00292-8).
- Kheem, Y., Sternlof, K.R., Mukerji, T., 2006. Computational of compaction band permeability in sandstone. *Geosci. J.* 10, 499–505.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.-Q., 1986. Magnetic fabric in “undeformed” marine clays from compressional zones. *Tectonics* 5, 769–781. <http://dx.doi.org/10.1029/TC005i005p00769>.
- Klein, E., Reuschlé, T., 2004. A pore crack model for the mechanical behaviour of porous granular rocks in the brittle deformation regime. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 41, 975–986. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijrmm.2004.03.003>.
- Lanjaja, J.M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico Y Minero de España. Instituto Geológico y Minero de España.
- Lee, T.-Q., Kissel, C., Laj, C., Horng, C.-S., Lue, Y.-T., 1990. Magnetic fabric analysis of the

- plio-pleistocene sedimentary formations of the coastal range of Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 23–32 Elsevier Science Publishers B.V.
- Leymerie, A., 1862. Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing. *Bulletin de La Société Géologique* 19, 1091–1096.
- Louis, L., Robion, P., David, C., Frizon de Lamotte, D., 2006. Multiscale anisotropy controlled by folding: the example of the Chaudrons fold (Corbières, France). *J. Struct. Geol.* 28, 549–560. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.01.002>.
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics* 271, 107–122. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00244-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00244-2).
- Mencos, J., Carrera, N., Muñoz, J.A., 2015. Influence of rift basin geometry on the sub-sequence poststratification and basin inversion: the Organyà Basin and the Boixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics* 34, 1452–1474. <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003692>.
- Mencos, J., Muñoz, J.A., Hardy, S., 2011. Three-dimensional geometry and forward numerical modeling of the Sant Corneli anticline (southern Pyrenees, Spain). Thrust-fault related folding. *AAPG Mem.* 283–300. <http://dx.doi.org/10.1306/13251342M943434>.
- Mesri, G., Vardhanabhuti, B., 2009. Compression of granular materials. *Can. Geotech. J.* 46, 369–392. <http://dx.doi.org/10.1139/T08-123>.
- Mitchell, J.K., Soga, K., 2005. *Fundamentals of Soil Behavior*, third ed. John Wiley and Sons, pp. 577.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209–228. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00098-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00098-4).
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-pyrenees Crustal Balanced Cross-section. Thrust Tectonics. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 235–246. [http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_21](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21).
- Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A., Brouwer, J., 1983. Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sediment. Geol.* 34, 185–218. [http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90086-6](http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(83)90086-6).
- Nova, R., 2005. A simple elastoplastic model for soils and soft rocks. Soil constitutive models: evaluation, selection, and calibration. *Am. Soc. Civ. Eng. Geotech. Spec. Publ.* 128, 380–399.
- Ogilvie, S.R., Glover, P.W., 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 129–142. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00492-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00492-7).
- Ogilvie, S.R., Orribo, J.M., Glover, P.W.J., 2001. The influence of deformation bands upon fluid flow using profile permeability and positron emission tomography. *Geophys. Res. Lett.* 28, 61–64. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL008507>.
- Parés, J.M., 2004. How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1–14. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8).
- Potyondy, D.O., Cundall, P.A., 2004. A bonded-particle model for rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 41, 1329–1364. <http://dx.doi.org/10.1016/J.IJRMMS.2004.09.011>.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. *Analysis of Geological Structures*. Cambridge University Press.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Verges, J., 1992. Thrusting and Foreland Basin Evolution in the Southern Pyrenees. Thrust Tectonics. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 247–254. [http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_22](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_22).
- Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the mesozoic and tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 173–203. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90251-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9).
- Reynolds, S., Hillis, R., Parashchivou, E., 2003. In situ stress field, fault reactivation and seal integrity in the Bight Basin, South Australia. *Explor. Geophys.* 34, 174–181.
- Robion, P., Grelaud, S., Frizon de Lamotte, D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervo basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sediment. Geol.* 196, 181–200. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.007>.
- Robion, P., Humbert, F., Colombier, J.-C., Leghay, S., Frizon de Lamotte, D., 2012. Relationships between pore space anisotropy and anisotropy of physical properties of silicoclastic rocks from the Corbières–Minervo fold-and-thrust-belt (north-east Pyrenees, France). *Tectonophysics* 576–577, 63–77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.004>.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209. <http://dx.doi.org/10.1029/92RG00733>.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the north Atlantic from the late cretaceous to the present. *Geology* 19, 613. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0613:KOTPB>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPB>2.3.CO;2).
- Rudnicki, J.W., 2004. Shear and compaction band formation on an elliptical yield cap. *J. Geophys. Res.* 109, B03402. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002633>.
- Rutter, E.H., Glover, C.T., 2012. The deformation of porous sandstones; are Byerlee friction and the critical state line equivalent? *J. Struct. Geol.* 44, 129–140. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.014>.
- Sagnotti, L., Speranza, F., 1993. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene clayey units of the Sant'Arcangelo basin, southern Italy. *Phys. Earth Planet. In.* 77, 165–176. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90096-R](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(93)90096-R).
- Saillet, E., 2009. La localisation de la déformation dans les grès poreux : caractérisation d'un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France. Nice-Sophia Antipolis, France.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2013. Permeability and flow impact of faults and deformation bands in high-porosity sand reservoir. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 97, 437–464.
- Saillet, E., Wibberley, C.A.J., 2010. Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, bassin du Sud-Est, Provence, France. *J. Struct. Geol.* 32, 1590–1608.
- Saint-Bezar, B., Hebert, R.L., Aubourg, C., Robion, P., Swennen, R., Frizon de Lamotte, D., 2002. Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds: examples from the South Atlas Front (Morocco). *J. Struct. Geol.* 1507–1520.
- Sans, M., Vergés, J., Gomis, E., Parés, J.M., Schiattarella, M., Travé, A., Calvet, F., Santanach, P., Doucet, A., 2003. Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. *Tectonophysics* 372, 85–104. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00233-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00233-6).
- Saura, E., Ardèvol i Oró, L., Teixell, A., Vergés, J., 2016. Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagoça Basin, southern Pyrenees). *Tectonics* 35, 638–662. <http://dx.doi.org/10.1002/2015TC004001>.
- Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H., 2010. Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophys. Res. Lett.* 37 <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL044909>. n/a-n/a.
- Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18.
- Shackleton, J., 2009. Numerical Modeling of Fracturing in Non-cylindrical Folds: Case Studies in Fracture Prediction Using Structural Restoration. Dissertations.
- Shackleton, J.R., Cooke, M.L., Vergés, J., Simó, T., 2011. Temporal constraints on fracturing associated with fault-related folding at Sant Corneli anticline, Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 33, 5–19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2010.11.003>.
- Shipton, Z.K., Evans, J.P., Robeson, K.R., Forster, C.B., Snelgrove, S., 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: implications for subsurface modeling of faults. *AAPG Bull.* 86, 863–883.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.* 191–213.
- Simo, A., 1989. Upper cretaceous platform-to-basin depositional-sequence development, Tresp basin, south-central Pyrenees, Spain. *SEPM Spec. Ed.* 44, 365–378.
- Simo, A., Puigdefàbregas, C., 1985. Transition from shelf to basin on an active slope, upper cretaceous tresp area, southern Pyrenees. In: Mila, M.D., Rosel, J. (Eds.), *International Association of Sedimentologists, Sixth European Regional Meeting: Excursion Guidebook*, pp. 553–562.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Ballas, G., Taboada, A., Wibberley, C., Saillet, E., Benedicto, A., 2013. A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (southern France). *J. Struct. Geol.* 49, 50–63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.11.011>.
- Soto, R., 2003. Relationship between AMS and folding in an area of superimposed folding (Cotiella-Bóixols nappe, Southern Pyrenees). *Geodin. Acta* 16, 171–185. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoact.2003.08.001>.
- Souloumiac, P., Leroy, Y.M., Maillot, B., Krabbenhöft, K., 2009. Predicting stress distributions in fold-and-thrust belts and accretionary wedges by optimization. *J. Geophys. Res.* 114.
- Specht, M., Deramond, J., Souquet, P., 1991. Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays; utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 162.
- Sternlof, K.R., Rudnicki, J.W., Pollard, D.D., 2005. Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003764>.
- Sun, W., Endrade, J.E., Rudnicki, J.W., Eichhubl, P., 2011. Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear enhanced compaction bands using multiscale computations. *Geophys. Res. Lett.* 38.
- Tavani, S., Granado, P., Arbués, P., Corradetti, A., Muñoz, J.A., 2017a. Syn-thrusting, near surface flexural-slipping and stress deflection along folded sedimentary layers of the Sant Corneli-Boixols anticline (Pyrenees, Spain). *Solid Earth* 8, 405–419.
- Tavani, S., Granado, P., Balsamo, F., Pizzati, M., Cantarero, I., Corradetti, A., Muñoz, J.A., 2017b. Shear-enhanced compaction-solution bands in quartz-rich calcarenites of the Cotiella Massif (Spanish Pyrenees). *J. Struct. Geol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2017.11.018>.
- Tavani, S., Louis, L., Souque, C., Robion, P., Salvini, F., Frizon de Lamotte, D., 2004. Folding-related fracture pattern and physical properties of rocks in the chaudrons ramp-related anticline (corbières, France). *AAPG Spec. Vo.* 277, 275. <http://dx.doi.org/10.1306/1025694H13120>.
- Tavani, S., Mencos, J., Bausà, J., Muñoz, J.A., 2011. The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *J. Struct. Geol.* 33, 1662–1680. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2011.08.007>.
- Tavani, S., Vitale, S., Grifa, C., Iannace, A., Parente, M., Mazzoli, S., 2016. Introducing dolomite seams: hybrid compaction-solution bands in dolomitic limestones. *Terra Nova* 28, 195–201. <http://dx.doi.org/10.1111/ter.12210>.
- Teixell, A., Muñoz, J.A., 2000. Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Rev. Soc. Geol. España* 13 (2), 251–264.
- Tembe, S., Baud, P., Wong, T., 2008. Stress conditions for the propagation of discrete compaction bands in porous sandstone. *J. Geophys. Res.* 113, B09409. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005439>.
- Townend, J., Zoback, M.D., 2000. How faulting keeps the crust strong? *Geology* 28, 399–402.
- Tueckmantel, C., Fisher, Q.J., Knipe, R.J., Lickorish, H., Khalil, S.M., 2010. Fault seal prediction of seismic-scale normal faults in porous sandstone: a case study from the eastern Gulf of Suez rift, Egypt. *Mar. Pet. Geol.* 27, 334–350. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.008>.

- Underhill, J.R., Woodcock, N.H., 1987. Faulting mechanisms in high-porosity sandstones; new red sandstone, Arran, Scotland. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 29.
- Verges, J., 1993. *Studi geològic del vessant sud del Pirineu Oriental i Central. Evolució cinemàtica en 3D.* Barcelona.
- Verges, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *J. Virtual Explor.* 8.
- Verges, J., Millan, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cites, J., Bezemer, T. Den, Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre - , syn - and post - collisional crustal - scale cross - sections. *Mar. Pet. Geol.* 12, 893–915. [http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98854-X](http://dx.doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X).
- Verges, J., Muñoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bulletin de La Société Géologique de France* VI.
- Wibberley, C.A.J., Petit, J.-P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, provence, France. The Relationship between damage and localization. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 164, 599–608.
- Wong, T., Baud, P., 2012. The brittle-ductile transition in porous rock: a review. *J. Struct. Geol.* 44, 25–53.
- Wong, T., Baud, P., 1999. Mechanical compaction of porous sandstone. *Oil Gas Sci. Technol. Revue de L'institut Français Du Pétrole* 54, 715–727.
- Wong, T., David, C., Zhu, W., 1997. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 3009–3025. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB03281>.
- Zhang, J., Wong, T.-F., Davis, D.M., 1990. Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *J. Geophys. Res.* 95, 341. <http://dx.doi.org/10.1029/JB095iB01p00341>.

## 2.6 Points clés du chapitre II

**Le bassin de Tresp et les bandes de déformation** La première partie de ce chapitre II a pour but de replacer le bassin de Tresp dans son contexte aussi bien géodynamique que géologique. L'histoire de sa mise en place et notamment le timing et les orientations de contraintes déduites de la cinématique de formation sont des informations clés pour nos analyses des micro- et méso-structures. Les interprétations des structures en profondeur, bien que longtemps débattues, permettent aujourd'hui de déterminer la paléogéographie de la zone d'étude. Elles permettent également de remonter à la cinématique et à l'agencement des dépôts syn-tectoniques par rapport à la croissance du chevauchement de Boixols et des reliefs associés. Les précédentes études qui se focalisent sur les fractures sont des indices déduisant également des états de contraintes. Ces derniers se révèlent être d'une importance capitale à mettre en lien avec toute l'histoire de l'enfouissement de ces formations, dont les paramètres pétrophysiques vont évoluer simultanément avec la déformation.

Cette étude bibliographique sur le bassin de Tresp a permis de corréler le timing de formation des bandes de déformations observées dans la formation syn-tectonique d'Aren. Deux types de bandes différents sont observés au sein de cette formation. Celles-ci sont échantillonnées et mesurées dans un matériel présentant un faciès calcarénitique et pour lesquelles nous proposons une mise en place précoce de ces structures, en lien avec la croissance du chevauchement de Boixols. Le timing et l'état de contrainte sont ainsi déterminés à partir de recoupements d'informations géologiques et géomécaniques.

**Fabriques magnétiques et les types de bandes** Parallèlement à l'analyse des bandes de déformation, nous avons réalisé une étude des fabriques magnétiques dans le but de comparer les orientations des structures avec les directions de raccourcissement, potentiellement responsables de la mise en place des bandes. Les fabriques magnétiques sont obtenues par mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique ("ASM"), déduisant les orientations des contraintes par l'étude de la déformation subie par les grains sur des échantillons cylindriques de 22x25 mm. Après avoir tenté d'analyser les fabriques magnétiques directement dans la formation d'Aren, nous avons choisi de doubler cette analyse, qui s'est révélée dans un premier temps peu fructueuse à cause principalement du faciès. Dans un second temps nous avons analysé les fabriques magnétiques dans le Garumien, formation directement déposée sur la formation d'Aren et bien plus propice à de bons résultats. La méthode d'analyse et les résultats de l'étude de la fabrique magnétique (ASM et AARA) sont présentés en détails dans l'Annexe A. Ces résultats ont révélé des directions de raccourcissement globalement Nord-Sud, parallèles à la stratification (Type II) comme attendu dans cette zone des Pyrénées à cette période. Couplée à une étude microscopique de chaînage des grains dans la formation d'Aren, nous avons pu définir que les bandes du set 1, perpendiculaires au raccourcissement, pouvaient être identifiées comme des bandes de compaction pure (ou "PCB" pour Pure Compaction Band). Les bandes du set 2, obliques à cette même direction, sont définies comme des bandes de compaction à

composante cisailante (ou "SECB" pour Shear Enhanced Compaction Band). Ces bandes se mettent en place durant un raccourcissement parallèle aux couches et dans un régime décrochant à faible enfouissement ( $<1$  km).

**Les modèles géomécaniques** Des modèles géomécaniques ont été proposés dans cette étude afin de contraindre au mieux l'état de contrainte subit par la formation d'Aren lors de son enfouissement. Similairement à ce qui a déjà été fait, concernant ces modèles géomécaniques, nous proposons dans un premier temps un état d'enfouissement pur avec évolution des contraintes jusqu'à une profondeur définie à 650 m. Profondeur à partir de laquelle la contrainte tectonique horizontale croissante est ajoutée pendant l'enfouissement. En se basant sur des observations de mesures de contraintes in-situ données par la littérature nous contraignons notre modèle afin de déterminer la valeur maximum de la contrainte tectonique en fonction de la profondeur. Cette évolution des contraintes est présentée dans un diagramme  $Q - P$ , dans le but de comparer celle-ci à des enveloppes de rupture déduite de relations empiriques obtenues dans des grès. Nous avons pu observer que le chemin d'évolution des contraintes et les enveloppes proposées ne sont pas compatibles entre eux. Nous proposons que le faciès dans lequel nos bandes se sont formées ne correspond pas à la relation empirique utilisée généralement dans les grès purs. Ainsi, en lien avec la présence de bioclastes et leur dissolution, les enveloppes de rupture sont proposées comme étant plus faibles, afin d'être cohérent dans notre modèle de contrainte.

**Conclusions et perspectives** Le modèle finalement proposé permet d'expliquer la mise en place des deux sets de bandes observés sur le terrain. Le premier set présente des bandes purement compactantes, pour un régime où la contrainte différentielle reste relativement faible par rapport à la contrainte moyenne. Le second set de bande est défini comme présentant une composante cisailante, non visible à l'échelle macroscopique. Ces deux familles de bandes de déformation se mettent en place dans un régime décrochant et pour un enfouissement relativement faible pour ce type de structures ( $<1$  km). Les modèles géomécaniques que nous proposons permettent de réduire les incertitudes sur l'évolution l'état de contrainte et les valeurs nécessaires pour former ces bandes. Cela permet également de déterminer la position des enveloppes de rupture à partir des faciès et des paramètres pétrophysiques de la roche, qui semblent ici ne pas être cohérentes avec les résultats attendus. Les bioclastes, présents dans le faciès calcarénite de la formation, ont pour rôle de déplacer le point de rupture vers des valeurs plus faibles par rapport à un grès pur qui présenterait la même taille de grains et la même porosité.

La position de la formation d'Aren étudiée, en avant et proche du chevauchement de Boixols, est un facteur clé à prendre en compte dans cette étude. La problématique principale se pose autour de l'impact de l'activité de la rampe sur le champ de contrainte. Des études numériques peuvent permettre d'étudier l'évolution des valeurs et les orientations des contraintes, au front d'un chevauchement, et pendant la croissance d'un pli. De cette façon, nous pouvons contraindre les modèles géomécaniques pour prédire s'il est possible

d'atteindre la rupture ou non suivant la zone étudiée.

Ces hypothèses proposées nécessitent d'être confirmées. C'est ce que nous proposons dans notre étude numérique basée sur des modélisations 2D de l'évolution d'un pli de propagation, de l'impact d'un chevauchement sur le champ de contrainte et des potentielles bandes de déformation mises en place.

---

### Contrôle de la déformation : Tectonique et faciès sédimentologique

---

#### 3.1 Résumé du chapitre

Ce chapitre présente plus en détails les modèles géomécaniques proposés dans le premier article de cette thèse (chapitre II). Une discussion est exposée concernant la construction de ces modèles et leur utilisation pour caractériser la déformation en se basant sur les chemins de chargement et les positions des enveloppes de ruptures définies par des relations empiriques. Ce chapitre a pour objectif principal de déterminer le rôle relatif de la tectonique et des propriétés pétrophysiques et granulaires de la roche sur la mise en place précoce des bandes de déformation dans le bassin de Tresp, en régime décrochant, en se basant sur la cinématique du pli. Dans le même temps, ce chapitre traite du suivi de l'évolution des contraintes lors de l'enfouissement et de la réduction mécanique et chimique de la porosité. Cette étude montre que le faciès de la formation d'Aren présente des propriétés mécaniques différentes de celles attendues par des estimations géomécaniques et des relations empiriques obtenues sur des roches purement silicoclastiques. La position des enveloppes de rupture sont alors nécessairement plus faibles que celles données par le calcul théorique.

## 3.2 Modélisations Géomécaniques

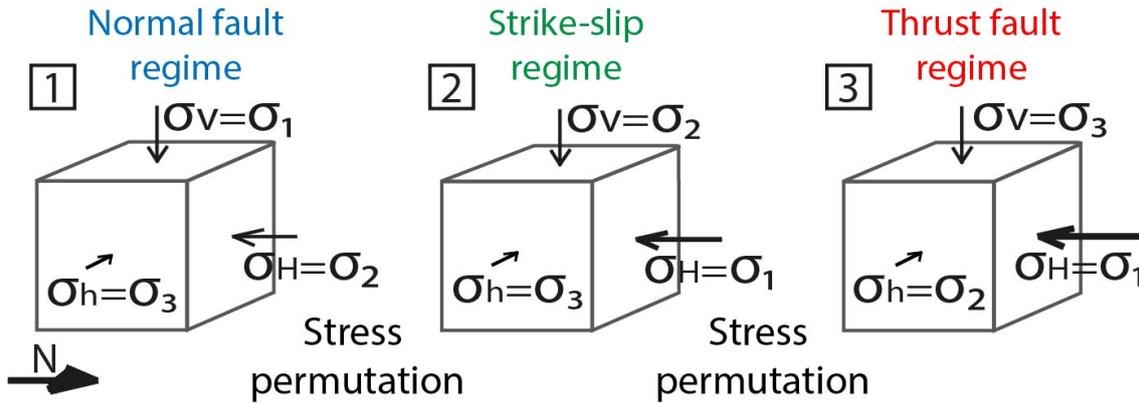
Afin de déterminer le mode et la chronologie de mise en place des bandes de déformation observées dans le bassin de Tresp, nous avons cherché à remonter aux valeurs de contraintes effectives au moment de la mise en place de ces structures. Il a alors fallu travailler sur deux points majeurs présentés dans ce chapitre, l'évolution des contraintes et la position des enveloppes de rupture. Les simulations que nous avons faites présentent la contrainte totale en un point donné. Ce calcul se fait par addition de deux tenseurs, le tenseur des contraintes lié à l'enfouissement et le tenseur des contraintes tectoniques. Les résultats sont représentés dans un diagramme Q-P permettant de suivre l'évolution des contraintes et permet de comparer celle-ci aux enveloppes de ruptures, tout en prenant en compte l'enfouissement relatif. Nous avons travaillé avec le tenseur des contraintes principales en ne prenant en compte uniquement des variations dans ces directions principales qui sont : la direction verticale ( $\sigma_v$ ), une direction horizontale maximale lors du raccourcissement tectonique ( $\sigma_H$ ) et la seconde direction horizontale perpendiculaire à la première ( $\sigma_h$ ). Dans ces simulations nous travaillons alors en 3D. L'évolution relative de ces contraintes permet, de la même manière, de suivre également le régime de contrainte en vigueur : le régime extensif, le régime décrochant et le régime compressif inverse (Figure 3.1).

### 3.2.1 Construction des chemins de chargement

L'évolution des contraintes se suit dans un diagramme  $Q - P$  et sera représentée par un chemin de chargement calculé comme la somme des contraintes lié à l'enfouissement et à l'activité tectonique. Ce chemin de chargement se décompose ainsi en deux parties. Un exemple de calcul est présenté en Annexe C.

$$\begin{aligned} \text{Tenseur d'enfouissement} & \begin{pmatrix} \sigma_v = \rho.g.z & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_H = K_0.\sigma_v & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_h = K_0.\sigma_v \end{pmatrix} \\ \text{Tenseur tectonique} & \begin{pmatrix} \sigma_v = K_{0TV}.\sigma_H & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_H & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_h = K_{0TH}.\sigma_H \end{pmatrix} \end{aligned}$$

D'un côté, le tenseur lié à l'enfouissement présente l'évolution de la contrainte verticale en fonction de la densité (fixée ici à  $2300kg.m^{-3}$ ), de l'accélération de la pesanteur ( $g = 9.8m.s^{-2}$ ) et de la profondeur ( $z$ ) par la relation :  $\sigma_v = \rho.g.z$ . La contrainte verticale est alors croissante avec la profondeur, et est, par la même occasion, la contrainte principale lorsqu'on est dans un domaine non tectonique ou extensif ( $\sigma_v > \sigma_H = \sigma_h$ ). Les contraintes horizontales associées à l'enfouissement ne sont pas nulles et vont elles aussi varier en fonction de la profondeur et plus directement en fonction de la contrainte verticale à travers la relation suivante :  $\sigma_h = \sigma_H = K_0\sigma_v$ ,  $K_0$  étant le coefficient des terres au repos,



**Figure: 3.1 – Evolution des contraintes principales et changements de régimes de contraintes, vu en Blocs 3D. 1. Régime extensif. 2. Régime décrochant. 3. Régime compressif inverse. Les orientations des structures vont être dépendantes du régime et de l'orientation du champ de contrainte.**

qui exprime le rapport entre la contrainte horizontale et la contrainte verticale ( $K_0 = \sigma_h/\sigma_v$  ou  $K_0 = \sigma_H/\sigma_v$ ) en l'absence de contrainte tectonique (conditions oedométriques, contraintes sans tectonique). Ce rapport  $K_0$  est également défini selon le coefficient de Poisson  $\nu$  et permet de relier la contrainte horizontale à la contrainte verticale par la relation  $\sigma_H = \sigma_h = [\nu/(1 - \nu)] * \sigma_v$ . Les valeurs de ce coefficient de Poisson sont connues pour présenter des valeurs entre 0.25 et 0.3 pour les roches (Jaeger et Cook, 1979), ce qui donne des valeurs de  $K_0$  proches de 0.33. Cependant, cette dernière relation ne s'applique que dans le cas des roches parfaitement élastiques. Nous préférons utiliser des valeurs de  $K_0$  issues de données de forages in-situ mesurées à environ  $K_0 = 0.7$  dans les grès poreux (Ballas *et al.*, 2013). Il est aujourd'hui admis que ce paramètre  $K_0$  évolue et diminue avec la profondeur (Hoek et Brown, 1980). Dans l'article présenté précédemment, nous avons proposé une évolution de ce paramètre  $K_0$  évoluant avec la profondeur afin que nos hypothèses de chronologie d'acquisition des bandes et d'état de contraintes fonctionnent.

D'un autre côté, la contrainte tectonique, qui sera ici appliquée horizontalement afin de reproduire un raccourcissement Nord-Sud à l'origine de la mise en place de nos bandes de déformation, est définie en augmentant progressivement la contrainte horizontale maximale ( $\sigma_H$ ). Perpendiculairement à ce raccourcissement, les directions de contraintes  $\sigma_h$  horizontale et  $\sigma_v$  sont déterminées par un même coefficient  $K_0$ . Dans le cas de la contrainte tectonique, nous discernons la réponse mécanique horizontale à cette contrainte de la réponse verticale, en annotant respectivement les paramètres  $K_{0TH}$  ("TH" pour tectonique Horizontale) et  $K_{0TV}$  ("TV" pour tectonique verticale).

D'après les modèles de simulation d'évolution de contraintes similaires proposés par Soliva et collaborateurs (Soliva *et al.*, 2013), sur lesquels nous nous sommes basés pour notre étude, la réponse verticale à la contrainte tectonique est considérée comme nulle en raison du bord libre que représente la surface de la Terre ( $K_{0TV} = 0$ ). Nous pensons que, de la même façon que le paramètre  $K_0$ , le paramètre  $K_{0TV}$  peut également évoluer avec la

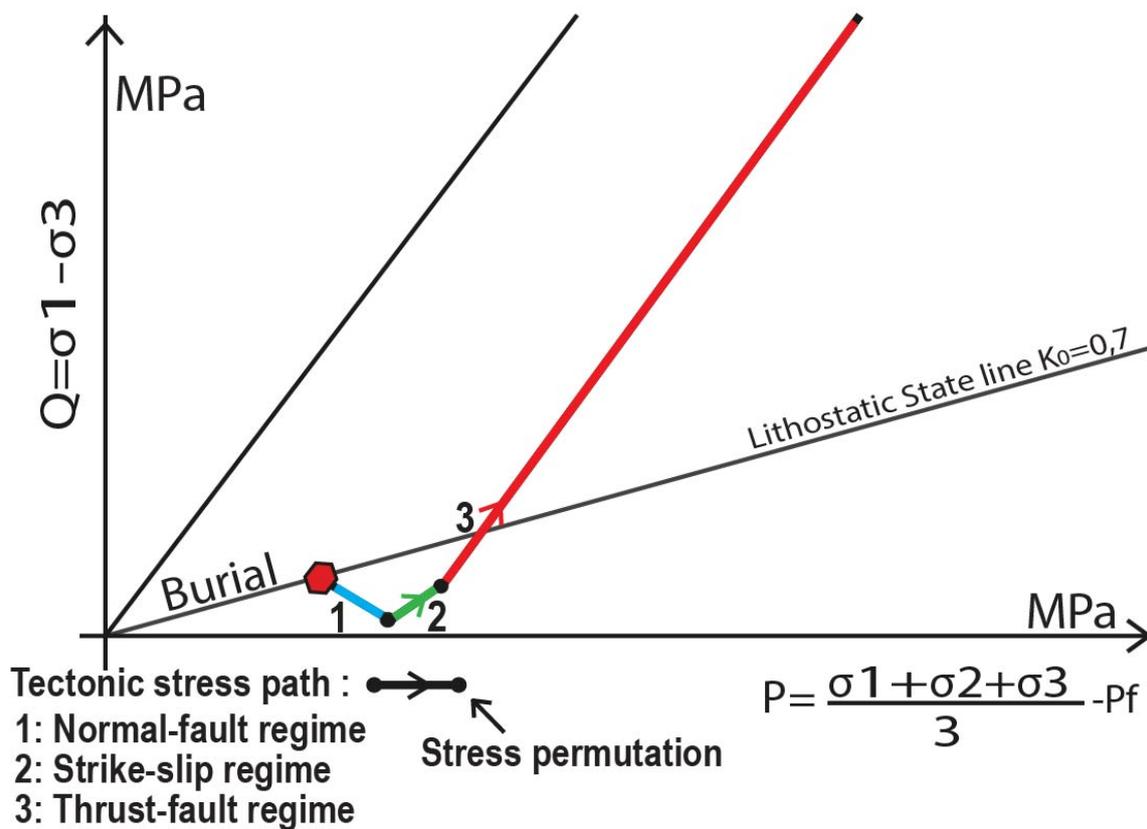


Figure: 3.2 – Diagramme Q-P présentant l'évolution du chargement de contraintes depuis un état d'enfouissement pur (droite suivant le "burial") puis évolution tectonique en passant par les différents régimes de contraintes : 1. Régime extensif. 2. Régime décrochant. 3. Régime compressif (inverse).

profondeur. Dans notre étude nous analyserons les variations des chemins de chargement si l'on fait varier et évoluer ce paramètre vers des valeurs où la réponse verticale s'approche de la réponse horizontale à la contrainte tectonique ( $K_{0TV} = K_{0TH}$ ), notamment en fonction de la profondeur.

L'évolution du chargement total pour un cas standard a été représentée sur la figure 3.2A en suivant l'enfouissement puis l'application d'une contrainte tectonique de type LPS avec une contrainte maximale horizontale. Lors du chargement tectonique, à partir d'un régime initial d'enfouissement, on permute à plusieurs reprises les contraintes, ce qui va se traduire par des changements de pentes pendant l'évolution des contraintes dans le diagramme Q-P. Le début du chargement est considéré comme lié à l'enfouissement uniquement, puis celui-ci passe en régime Extensif ("Normal-Fault regime") lorsque  $\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$  (représenté en bleu, Figure 3.2, qui reste cependant inférieur à la contrainte verticale). Le chemin de chargement va alors montrer une augmentation en contrainte moyenne et une baisse en contrainte différentielle. L'augmentation progressive de la contrainte tectonique va ensuite permettre le passage en régime décrochant ("Strike-Slip regime", représenté en vert sur la figure 3.2) lorsque  $\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$  la contrainte verticale est inférieure à la

contrainte horizontale tectonique mais reste supérieure à la contrainte horizontale perpendiculaire à la contrainte tectonique. Enfin, on entre dans le régime inverse ("Thrust-Fault regime", chemin rouge sur la figure 3.2) lorsque  $\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$ . Pour ces deux derniers régimes, le chemin de chargement va croître positivement mais avec des pentes différentes (Figure 3.2). Le régime de contrainte va avoir un impact sur l'orientation des structures potentiellement formées.

### 3.2.2 Tests sur les chemins de chargement

Initialement, ces modèles de chargement présentent une évolution des contraintes en considérant un enfouissement constant (Soliva *et al.*, 2013). Dans notre cas, la formation étudiée est soumise à une contrainte tectonique, liée à la croissance du chevauchement, tout en subissant un enfouissement relativement constant, par ajout de matériel qui vient se déposer dans le bassin. Nous devons alors prendre en compte cet enfouissement continu dans nos simulations. Cela impose la mise en place d'un timing de déformation puisque la relation enfouissement-temps est connue (courbe d'enfouissement d'après (Fillon *et al.*, 2013)). De ce fait, il est nécessaire de connaître la valeur maximale de la contrainte horizontale qu'il est possible d'appliquer dans nos simulations pour de telles profondeurs.

Nous avons donc cherché à contraindre la valeur maximale de la contrainte principale maximale, ici horizontale lors du raccourcissement tectonique. Différentes études se basant sur des données in-situ, ou utilisant les paramètres internes du matériel (coefficient de Poisson, module de Young), vont réduire les possibilités des valeurs de  $\sigma_1$  principalement en fonction de  $\sigma_3$ . De cette façon, différents auteurs (Townend et Zoback, 2000, Reynolds *et al.*, 2003, Sternlof *et al.*, 2005) utilisent un rapport  $\sigma_1/\sigma_3$  entre 2 et 3.12. Pour notre étude, nous avons utilisé la valeur du rapport telle que  $\sigma_1/\sigma_3 = 3$  afin de se positionner dans la gamme proposée de ces études.

La mise en place de nos bandes de déformation se faisant en régime décrochant, nous avons pu déterminer la valeur du  $\sigma_1$  maximal en estimant la valeur de  $\sigma_3$ , qui ne peut pas dépasser la contrainte verticale. Nous avons calculé cette contrainte verticale comme suivant la relation théorique du chargement vertical en fonction de la profondeur :  $\sigma_v = \sigma_2 = \rho.g.z$  avec  $\rho = 2300kg.m^{-3}$ . Deux hypothèses extrêmes sont alors proposées, dans le cas où  $\sigma_3$  est proche (mais toujours inférieur) de  $\sigma_2$  ou dans le cas contraire avec  $\sigma_1$  proche (mais toujours supérieur) de  $\sigma_2$  (Figure 3.3A et B). Chaque hypothèse est différente et présente une contrainte horizontale maximale variable. À une profondeur de 900 m le  $\sigma_1$  maximal est égal à 57 MPa ( $3\sigma_3$ ) dans l'hypothèse 1 alors qu'il est de 21 MPa dans la seconde hypothèse. Cela a un impact sur la position des contraintes sur un diagramme Q-P suivant l'hypothèse privilégiée (Figure 3.3C). Pour notre étude, nous choisirons l'hypothèse 1 afin de tester le cas extrême, potentiellement responsable de la mise en place de nos structures.

Ces tests permettent de restreindre la valeur maximale de la contrainte horizontale dépendante de la profondeur, qui a le rôle de limite supérieure à utiliser dans les futures

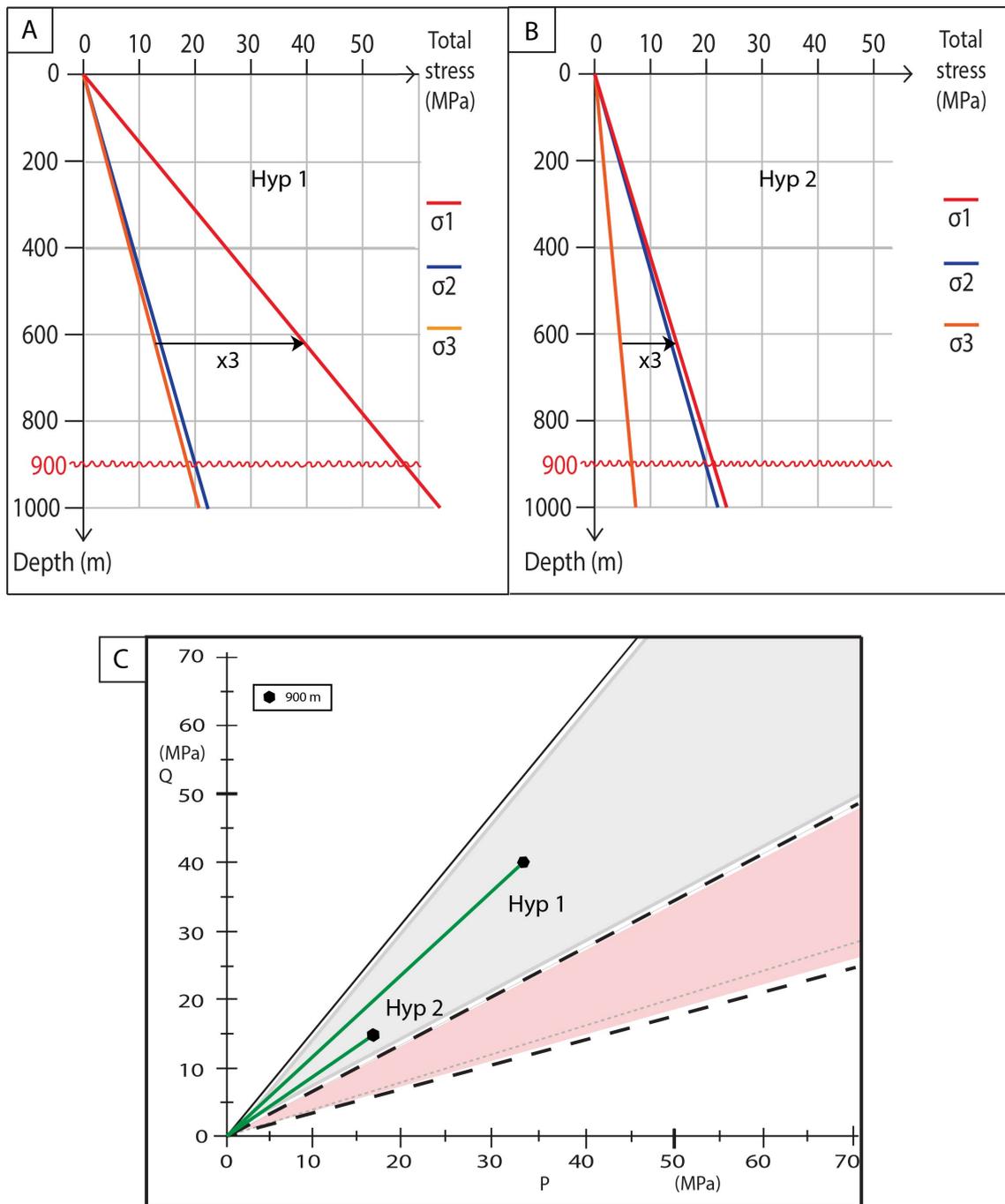


Figure: 3.3 – A. Evolution des contraintes principales en fonction de la profondeur suivant l’hypothèse 1 avec  $\sigma_3$  proche de  $\sigma_2$  et un rapport de 3 entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . B. Evolution des contraintes principales en fonction de la profondeur suivant l’hypothèse 1 avec  $\sigma_1$  proche de  $\sigma_2$  et un rapport de 3 entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . C. Evolution des contraintes dans le diagramme Q-P pour les deux hypothèses.

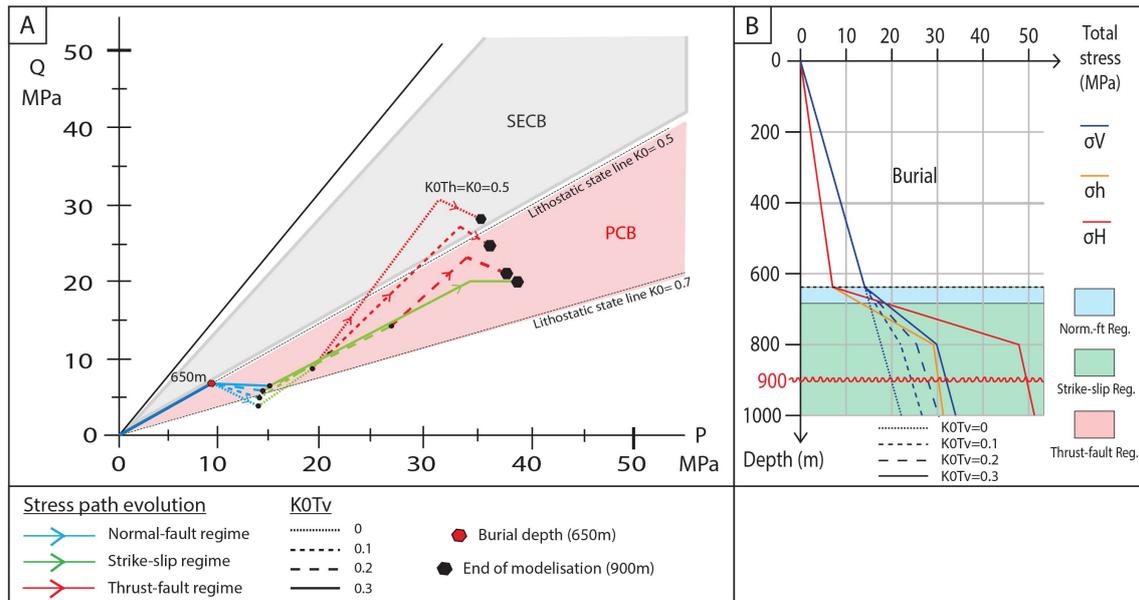
simulations. Cette dernière contrainte est à ajouter au tenseur des contraintes lié à l'enfouissement, totalement indépendant de l'activité tectonique. Avec ces modifications, une dernière problématique autour du régime décrochant entre en jeu, puisque malgré l'enfouissement, le pas d'évolution et la contrainte tectonique maximale, il est toujours impossible, à ce stade de l'étude, d'augmenter la taille du segment représentant le régime décrochant et par la même occasion de modifier celle du régime compressif inverse. Pour pallier ce problème, nous avons diminué la valeur de  $K_0$  en fonction de la profondeur comme exposé dans la partie discussion de notre article. La figure finale de l'article présente des valeurs en surface de 0.7, diminuant tous les 200 m pour atteindre des valeurs très faibles de  $K_0 = 0.3$  à 700 m de profondeur. Cela permet de rester dans un régime décrochant pendant l'augmentation de la contrainte tectonique tout au long de la modélisation, sans atteindre le régime compressif inverse, puisqu'il n'y a pas d'observation de structures respectant ce dernier mode de déformation dans les calcarénites d'Aren.

Le fait de réduire la valeur de  $K_0$  avec la profondeur est utilisé par différents auteurs afin d'expliquer la mise en place de structures similaires (Soliva *et al.*, 2013, Fossen *et al.*, 2015) se basant sur des modifications des paramètres internes de la roche lors de son enfouissement. Nous sommes conscients que les valeurs les plus faibles attribuées à des profondeurs de 600 à 900 m dans ce modèle final peuvent être considérées comme trop faibles au regard de ce qui a déjà été proposé dans la caractérisation des contraintes via des modélisations similaires. En effet, ces valeurs de  $K_0 = 0.3$  représentent la valeur la plus faible potentiellement atteinte par un matériel géologique d'après des mesures sur des sols et des déterminations par rapport aux paramètres internes de ces matériaux (Mitchell et Soga, 2005). De la même façon Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2015) proposent une valeur supérieure de  $K_0 = 0.5$  pour des profondeurs beaucoup plus importantes, autour de 2 km de profondeur.

D'autres paramètres peuvent également être intégrés aux modélisations, s'orientant autour du rôle de l'angle de Lode (Philit, 2017) ou sur l'impact de paramètres extérieurs tels qu'un ajout d'une contrainte extensive latérale à la contrainte principale (Soliva *et al.*, 2013), ce qui ne semble pas être le cas dans notre zone d'étude et se confirme également par les résultats de l'étude ASM.

Dans notre cas, nous avons pris le parti d'analyser l'impact de modifications du paramètre  $K_{0TV}$ , correspondant à la réponse verticale en lien avec la compression tectonique horizontale. En effet, ce paramètre a été supposé nul dans les modélisations précédentes, quelle que soit la profondeur et l'activité tectonique. Nous avons alors testé différents modèles en faisant évoluer ce paramètre depuis une valeur témoin nulle jusqu'à une valeur de  $K_{0TV} = K_0$  dans le but d'obtenir des résultats cohérents avec nos observations, dans des gammes de  $K_0$  plus raisonnables.

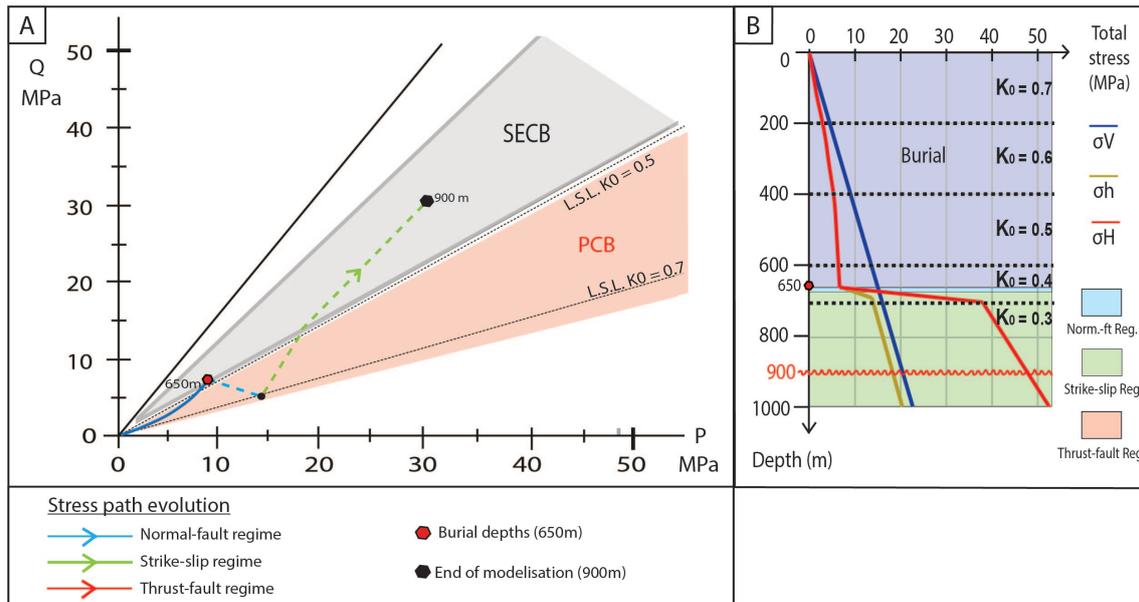
Les résultats (Figure 3.4) montrent que l'augmentation de ce paramètre  $K_{0TV}$  a pour effet de diminuer la pente du chargement tectonique et par la même occasion d'augmenter le "temps" de passage en régime décrochant. En conséquence, on observe une diminution du régime compressif inverse (segment rouge de la figure 3.4). Tout d'abord, la simulation



**Figure: 3.4 – A. Evolution des contraintes dans un diagrammes Q-P, simulation de l’impact de la variation du paramètre  $K_{0TV}$  depuis une valeur nulle, jusqu’à  $K_{0TV} = 0.3$ . B. Evolution des contraintes verticale ( $\sigma_v$ ) horizontale maximale ( $\sigma_H$ ) et horizontale minimale ( $\sigma_h$ ) en fonction de la profondeur et détermination des différents régimes de contraintes selon la position relative des contraintes dans le cas où  $K_{0TV} = 0.3$ , dans lequel on reste en régime décrochant sans passer en régime compressif inverse.**

est faite en gardant le  $K_0$  général constant quelle que soit la profondeur pour une valeur de  $K_0 = 0.7$ . Nous obtenons difficilement des résultats en cohérence avec nos attentes puisqu’il est compliqué d’obtenir une contrainte verticale atteignant une valeur inférieure à la contrainte horizontale maximum et supérieure à la contrainte horizontale minimum, car dans ce cas où  $K_0$  est relativement élevé, les deux contraintes horizontales présentent des valeurs proches entre elles (Figure 3.4B). Dans un second temps, en réduisant ce paramètre à une valeur de  $K_0 = 0.5$ , ce qui est plus cohérent pour des profondeurs relativement plus importantes, la gamme de résultats satisfaisants est plus grande en faisant varier les valeurs de  $K_{0TV}$  (Figure 3.4).

Nous pensons effectivement que ce paramètre  $K_{0TV}$  peut être modifié durant l’enfouissement, de façon inverse à l’évolution de  $K_0$ , c’est à dire augmentant avec la profondeur. Il est compréhensible que la réaction verticale à une contrainte horizontale soit considérée comme nulle en se positionnant proche de la surface, dû à l’effet de bord libre. Nous pensons alors qu’il faut considérer une augmentation de ce paramètre pendant l’enfouissement, même légère, ce qui augmente considérablement la taille du segment du chemin de chargement en régime décrochant. Cependant cette modification a pour conséquence d’aplatir rapidement la pente de l’évolution des contraintes en réduisant la valeur de la contrainte différentielle comparée aux résultats précédents. Il devient alors plus compliqué d’entrer dans le domaine des bandes cisailantes tout en restant dans le régime décrochant (Figure 3.4). L’objectif final consiste à garder une contrainte verticale intermédiaire entre



**Figure: 3.5 – Chemin de chargement final. A. Représentation dans le diagramme Q-P, depuis une activité tectonique se mettant en place à partir d'un enfouissement de 650 m. B. Représentation de l'évolution des contraintes verticale ( $\sigma_v$ ) horizontales maximale ( $\sigma_H$ ) et minimale ( $\sigma_h$ ) en fonction de la profondeur. Détermination des différents régimes de contraintes en fonction de la position relative de ces contraintes. Evolution du paramètre  $K_0$  avec la profondeur pour un paramètre  $K_{0TV}$  nul, (Robert *et al.*, 2018).**

une contrainte horizontale maximale relativement élevée et une contrainte horizontale minimale très faible, afin d'obtenir une contrainte différentielle qui resterait relativement forte dans un domaine où le rapport  $Q/P$  serait supérieur à 0.7. Cela peut être possible en jouant avec ces deux paramètres, mais le rôle du paramètre et l'évolution du paramètre  $K_{0TV}$  étant mal connu avec la profondeur, nous avons préféré le garder nul pour notre modèle final, préférant diminuer le paramètre  $K_0$  vers des valeurs très faibles (0.3-0.4) pour les profondeurs les plus importantes.

Ce chemin de chargement final sera utilisé pour la suite de l'étude et servira de comparaison pour déterminer les positions des enveloppes de rupture de la formation d'Aren comme proposé dans l'article (Figure 3.5).

### 3.2.3 Construction des enveloppes de rupture

Parallèlement à la construction du chemin de chargement, nous avons ajouté les enveloppes de rupture de nos matériaux. La rupture est atteinte lorsque le chemin de chargement recoupe l'enveloppe de plasticité (aussi appelé "Yield envelope"). Comme présenté dans le chapitre I, le type de bande mis en place va ainsi dépendre de l'état de contrainte et plus exactement des contraintes moyennes ( $P$ ) et différentielles ( $Q$ ) au moment de la rupture.

La position de ces enveloppes est déterminée à partir du rayon des grains ( $R$ ) et de la

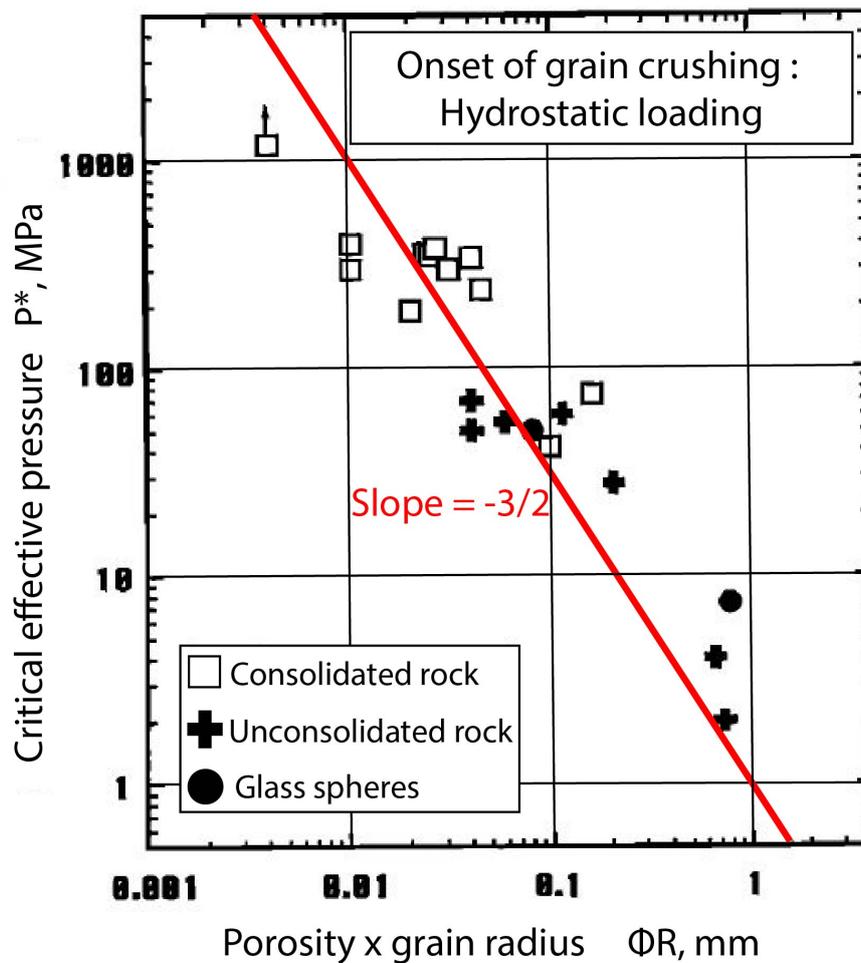


Figure: 3.6 – Relation entre le produit de la porosité initiale ( $\phi$ ) et du rayon des grain ( $R$ ) avec la rupture observée sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ), d'après (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997). La pente moyenne est définie à  $-3/2$ . Le rapport de proportionnalité ( $\beta$ ) est ici et pour le reste de l'étude égal à 1 et dépend de paramètres minéralogiques (voir détails dans le texte).

porosité ( $\phi$ ) de la roche hôte intacte permettant de remonter à la valeur de la déformation sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ) via un paramètre de proportionnalité ( $\beta$ , ici proche de 1 d'après les unités choisies en Figure 3.6) (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997). Le rayon des grains et la porosité ont été obtenus à partir d'analyse 2D sur des lames minces grâce à des logiciels de mesures et de statistiques que sont Jmicrovision© et ImageJ© (Figure 3.7). Ainsi, pour la taille des grains, on mesure dans un premier temps tous les diamètres de tous les grains (Quartz et bioclastes notamment). La valeur modale est extraite et on utilise le rayon de ce diamètre modal pour notre équation. En ce qui concerne la porosité, elle est déterminée par analyse d'image à partir de la fraction de pixels sur une image complète en enlevant la partie actuellement cimentée de la roche pour représenter l'état de la roche au moment de la déformation, ce qui correspond à l'espace inter-granulaire. Ces deux paramètres sont rassemblés dans l'équation (1.1) qui permet de déterminer la rupture correspondant à une contrainte hydrostatique  $P^*$  présentée dans le 1.

### 3.2.4 Application des calculs des enveloppes pour chaque site

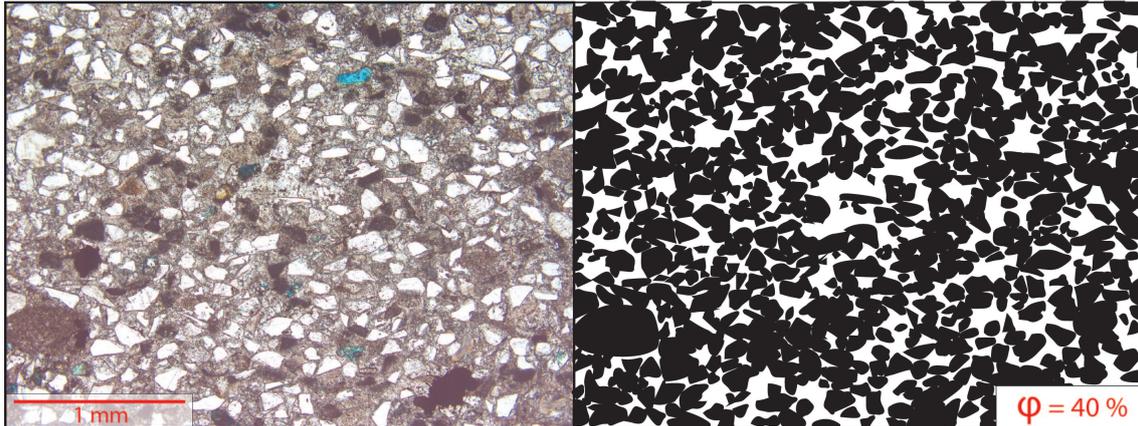
Les valeurs de  $P^*$  obtenues pour les différents sites étudiés sont très variables, entre des valeurs faibles proches de 40 MPa pour le site de Sapeira jusqu'à des valeurs très élevées autour de 250 MPa pour Aren (Figure 3.8). Ces valeurs obtenues sont des résultats à sec, sans soustraire la potentielle pression de fluides présents dans les pores au moment de la déformation. La comparaison faite entre le chemin de chargement proposé précédemment et les enveloppes obtenues par ce calcul (1.1) ne permet pas d'expliquer la mise en place des bandes de déformation pour tous les sites.

En considérant que notre chemin de chargement soit correct, respectant au moins un ordre de grandeur cohérent, il est clair que les enveloppes de rupture obtenues en suivant la relation empirique (1.1) sont trop importantes. Elles sont donc localisées trop à droite par rapport à ce qu'on pourrait attendre pour que les résultats soient compatibles avec le chemin de chargement (Figure 3.8). Nous proposons différentes hypothèses pour expliquer le fait que l'utilisation de la relation empirique n'est pas adaptée pour notre étude.

Le faciès de notre formation d'Aren est différent de celui utilisé lors de la conception de la relation empirique. En effet, les auteurs ont réalisés leurs expérimentations sur des grès purs, des sables et des billes de verre. Dans notre cas, nous avons une calcarénite qui présente une portion de bioclastes non négligeable pouvant représenter près de 30 % de la roche totale. Ces bioclastes ont pour particularité de ne pas se fracturer de la même manière que les quartz pendant la déformation, ils se dissolvent et disparaissent de la bande de déformation, ne laissant que les quartz plus ou moins fracturés dans la zone déformée. Les bandes présentent une micro déformation hybride entre la dissolution et la fracturation, similairement à ce qui a déjà pu être observé dans d'autres études (Tavani *et al.*, 2017a).

D'autres hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ce léger décalage persistant. Il est possible que le volume poreux, considéré dans nos mesures pendant l'observation

Aren



Orcau

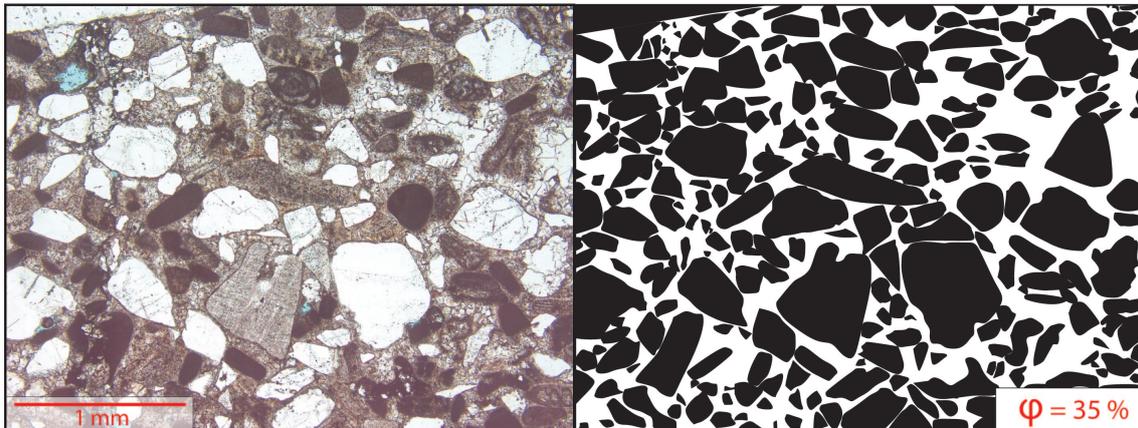


Figure: 3.7 – Exemples de calculs de porosité pour les sites d’Aren et Orcau par analyse d’images 2D de lames minces grâce au logiciel Jmicrovision©. Le volume inter-grains représente la porosité initiale utilisée pour la construction des enveloppes. La porosité d’Aren est de 40 %, la porosité d’Orcau est 35%.

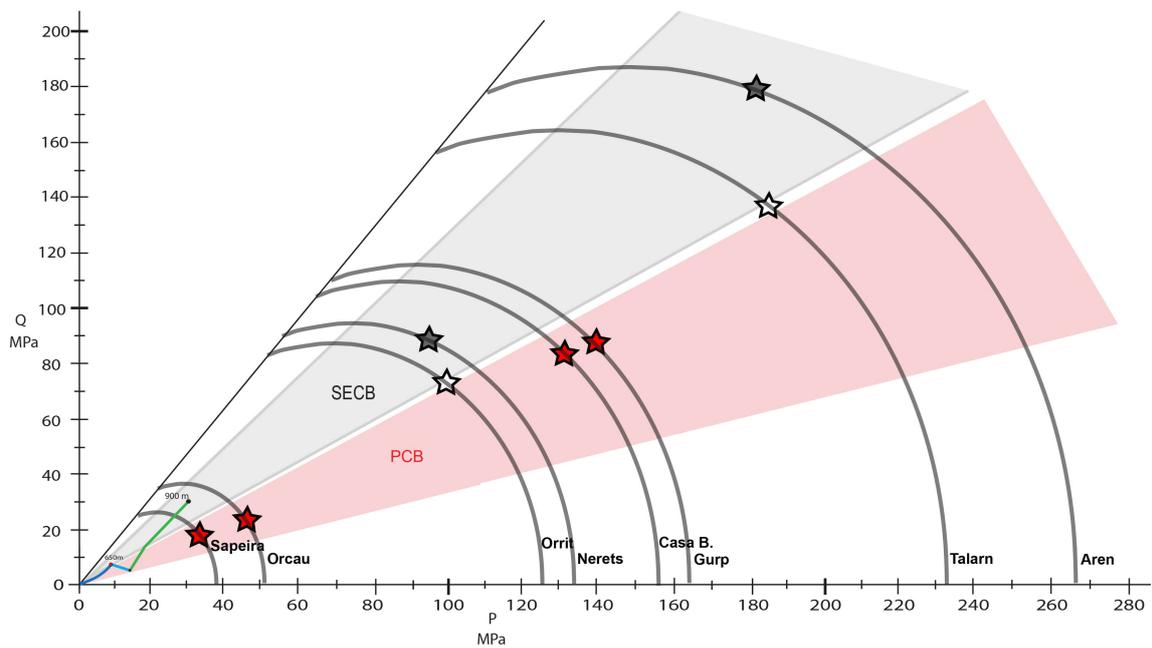


Figure: 3.8 – Diagramme Q-P et chemin de chargement en comparaison avec les enveloppes de rupture des différents sites étudiés obtenues en suivant la relation empirique  $P^* = \beta(\Phi.R)^{-3/2}$  proposée par (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997) et les bandes de déformation observées sur le terrain (étoiles rouges lorsque la majorité des bandes du site sont des bandes de compaction pures, étoiles grises lorsque la majorité des bandes du site sont des bandes de compaction à composante cisailante et étoile blanche lorsque le site présente des bandes des deux types dans les mêmes proportions).

des lames minces, ait été sous-estimé, tout d'abord lors de ces mêmes mesures, mais également à cause de la compaction naturelle de la roche qui a subi un long enfouissement au cours de ces derniers 45 Ma. On peut alors imaginer que la porosité au moment de la déformation n'est pas la même que la porosité aujourd'hui remplie par la cimentation. Cela aura un impact sur la position des enveloppes en déplaçant à nouveau chacune d'entre elles vers la gauche. Cependant, pour que toutes nos enveloppes se positionnent de façon à correspondre à notre chemin de chargement, il faudrait augmenter la porosité ( $\phi$ ) de manière significative. En effet, en prenant une taille des grains fixe et pour descendre à une valeur de  $P^*$  entre 20 et 40 MPa, il faudrait que la porosité soit de 90% ou parfois plus, ce qui n'a pas de sens géologique. D'un autre côté, si le problème ne vient pas de la porosité et qu'on la considère comme élevée pour un matériel granulaire (40%), il est également impossible que la taille des grains soit augmentée pour correspondre à nos hypothèses. Pour cela, le rayon moyen des grains devraient être de l'ordre de 0.25 mm pour entrer dans une gamme cohérente de valeurs de  $P^*$ , or dans notre étude les rayons des grains présentent des tailles variables entre 0.2 et 0.06 mm. Dans cette relation empirique, la position de la droite moyenne est également paramétrée par un coefficient de proportionnalité noté  $\beta$  qui se définit de la façon suivante, d'après (Zhang *et al.*, 1990) :

$$P^* = \beta(\Phi.R)^{-3/2} = 2.2.E \frac{(1 - \nu^2)^2}{(1 - 2\nu)^3} \left(\frac{K_{IC}}{E}\right)^3 (\alpha.\Phi.R)^{-3/2} \quad (3.1)$$

Cette équation (3.1) prend en compte, après la minéralogie de la roche, le coefficient de Poisson ( $\nu$ ), le module d'Young ( $E$ ), le facteur d'intensification des contraintes en mode I ( $K_{IC}$ , appelé aussi "ténacité") et où  $\alpha$  représente le rapport de la longueur de la fracture initiale ( $c$ ) sur le rayon du grain ( $R$ ). Tous ces paramètres peuvent être variables, d'autant plus pour une roche à composition hétérogène. Cela peut expliquer les variations entre les résultats attendus et nos observations. La modification d'un ou plusieurs paramètres de cette équation aura pour rôle de déplacer la droite proposée initialement.

Il est également possible de prendre en compte le rôle des fluides, mais en estimant une pression de pore lithostatique, cela n'aura qu'un léger impact sur la position de ces enveloppes pour un enfouissement faible. Une potentielle surpression des fluides peut néanmoins jouer un rôle important sur la déformation mais elle n'est pas identifiable sur nos échantillons ou sur le terrain, au moment de l'acquisition des bandes. Enfin, on peut imaginer un rôle de catalyseur de la déformation lié à la dissolution des bioclastes lors de la compaction.

Dans notre article nous avons proposé des positions d'enveloppes, placées arbitrairement, qui expliquerait la mise en place des bandes de compaction pure (PCB) mais également des bandes de compaction cisailantes en régime décrochant pour le chemin de chargement obtenu. Ces enveloppes sont localisées dans un diagramme  $Q/P$  entre des valeurs de  $P^*$  entre 16 MPa et 43 MPa.

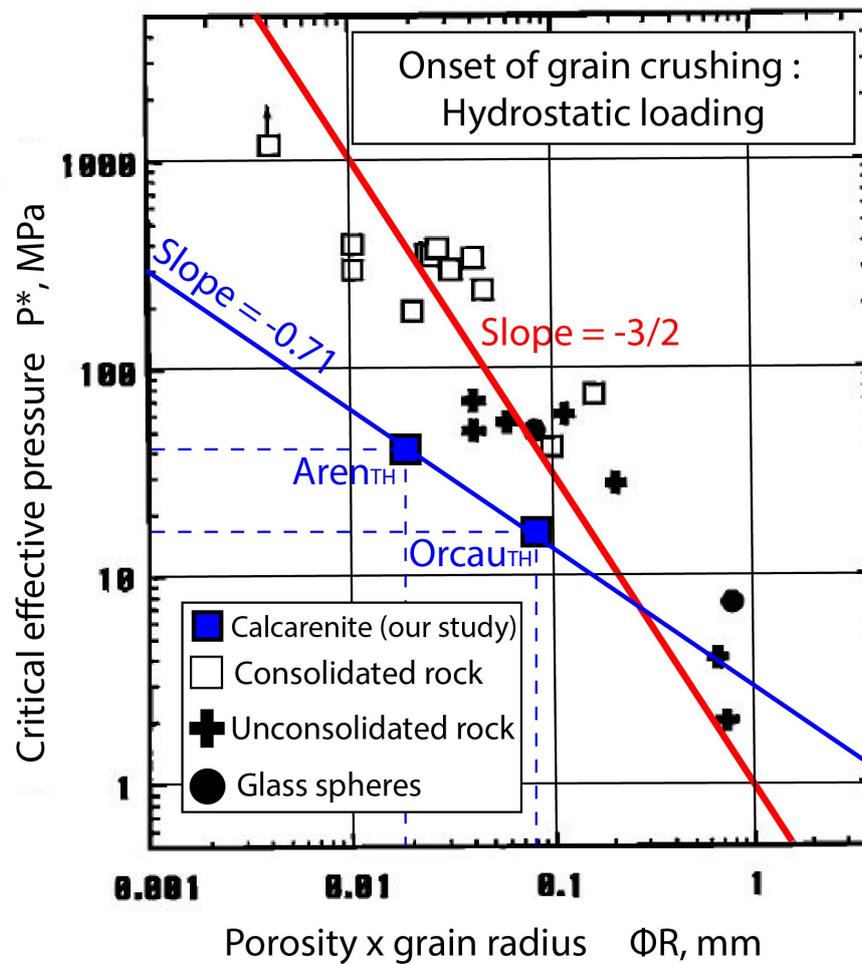


Figure: 3.9 – Relation entre le produit de la porosité initiale ( $\phi$ ) et du rayon des grain ( $R$ ) avec la rupture observée sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ), d'après (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997), ici appliquée aux calcarénite de notre étude. Nous proposons alors la relation suivante :  $P^* = 2.68(\phi.R)^{-0.71}$ , en se basant sur la position des enveloppes théoriques, placées arbitrairement pour être cohérentes avec le chemin de chargement proposé.

Il est alors possible de tenter de retrouver une relation empirique de détermination de ce  $P^*$  en fonction de la taille des grains et de la porosité initiale pour les calcarénites. Nous avons replacé les produits de rayon des grains et porosité pour le site d'Orcau (valeur la plus élevée, représentant donc le  $P^*$  le plus faible,  $Orcau_{TH}$ , Figure 3.9) et pour le site d'Aren (produit le plus faible,  $P^*$  le plus élevé,  $Aren_{TH}$ , Figure 3.9). La droite moyenne passant par ces sites montre cette fois un coefficient directeur de  $\alpha = -0.71$  et un coefficient de proportionnalité de  $\beta = 2.68$  d'après les unités utilisées en Figure 3.9. Nous avons donc pu mettre en place une nouvelle relation empirique de détermination de la position des enveloppes pour la calcarénite, définie comme l'équation (3.2) :

$$P^* = 2.68(\phi.R)^{-0.71} \quad (3.2)$$

Le meilleur moyen de pouvoir déterminer avec précision la position de ces enveloppes serait d'utiliser un analogue de calcarénite poreuse et de déterminer son seuil de rupture sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ) en laboratoire.

Cette partie de l'étude caractérise le rôle du faciès sur la déformation qui semble être majeur dans notre analyse par le biais de ces bioclastes qui présentent un mode de déformation différent des quartz lors de la compaction de roches poreuses. Qu'en est-il du rôle de la tectonique ?

### 3.2.5 Rôle de la tectonique

Depuis des décennies la tectonique est connue pour avoir un rôle prépondérant sur la déformation, il est rare d'observer des structures formées sans chargement tectonique, qu'il soit horizontal ou vertical. La déformation à meso- ou macro-échelle est donc liée à l'augmentation des contraintes, mais a-t-elle un rôle majeur dans la mise en place de nos structures ?

Pour cela nous avons comparé les différents types de bandes et leur distribution latérale, en fonction de leur localisation géographique par rapport aux structures à l'échelle du bassin, telles que les failles majeures. Le but de cette analyse est d'estimer si les bandes de compaction pures ont pu être mises en place préférentiellement dans un domaine caractéristique par rapport aux bandes de compaction cisailantes, préférentiellement formées en lien avec des mouvements différents d'un point de vue de la géologie structurale à grande échelle.

La formation d'Aren se présente à l'affleurement en suivant une exposition globalement Est-Ouest. Dans le détail, on peut remarquer trois zones présentant des tendances différentes. A l'extrême Ouest des sites étudiés, délimitées par la discordance Eocène, la formation d'Aren est exposée à l'affleurement selon un axe Est-Ouest. Dans la zone centrale du bassin, entre les sites de Gulp et Vilamitjana, l'alignement des sites s'oriente autour d'une direction SE-NO. Enfin, la dernière zone s'observe à l'avant des plis de Sant-

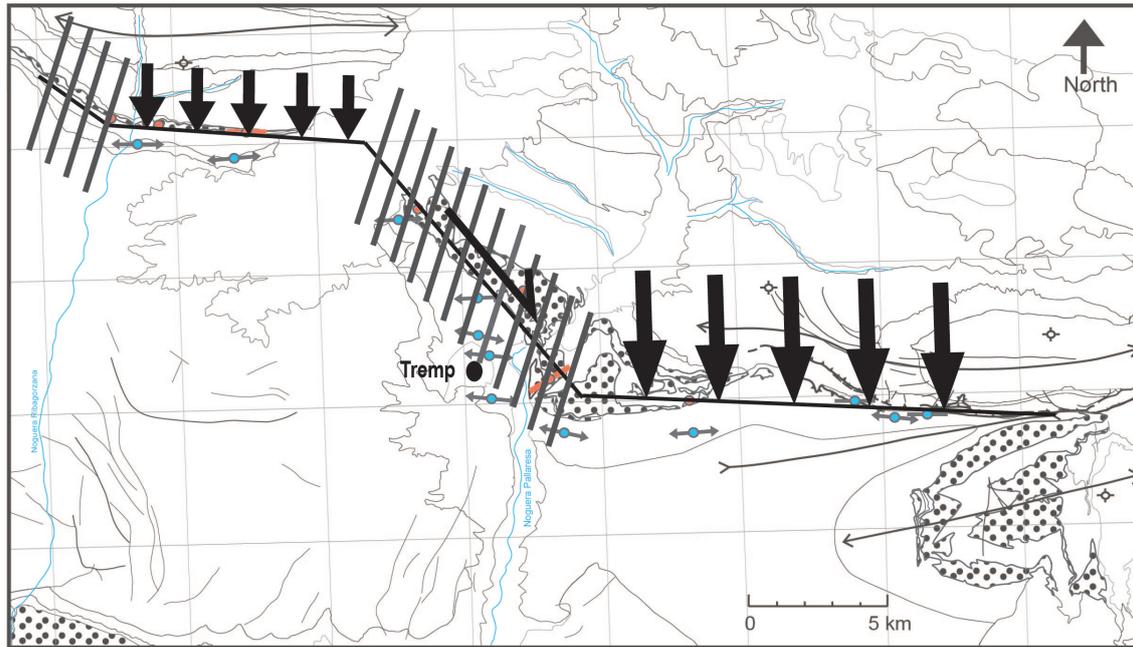


Figure: 3.10 – Carte du bassin de Tresp et de l'exposition de la formation d'Aren à l'affleurement. Différents domaines sont distingués par un raccourcissement Nord-Sud ou par une zone décrochante. Dans cette dernière on symbolise l'orientation des Riedel qui se mettent généralement en place dans les structures décrochantes et qui présentent une direction de  $15^\circ$  par rapport à la contrainte principale maximale. Les linéations des fabriques magnétiques sont indiquées pour la formation d'Aren (en rouge) et pour le Garumnien (en bleu).

Corneli et Boixols entre Orcau et les sites à l'avant du chevauchement vers Casa Borell, pour laquelle les affleurements sont exposés suivant une direction globalement Est-Ouest à nouveau. Nous avons proposé l'hypothèse de l'existence d'une zone de transition au centre de ce bassin pouvant avoir un impact sur la distribution des bandes. Cela peut également expliquer la présence presque exclusive de bandes cisailantes avec une orientation  $N20^\circ$  sans pour autant présenter de direction conjuguée. Pour mettre ces relations en évidence, nous avons mis en corrélation cette observation avec les orientations des bandes et plus précisément avec le set de bandes majoritaire pour chaque site, mais également avec les linéations magnétiques obtenues grâce aux résultats de l'étude ASM (Figure 3.10).

Les résultats attendus à travers la réalisation de cette figure 3.10 seraient de privilégier l'apparition de bandes de compaction pures dans les domaines où la formation d'Aren s'expose selon un transect Est-Ouest et favoriserait la mise en place de bandes de cisaillement dans les zones en décrochement. Ce grand décrochement dextre proposé ici dans la zone centrale du bassin permettrait d'expliquer la mise en place de bandes préférentiellement orientées selon la direction connue pour la mise en place de Riedel que l'on retrouve généralement orientés à  $15^\circ$  de la contrainte principale (ici environ  $N15^\circ$  pour une contrainte principale maximum N-S). Cette proposition peut expliquer la direction  $N20^\circ$  et est également cohérente avec la mise en place des plis du Sant-Corneli et Boixols

en régime décrochant. On peut alors imaginer que ces Riedels, même s'ils ne sont pas forcément visibles partout dans le bassin, peuvent impacter la mise en place des bandes aujourd'hui observées en jouant le rôle de structures héritées. Néanmoins, même si cette proposition reste cohérente, les bandes observées en majorité selon les sites étudiés ne respectent pas dans tous les cas le parallèle entre les domaines et les types de bandes formées. En effet, la présence de bandes à composante cisailante sur les sites d'Orrit ou Basturs, ne peut pas s'expliquer en suivant cette hypothèse.

### 3.2.6 Cas particuliers

Dans les différents sites analysés dans cette étude, certains présentent des variations par rapport aux tendances générales observées dans le bassin. On peut ainsi sélectionner les sites d'Aren et de Vilamitjana qui présentent tous deux des bandes dont les comportements sont caractéristiques et nécessitent quelques précisions.

#### Cas d'Aren

Le site d'Aren est déjà particulier par son absence de bandes de compaction pures, que l'on a attribuée à l'enveloppe de rupture trop importante reliée à la taille des grains très faible mesurée sur ce site. Il présente également des orientations de bandes cisailantes légèrement différentes des directions N20° et verticales observées dans la tendance générale. En effet, en observant plus en détails les nombreuses fines bandes sur ce site, on remarque que les orientations présentent des plans sub-verticaux que l'on pourrait qualifier de conjugués, orientés N20° NO et SE (Figure 3.11) avec des pendages autour de 75°. Cet agencement est caractéristique des bandes de déformation qui se mettent en place en régime extensif, avec une contrainte maximale verticale, positionnée à la bissectrice de ces plans conjugués. Ces bandes, que l'on requalifierait alors de bandes de déformation normales, ou Normal Shear Bands (NSBs), seraient complètement différentes des bandes de compaction à composante cisailante définies initialement, notamment à cause de l'orientation de la contrainte principale potentiellement responsable de leur mise en place. Ainsi, ces bandes seraient déconnectées des bandes de déformation observées dans le reste du bassin. Si ces bandes s'avèrent réellement être des bandes en régime extensif, il reste encore à identifier l'activité tectonique à l'origine de la formation de ces dernières. De ce fait, trois hypothèses peuvent être proposées.

Premièrement, ces bandes de déformations sont très précoces et résultent du jeu d'une faille normale très locale située à proximité du site d'Aren. On sait en effet que les bandes mises en place sous un régime extensif montrent une distribution restreinte et se répartissent autour des accidents relativement plus importants. La densité de ces objets augmente très fortement en s'approchant des failles normales. Cependant, pour le moment aucun accident extensif n'a été observé dans cette zone présentant une direction N20°. Il est néanmoins possible que cette faille majeure soit localisée au niveau de la rivière quelques centaines de mètres à l'Est d'Aren, ce qui expliquerait que l'on retrouve des

orientations de bandes similaires pour le site d'Orrit, lui aussi non loin de cette rivière, du côté Est. Cette faille normale précoce hypothétique peut s'être mise en place pendant la compression N-S et pendant et potentiellement à cause de la croissance du chevauchement de Boixols. Des failles extensives similaires ont déjà été identifiées à proximité de l'anticlinal du Sant Corneli en lien avec sa croissance (Guillaume *et al.*, 2008, Shackleton *et al.*, 2011).

Dans un second temps on peut également imaginer une origine plus tardive de ces structures, lors d'un évènement extensif plus global, comme par exemple lors de l'extension Oligocène qui présente une direction d'extension comparable à la direction de ces structures (NO-SE). Ces bandes se mettraient alors en place à une profondeur plus importante ce qui pourrait être cohérent pour proposer des valeurs de contraintes et de confinement plus importants. Cependant, aucune autre structure du bassin de Tresp n'est en lien avec l'extension Oligocène qui joue en Méditerranée. De la même façon, à des profondeurs plus importantes, la porosité initiale serait alors plus faible qu'en surface et réduirait la possibilité de former des bandes.

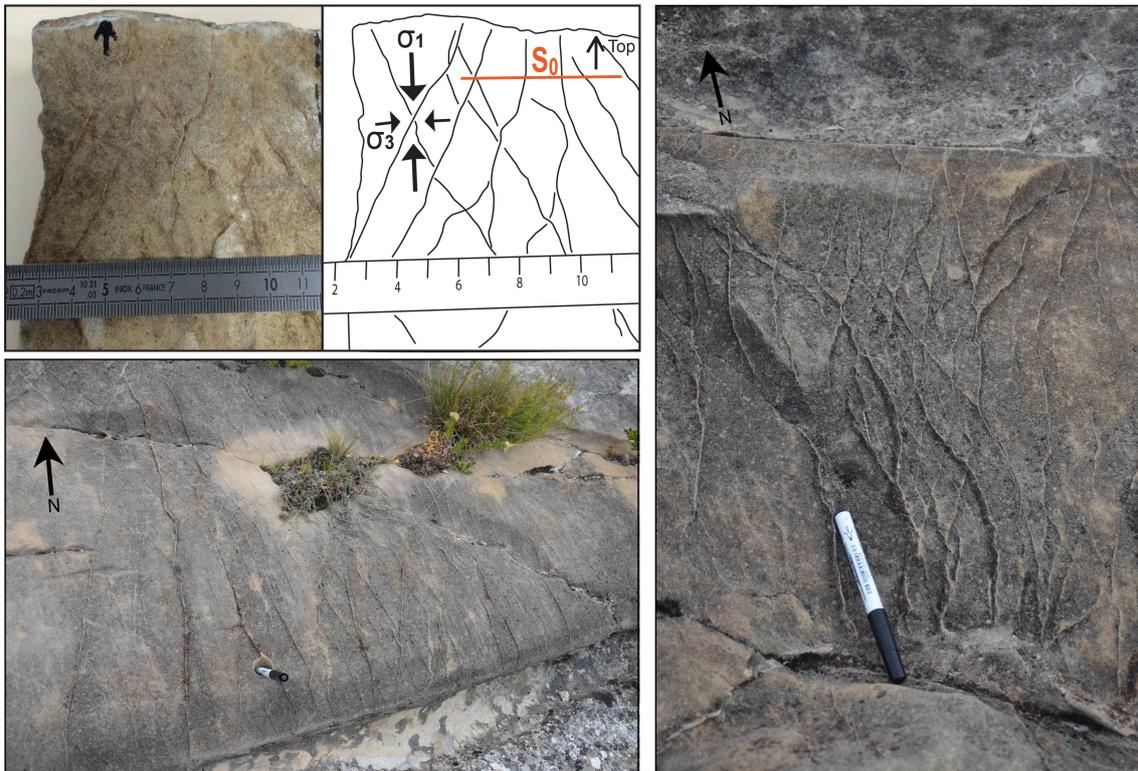
Enfin, une troisième hypothèse peut être proposée mais qui semble peu vraisemblable, s'orienterait sur l'association de ces structures au raccourcissement datant du Crétacé supérieur comme proposé initialement. Il est plus cohérent de proposer une mise en place lors du court régime extensif présent dans le chemin de chargement proposé (chemin bleu clair du chargement). Cela reste peu envisageable du fait de la faible enveloppe nécessaire pour se positionner dans ce régime de déformation, qui plus est pour un matériel présentant une taille des grains très réduite.

Une étude microscopique ayant pour but de caractériser les contacts entre les grains pourrait confirmer l'origine extensive de ces bandes.

### **Cas de Vilamitjana**

Ce second site présente des bandes dont le comportement peut interpeler puisque celles-ci, orientées autour d'une direction Nord-Sud, passent d'un comportement de bande de déformation directement à des structures prenant la forme de veines de calcite (Figure 3.12). L'idée que l'on propose pour ce site serait d'associer ces structures à des bandes dilatantes, qui s'ouvrent par rapport à une contrainte principale elle aussi orientée Nord-Sud à l'avant du Sant Corneli privilégiant la circulation et la cimentation de fluides plus tardifs. Ce site nécessite une investigation plus poussée, notamment à l'aide d'analyses microscopiques afin de caractériser au mieux ces structures et leurs évolutions latérales et peuvent représenter un site à part entière très intéressant.

Aren



**Figure: 3.11 – Photographies de terrain du site d’Aren. En haut à gauche, vue en coupe d’un bloc échantillonné, la stratification est horizontale et la surface structurale est en haut de la photo, accompagné de son schéma d’interprétation présentant des bandes conjuguées potentiellement mises en place en régime extensif. En bas à gauche et à droite, photographie de terrain à Aren avec les mêmes bandes de déformation**

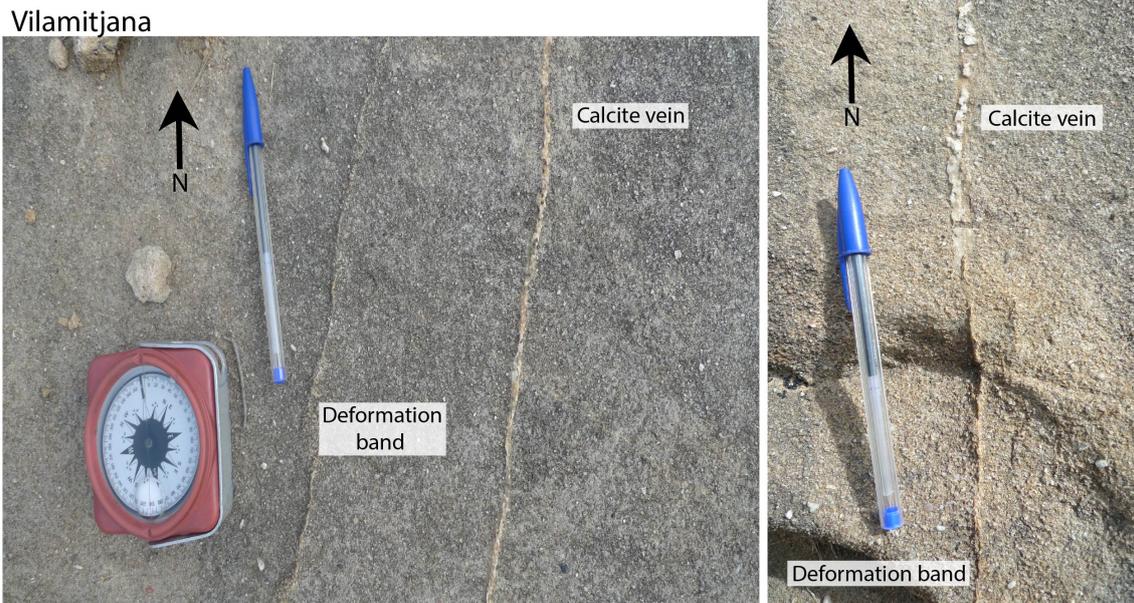


Figure: 3.12 – Photographies de terrain sur le site de Vilamitjana. Photographie de gauche, une bande de déformation (à gauche) et une veine de calcite (à droite) tous les deux orientés Nord-Sud. À droite, photographie de terrain présentant un changement de comportement depuis une bande de déformation (en bas) vers une veine de calcite (en haut).

### 3.3 Points clés du chapitre III

**Les simulations géomécaniques** Brièvement présentées en fin de chapitre II, les simulations géomécaniques ont pour rôle de remonter aux contraintes nécessaires pour entraîner la mise en place de réseaux de bandes de déformation et ainsi discuter de la chronologie absolue d'apparition de ces structures et de la chronologie relative entre les différents types de bandes observées. Dans ce chapitre III, ces simulations sont discutées et exposées plus en détail.

**Le chemin de chargement** Les simulations de l'évolution des contraintes, basées sur des expérimentations géomécaniques et des données directement liées au développement du bassin et à son inversion lors de la compression et à l'enfouissement de la formation étudiée pendant le temps, ont permis de déterminer un chemin de chargement. Ce chemin, calé dans le temps, est également calibré pour donner l'état de contrainte que subi la roche à toutes les profondeurs, entre 0 et 900 mètres. Il est adapté pour expliquer le régime de contrainte qui est dans notre cas principalement décrochant. Les valeurs de contraintes ainsi obtenues varient entre 0 MPa en surface et 50 MPa pour la contrainte principale maximale, à 900 m de profondeur.

**Les enveloppes de rupture** En complément de ce chemin de chargement, nous avons étudié la position des enveloppes de ruptures correspondant à la roche hôte de la formation

d'Aren. En utilisant là encore des résultats d'expérimentations géomécaniques desquelles sont issues des relations empiriques, nous avons montré que leurs utilisations n'étaient pas adaptées pour notre étude. Le faciès de la roche est mis en avant pour expliquer les divergences entre un chemin de chargement avec une évolution des contraintes réduite et des enveloppes de ruptures jugée trop larges pour expliquer les structures observées. De cette façon, de nouvelles enveloppes de ruptures sont proposées, en cohérence avec le chemin de chargement initialement obtenu et une relation empirique est avancée, adaptée à l'étude de la déformation localisée dans la formation d'Aren mais également à l'ensemble des roches à faciès calcarénitique.

**Conclusions et perspectives** On peut estimer que la mise en place des différents types de bandes de déformation va être impactée par la sédimentologie mais également par la tectonique. Comme présenté dans ce chapitre, on peut noter que les enveloppes de rupture sont très dépendantes des paramètres pétrophysiques mais également très dépendantes du faciès de la roche. La caractérisation de la position des enveloppes, par des expérimentations géomécaniques en laboratoire sur des matériaux comparables à ceux étudiés ici, pourrait être bénéfique pour permettre de mieux contraindre le timing et l'état de contrainte lié à la mise en place des bandes de déformation dans le bassin de Tresp. Ces expérimentations géomécaniques peuvent aussi déterminer s'il existe des variations dans les domaines de déformation correspondant aux types de bandes formées selon le rapport  $Q/P$  observé, et s'il est similaire ou différent de celui proposé dans cette étude et basé sur des observations faites sur des grès relativement purs.

#### 4.1 Résumé du chapitre

Ce dernier chapitre de cette étude repose sur l'analyse de la croissance d'un pli de propagation et son impact sur les variations des contraintes et la détermination de potentiels domaines de rupture. Après un bref état de l'art présentant des résultats de distribution de contraintes dans des zones de pli/failles obtenus par modélisations numériques, nous présenterons les méthodes de calculs liées à l'analyse limite, méthode que nous utiliserons via le logiciel OptumG2 pour notre étude. Après le traitement des résultats obtenus, nous sommes capables de définir des domaines de déformation dans lesquels on peut préférentiellement mettre en place des types de bandes bien particuliers selon l'enfouissement, la croissance de la structure générale et les critères de rupture attribués au matériau. Cette analyse numérique a pour but de tester nos propositions faites dans l'article et de déterminer s'il est possible de former des bandes de déformation à faible enfouissement, en relation avec la croissance d'un chevauchement et de discuter de la chronologie d'acquisition de ces bandes. Nous montrons ainsi que, selon le critère de rupture attribué au matériel dans les modélisations, les bandes de déformation peuvent se former à partir de 500 mètres de profondeur environ. Les résultats numériques ne permettent de former que les SECB et non les PCB. La mise en place de ces dernières peut néanmoins s'expliquer par l'augmentation des contraintes avant la propagation de la rampe (au stade de son initiation, sous forme de LPS), résultat non donné par les modélisations donnant la rupture de la faille.

## 4.2 Introduction

Les modélisations numériques, qui sont des méthodes d'études relativement récentes dans le monde des Sciences, permettent d'appréhender le comportement d'un matériau. Ainsi en géologie structurale, il existe des modèles cinématiques qui modélisent la formation de structures en suivant des principes d'équilibrages comme la conservation des longueurs et des aires. Il existe également des modèles mécaniques qui eux, vont s'appuyer sur de paramètres mécaniques et physiques pour déterminer un état d'équilibre des structures prenant en compte l'application d'une force et l'effet de la gravité par exemple. Parmi ces types de modélisations, plusieurs méthodes peuvent être utilisées comme la méthode des éléments finis, des différences finies, les modèles à éléments discrets ou encore les modèles de minimisation de dissipation d'énergie. Chacune de ces méthodes et chaque type de modélisation a ses avantages et ses inconvénients.

Parmi les méthodes de modélisations, le calcul à la rupture, aussi appelé l'"*Analyse Limite*" est une théorie mécanique utilisée principalement en génie civil dans le but de déterminer la force maximale qu'un ouvrage peut supporter avant d'atteindre la rupture. Des géologues mécaniciens ont, depuis une dizaine d'années maintenant, cherché à appliquer cette théorie sur l'étude des structures géologiques. Ainsi le logiciel OptumG2, développé par l'équipe de Kristian Krabbenhoft au sein de l'université de Liverpool en collaboration avec les travaux de Souloumiac ([Souloumiac et al., 2009](#)), permet de travailler sur des prototypes plus ou moins complexes afin d'étudier la géométrie et les valeurs de contraintes de la rupture.

### 4.2.1 Les modélisations d'un bassin

Parmi les différents types de modélisations, on recense par exemple les modélisations cinématiques, analogiques ou mécaniques. Les modélisations cinématiques sont généralement utilisées par les géologues structuralistes qui cherchent à équilibrer une coupe géologique ([Bally, 1966](#), [Dahlstrom, 1969](#)) en se basant sur deux approches principales. La première consiste à déplier une coupe dans le but d'atteindre un état anté-déformation supposé et considéré comme initial, c'est l'approche "backward". À l'inverse, l'approche "forward" consiste à la réalisation d'une évolution pas à pas à partir d'un état non déformé pour retrouver un état actuel en utilisant des principes géométriques et cinématiques comme les travaux fondateurs de ([Suppe et Medwedeff, 1984](#), [Suppe et Medwedeff, 1990](#)). Aujourd'hui différents géomodeleurs permettent de modéliser en utilisant ces deux approches (Move2D©, Move3D©, Dynel2D©, Petrel©...).

Les modèles analogiques quant à eux consistent à reproduire à petite échelle les déformations et cinématiques d'évolution de structures observées à grande échelle. Ce type de modélisation permet de représenter différents styles de déformation et selon différents régimes de contraintes appliqués à la boîte à sable. Si l'objectif initial est de comprendre la cinématique de déformation, il est alors depuis peu possible de remonter aux valeurs de forces appliquées au prototype et de relier cette information aux différentes structures for-

mées durant l'évolution de l'expérience. Ces modélisations présentent quelques problèmes de reproductibilité d'une expérience à une autre et d'un laboratoire à un autre. Si la rigueur est de mise afin de préparer les expériences et les prototypes parfois au millimètre près, ces modélisations peuvent devenir également chronophages si l'on veut répéter différentes expériences et si l'on veut faire varier différents paramètres (prototype, type de sable avec des propriétés variables, décollement etc). Ces modélisations ont néanmoins l'avantage de présenter des résultats aussi bien en 2D qu'en 3D.

On peut définir deux grandes parties pour introduire des principes géo-mécaniques dans la modélisation cinématique de la déformation des bassins. Dans un premier temps par l'utilisation de lois de comportement élastique (Maerten et Maerten, 2006, Moretti, 2008, Guzowski *et al.*, 2009, Durand-Riard *et al.*, 2013), ou en conservant une approche purement cinématique (Cornu *et al.*, 2003, Gibergues *et al.*, 2009). Et dans un second temps via des méthodes de simulations directes utilisant des lois non linéaires elasto-plastiques ou elasto-visco-plastiques (Sassi et Faure, 1996, Stockmal *et al.*, 2007, Simpson, 2009, Lovely *et al.*, 2012, Ruh *et al.*, 2012, Fillon *et al.*, 2013, Ghazian et Buiter, 2014, Caër *et al.*, 2015, Ueda *et al.*, 2015)

Ces méthodes de restauration, utilisées pour des coupes 2D ou des volumes 3D, de zones structurales plus ou moins complexes, présentent l'avantage d'intégrer des matériaux aux propriétés mécaniques élastiques hétérogènes et de pouvoir rendre la déformation entièrement réversible, mais elles ne permettent pas de remonter aux contraintes et au champ de déformation. D'un autre côté, des simulations directes de déformation géologiques utilisant des lois de comportement mécanique non linéaire élasto-plastique et élasto-visco-plastique permettent de résoudre des problèmes mécaniques que ce soit à l'échelle de la lithosphère ou à l'échelle du bassin sédimentaire (Mandl, 1988, Cundall, 1989, Mäkel et Walters, 1993, Poliakov *et al.*, 1993, Bathellier, 1994, Sassi et Faure, 1996, Zienkiewicz *et al.*, 2005, Simpson, 2006, Stockmal *et al.*, 2007, Simpson, 2009, Albertz et Sanz, 2012, Albertz et Lingrey, 2012, Ruh *et al.*, 2012, Smart *et al.*, 2012, Fillon *et al.*, 2013, Schmalholz *et al.*, 2014, Caër *et al.*, 2015, Ueda *et al.*, 2015, Liu *et al.*, 2016).

Ces modèles mécaniques et les modélisations analogiques peuvent respectivement servir de validation l'un envers l'autre dans le but de mettre en évidence la validité de ces différentes modèles (Sassi *et al.*, 1993, Barnichon et Charlier, 1996, Sassi et Faure, 1996, Ellis *et al.*, 2004, Buiter *et al.*, 2006, Mary *et al.*, 2013, Nilfouroushan *et al.*, 2013). Néanmoins, il faut quand même noter que les bassins sédimentaires sont des systèmes complexes dont il est difficile de modéliser l'ensemble des processus mécaniques et des conditions aux limites, malgré l'avancée des outils numériques au cours de ces vingt dernières années.

#### 4.2.2 Les modélisations numériques et le champ de contrainte

L'utilisation de ces outils numériques aide à la compréhension de la distribution de ces contraintes et de la déformation qui en est potentiellement résultante. Plusieurs études se sont donc intéressées aux variations et à l'évolution de ces paramètres lors de la croissance

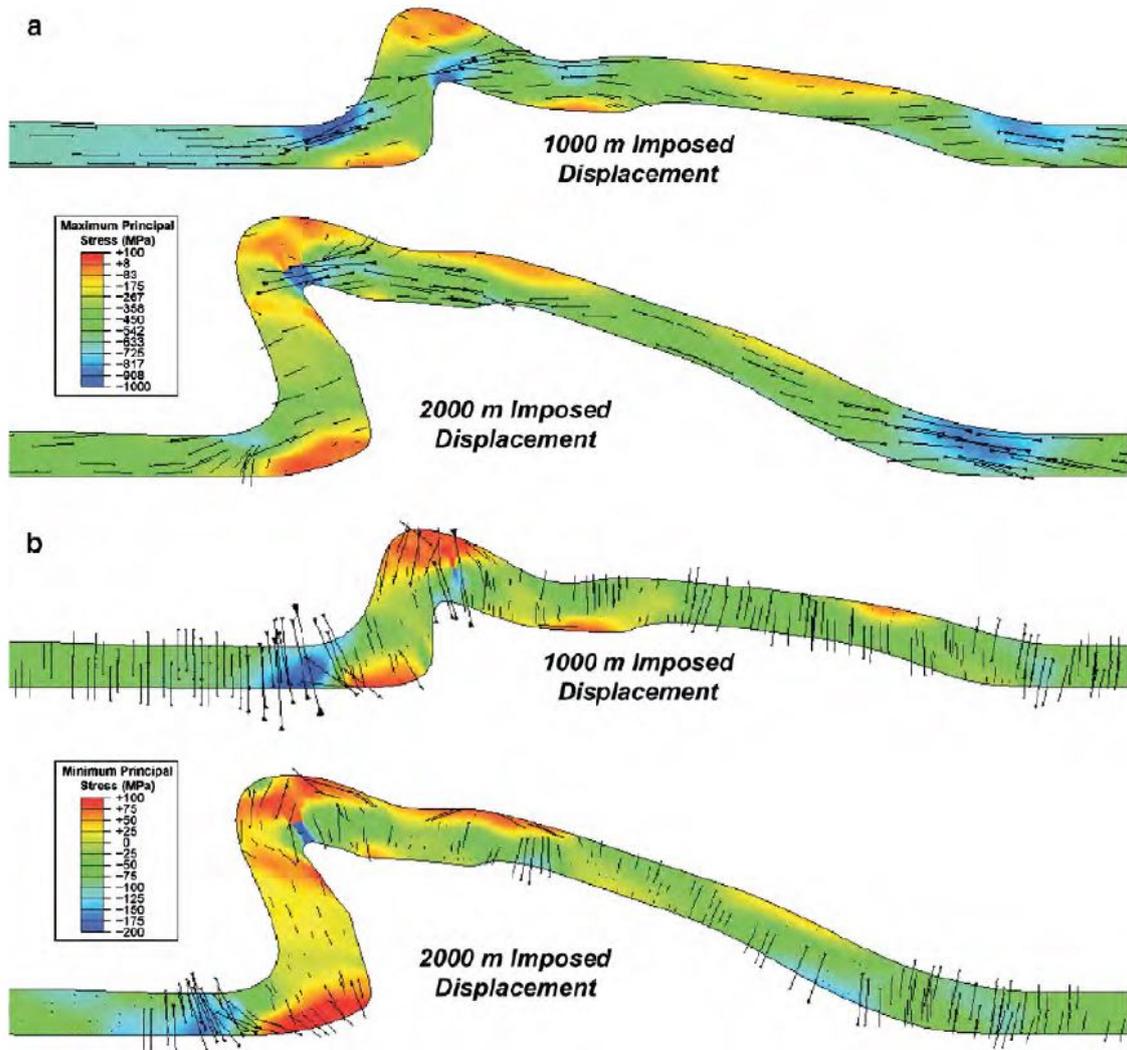


Figure: 4.1 – Modélisation par éléments finis présentant la distribution, la magnitude et l'orientation de a) la contrainte principale maximum, b) la contrainte principale minimum dans une couche carbonatée après un jeu de 1000 et 2000 m le long d'une faille sous-jacente. La contrainte compressive est négative et la contrainte extensive est positive, d'après (Smart *et al.*, 2012).

de structures telles que des plis, en lien ou non avec des rampes, lors d'études à l'échelle d'un bassin. Ainsi, les travaux de Erikson et collaborateurs (Erikson et Jamison, 1995) permettent de définir les positions de domaines compressifs et extensifs au sein d'un pli de rampe en prenant en compte des paramètres plastiques ou visco-plastiques intégrés à des modèles en éléments finis et en considérant des rhéologies complexes de roches et de déterminer la localisation et la réactivation de failles dans le toit d'un pli de rampe (Erikson *et al.*, 2001).

Guiton et collaborateurs (Guiton *et al.*, 2003) ou encore Sassi et collaborateurs (Sassi *et al.*, 2012) ont ensuite étudié le rôle des fractures préexistantes sur le développement des fractures syn-pli en montrant que la préexistence d'une famille de fractures impacte sur la distribution et l'orientation des fractures qui se mettent en place postérieurement. Différentes études utilisent ces modélisations numériques dans l'objectif de contraindre la distribution des failles et fractures pour la comparer avec les observations de terrain, principalement en lien avec la croissance d'un pli (Lemiszki *et al.*, 1994, Cooke *et al.*, 1999, Casey et Butler, 2004, Reber *et al.*, 2010, Frehner, 2011, Shackleton *et al.*, 2011, Liu *et al.*, 2016), s'orientant principalement sur la mise en place de familles de fractures et ne présentent pas ou peu de résultats concernant les bandes de déformation.

D'autres études discutent autour de la distribution des contraintes et de la déformation lors de la formation d'un pli à coeur de socle (Sanz *et al.*, 2008, Albertz et Lingrey, 2012, Smart *et al.*, 2012) (Figure 4.1) et montrent une répartition de la déformation et des contraintes distribuées de façon anisotrope entre l'avant du flanc et le reste du pli (Figure 4.2). Les travaux d'Albertz et Sanz (Albertz et Sanz, 2012) s'orientent enfin sur l'évolution des contraintes avec la profondeur et sur la localisation et la distribution de ce champ de contraintes à travers des couches présentant des comportements hétérogènes. Les résultats de cette étude montrent que la contrainte se localise dans les bancs indurés, mais reste diffuse dans les bancs les moins indurés d'un pli en duplex soumis à un raccourcissement de 2000 m.

D'un autre côté, les travaux de Souloumiac et collaborateurs (Souloumiac *et al.*, 2009) ont permis de prédire la distribution des contraintes tout en suivant l'évolution d'un pli de rampe en utilisant la méthode de calcul appelé "l'analyse limite", classiquement utilisé en géotechnique afin de déterminer la force maximale que peut supporter la structure avant la rupture de la roche grâce à l'optimisation des approches cinématiques, correspondant à la limite supérieure de la charge critique et de l'approche statique qui représente la limite inférieure de cette même charge critique. Dans ce cas, seul le critère de Coulomb est utilisé pour localiser la zone de mise en place de la déformation en ne prenant en compte que la cohésion ( $c$ , en degrés (MPa)) et l'angle de friction interne du matériel ( $\phi$ , en degrés ( $^\circ$ )). D'autres lois de comportement peuvent être assignées dans les modélisations selon le type de matériel étudié, ainsi le critère de Durcker-Präger peut être également utilisé préférentiellement pour la caractérisation de la déformation des sols.

De récentes études utilisent l'analyse limite afin de remonter à la localisation de la déformation et aux valeurs de contraintes associées. Grâce à cette méthode de calcul

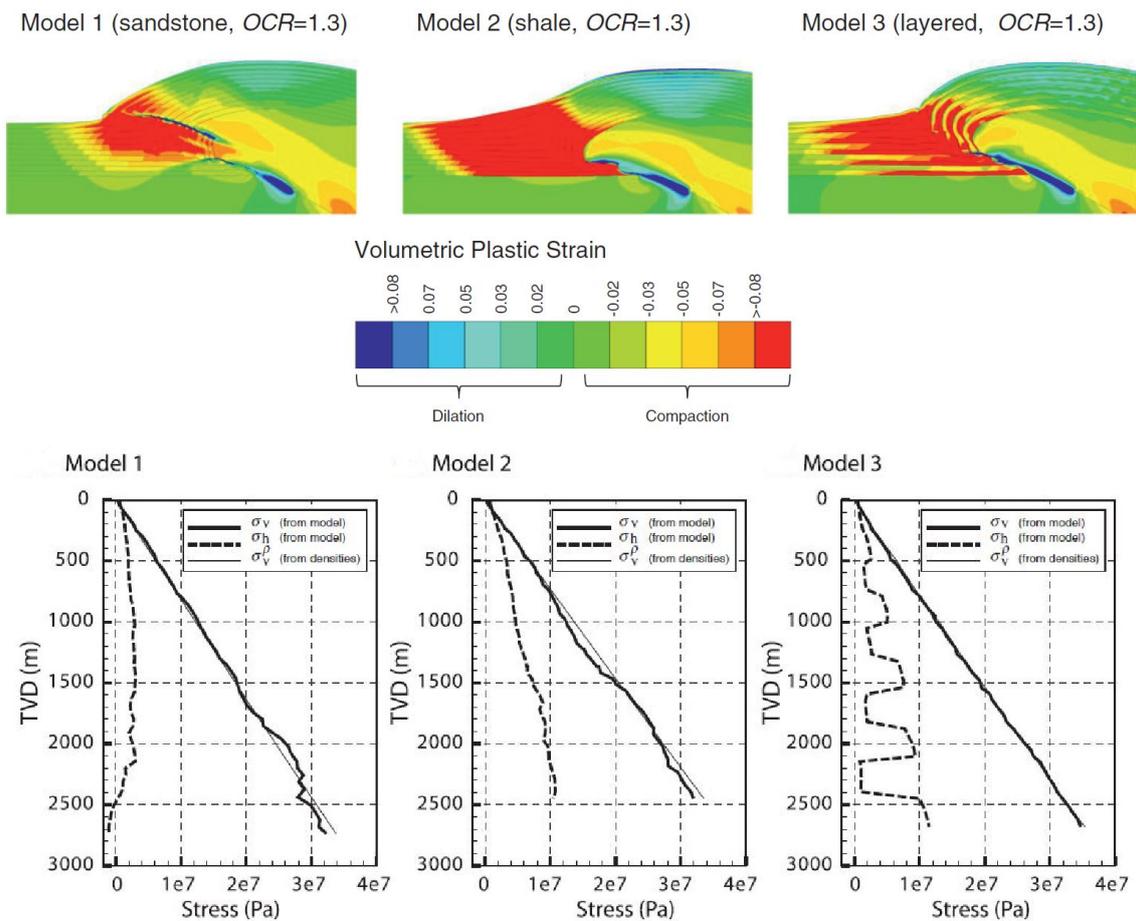


Figure: 4.2 – En haut, Répartition de la déformation volumétrique plastique, extensive en valeurs positives et compressives en valeurs négatives. En bas, Profils de contraintes le long d'un puits vertical sur le toit de l'anticlinal des modèles numériques, d'après(Albertz et Sanz, 2012).

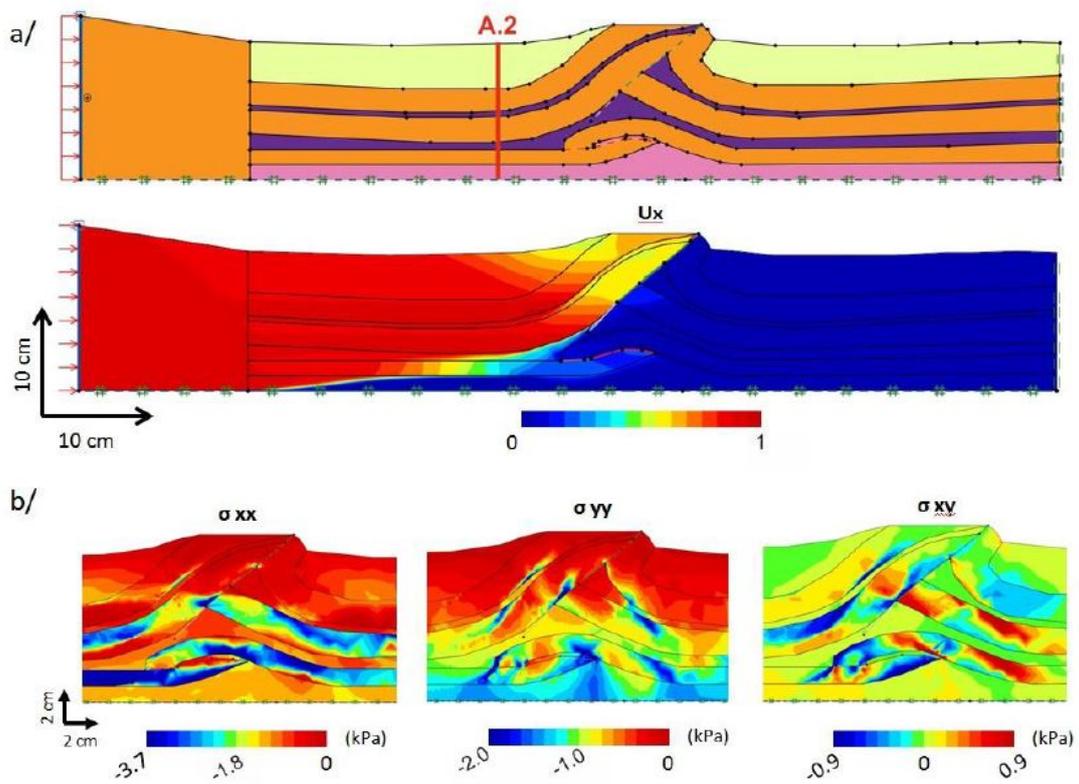


Figure: 4.3 – Résultats de calculs sous le logiciel OptumG2. A. Représentation du prototype d'entrée avec différents matériaux. B. Représentation du champ de vitesse ( $U_x$ ). C. Représentation des contraintes horizontale (xx), verticale (yy) et cisailante (xy). D'après (Barbe *et al.*, 2016).

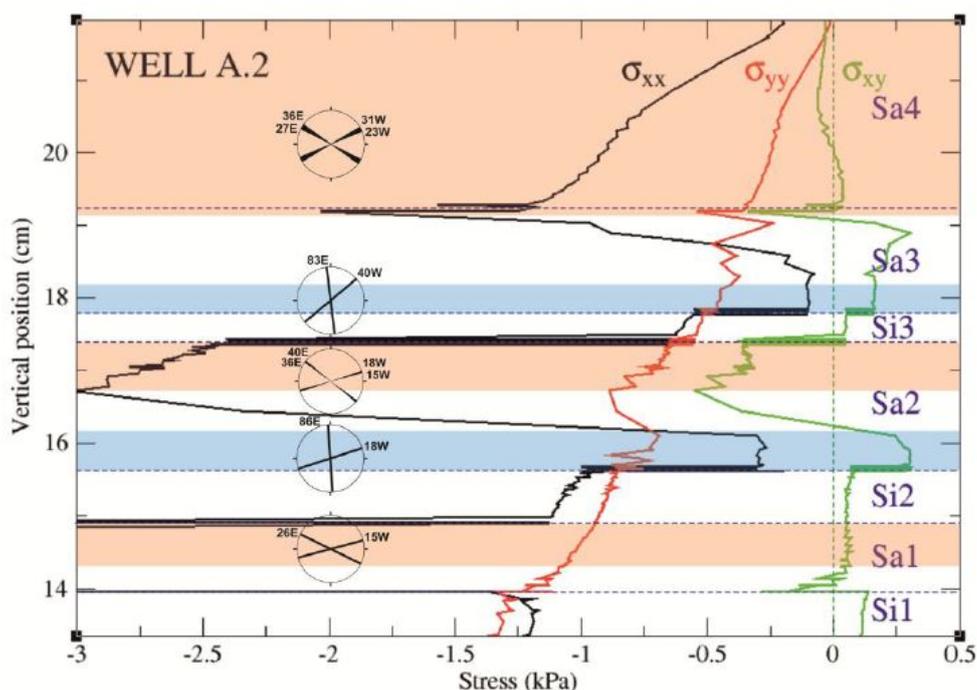


Figure: 4.4 – Représentation des résultats de la distribution des contraintes ( $xx$ ,  $yy$ ,  $xy$ ) selon un puits vertical dont la localisation est donnée figure 4.3A. Les zones bleues et roses correspondent respectivement à des régimes en extension et en compression. Les diagrammes en rose représentent les zones présentant une déformation cassante pour laquelle les pentages de fractures sont donnés. D'après (Barbe *et al.*, 2016).

appliquée à des cas géologiques concrets, on peut exposer une distribution du champ de contraintes et proposer une distribution de la fracturation comme l'ont fait Barbé et collaborateurs (Barbe *et al.*, 2016) dans le cadre d'un stage de Master 2, à travers une représentation sous forme de puits verticaux à différents endroits du prototype étudié sous forme de coupe géologique en deux dimensions (Figure 4.3). Cette représentation permet de définir différents domaines de régimes de contraintes qui, couplés à une comparaison avec les enveloppes de rupture permet de discuter autour de la localisation de familles de fractures, en respectant son orientation par rapport au champ de contrainte obtenu après re-traitement des résultats donnés par le logiciel (Figure 4.4).

Afin d'être prédictif en termes de fracturation par rapport à un champ de contrainte et ses valeurs variables, il est nécessaire de coupler les observations et modélisations à des expérimentations géomécaniques se basant sur des tests sous presse en laboratoire. Ces différents tests vont permettre de déterminer les enveloppes de rupture propre à un matériel et donner des informations sur l'évolution des contraintes subies par la roche sur le terrain entraînant les micro- ou meso-structures observées. C'est ce type de modélisation que nous utiliserons dans notre étude, ce qui nécessite de décrire plus en détail le calcul à la rupture pris en compte dans la méthode de l'analyse limite.

### 4.2.3 Le calcul à la rupture, principes

Pour une description détaillée de la théorie du calcul à la rupture, le lecteur pourra se référer aux travaux de (Cubas *et al.*, 2008, Souloumiac *et al.*, 2009, Mary, 2012, Pons, 2012, Caër, 2016, Yuan, 2016) qui présentent différentes approches de ce calcul.

Cette théorie du calcul à la rupture, aussi appelée Analyse Limite (ou notée L.A. pour Limit Analysis) est couramment utilisée dans le domaine du génie civil dans le but de déterminer la charge maximale que peut soutenir une structure avant d'atteindre la rupture. Nous décrirons la formule de cette théorie proposée par (Salençon, 1974, Salençon, 2002). L'objectif est de déterminer la force exacte, notée  $Q_{EXACTE}$ , produisant la rupture. Celle-ci, difficile à définir directement, peut être encadrée par deux approches. Dans un premier temps l'approche statique, appelée également "l'approche en contraintes" a pour but de déterminer le plus grand minorant de  $Q_{EXACTE}$ , ce qui représente la valeur de force tectonique la plus élevée pour laquelle on puisse vérifier les conditions aux limites du prototype, le critère de rupture et l'équilibre mécanique. C'est ce qu'on nomme plus communément la borne inférieure. La seconde approche utilisée dans l'analyse limite est l'approche cinématique, ou "approche en vitesses" consiste à déterminer cette fois-ci le plus petit majorant de  $Q_{EXACTE}$  correspondant donc à la plus petite force tectonique pour laquelle le prototype considéré va subir une déformation irréversible. Cette valeur est alors aussi appelée la borne supérieure et il est donc impossible d'appliquer une force supérieure. La force  $Q_{EXACTE}$  se situe ainsi entre ces deux bornes et la précision du résultats va dépendre de la différence entre ces deux valeurs (Figure 4.5).

C'est en suivant cette théorie que (Maillot et Leroy, 2006) ont eu l'idée d'appliquer cette méthode à la géologie en prenant en compte le critère de Coulomb comme discriminant de la rupture, ce qui a pour avantage de ne considérer que deux principaux paramètres mécaniques ; la cohésion et l'angle de friction, et de les appliquer aussi bien pour le volume du prototype que pour les discontinuités que peuvent constituer des failles ou des décollements. Néanmoins le domaine d'application se restreint uniquement aux matériaux frictionnels. Si dans le domaine du génie civil la problématique principale est de retrouver la valeur de  $Q_{EXACTE}$ , en géologie, la valeur de la force ne se révèle pas être l'élément le plus important parmi les résultats, y compris dans notre étude. La géométrie de la rupture et les valeurs/états de contraintes au sein du prototype considéré vont présenter des solutions aux problématiques majeures que peuvent rencontrer les géologues structuralistes et/ou les géomécaniciens se concentrant sur la distribution de la déformation au sein d'un matériau. Le logiciel OptumG2 présente l'avantage de donner des éléments de réponses à ces deux problématiques puisqu'il présente des résultats en champs de vitesses et en champs de contraintes. C'est avec ce logiciel que nous allons travailler pour notre étude dans le but de caractériser la distribution de la déformation en relation avec la croissance d'un chevauchement.

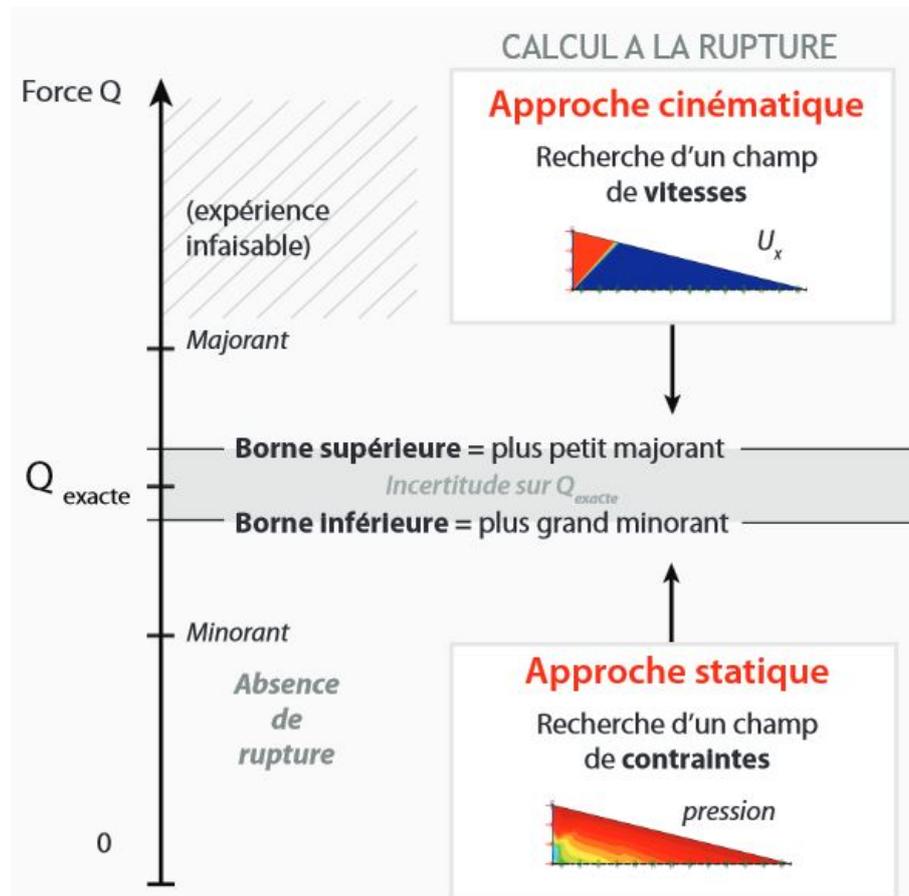


Figure: 4.5 – Illustration de la théorie du calcul à la rupture. Encadrement de la force exacte produisant la rupture par l’approche cinématique, donnant la borne supérieure et l’approche statique donnant la borne inférieure. La différence entre ces deux bornes permet d’estimer l’incertitude sur le résultat, d’après (Caër, 2016).

### 4.3 Présentation du logiciel OptumG2

OptumG2 est un logiciel permettant de déterminer, par le calcul à la rupture, la position de la rupture et l'état de contrainte en lien avec la déformation. Développé par (Krabbenhøft et Lyamin, 2014) en collaboration avec le travail de (Souloumiac *et al.*, 2009), son développement est basé sur une formulation en élément finis (méthode des éléments d'équilibre, MEE). Ce logiciel aujourd'hui plus largement utilisé notamment à travers les applications en Géosciences permet d'utiliser les deux approches de l'analyse limite afin d'obtenir les champs de vitesses et les champs de contraintes dans un prototype proposé. Pour le moment, seul l'initiation de la rupture peut être obtenue et aucune évolution directe liée à la poussée et à la déformation ne peut être donnée par le logiciel. Le maillage donné par le logiciel, dont on peut faire varier le nombre d'éléments selon les besoins, est très performant et peut être précisément raffiné sur la ou les zones déformées après plusieurs itérations, le tout dans un temps de calcul plus que raisonnable (quelques secondes, voire quelques dizaines de secondes pour les prototypes les plus complexes). Ces prototypes d'entrée peuvent présenter toutes sortes de géométries et comporter différents matériaux et différents niveaux de décollement, de forme droite ou courbée, finie ou interrompue, le tout dans la limite de la stabilité gravitaire qui peut être modifiée par la cohésion du matériau.

### 4.4 Objectifs de l'étude

Les principaux objectifs des modélisations numériques vont être de confirmer ou d'infirmer nos propositions faites concernant la mise en place à faible profondeur de bandes de déformation dans le bassin de Tresp. Nous observerons donc l'évolution du champ de contraintes à l'avant d'une rampe et d'un pli de propagation croissant avec l'ajout constant de matériel syn-tectonique à l'avant de ce pli, en se focalisant sur les valeurs de contraintes au front du chevauchement en comparant celles-ci avec les enveloppes de rupture proposées précédemment.

#### 4.4.1 Protocole de l'étude

Le protocole que nous allons suivre pour cette partie modélisation va donc s'orienter sur l'étude de prototypes dessinés en coupes 2D orientées Nord-Sud qui subiront une déformation horizontale dans le but de représenter le raccourcissement observé dans le bassin de Tresp lors de la croissance du chevauchement de Boixols et de la mise en place des plis du Sant-Corneli et Boixols.

Les prototypes proposés représenteront une version simplifiée du chevauchement de Boixols afin de limiter les incertitudes concernant la cinématique, l'érosion, la sédimentation. Ce chevauchement suit une géométrie d'un pli de propagation suite à l'inversion d'une faille normale au cours du Crétacé supérieur. Nous présenterons ainsi l'évolution

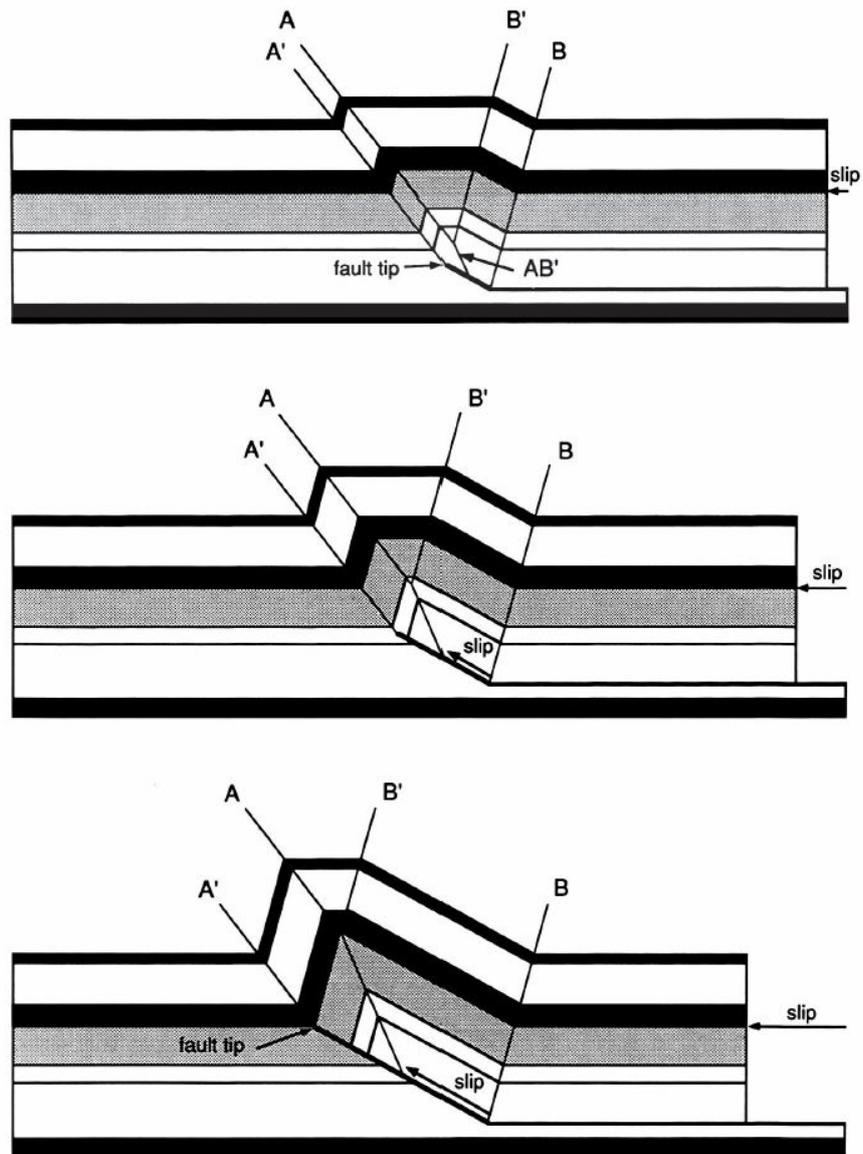


Figure: 4.6 – Evolution schématique et géométrique d'un pli de propagation proposée par (Suppe et Medwedeff, 1990).

d'un pli de propagation des plus basiques comme celle proposée par (Suppe et Medwedeff, 1990) (Figure 4.6), adaptée au Sant Corneli (Figure 4.7).

Puisque seule l'amorce de la déformation est donnée par le logiciel, il est impossible d'avoir une évolution directe de la croissance du pli et du chevauchement. Nous avons par conséquent construit différents prototypes dont la géométrie évolue en suivant la cinématique d'évolution du pli de propagation (Suppe et Medwedeff, 1990). Un total de 14 étapes (Figure 4.9) de l'évolution de ce pli est alors entré dans le logiciel dans le but de suivre l'évolution, étape par étape, de la distribution des contraintes avec la croissance du chevauchement. Associée à cette croissance du chevauchement, le relief va croître de la même manière et nous imposerons une sédimentation à l'avant de ce pli qui aura pour but de représenter les dépôts syn-tectoniques étudiés précédemment dans cette étude. Aucun effet de l'érosion ne sera pris en compte dans les modélisations.

## 4.5 Mise en place des prototypes

Les prototypes ont été choisis afin de représenter les problématiques selon des perspectives très simplifiées, non seulement du point de vue de la géométrie mais également des paramètres physiques et mécaniques pris en compte dans l'analyse limite.

### 4.5.1 Géométrie

Concernant la géométrie des prototypes, chaque prototype est équilibré et se compose d'un volume sédimentaire présentant un niveau de décollement à sa base. Cette géométrie se décompose en un plateau à l'avant et un prisme à l'arrière avec une pente topographique égale à  $18^\circ$  qui a pour but de localiser la rupture au niveau de la rampe. La force  $Q$  est appliquée sur le mur droit du prototype depuis la surface jusqu'au niveau de décollement en profondeur.

Le prototype est ensuite normalisé afin de lui donner une taille cohérente en fonction des valeurs de contraintes selon la profondeur. Ainsi une première étape de paramétrisation a été nécessaire, en modifiant la taille du prototype pour que la profondeur à laquelle ce décollement se trouve corresponde à 2000 m de profondeur, c'est à dire à une valeur de  $\sigma_3 = \rho.g.z = 45$  MPa, en prenant  $\rho = 2300\text{kg.m}^{-3}$ ,  $g = 10\text{m.s}^{-2}$  et  $z$  représentant la profondeur en mètres. Cette valeur de 45 MPa doit être observée dans une zone peu impactée par la tectonique, au plus loin du mur où est appliqué la force c'est à dire à gauche du prototype là où le gradient de contrainte verticale est peu impacté (Figure 4.8A).

### 4.5.2 Paramètres

Les paramètres géométriques (Figure 4.8B) vont évoluer avec le raccourcissement, depuis le prototype initial ("Etape 1", sans topographie au niveau du futur pli) jusqu'au

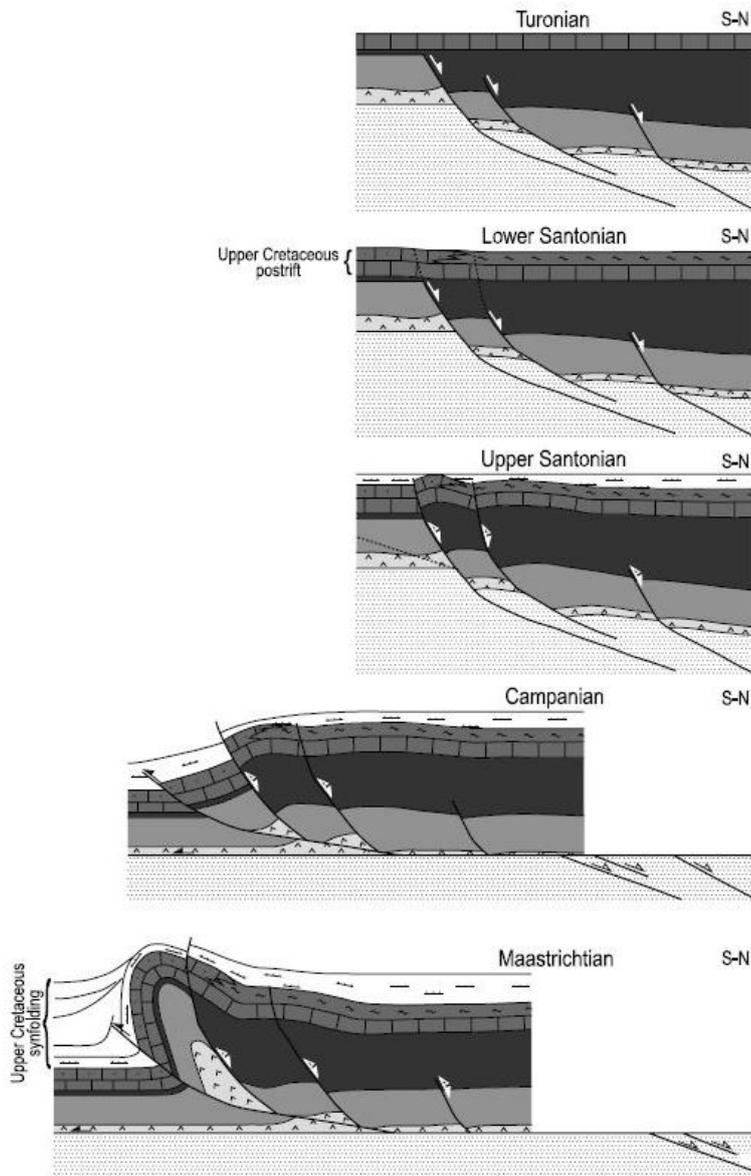


Figure: 4.7 – Evolution schématique de la mise en place du Sant Corneli, d'après (Mencos *et al.*, 2011).

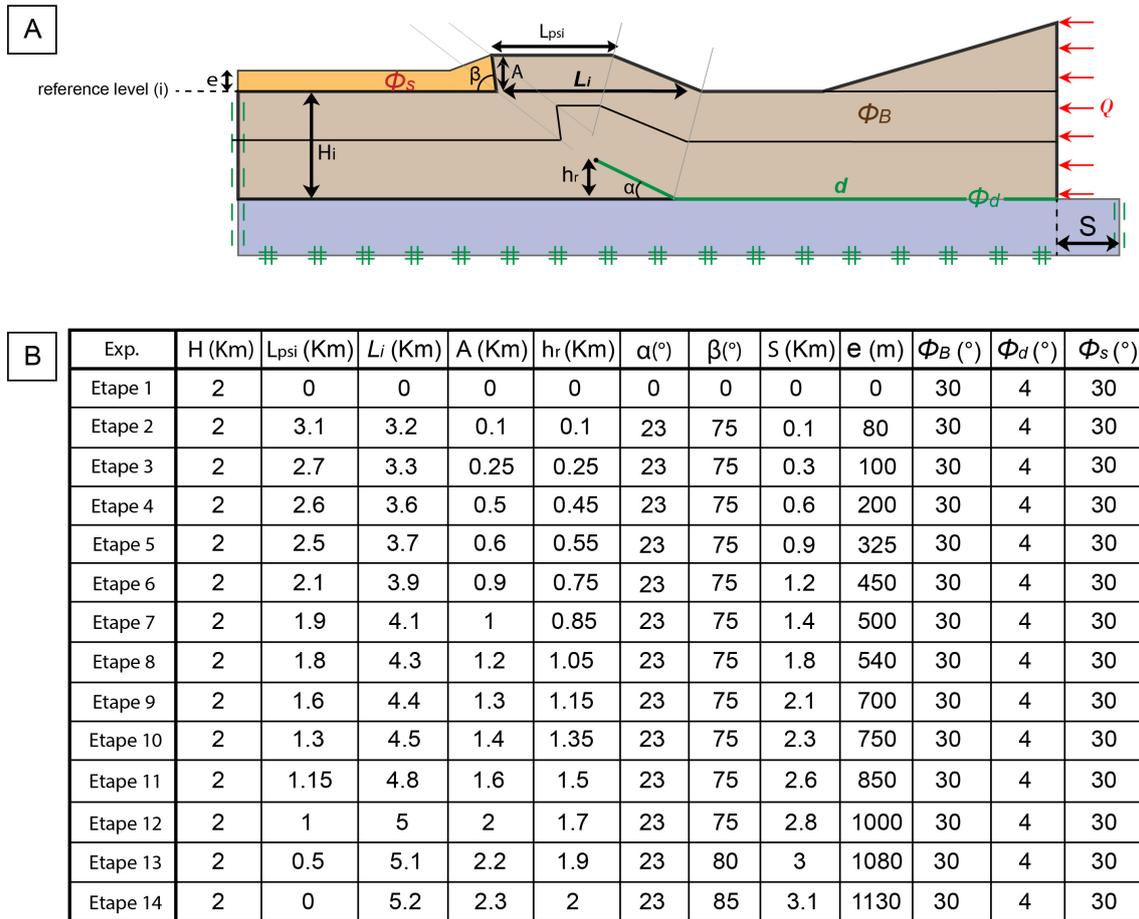


Figure: 4.8 – A. Pli de propagation schématique et définition des paramètres géométriques de ce prototype. B. Table des paramètres évoluant avec les étapes de croissance du pli.  $H_i$ , profondeur du décollement par rapport au niveau de référence (i);  $L_{psi}$ , Longueur au sommet du pli pour le niveau de référence;  $L_i$ , longueur d'onde du pli pour le niveau de référence; A, amplitude du pli;  $h_r$ , hauteur de la rampe;  $\alpha$ , angle de la rampe;  $\beta$  angle du flanc avant; S, raccourcissement; e, épaisseur de sédiments syn-tectoniques;  $\phi_B$ , angle de friction interne du volume du prototype;  $\phi_d$ , angle de friction interne du décollement et de la rampe;  $\phi_S$ , angle de friction interne du matériel syn-tectonique. Paramètres du pli définis d'après (Jabbour *et al.*, 2012).

prototype final ("Etape 14"). D'un autre côté, les paramètres internes, propres aux matériaux restent constants tout au long des modélisations et au sein d'un même matériau (pas d'adoucissement ou de durcissement) afin de réduire les potentielles incertitudes sur les résultats causées par ces variations. Les paramètres pour le volume du prototype sont assimilés à ceux d'un matériau dont l'angle de friction interne est de  $30^\circ$  (valeur classique pour un sable) et la cohésion de 0 kPa. Dans le décollement et la rampe, l'angle de friction est abaissé à  $4^\circ$  et la cohésion est également nulle.

Les différentes étapes d'évolution sont modélisées dans OptumG2 et les résultats obtenus permettent d'analyser non seulement les variations du champ de vitesses, localisant la zone en cisaillement, mais également d'analyser les variations du champ de contraintes. C'est principalement sur ce dernier point que nous allons nous focaliser pour cette étude. Il est important de rappeler que le résultat donné par le logiciel correspond uniquement à la déformation instantanée ("onset" de la déformation) et qu'aucune évolution directe ne peut être observée. Les résultats sont ensuite analysés si et seulement si la déformation se localise sur la rampe principale déjà dessinée sur les prototypes. Dans certains cas, selon la géométrie ou les paramètres physiques attribués au prototype, une rampe néoformée peut se localiser préférentiellement à l'avant ou à l'arrière de celle pré-dessinée, les paramètres choisis, présentés figure 4.8, ont permis de valider les résultats des modélisations pour chaque étape. À partir de là, les données de contraintes sont extraites du logiciel grâce à un tableur exporté, présentant des résultats en fonction des contraintes principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ ) et selon les directions horizontales, verticales et cisailantes ( $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$  et  $\sigma_{xy}$ ) donné pour chaque noeud du maillage final de la modélisation. Les valeurs de contraintes seront ensuite replacées dans un diagramme  $Q - P$ , représentant la contrainte différentielle ( $Q = \sigma_1 - \sigma_3$ ) et la contrainte moyenne effective (ici définie en 2D par :  $P = ((\sigma_1 + 2\sigma_3)/3)$ ). Il est à noter que malgré la présence d'un résultat de contrainte  $\sigma_2$  dans les résultats, celui-ci ne sera pas exploité puisque nous travaillons uniquement sur des coupes en 2D avec  $\sigma_2$  qui n'entre pas dans le même plan d'étude que  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . Dans OptumG2, cette valeur de  $\sigma_2$  est calculée comme la moyenne des contraintes principale maximale et minimale. Nous préférons utiliser les contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2 = \sigma_3$  d'autant plus que classiquement, la plupart des résultats des expérimentations géomécaniques, sur lesquels nous nous basons pour déterminer les types de bandes formées, sont également faites en régime biaxial ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ).

### 4.5.3 Lien avec les bandes de déformation

Ce suivi de l'évolution des contraintes est utile lorsque l'on replace les résultats obtenus dans un diagramme Q-P, en comparant avec le type de bande formée. Celles-ci dépendent de la position du recoupement entre l'évolution de la contrainte et l'enveloppe de rupture du matériau. Cette position est définie par des variations du rapport  $Q/P$  qui sera un paramètre clé à analyser dans nos résultats de modélisations. En effet, il est connu que les bandes de compaction pure (PCB) se forment à des contraintes différentielles ( $Q$ )

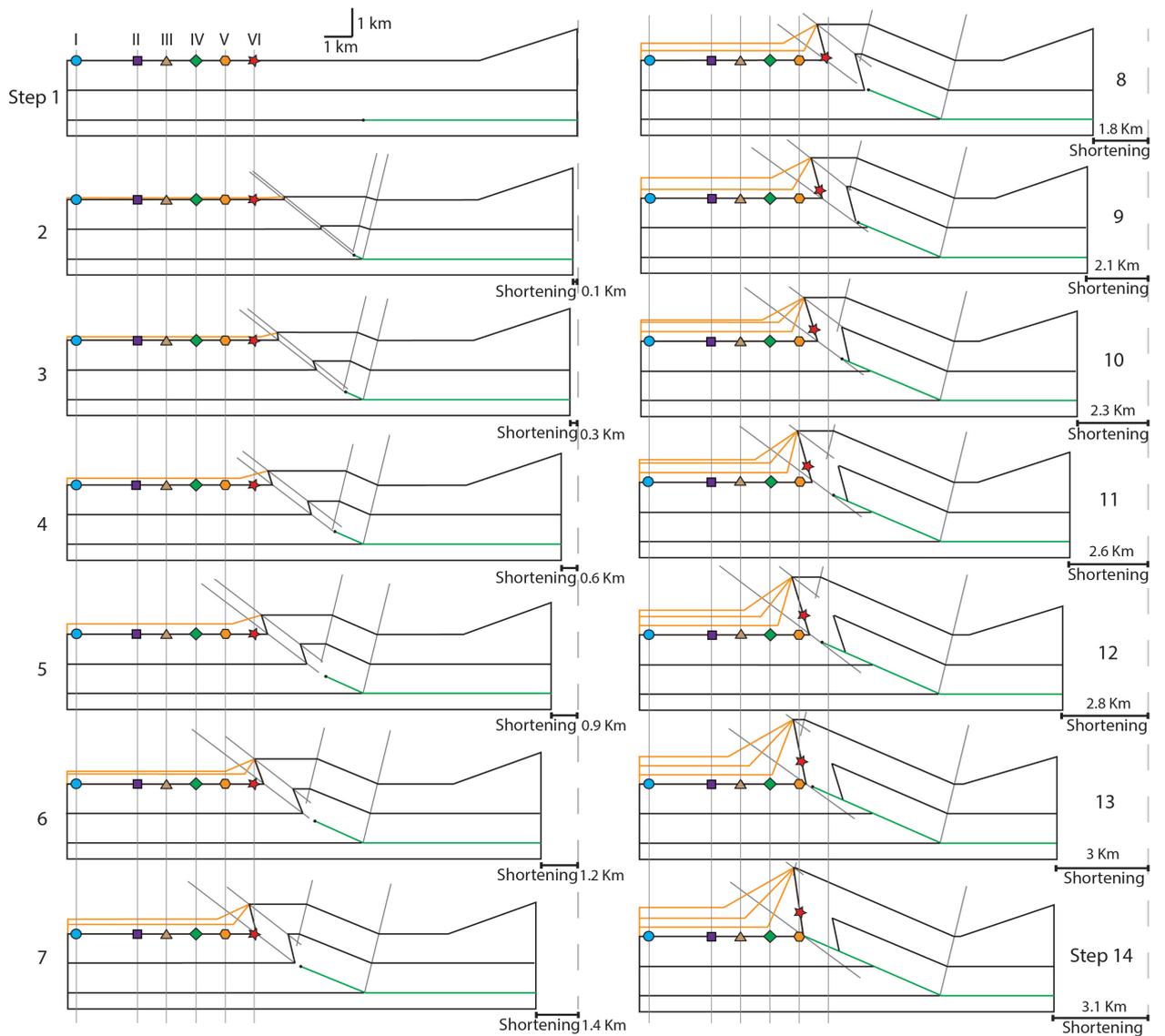
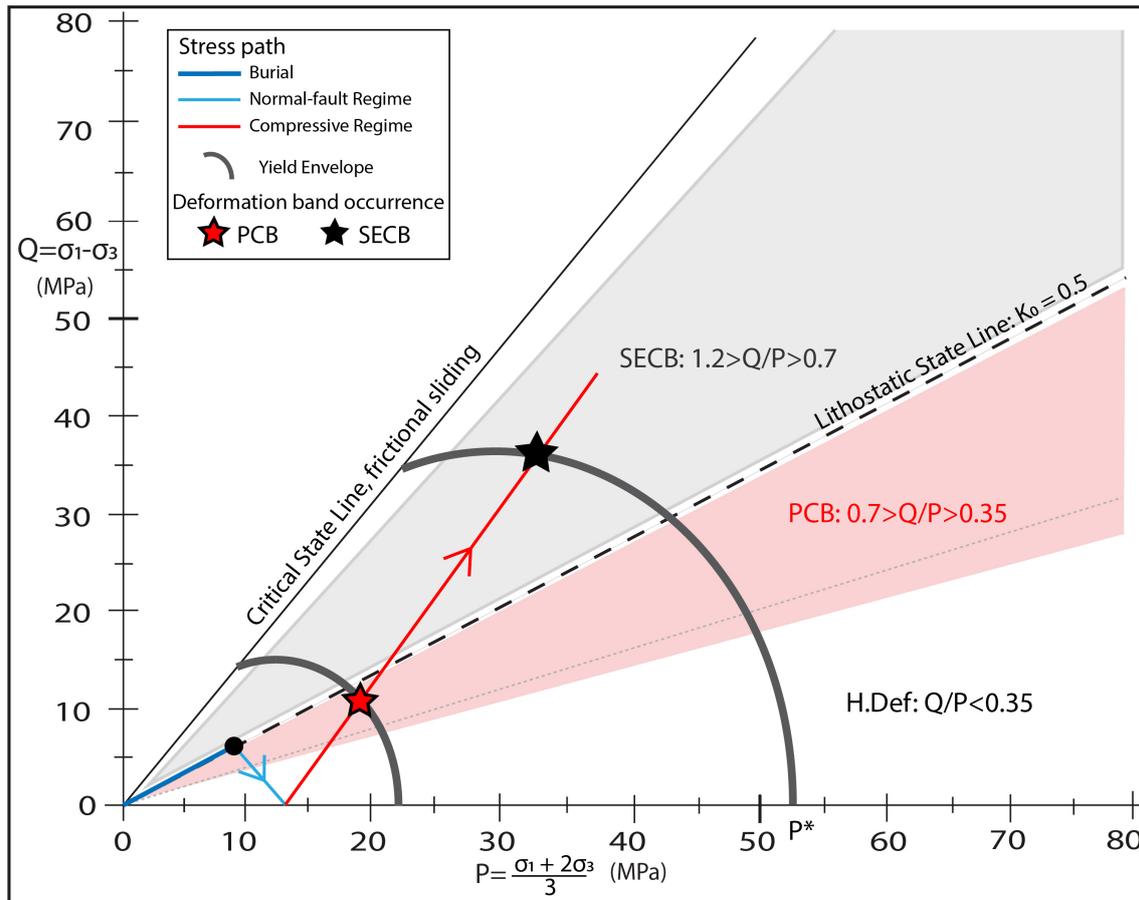


Figure: 4.9 – Schémas des prototypes d'entrée pour les modélisations de l'évolution d'un pli de propagation.



**Figure: 4.10** – Diagramme Q-P définissant le chargement des contraintes (enfouissement en bleu, puis évolution tectonique commençant par un régime extensif puis compressif. Le recoupement de ce chemin de chargement et de l'enveloppe de rupture entraîne la formation de bande de déformation dont le type varie selon la zone de recoupement. Des bandes de compaction à composante cisailante (SECB) dans le domaine grisé, c'est à dire quand  $1.2 > Q/P > 0.7$ . On forme des bandes de compaction pure (PCB) lorsque  $0.7 > Q/P > 0.35$ , dans le domaine rosé. Enfin la déformation est homogène lorsque le rapport  $Q/P$  est inférieur à 0.35, dans le domaine en dessous du domaine rosé.

plus faibles que les bandes de compaction à composante cisailante (SECB). Dans notre étude, et en se basant sur des résultats d'observations d'expérimentations géomécaniques, nous fixerons des domaines correspondant aux types de bandes formées en fonction de ce rapport  $Q/P$ . Ainsi, les bandes de compaction à composante cisailante sont formées lorsque l'on se trouve dans la gamme  $1.2 > Q/P > 0.7$  (SECB, zone grisée, Figure 4.10). Les bandes de compaction pure sont observées lorsqu'on a  $0.7 > Q/P > 0.35$  (PCB, zone rosée Figure 4.10) et la déformation est considérée comme homogène (sans localisation de bande) lorsque le rapport  $Q/P$  est inférieur à 0.35 (zone blanche sous la zone rosée Figure 4.10).

Les résultats des modélisations donnent la distribution du champ de contrainte correspondant à l'activation de la rampe principale du prototype, selon un critère de rupture

basé uniquement selon Mohr-Coulomb (pas de fermeture d'enveloppe du matériau interne du prototype dans notre cas). Nous allons utiliser ce champ de contrainte pour étudier l'état d'endommagement de la roche partout dans le prototype et estimer les zones les plus susceptibles de recouper les enveloppes de ruptures que nous fixerons. Ces résultats correspondent seulement à un état final et la mise en place ou non des bandes nécessite un re-traitement de ces résultats en ajoutant une fermeture du critère d'enveloppe que l'on fera varier selon différents paramètres. Toute la compression qui existe avant d'atteindre la rupture n'est pas présentée dans les modélisations. Ce travail se faisant en 2D, il est impossible de discerner le régime compressif décrochant ( $\sigma_2$  vertical), d'un régime compressif inverse ( $\sigma_3$  vertical). La problématique d'obtenir des bandes en régime décrochant ne peut pas être étudiée via cette méthode. Il est néanmoins possible de déterminer les domaines en régime extensif ( $\sigma_1$  vertical) par rapport à un domaine compressif ( $\sigma_1$  horizontal).

## 4.6 Simulations

Deux tests différents ont été réalisés dans cette étude.

La première analyse présente l'évolution des contraintes obtenues en fonction de la profondeur pour chaque résultat instantané des modélisations. Ces résultats peuvent s'apparenter à des données de puits, qui sont au nombre de trois et localisés en avant du pli. Une comparaison des tendances générales des contraintes présentées par ces puits est faite entre chaque étape de la croissance du pli.

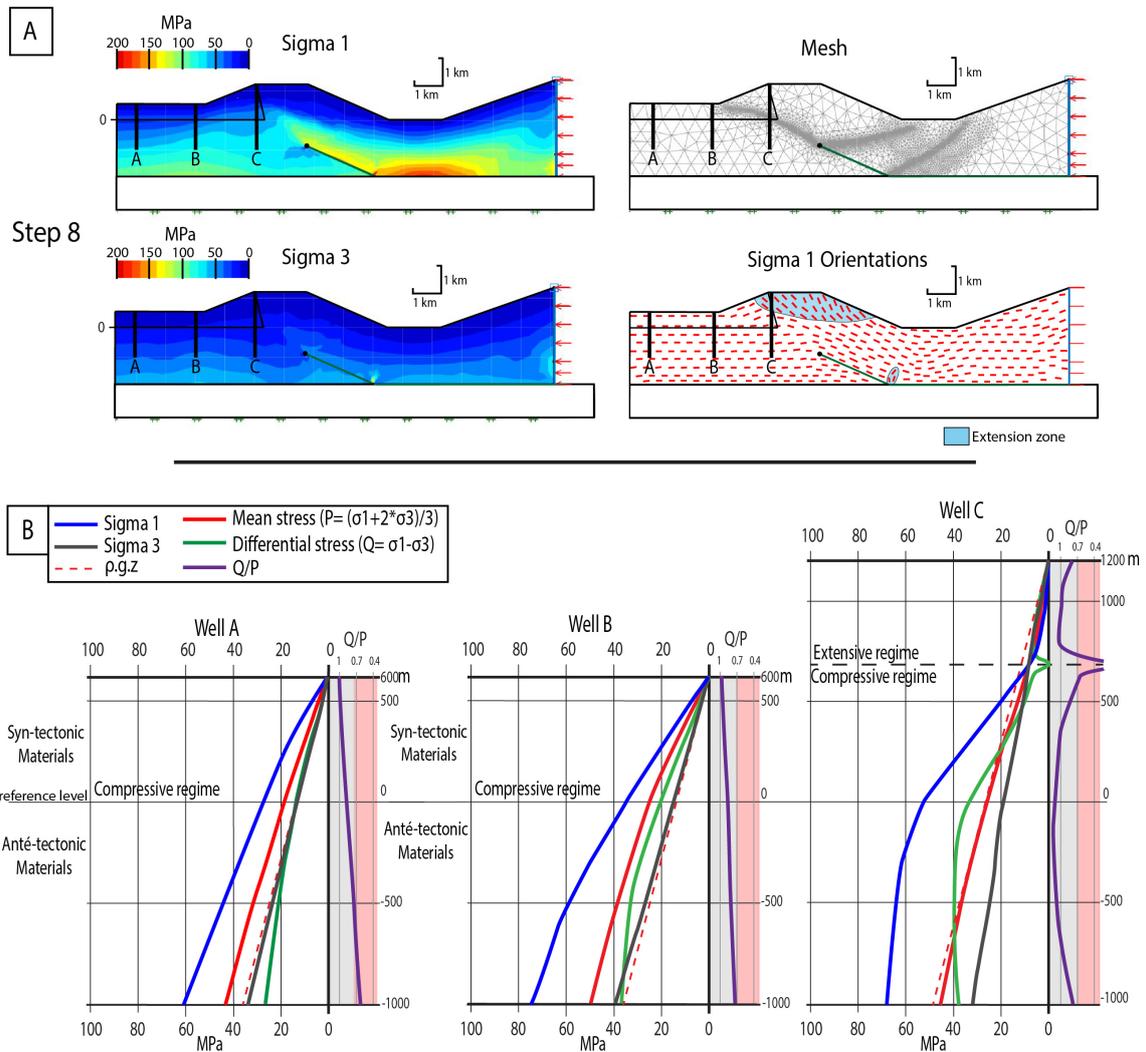
Le second test a été fait sur les résultats des modélisations et se base sur les valeurs de contraintes obtenues à la base des formations syn-tectoniques. Ces points mesurés sont suivis étape par étape et voient l'épaisseur sus-jacente augmenter avec la croissance du pli et de la rampe, entraînant donc une augmentation de l'enfouissement des points mesurés comparés au raccourcissement. Les paramètres internes et géométriques sont les mêmes pour les deux séries de tests.

### 4.6.1 Test 1 : Champs de contrainte instantané

La première partie des tests consiste à représenter les variations des contraintes principales selon un axe vertical, à la manière d'un puits, pour différentes étapes et sur différents emplacements. Nous nous sommes focalisés ici sur l'étude des contraintes pour des étapes relativement avancées dans la croissance du pli et du chevauchement. De ce fait les étapes 8, 10 et 12 sont analysées avec à chaque fois 3 puits (puits A, B et C), en avant de la structure et placés à la même verticale pour toutes les étapes. Ces puits ont pour but d'analyser les variations des contraintes et des rapports  $Q/P$  en fonction de la profondeur depuis la surface jusqu'à une profondeur de 1000 mètres sous le niveau de base du matériel syn-tectonique. Ce niveau de base est défini comme l'altitude 0. Pour chaque étape, les résultats de la contrainte principale ( $\sigma_1$ ) et de la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ) sont présentés, accompagnés par le maillage de l'état final et les orientations de la contrainte principale avec les zones en régime compressif ou extensif.

Sur les résultats de l'étape 8 présentés figure 4.11, on note que les deux puits les plus à gauche du prototype (puits A et B) donnent des résultats sur une même épaisseur, traversant 600 m de matériel syn-tectonique et les 1000 premiers mètres sous-jacents. Le puits C, passant par le sommet du relief, est plus épais et présente des résultats sur un total de 2200 m de profondeur.

Les puits A et B présentent une évolution relativement linéaire pour l'évolution des contraintes principales avec la profondeur et le rapport  $Q/P$ , quant à lui, diminue progressivement avec la profondeur. Le puits B, plus proche de la rampe que le puits A, présente des contraintes plus élevées que le premier puits. Pour le puits C de cette étape 8, on observe un domaine extensif pour la partie supérieure du puits, qui s'étend sur 500 m de profondeur, dans laquelle la contrainte verticale est supérieure à la contrainte horizontale. En dessous de ce domaine extensif, on a le domaine compressif, la contrainte principale maximale (sub-horizontale) augmente très rapidement vers des valeurs très élevées (proche



**Figure: 4.11 – A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 8, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport  $Q/P$ .**

de 60 à 70 MPa). Ces valeurs sont ensuite constantes pour les zones les plus profondes. Le rapport  $Q/P$  reste très élevé sur l'ensemble du puits et diminue avec la profondeur. À noter que ce rapport est nul dans la zone d'inversion des contraintes, entre le domaine compressif et extensif, puisque le différentiel des contraintes ( $Q$ ) devient nul ( $\sigma_1 = \sigma_3$ ).

Les résultats de l'étape 10 (Figure 4.12), montrent trois puits dont la profondeur étudiée varie et augmente à chaque fois. Le puits A couvre un total de 1720 m, puis le puits B présente 2050 m de données. Enfin le puits C expose un total de 2450 m de profondeur depuis le sommet du pli en passant à proximité de la tête de la rampe.

Pour les résultats du puits A, les valeurs de contraintes ne sont pas impactées par la croissance du pli. L'évolution de celles-ci reste à nouveau croissantes et linéaires avec la profondeur, tout comme le rapport  $Q/P$  qui diminue lui aussi de façon linéaire avec la profondeur.

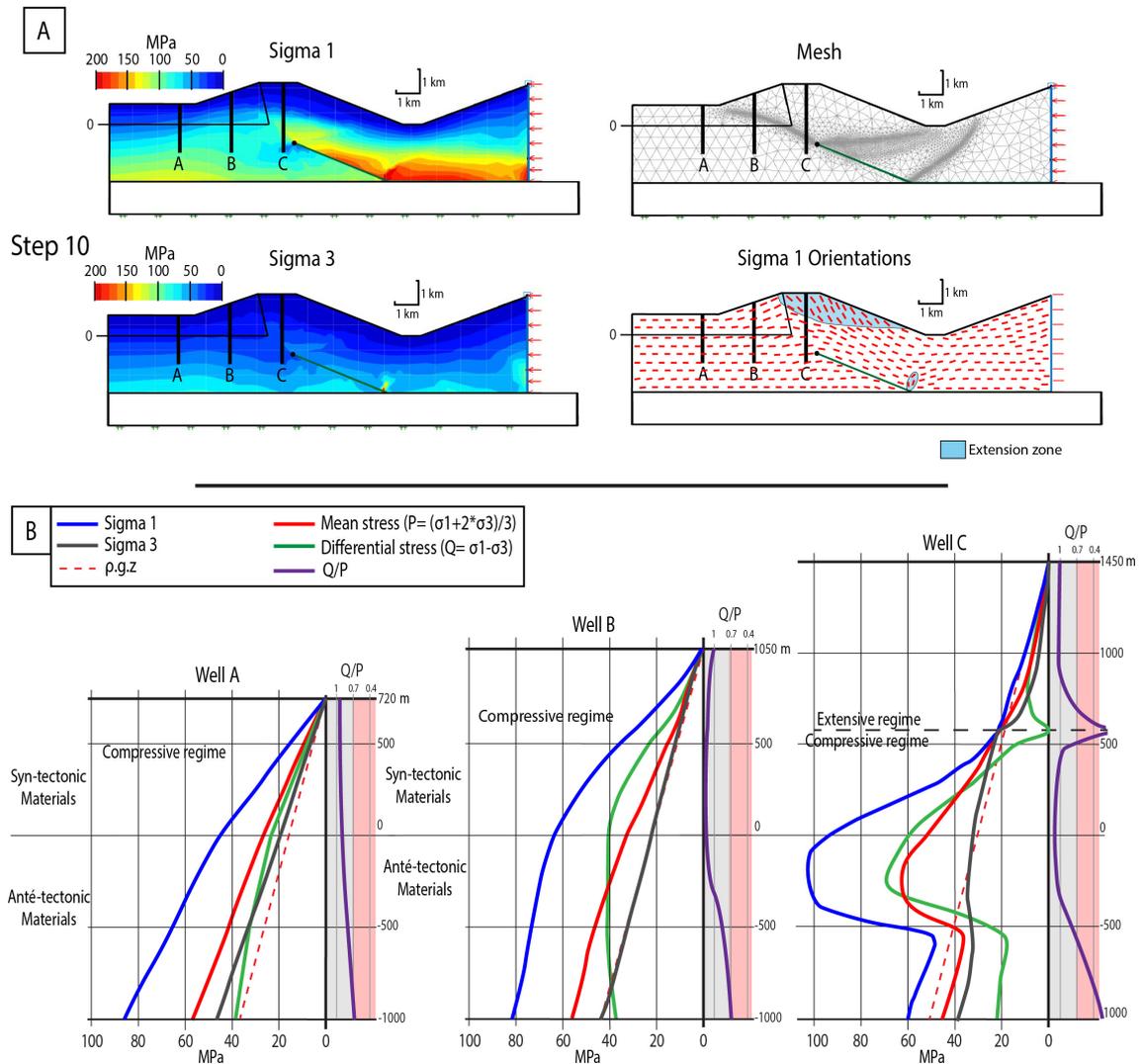
Pour le puits B, les valeurs de contraintes augmentent rapidement sur le premier kilomètre de profondeur. À la base des dépôts syn-tectoniques, la contrainte principale maximale atteint environ 60 MPa. À partir de cette zone, l'augmentation de cette contrainte principale est plus lente en fonction de la profondeur. Des variations sont observées au niveau des comportements des contraintes différentielle et moyenne (respectivement  $Q$  et  $P$ ). Si la contrainte moyenne est relativement linéaire, la contrainte différentielle augmente fortement dans la partie supérieure du puits et reste ensuite constante dans la partie inférieure. Cela a un impact sur le rapport  $Q/P$ , très fort en surface puis diminuant assez rapidement lorsque  $Q$  devient constant.

Enfin le puits C présente une zone en régime extensive en surface, comme pour le puits C de l'étape 8. Puis dans la partie compressive, la contrainte principale maximale augmente de façon très importante lorsque le puits s'approche de l'extrémité de la rampe. Les valeurs de  $\sigma_1$  atteignent 100 MPa pour des profondeurs aux alentours de 1500 à 1900 m. Dans la partie inférieure ces valeurs diminuent drastiquement, de près de moitié par rapport au maximum observé. Le rapport  $Q/P$  obtenu reste élevé sur une bonne partie du puits, sauf au moment de l'inversion du régime de contraintes (où il est nul), puis il diminue assez rapidement sous la zone fortement impactée par la rampe.

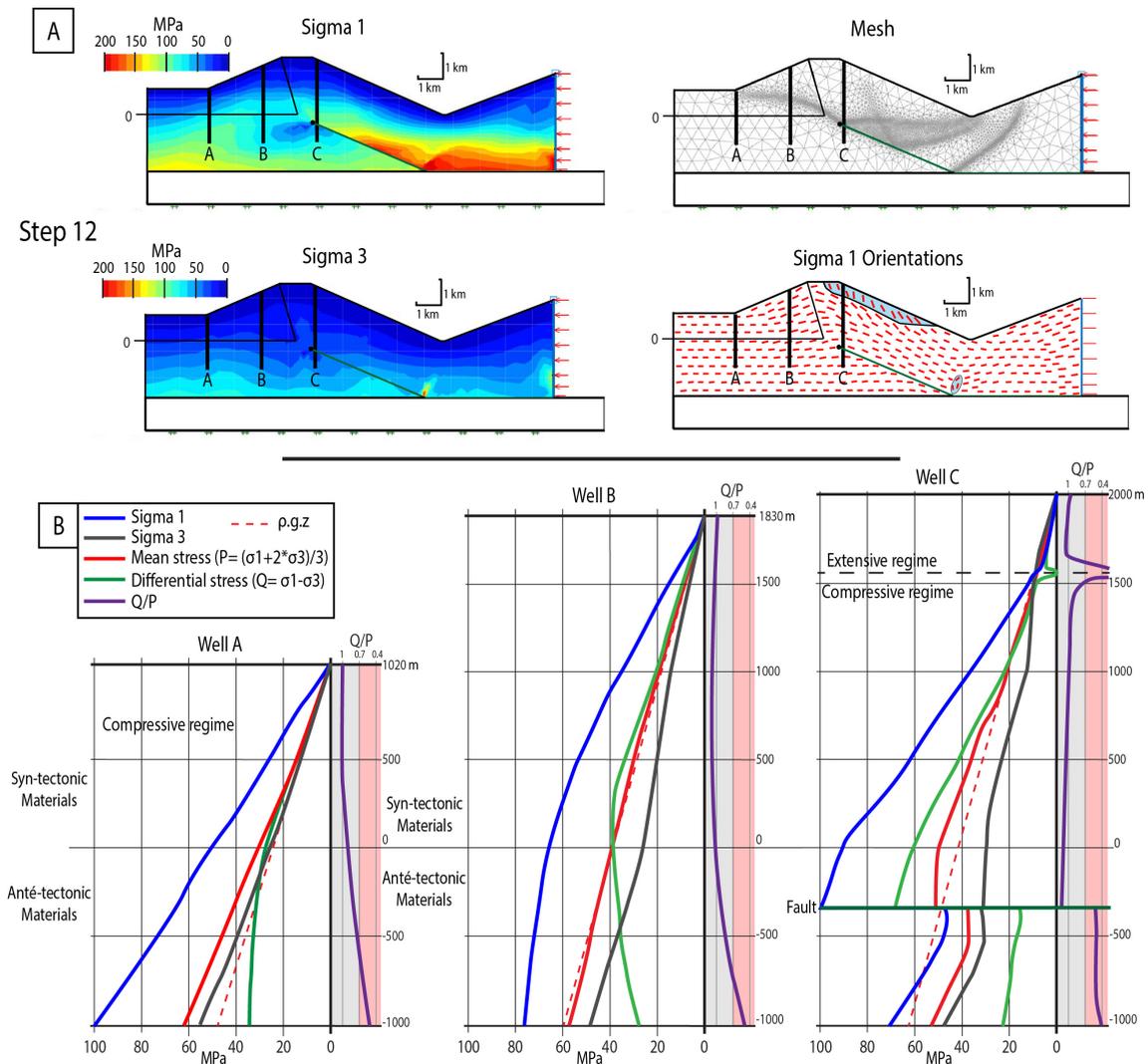
Sur les résultats de l'étape 12 (Figure 4.13), on note que les trois puits présentent des profondeurs différentes, depuis le puits le plus éloigné (2020 m de profondeur) jusqu'au puits le plus proche de la rampe (3000 m de profondeur). Ce dernier puits a la particularité de recouper le chevauchement et ainsi de présenter des variations de contraintes pour le toit et le mur de la structure.

Pour cette étape, une nouvelle fois, le puits A présente les mêmes caractéristiques que les différents puits A des étapes précédentes. Le seul changement observé se fait au niveau des valeurs maximales des contraintes avec des valeurs de  $\sigma_1$  supérieures à 100 MPa au fond du puits, c'est à dire à près de 2000 m de profondeur.

Le puits B, situé dans le flanc avant du pli, présente une augmentation relativement rapide des contraintes, les valeurs de la contrainte principale maximum atteignent 70 MPa puis diminuent légèrement pour des profondeurs plus élevées. Au niveau du rapport  $Q/P$ ,



**Figure: 4.12 – A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 10, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport  $Q/P$ .**



**Figure: 4.13 – A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 12, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport  $Q/P$ .**

celui-ci reste constant sur une grande épaisseur, en fond de puits, ce rapport va diminuer fortement vers des valeurs très faibles ( $Q/P < 0.5$ ).

Enfin, Au niveau du puits C, la zone extensive s'étend depuis la surface et sur une faible épaisseur. La partie inférieure présente une augmentation rapide de la contrainte principale maximum mais une contrainte principale minimum inférieure à l'évolution théorique des contraintes. Au passage de la faille, dans la partie au mur de la structure, les valeurs de contraintes sont directement très faibles et présentent même une anomalie négative avant une légère hausse des valeurs en fond de puits, alors que la contrainte principale minimum n'est pas ou peu modifiée par le passage de cette faille. Le rapport  $Q/P$  est très élevé ( $Q/P > 1$ ) pour la partie en extension et la partie en compression au toit du pli. La zone d'inversion des contraintes présente une nouvelle fois des rapports très faibles (ou nuls). Enfin, au mur de la faille, ces rapports sont très faibles, c'est à dire notés entre 0.6 et 0.4.

### Observations générales :

Ces différents résultats d'analyses d'évolution des contraintes en fonction de la profondeur montrent différentes tendances générales. Dans un premier temps on peut distinguer trois types de comportement de l'évolution des contraintes selon les puits étudiés. Les puits les plus éloignés et mesurés pour les étapes les moins avancées de l'évolution du pli, présentent une évolution linéaire des contraintes avec la profondeur. Cette tendance évolue lorsqu'on s'intéresse à des puits plus proches de la rampe ou à des étapes plus avancées de la formation du pli. Ainsi, l'augmentation des valeurs de contraintes est plus importante principalement dans la zone où le maillage est raffiné. Pour ces puits à proximité de la faille, ils ont la particularité de recouper le sommet de l'anticlinal et de présenter un domaine en extension dans la partie supérieure de celui-ci. Ce domaine est lié à l'extrado formé par le pli. En profondeur, les orientations de la contrainte principale maximum sont perturbées par la présence de la rampe et montrent des inclinaisons parallèles à cette dernière lorsqu'on se situe au toit de la structure. À l'inverse, au mur de ce pli, la contrainte principale maximum est légèrement inclinée vers l'avant du prototype. Ces variations d'inclinaison du champ de contrainte vont jouer un rôle dans les orientations des bandes de déformation potentiellement formées.

Enfin les analyses des variations du rapport  $Q/P$  montrent, qu'en surface, ce rapport est relativement élevé, supérieur à 1, et reste même supérieur à 0.7 pour la majeure partie des résultats des puits. Cela a pour impact de former préférentiellement des bandes de compaction à composante cisailante (SECB) si l'on atteint l'enveloppe pour ces profondeurs. Dans certains cas, la partie inférieure des puits présente des rapports  $Q/P$  plus faibles, parfois inférieurs à 0.5, qui permet de mettre en place des bandes de compaction pure (PCB). Pour compléter cette observation nous avons modélisé les variations de ce rapport sur l'ensemble des prototypes et pour chacune des étapes (Figure 4.14). Cette observation va à l'encontre de la plupart des propositions faites concernant l'occurrence des bandes de déformation et principalement des observations faites par Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2017) qui notent une mise en place préférentielle des bandes de

compaction pures à faible profondeur, contrairement à la mise en place généralement plus profonde des bandes de compaction à composante cisailante.

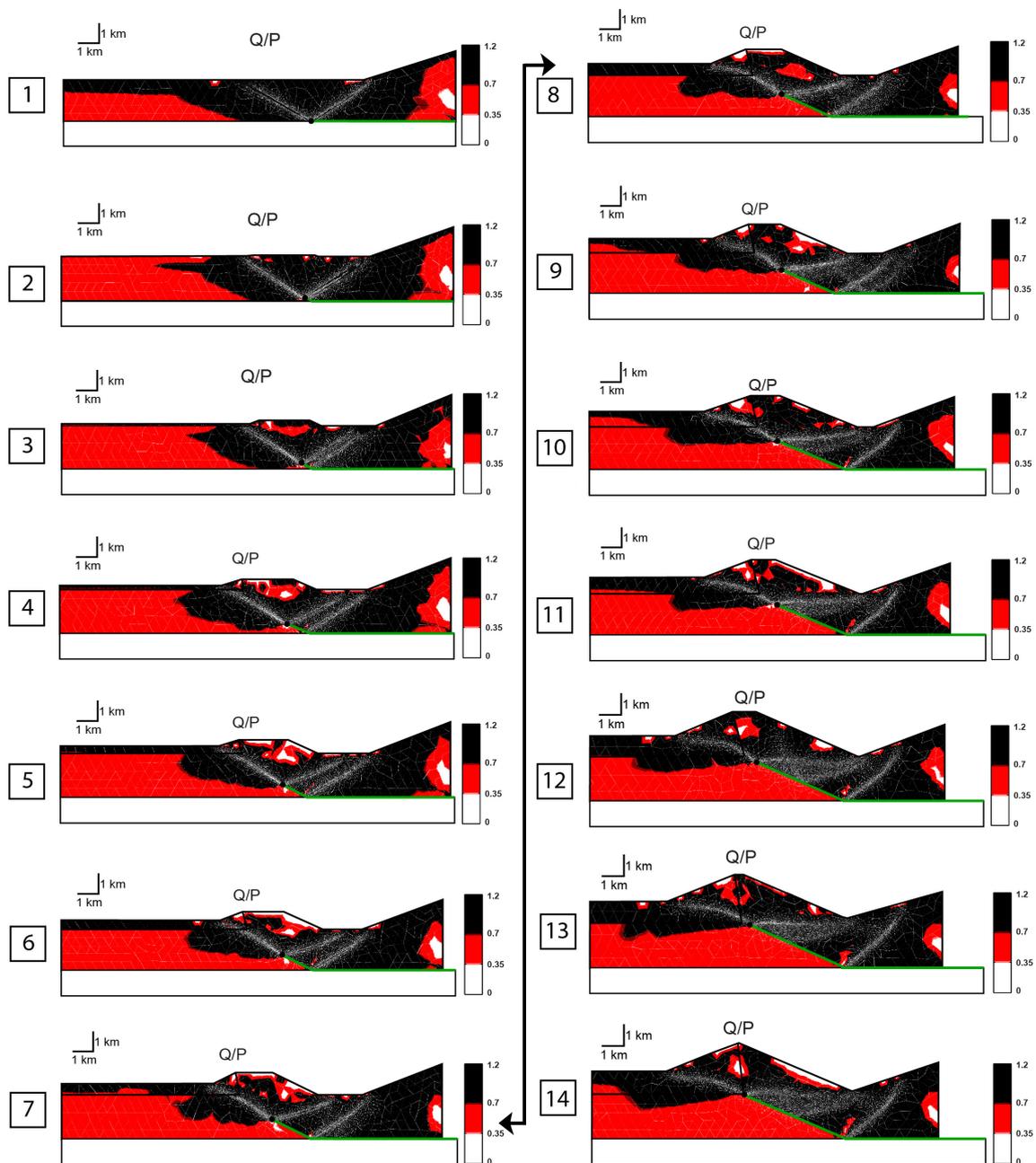


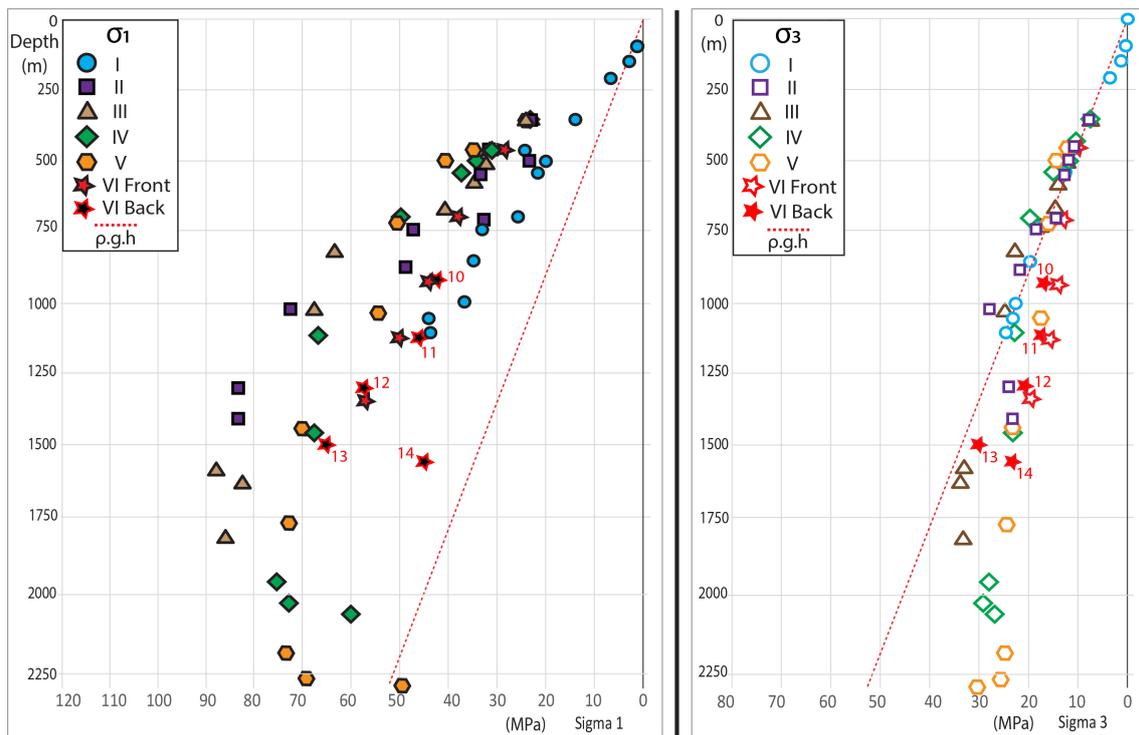
Figure: 4.14 – Résultats des modélisations pour les différentes étapes de l'évolution du pli. Représentation de l'évolution du rapport  $Q/P$ . Rapport  $Q/P$  inférieur à 0.35, en blanc, représente la déformation homogène. Rapport  $Q/P$  Entre 0.35 et 0.7, en rouge, représente la déformation permettant la mise en place de bandes de compaction pure (PCB). Rapport supérieur à 0.7, en noir, représente le domaine de déformation permettant la mise en place de bande de compaction à composante cisailante (SECB).

### 4.6.2 Test 2 : Evolution des contraintes

La seconde partie des tests consiste à analyser l'évolution des contraintes en suivant différents points localisés à la base des sédiments syn-tectoniques, à l'avant du pli (Figure 4.9). Ainsi, 6 points sont sélectionnés pour les mesures de contraintes, notés de I à VI. La position de ces points ne varie pas horizontalement pour les sept premières étapes, les variations de ces valeurs vont ainsi dépendre de l'enfouissement avec l'évolution du pli, mais aussi de la croissance de la rampe dont la tête va s'approcher de la surface et des points. À partir de l'étape 8 les points les plus proches de la rampe (point VI, puis point V à l'étape 12) vont passer la charnière des sédiments syn-tectonique. Il faudra également prendre en compte le relief de l'anticlinal qui va localiser l'ajout du matériel au-dessus des points mesurés les plus à droite. L'évolution des contraintes pour chaque point donné se fait tout d'abord à travers une représentation des valeurs de contraintes maximales ( $\sigma_1$ ) et minimale ( $\sigma_3$ ) en fonction de la profondeur (Figure 4.15), puis sous la forme d'un diagramme  $Q - P$ , depuis des valeurs faibles observées en surface jusqu'à des valeurs plus élevées avec l'enfouissement. Les points mesurés à faible profondeur correspondent aux étapes précoces de la croissance du pli et de la sédimentation en avant de celui-ci. À l'inverse, les points les plus profonds représentent les contraintes obtenues pour les étapes les plus tardives de la cinématique de formation du pli.

Le point I, le plus éloigné de la rampe (représenté par un rond bleu sur les schémas de la figure 4.9) servira de résultat témoin par rapport aux autres points sélectionnés, localisés plus proches de la zone déformée. Il est à noter aussi que pour ce premier point, les valeurs ne sont pas prises exactement à l'extrémité du prototype pour éviter les effets de bords. À noter également que la distance entre chaque point ne varie pas pendant toute l'évolution du pli, ainsi les points ayant passé la charnière dans les sédiments syn-tectoniques présentent une évolution différente des autres en terme d'enfouissement (Point VI, Figure 4.9).

Les évolutions des contraintes principales maximum ( $\sigma_1$ ) et minimum ( $\sigma_3$ ) sont présentées figure 4.15. La tendance d'évolution de la contrainte principale maximum est relativement linéaire avec la profondeur pour la majorité des points, en suivant un gradient moyen de 55 MPa/km. Quelques points particuliers sortent de cette tendance, notamment pour les derniers point IV et V situés à plus de 1500 m de profondeur lors de l'étape 14. Ces points présentent des valeurs très faibles de la contrainte principale maximum, ce qui s'explique par leur position à ce moment de la cinématique du pli et plus précisément à cause de leur position par rapport à la faille. Ces deux points ont, en effet, la particularité de se localiser juste en dessous de la tête de la faille dans les deux dernières étapes. Les points VI des étapes 7 à 14 se positionnent à profondeur constante, autour de 1000 m de profondeur et présentent de larges variations de valeurs, liées à la position relative de ces points par rapport à la rampe croissante. Les étapes 10 à 13 présentent également des valeurs relativement faibles pour ce point VI du fait de la proximité de la zone en extension sus-jacente qui "isotropise" les valeurs de contraintes principales et réduit ce  $\sigma_1$ .



**Figure: 4.15 –** Graphique de gauche : valeurs des contraintes principales maximum ( $\sigma_1$ ) correspondantes aux différents points de mesures effectuées sur les résultats des modélisations, en fonction de la profondeur de ces mesures. Graphique à droite : Valeurs des contraintes principales minimum ( $\sigma_3$ ) pour les différents points de mesures, en fonction de la profondeur.

Pour la contrainte principale minimum, la majorité des points suit le gradient théorique de l'évolution de la contrainte verticale donnée par la relation  $\sigma_3 = \rho * g * h$ . En profondeur, les valeurs obtenues s'écartent légèrement des résultats attendus et présentent alors des valeurs plus basses.

Les représentations en diagramme  $Q - P$  permettent de suivre, dans le même temps, l'évolution des contraintes, et l'évolution de la croissance du pli. De cette façon, il est possible et de localiser la position des valeurs de contraintes par rapport aux domaines précédemment définis en fonction du rapport  $Q/P$  et des différents types de bandes potentiellement formées (Figures 4.16).

L'évolution des valeurs de  $Q$  et  $P$  pour le point I (un), le plus éloigné de la zone active (Cercles bleus), est linéaire au fil des étapes et se positionne à la limite des deux domaines présentés, suivant donc un rapport proche de  $Q/P = 0.7$ . Les résultats du point II (Carrés violets) présentent une tendance similaire pour les premières étapes jusqu'à l'étape 8 à partir de laquelle ce rapport augmente et positionne les résultats dans le domaine des bandes de compaction à composante cisailante. Les valeurs de contraintes sont légèrement supérieures à celles du point I lorsque l'on compare chaque étape respectivement. Seuls les trois premières étapes du point III (Triangles marrons) suivent la tendance linéaire avec un rapport proche de  $Q/P = 0.7$ . Les étapes suivantes montrent une nouvelle tendance linéaire suivant un coefficient directeur plus important. Chacun des points est dans ce cas-là aussi situé dans la partie grisée du diagramme ( $1.2 > Q/P > 0.7$ ). Une tendance similaire s'observe pour l'évolution des contraintes du point IV (Losanges verts), à la seule exception de l'étape 14. Cette dernière propose des valeurs de contrainte différentielle et de contrainte moyenne relativement faibles par rapport aux étapes précédentes. C'est le seul point de la série de mesures se positionnant dans le domaine rosé caractérisant le mode de déformation de type bande de compaction pure et il se situe sous l'extrémité de la rampe. L'avant dernier point, représenté par les hexagones jaunes (Points V), suit globalement le même chemin de chargement que le précédent point. L'évolution est dans un premier temps constante et linéaire jusqu'à l'étape 13 puis 14 à partir desquelles les valeurs diminuent. Cependant, pour cette série, tous les points mesurés restent dans le domaine grisé définissant les bandes de compaction à composante cisailante. Enfin, le point VI, situé au plus près de la zone active, présente également une première partie linéaire de l'évolution des contraintes, jusqu'à l'étape 7. À partir de l'étape 8, les résultats ne suivent plus une tendance bien définie. Les résultats varient alors entre le domaine des SECB et des PCB, jusqu'à présenter un résultat en domaine de déformation homogène (étape 13). On peut remarquer que les résultats pour les étapes terminales de la croissance du pli (étapes 10 à 14) restent relativement très faibles en comparaison avec ce que l'on peut imaginer à proximité de la faille active.

Il faut noter que les résultats des points ayant passé la charnière dans les dépôts syn-tectoniques, sont affichés en grisés (Figure 4.16). Tous ces points représentent des résultats hors de la tendance linéaire liée à l'enfouissement relatif des mesures. Ces points présentent des résultats plus faibles que les précédentes étapes et tendent à se disposer

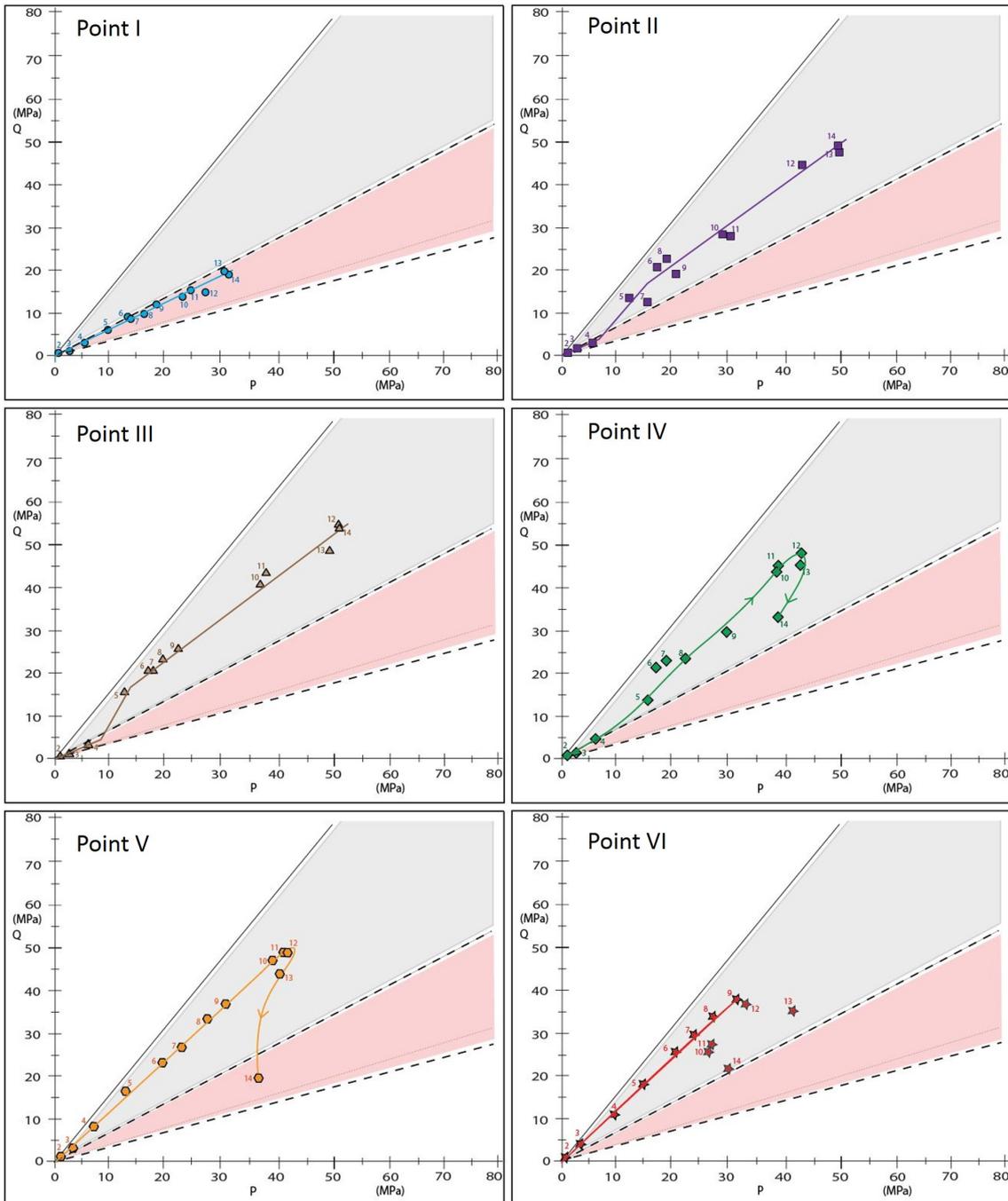


Figure: 4.16 – A. Diagramme  $Q - P$  pour le point 1 (point témoin). B. Diagramme  $Q - P$  pour le point 2. A. Diagramme  $Q - P$  pour le point 3. B. Diagramme  $Q - P$  pour le point 4. A. Diagramme  $Q - P$  pour le point 5. B. Diagramme  $Q - P$  pour le point 6.

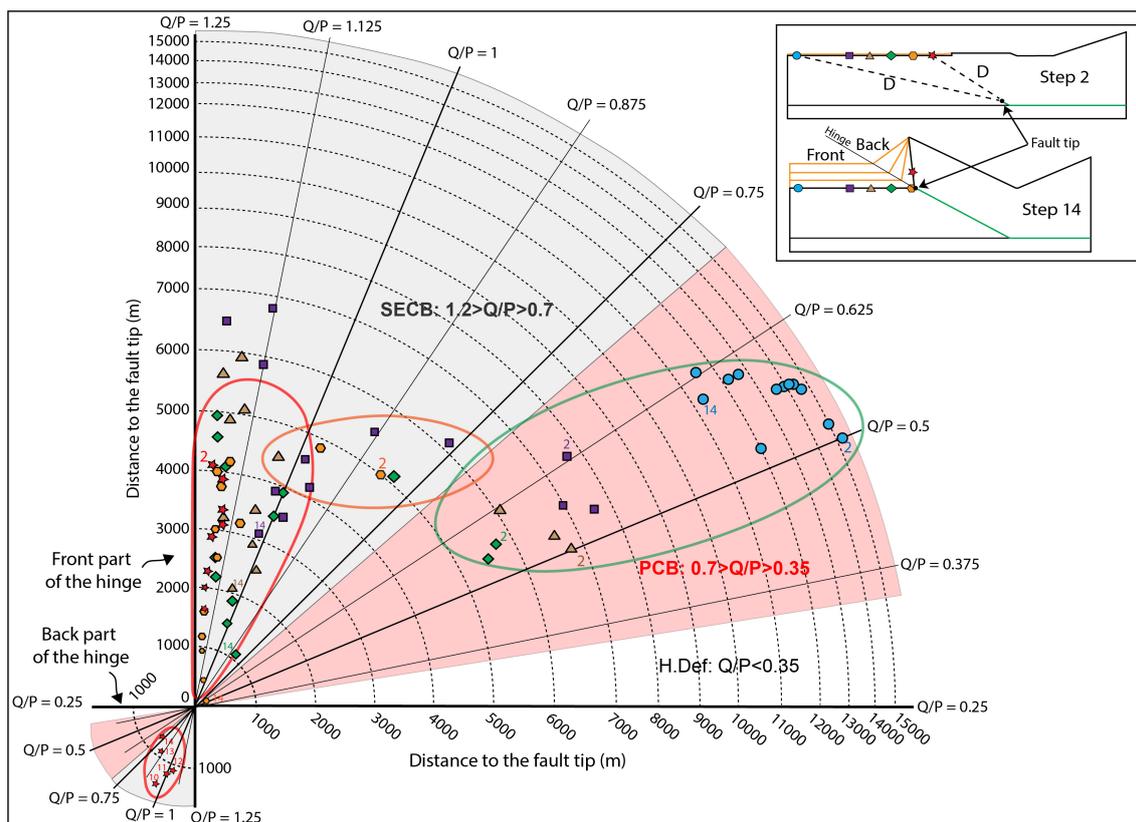


Figure: 4.17 – Graphique représentant les rapports  $Q/P$  pour chaque mesure faites sur les modélisations en fonction de la distance à la tête de la rampe. La partie supérieure droite du graphique correspond aux points localisés en avant de la verticale à la tête de la rampe (à gauche) et la partie inférieure gauche correspond aux points positionnés en arrière de la verticale de la tête de la rampe (à droite). Différents domaines sont déterminés de la tendance globale observée dans ce graphique : Partie verte pour les points les plus éloignés avec un faible rapport  $Q/P$  ( $<0.7$ ), partie orange pour les résultats intermédiaires, partie rouge pour les points les plus proches de la rampe présentant un fort rapport  $Q/P$  ( $>0.7$ ) et enfin une partie marron pour les points localisés sous la tête de la rampe, au plus proche de celle-ci mais avec un rapport  $Q/P$  faible ( $<0.7$ ).

vers le domaine rosé pour lequel le rapport  $Q/P$  est plus faible ( $0.7 > Q/P > 0.35$ ) que dans la tendance linéaire.

Nous avons également analysé l'impact de la distance entre la tête de la faille et les points mesurés et plus exactement sur les rapports  $Q/P$  obtenus sur ces différents points. Ainsi chaque résultat est représenté sur le graphique figure 4.17. Les résultats sont présentés depuis les points les plus éloignés jusqu'aux points les plus proches de la faille.

Les points témoins (Point I), situés entre 15000 et 11000 m de la tête de la rampe, montrent des rapports  $Q/P$  relativement faibles comme attendu au vu de l'évolution dans le diagramme  $Q - P$  précédemment présenté figure 4.16. Ces résultats montrent en réalité une légère variabilité entre des valeurs de  $Q/P = 0.75$  et  $0.5$ .

Les points suivants (Points II, III et IV) présentent quelques différences dans les résultats. Les premières étapes de ces séries de mesures donnent des résultats comparables avec

le point témoin (Point I), puis les rapports vont augmenter, passant de 0.75 à environ 0.9 lorsque les points mesurés se retrouvent à 5000 m ou moins de la tête de la rampe, Pour les étapes les plus tardives, les résultats présentent des rapports qui restent constants avec des valeurs de 0.9.

Les points initialement les plus proches de la rampe (Points V et VI), présentent des rapports  $Q/P$  très élevés dès les premières étapes de mesures se positionnant dans la tendance des étapes tardives des points de mesures précédents, lorsque la distance  $D$  est inférieure à 4000-5000 m. Les étapes présentant des points passés de l'autre côté de la charnière des dépôts syn-tectoniques (aux contours grisés sur la figure 4.17) sont affichées dans la partie inférieure gauche du graphique. La plupart de ces points suivent cette même tendance avec des rapports  $Q/P$  élevés. Il existe néanmoins quelques points qui présentent des rapports plus faibles et qui se positionnent donc dans le domaine rosé du graphique. Ces points sont essentiellement situés à 1000 m de l'extrémité de la faille et se positionnent ainsi à proximité de la zone en extension localisée au sommet de la structure. Ce domaine extensif perturbe le champ de contrainte sous-jacent et réduit localement le différentiel de contrainte ( $Q$ ).

La tendance générale observée grâce à ces résultats montre un lien entre les distances et les rapports  $Q/P$ . Ainsi, pour des distances importantes par rapport à la rampe les rapports  $Q/P$  sont faibles ( $Q/P < 0.7$ ), cela s'observe pour les points les plus éloignés et pour les premières étapes des points les plus proches. On peut déterminer une distance limite caractérisant ce domaine qui comprend les points situés à plus de 5000 m de la tête de rampe. Dans un second temps, on peut noter une tendance caractérisant un domaine transitionnel de ces rapports avant d'arriver vers des valeurs plus élevées. Ce domaine intermédiaire est ainsi globalement localisé entre 5000 et 4000 m. Enfin le dernier domaine, facilement repérable, concerne les points les plus proches de la rampe présentant alors des rapports très élevés et qui restent constant en s'approchant de cette dernière. On peut définir que ce domaine se positionne entre 4000 et 500 m.

On peut également ajouter à ce dernier domaine les points passés de l'autre côté de la charnière des dépôts syn-tectoniques, qui présentent des résultats différents, qui eux montrent des rapports plus faibles et peuvent être considérés comme un autre domaine à part (Figure 4.17).

La position de ces domaines, au niveau des points de mesures, est reportée sur la figure 4.18 pour plusieurs étapes (2, 4, 10, 12 et 14). Cette figure permet de représenter les zones non perturbées par la rampe (entourée en vert) de ceux faiblement ou fortement perturbés par la croissance de cette rampe (entourées en orange et rouge). On place enfin le dernier domaine caractérisant la zone sous la tête de la rampe. Ces domaines définis à la fois par la distance mais également par des valeurs de rapports  $Q/P$  permettent de prédire le potentiel type de déformation qui pourrait se mettre en place à différentes positions. Ainsi, pour le domaine le plus éloigné, le faible ratio observé ne permettrait de former que des Bandes de compaction pures (ou PCBs), mais les valeurs de contraintes restent très faibles pour ces distances. Pour la zone intermédiaire (en orange), on pourrait observer la mise en

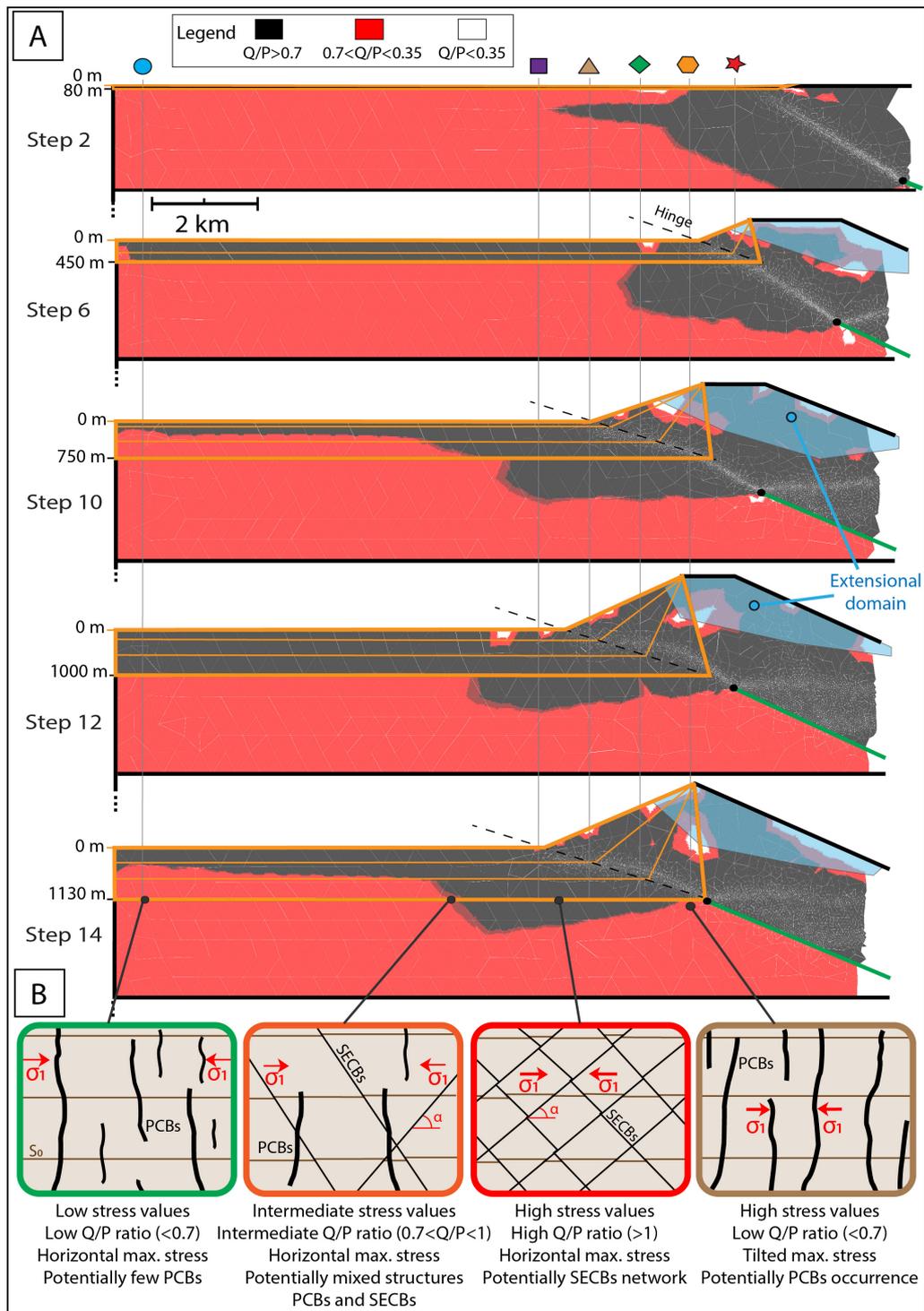


Figure: 4.18 – A. Localisation des différents domaines sur plusieurs étapes de l'évolution de la structure, d'après les résultats des rapports  $Q/P$  obtenus figure 4.17. B. Exemples de structures potentiellement mises en place selon les domaines en comparaison avec l'orientation du champ de contrainte obtenu dans les résultats des modélisations.

place de bandes de compaction pures et de bandes de compaction à composante cisailante (SECBs) avec des valeurs de contraintes légèrement supérieures. Pour les zones les plus impactées par la rampe, seules les bandes de compaction à composante cisailante peuvent se former avec ces rapports aussi élevés. Les valeurs de contraintes pouvant être elles aussi élevées, on peut imaginer que le réseau potentiellement formé serait de plus en plus dense en s'approchant de la rampe. Enfin, pour la zone sous la rampe, les faibles ratios permettent la mise en place de bandes de compaction pures uniquement. Présentant des valeurs de contraintes relativement élevées dans cette zone, la densité des structures pourrait être là aussi impactée. Enfin l'orientation du champ de contrainte, jusqu'ici relativement constant et coaxiale au plan de stratification au vu des résultats des modélisations, est modifiée par la rampe en présentant une contrainte maximale différente de la contrainte horizontale et entraînant la formation de PCBs non perpendiculaires à la stratification, suivant plutôt le pendage de la rampe.

### 4.6.3 Localisation et distribution de la déformation

Nous avons analysé les résultats de contraintes obtenus précédemment (tests 1 et 2) et nous les avons comparés aux propriétés mécaniques de différents matériaux correspondant à des roches afin de prédire la distribution et le type de déformation mise en place ou non selon les variations de matériel et selon l'évolution du pli.

Quatre matériaux ont été choisis pour tester les résultats des modélisations et ainsi déterminer si des bandes de déformation pouvaient se former et si oui, de quel types et à quels endroits, au sein des quatre réservoirs testés. Nous avons préférentiellement sélectionné des roches présentant une résistance faible à la déformation et dans lesquels il a déjà été possible d'observer des bandes de déformation. Cela se traduit par des caractéristiques de déformation sous contraintes hydrostatiques relativement faibles ( $P^*$  faible  $< 150$  MPa).

#### Caractéristiques mécaniques pour le grès de Boise II

Le premier est le grès de Boise II, étudié à plusieurs reprises dans des expérimentations géomécaniques principalement ([Wong et al., 1997](#)), ses caractéristiques pétrophysiques et mécaniques sont aujourd'hui bien connues. Il présente une porosité de 35%, un rayon de grain moyen de 0.28 mm et sa composition modale est représentée par 67 % de quartz, 14 % de feldspaths, 13% d'argiles et 2% de mica. Le  $P^*$  a été observé à partir de 42 MPa ([Wong et al., 1997](#)) et sera noté comme l'enveloppe 1 (ou "Env 1" Figure 4.20).

#### Caractéristiques mécaniques pour la calcarénite empirique d'Aren

Le second matériel analysé est la calcarénite de la formation d'Aren, dont les propriétés pétrophysiques moyennes ont été extraites des différents sites analysés par ([Robert et al., 2018](#)). La porosité moyenne est de 35% alors que le rayon moyen des grains pour l'ensemble des sites est de 0.12 mm. A partir de ces résultats nous avons calculé la valeur de  $P^* = 116$  MPa en suivant la relation empirique de ([Zhang et al., 1990](#), [Wong et al., 1997](#)). L'enveloppe

est identifiée comme "Env 2" (Figure 4.20). Dans nos travaux présentés précédemment (Robert *et al.*, 2018), nous avons montré que les enveloppes de rupture définies à partir de cette relation empirique ne pouvaient pas permettre d'expliquer la mise en place de bandes de déformation pour un faible enfouissement. Le faciès différent d'un grès pur avec la présence non négligeable de bioclastes est proposé comme étant le paramètre à l'origine de la non corrélation entre contrainte et enveloppes de rupture. C'est ce que nous allons tester ici.

### **Caractéristiques mécaniques pour la calcarénite théorique d'Aren**

A la suite de la proposition du critère de rupture à travers la relation empirique et de la non cohérence des résultats initiaux de (Robert *et al.*, 2018), un critère de rupture théorique a été proposé afin d'expliquer la présence de bandes de déformation sous un faible enfouissement, dont la valeur de la déformation sous contrainte hydrostatique a été déterminée à 30 MPa (résultat moyen des différentes enveloppes de ruptures proposées par (Robert *et al.*, 2018)), l'enveloppe est notée "Env. 3" (Figure 4.20). Les résultats permettront de confirmer ou d'infirmer les hypothèses avancées dans cette précédente étude.

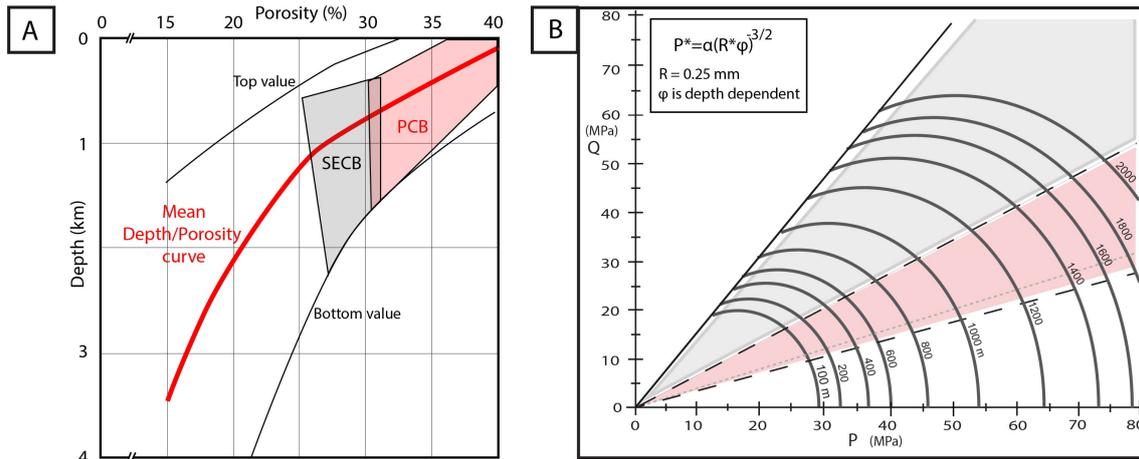
### **Caractéristiques mécaniques pour le grès à porosité évolutive**

Enfin, un dernier matériel est proposé, dont les propriétés pétrophysiques sont variables au cours de l'enfouissement, puisque la porosité dépendra de la profondeur, suivant la courbe moyenne d'évolution de la porosité en fonction de la compaction des grès proposée par (Rieke et Chilingar, 1974) (Figure 4.19). Les enveloppes de rupture sont alors recalculées via la relation empirique de (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997) en utilisant des valeurs de porosité de 42 % en surface, évoluant vers des valeurs autour de 22% à 2 km de profondeur. Le rayon moyen des grains est fixé arbitrairement à 0.25 mm et restera inchangé avec l'enfouissement. Les résultats en fonction de ces enveloppes seront représentées dans une figure à part (Figure 4.23).

Ces propositions d'enveloppes de ruptures ne prennent pas compte de la pression de fluide, et ne considèrent pas d'arrangement lié à la compaction des sédiments pendant l'enfouissement (sauf pour le dernier cas) et ne présentent pas de rôle de la cimentation et du remplissage de la porosité ni par le strain hardening et la localisation de précédents évènements pouvant former des micro-structures.

## **Résultats**

La localisation de la déformation est décrite d'une roche à l'autre en suivant les résultats des tests en évolution de (Tests 2), point par point (Figure 4.20).



**Figure: 4.19 – Construction des enveloppes évolutives. A. Relation entre porosité et profondeur d’après des observations de roches silicoclastiques obtenues d’après (Rieke et Chilinger, 1974), modifié d’après (Fossen et al., 2017). B. Enveloppes positionnées d’après la relation empirique de (Zhang et al., 1990, Wong et al., 1997) pour une taille des grains fixée à  $R = 0.25$  mm. La profondeur de chaque enveloppe respective est indiquée le long de celles-ci.**

**Boise II** La comparaison des résultats d’évolution des contraintes avec l’enfouissement et la croissance du pli, en considérant le volume du prototype comme suivant le critère de rupture du grès Boise II ( $P^* = 42$  MPa) permet d’observer des structures à différentes étapes de l’évolution pour différentes zones étudiées (Figure 4.20, l’enveloppe des grès de Boise II est notée "Env. 1"). Dans un premier temps, l’évolution des contraintes pour le point témoin (point I) ne permet pas d’entraîner la mise en place de bandes de déformation dans cette zone, quel que soit l’étape analysée. Avec ce critère de rupture aucune déformation n’est envisageable selon les paramètres attribués et la géométrie/cinématique proposée du pli (Figure 4.21) lorsque l’on se trouve à une très grande distance de la zone déformée.

C’est à partir de l’étape 7 que des bandes de déformation se mettraient en place, au niveau du point VI, à l’étape 8 pour le point V et à partir de l’étape 9 pour le point IV. À partir de l’étape 10, les bandes de compaction à composante cisailante se forment au niveau des points III, IV et V, mais plus au niveau du point VI qui a déjà passé la charnière du flanc avant du pli et se positionne plus haut que tous les autres points. Ces structures s’étendent jusqu’au point II à l’étape 12, et ne sont toujours pas observée au niveau du point VI. Enfin, à l’étape 14 les points II, III et IV présentent des bandes de compaction cisailantes, on peut noter l’absence de ces structures au niveau des points V et VI localisés respectivement juste en-dessous et juste au-dessus de l’extrémité de la rampe, réduisant localement les valeurs de contraintes (Figure 4.21).

La profondeur minimale à partir de laquelle les bandes de déformation sont apparues est d’environ 700 m pour l’ensemble des points.

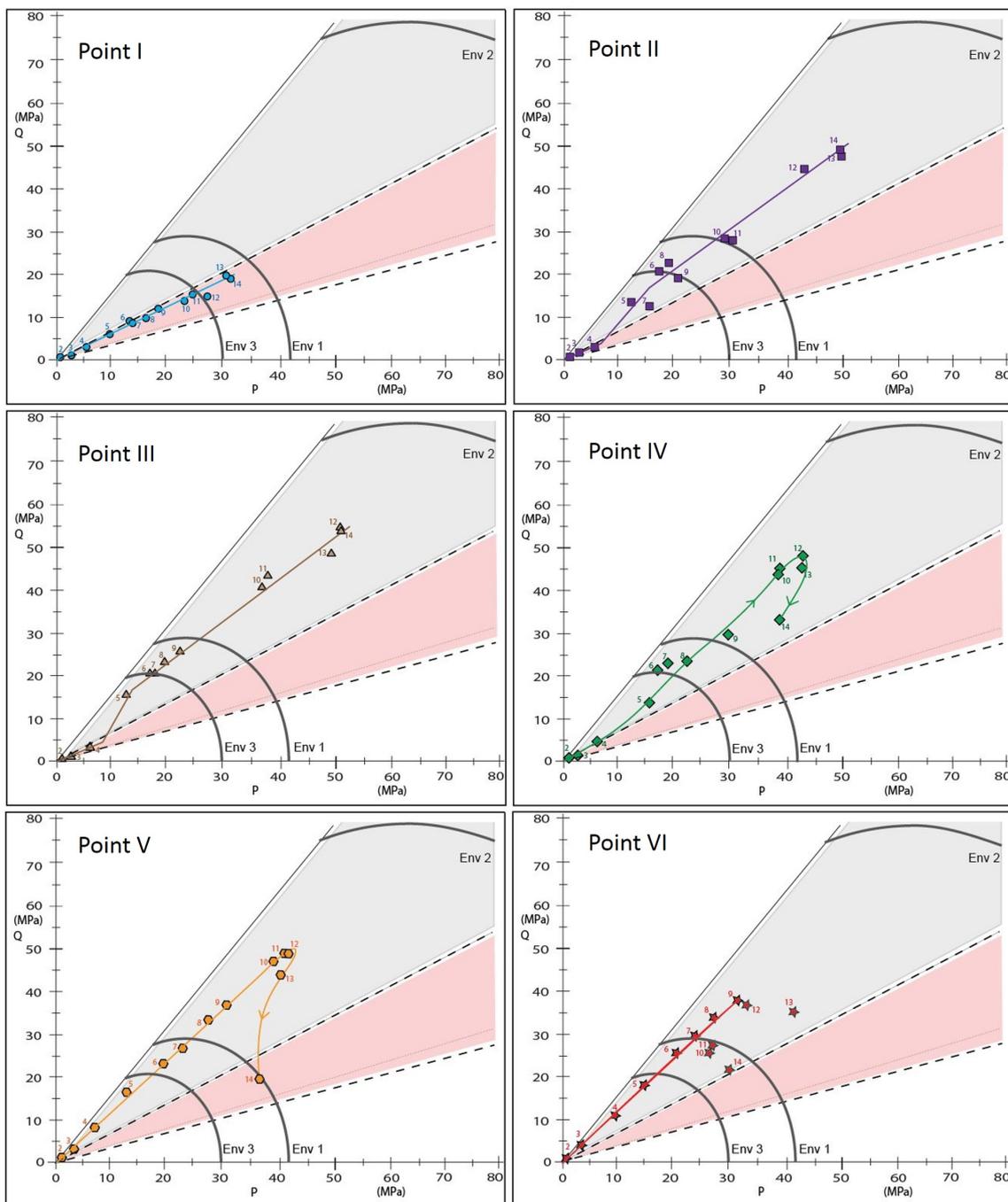


Figure: 4.20 – Diagramme  $Q - P$  pour le point 1 (point témoin) et position des enveloppes. Diagramme  $Q - P$  pour le point 2. Diagramme  $Q - P$  pour le point 3. Diagramme  $Q - P$  pour le point 4. Diagramme  $Q - P$  pour le point 5. Diagramme  $Q - P$  pour le point 6, les symboles grisés représentent les points ayant passé la charnière des dépôts syn-tectoniques (de l'étape 10 à l'étape 14).

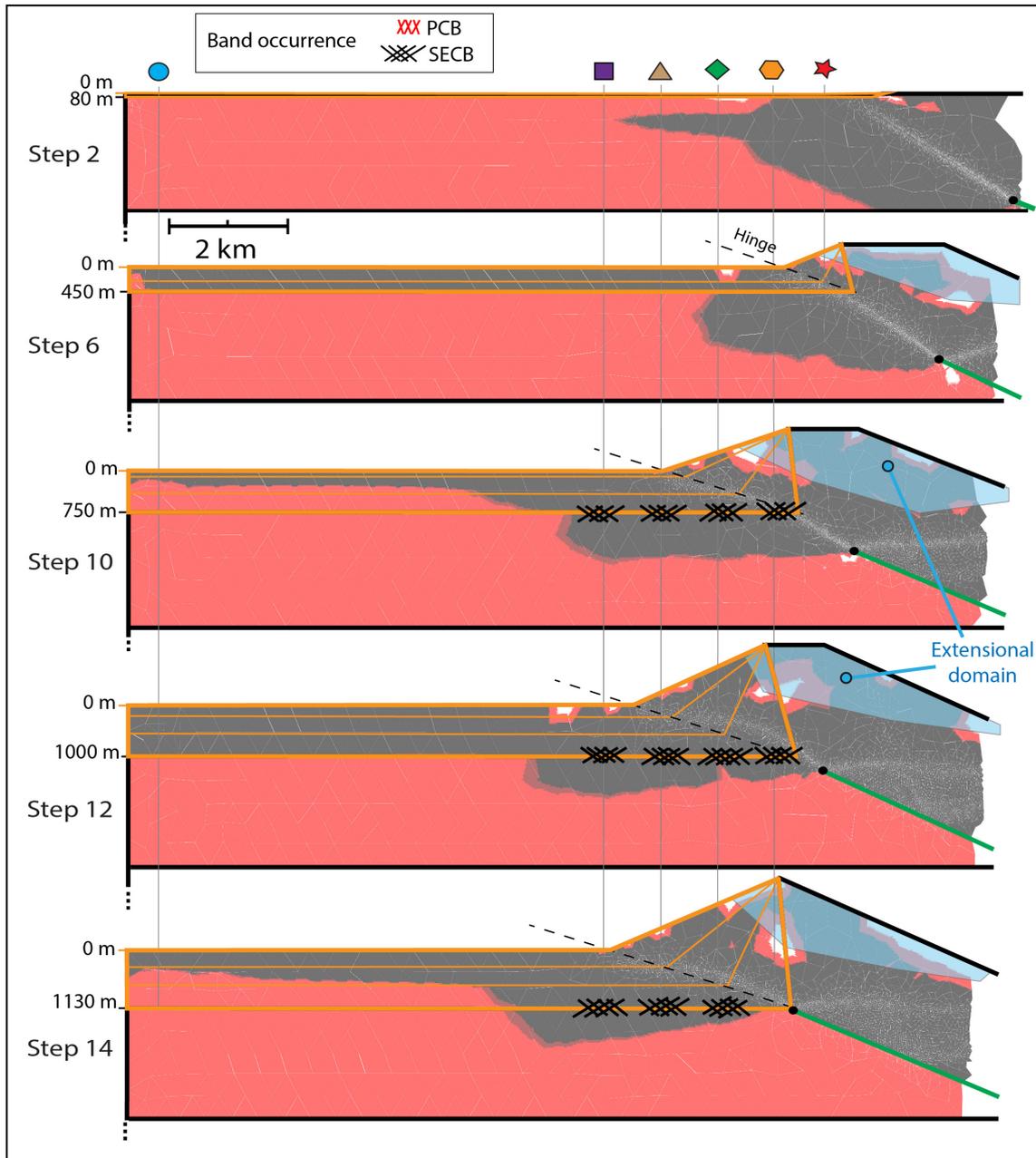


Figure: 4.21 – Localisation de la mise en place des bandes de déformation dans le cas des grès de Boise II pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport  $Q/P$  et des types de bandes formées (SECB ou PCB).

**Calcarénite de Tresp, Critère de rupture empirique** Dans le cas du matériel suivant le critère de rupture avec un seuil de déformation hydrostatique proposé empiriquement à  $P^* = 116$  MPa. Les valeurs de contraintes sont trop faibles pour permettre la mise en place de la déformation et d'atteindre cette enveloppe (Figure 4.20). Cela confirme nos hypothèses (Robert *et al.*, 2018) en proposant que les valeurs de contraintes soient trop faibles pour former les bandes observées dans la formation d'Aren du bassin de Tresp, à faible enfouissement en suivant un tel critère de rupture.

**Calcarénite de Tresp, Critère de rupture théorique** Afin d'expliquer la formation des bandes du bassin de Tresp à faible enfouissement, il est proposé d'attribuer un critère de rupture basé sur une proposition théorique pour la calcarénite de la formation d'Aren, définie par sa valeur de  $P^* = 30$  MPa. La rupture est alors atteinte plus rapidement que pour le grès de Boise II présenté précédemment (Figure 4.22). Il est alors possible de former des bandes à partir de l'étape 6 pour laquelle les points III, IV, V et VI présentent des bandes de compaction à composante cisailante. Le point II se positionne dans le domaine "transitionnel" d'après nos mesures ponctuelles plus précises que la lecture graphique de la figure 4.22), il est alors possible de former des bandes hybrides entre la compaction pure et la composante cisailante associée à la compaction. À l'étape 10, ces mêmes points atteignent la rupture. On remarque également le point II se situe encore une fois proche du régime transitionnel comme définit par le rapport  $Q/P$  observé dans les résultats de modélisations. Il sera alors possible pour ce point de mettre en place des bandes "transitionnelles" caractérisées par un comportement entre les bandes purement compactantes et les bandes compactantes à composante cisailante. Enfin les étapes 12 et 14 permettent l'apparition de bandes de déformation sur chaque point mesuré, y compris pour le point I très éloigné de la zone déformée, pour lequel les bandes sont purement compactantes. Dans les autres cas, les bandes observées sont à composante cisailante, sauf dans le cas particulier du point V de la dernière étape, localisé sous l'extrémité de la rampe, qui présente un rapport  $Q/P$  très faible ce qui, par conséquent, permettra la mise en place de bandes de compaction pures.

Pour ce critère de rupture, proposé arbitrairement pour correspondre aux observations de terrain, les bandes de déformation peuvent se mettre en place à partir d'une profondeur de 450 m, ce qui correspond bien à ce qui est attendu d'après les hypothèses faites par Robert et collaborateurs (Robert *et al.*, 2018).

**Enveloppe à porosité variable** Pour ce dernier matériel testé, la porosité est variable et diminue en fonction de la profondeur, ce qui induit une évolution du critère de rupture (42 % en surface jusqu'à 20 % à 2000 m de profondeur, ce qui entraîne, avec une taille des grains supposée fixe de  $R = 0.25$  mm, une variation des enveloppes avec la profondeur de 29 MPa en surface jusqu'à 90 MPa à 2000 m de profondeur). Ces enveloppes représentant des

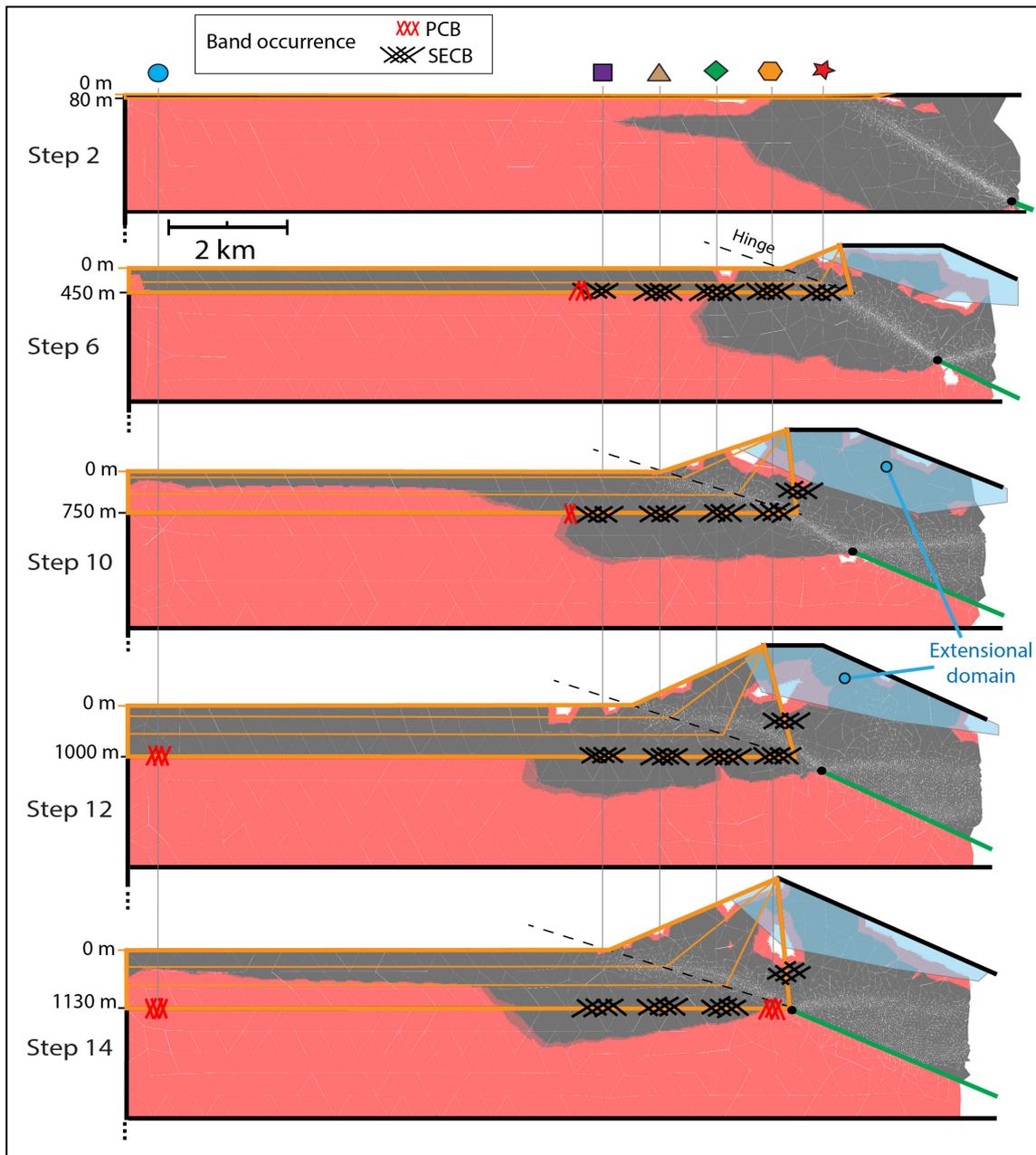


Figure: 4.22 – Localisation de la mise en place des bandes de déformation dans le cas de la calcarénite de Trempe (critère de rupture théorique proposé par (Robert *et al.*, 2018)) pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport  $Q/P$  et des types de bandes formées (SECB ou PCB).

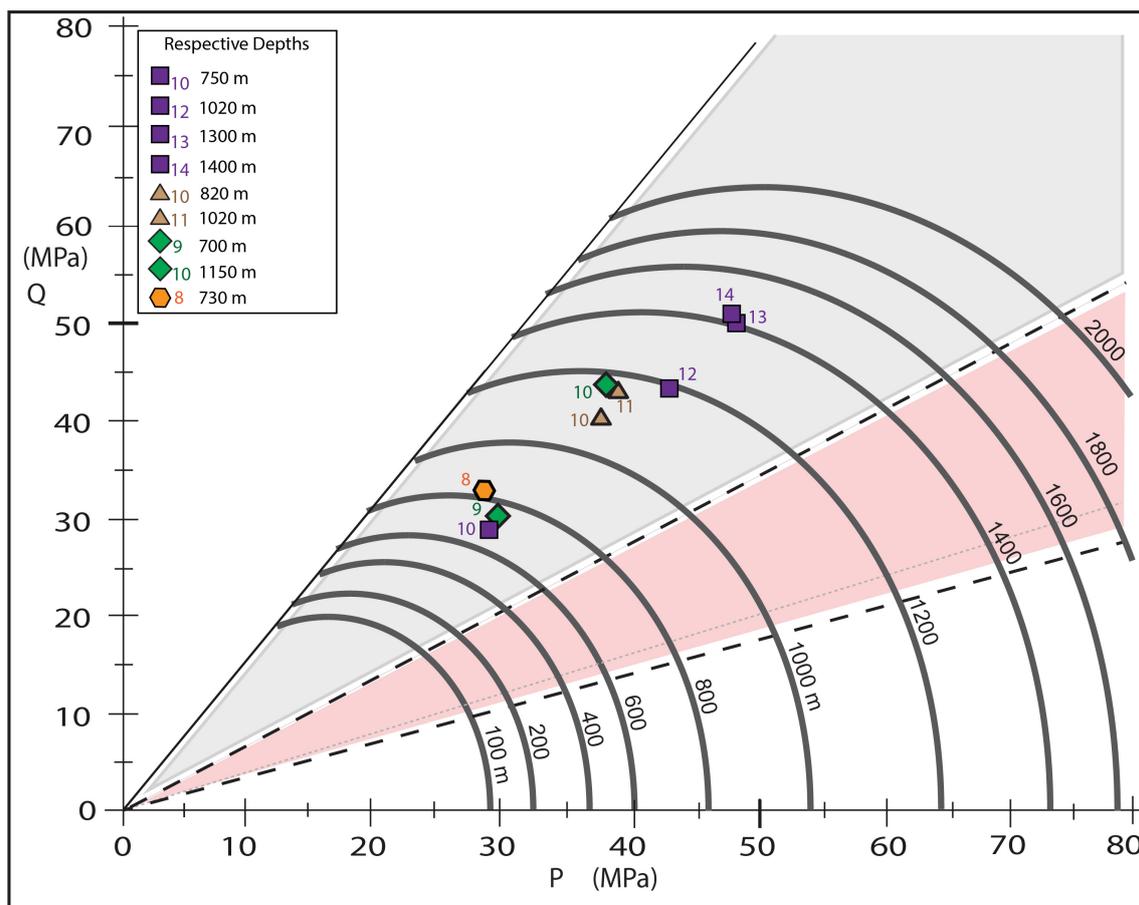


Figure: 4.23 – Diagramme Q-P représentant les différents chemins de chargement exposés précédemment. Seuls les points des étapes permettant une mise en place des bandes de déformation sont placés sur ce graphique pour le critère de rupture évolutif. Comparaison avec l'évolution des enveloppes de rupture en fonction de la profondeur selon leur définition empirique  $P^* = \beta(\text{Porosité} \cdot \text{Rayon des grains})^{(-3/2)}$  (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997)

profondeurs, nous comparerons alors les points mesurés selon la profondeur qu'il présente suivant les différentes étapes d'évolution du pli.

Ainsi, les bandes de déformation peuvent se mettre en place seulement entre les étapes 10, 12 et 14. Pour l'étape 10, seules des bandes de compaction à composante cisailante peuvent se former au niveau du point II, III et IV, à des profondeurs entre 750 m et 1150m suivant la position des points au niveau du flanc avant. Pour l'étape 12, les bandes de compaction à composante cisailante vont se mettre en place uniquement au niveau du point II à une profondeur de 1000 m. À l'étape 14, le même résultat est observé, ici pour une profondeur de 1130 m.

Avec ces critères de ruptures variables avec la profondeur, la mise en place des bandes de déformation est très limitée. Cela montre en grande partie pourquoi les bandes de déformation sont des objets peu représentés ou peu observés en domaine compressif. Le rôle combiné de la porosité décroissante (ici uniquement lié à la compaction) avec la profondeur, avec, à l'inverse, la contrainte tectonique qui augmente en même temps que le

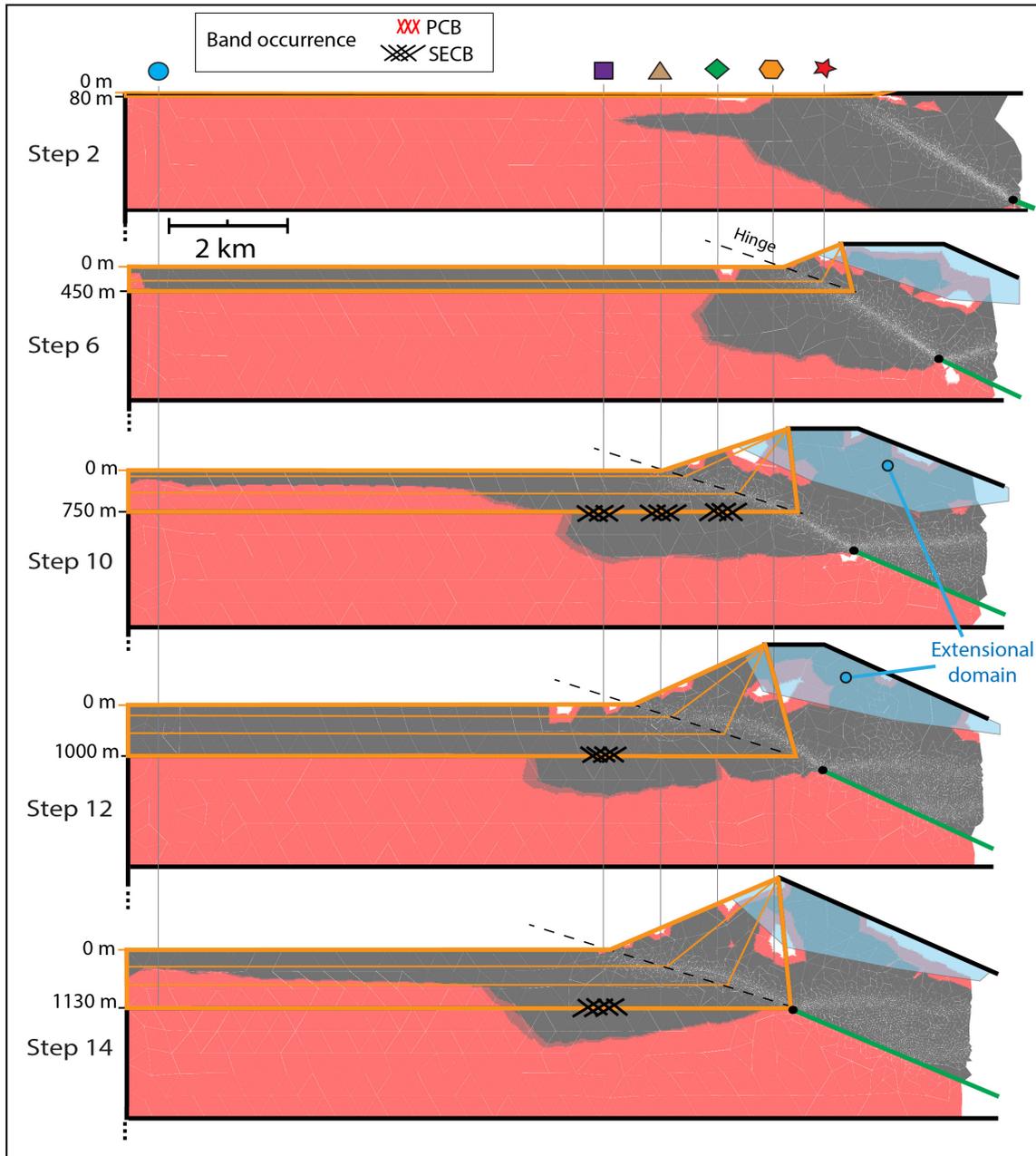


Figure: 4.24 – Localisation de la mise en place des bandes de déformation pour un grès à porosité variable avec la profondeur, pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport  $Q/P$  et des types de bandes formées (SECB ou PCB).

pli croît, sont deux paramètres en compétition à prendre en compte dans l'expression de la déformation localisée. Dans le cas des bandes, la porosité décroît de façon trop rapide pour permettre de former des bandes de déformation de façon plus répandue dans les grès plus ou moins poreux. De plus, dans ce dernier cas présenté, le remplissage chimique de la porosité par cimentation, n'est pas pris en compte et peut s'ajouter comme un paramètre défavorisant la mise en place de telles structures.

## 4.7 Discussions

### 4.7.1 Rôle de la rampe

Les tendances observées dans les deux séries de tests montrent qu'il existe des zones non impactées par la déformation et la croissance du pli puisque l'évolution des contraintes reste linéaire, tout en étant soumis à un régime compressif. Cette zone concerne les points I et II (les ronds bleus et triangles marrons pour les tests 2), ou les puits A et B pour les étapes 6 et 8 des tests 1, ne présentant uniquement qu'une augmentation des valeurs des contraintes sans perturbations locales. En s'approchant de la faille, on observe un début de la perturbation de la rampe sur les contraintes qui ne présentent plus une tendance linéaire dans les résultats de puits mais pour lesquels on observe la présence d'une augmentation locale plus ou moins large des contraintes. Ces anomalies semblent correspondre aux zones où le maillage est raffiné dans les résultats de modélisations. Dans ces zones-là, le rapport  $Q/P$  est généralement très élevé, la plupart du temps supérieur à 1 et permettrait la mise en place de bandes de compaction à composante cisailante (SECB). La largeur de cette zone, en terme de profondeur, semble liée à la distance à la tête de la rampe ; lorsque l'on observe les résultats d'un puits assez éloigné de la rampe, mais suffisamment proche pour être impacté par cette dernière, l'anomalie positive des contraintes va être plus large que si on se place très proche de la rampe. Cette zone est parfois suivie d'une anomalie négative, situé juste en dessous, qui correspondrait à une zone d'ombre de contrainte, que l'on peut localiser sous l'extrémité de la rampe. Cette dernière zone présente des rapports  $Q/P$  très faibles. Enfin, juste au-dessus de la zone raffiné du maillage en "V", on peut observer une zone où le rapport  $Q/P$  diminue à nouveau pour enfin localiser un domaine en régime extensif proche de la surface.

### 4.7.2 Contraintes principales maximale et minimale

Les résultats des valeurs de contraintes montrent la plupart du temps un régime compressif tectonique, favorisant la mise en place d'une contrainte principale maximum en position horizontale dans les dépôts syn-tectonique. Les valeurs de cette contrainte principale maximum dans ces dépôts peut s'élever aux alentours de 90 MPa (Etapes 10 et 12, pour les puits C, Figures 4.12 et 4.13, à l'altitude 0 m). Dans ces cas-là, la contrainte principale minimum atteint quant à elle à 30 MPa, impliquant un rapport  $\sigma_1/\sigma_3=3.2$ . On peut ainsi montrer que les valeurs de contraintes sont ainsi bornées à travers le rapport

$\sigma_1/\sigma_3 < 3.2$ , ce rapport ayant déjà été proposé en se basant sur des observations de données in-situ (Reynolds *et al.*, 2003), mais reste légèrement différent de celui proposé à partir de calculs théoriques en utilisant le critère de rupture de Coulomb ( $\sigma_1/\sigma_3 < 2$ ) (Townend et Zoback, 2000, Sternlof *et al.*, 2005). On peut alors conclure que nos modélisations sont cohérentes en comparaison avec des observations géologiques de valeurs de contraintes réelles.

### 4.7.3 Rôle de la friction de la rampe sur les contraintes

Les valeurs de friction des matériaux ont dans un premier temps été attribués arbitrairement en se basant sur des valeurs comparables à ce qu'on peut mesurer sur des matériaux géologiques classiques, comme les sables pour le prototype ( $\phi_B = 30^\circ$ ) et pour un niveau de décollement présentant une friction interne très faible (ici  $\phi_D = 4^\circ$ ). Sans modifier les valeurs de la friction interne de la structure, nous avons changé les valeurs de frictions internes du décollement et de la rampe en l'augmentant ( $\phi_D = 6^\circ$ ) et en la diminuant ( $\phi_D = 2^\circ$ ) légèrement pour observer l'impact que cela aurait sur les contraintes. Les comparaisons des résultats, fait sur des étapes avancées du pli (étape 8 et 10) montrent que ces légères variations de l'angle de friction interne de la rampe n'ont pas d'impact sur les valeurs des contraintes obtenus sur des puits proches de la rampe, en avant de celle-ci (Figure 4.25).

Une trop forte augmentation de cette friction va entraîner une modification dans la localisation de la déformation en favorisant la mise en place d'une nouvelle rampe et d'un rétro plus en arrière du prototype plutôt que d'utiliser la rampe déjà formée (Figure 4.26). Ces résultats dépendent également de la géométrie du prototype initial, c'est pour cela que les résultats sont différents entre l'étape 8 et l'étape 10.

### 4.7.4 Rôle des fluides

Dans notre étude nous n'avons pas pris en compte le rôle des fluides, que ce soit en considérant des fluides présents dans la porosité du matériau, mais également au niveau du décollement et de la rampe pour nos calculs en post-traitement. En effet, il est admis que ces fluides ont un impact sur la friction effective des matériaux et un rôle crucial dans la déformation (Le Pichon *et al.*, 1993). La prise en compte de ces fluides nécessiterait des modifications dans les paramètres attribués pour nos prototypes, ce qui aurait un impact sur les résultats d'un point de vue de la localisation de la déformation ainsi que dans sa distribution. Il est également connu qu'en considérant ces fluides suivant un gradient hydrostatique en fonction de la profondeur, leur impact sur la position des enveloppes serait croissant avec l'enfouissement, en réduisant la valeur seuil de la déformation sous contrainte hydrostatique en décalant les enveloppes de rupture vers la gauche dans les diagrammes de Mohr et  $Q - P$ . Ces changements modifieraient grandement les résultats, d'autant plus encore si on considère des fluides en surpression dans le volume poreux, favorisant la déformation, mais compliqueraient les modélisations et les variables à prendre

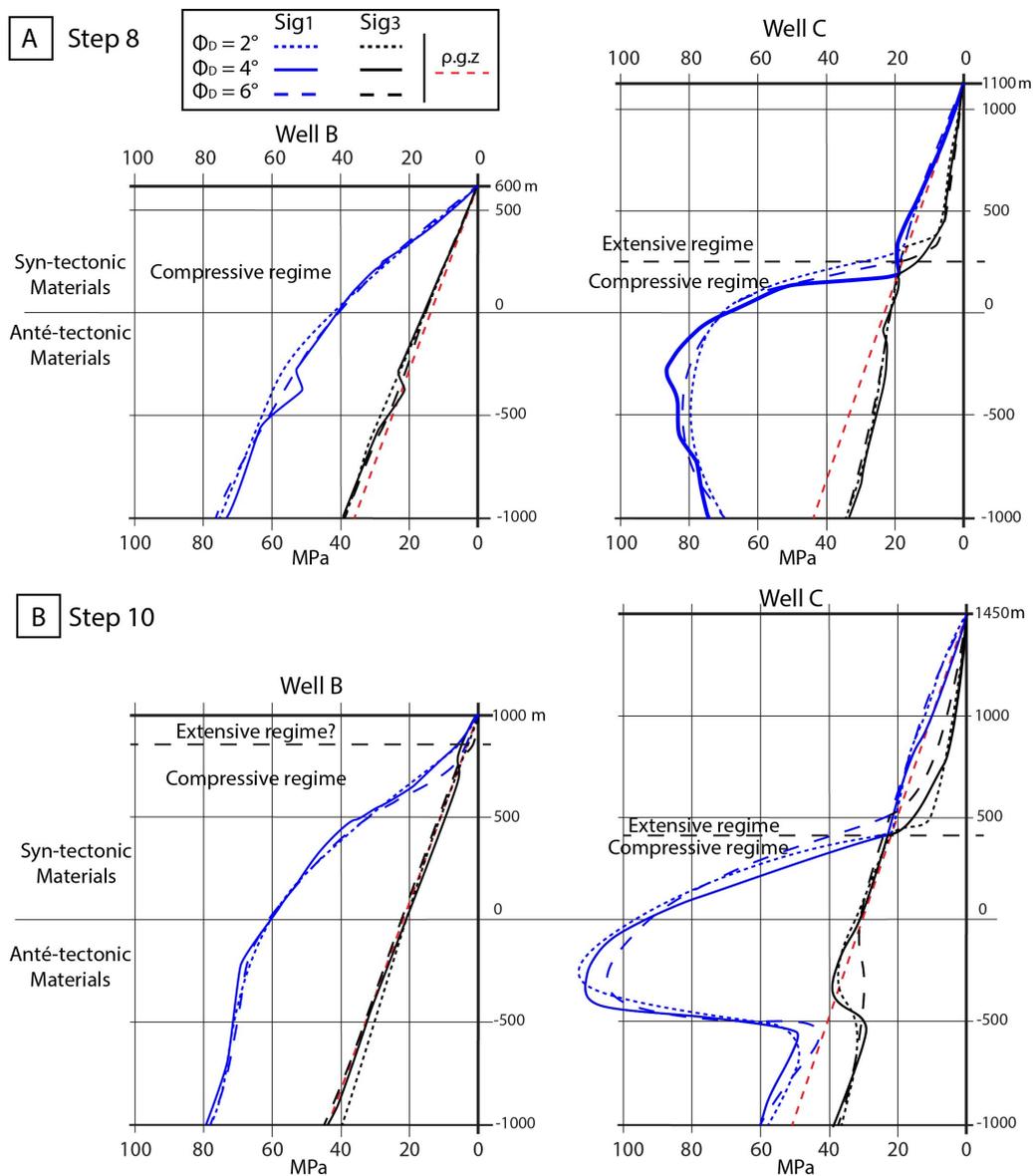


Figure: 4.25 – A. Résultats des variations de contraintes en fonction de la profondeur pour l'étape 8 sur les puits B et C (voir localisation de ces puits Figure 4.11), test avec les friction internes  $\phi_D = 2^\circ$ ,  $\phi_D = 4^\circ$  (résultats précédents) et  $\phi_D = 6^\circ$ . B. Résultats des variations de contraintes en fonction de la profondeur pour l'étape 10 sur les puits B et C (voir localisation de ces puits Figure 4.12), test avec les friction internes  $\phi_D = 2^\circ$ ,  $\phi_D = 4^\circ$  (résultats précédents) et  $\phi_D = 6^\circ$ .

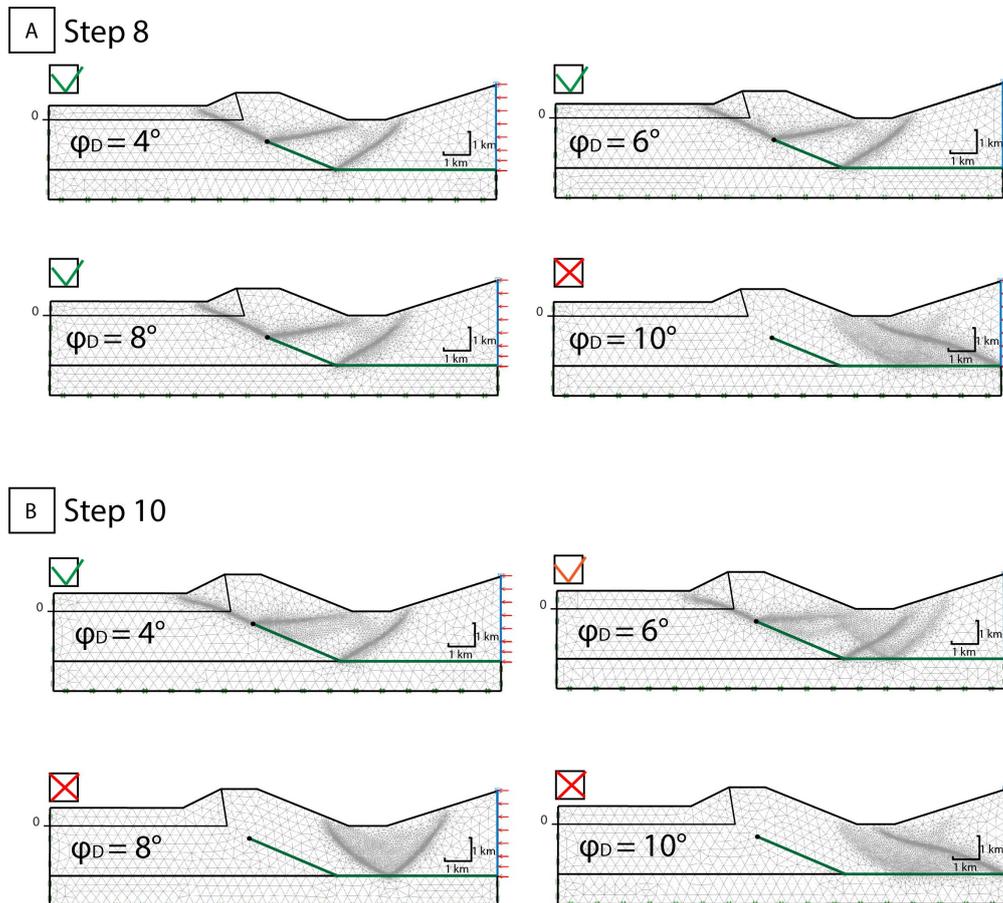


Figure: 4.26 – Test de différents angles de friction internes du décollement et de la rampe et l’impact sur la localisation de la déformation. A. Etape 8, évolution de la friction interne depuis  $\phi_D = 4^\circ$  jusqu’à  $\phi_D = 10^\circ$ , les résultats présentent une déformation sur la rampe préexistante pour les tests  $\phi_D = 4^\circ$ ,  $\phi_D = 6^\circ$  et  $\phi_D = 8^\circ$  et sont donc valides, mais cette déformation se localise en arrière de la rampe pour le test  $\phi_D = 10^\circ$ . B. Etape 10, évolution de la friction interne depuis  $\phi_D = 4^\circ$  jusqu’à  $\phi_D = 10^\circ$ , les résultats sont valides pour les tests  $\phi_D = 4^\circ$  et  $\phi_D = 6^\circ$  (malgré l’apparition de la déformation en arrière du prototype. Les valeurs de friction et  $\phi_D = 8^\circ$  et  $\phi_D = 10^\circ$  sont non conformes avec ce que l’on veut observer.

en compte. Le seul moyen de prendre en compte le rôle des fluides dans nos modélisations sous OptumG2 serait d’attribuer des valeurs de frictions internes plus adaptées aux matériaux, en considérant une friction effective avec des valeurs plus basses que les valeurs à sec que nous avons utilisés.

#### 4.7.5 Alternances de couches

De précédentes études ont montré que des alternances de couches compétentes et moins compétentes, comme des alternances marno-calcaires ou argilo-gréseuses, peuvent présenter des résultats plus hétérogènes en ce qui concerne la distribution des contraintes. Différentes études montrent en effet que les roches les plus rigides ont tendance à localiser la contrainte principale horizontale par rapport à des roches moins rigides (Evans *et al.*, 1989, Cornet et Burlet, 1992) pour des régimes compressifs ou décrochants. Il est à noter que cette proposition n’est pas applicable dans les domaines extensifs où différentes études ont à l’inverse montré que c’est dans les roches les moins rigides que se localisait la contrainte principale, notamment en modélisation (Mandl, 1988, Evans *et al.*, 1989, Welch *et al.*, 2009, Roche *et al.*, 2013) ou sur des observations de données in-situ (Voegele *et al.*, 1983, Gunzburger et Cornet, 2007, Wileveau *et al.*, 2007).

Dans le cas du bassin de Tresp, les dépôts syn-tectoniques dans lesquels se trouve la formation d’Aren présente cette disposition sous forme de couche métriques grésomarneuses en alternance. On peut imaginer que lors de la croissance du chevauchement de Boixols les couches gréseuses ont accumulé la déformation ce qui a permis d’augmenter la contrainte effective et de faciliter la mise en place de bandes de déformation dans cette calcarénite.

#### 4.7.6 Déformation continue vs. déformation ponctuelle

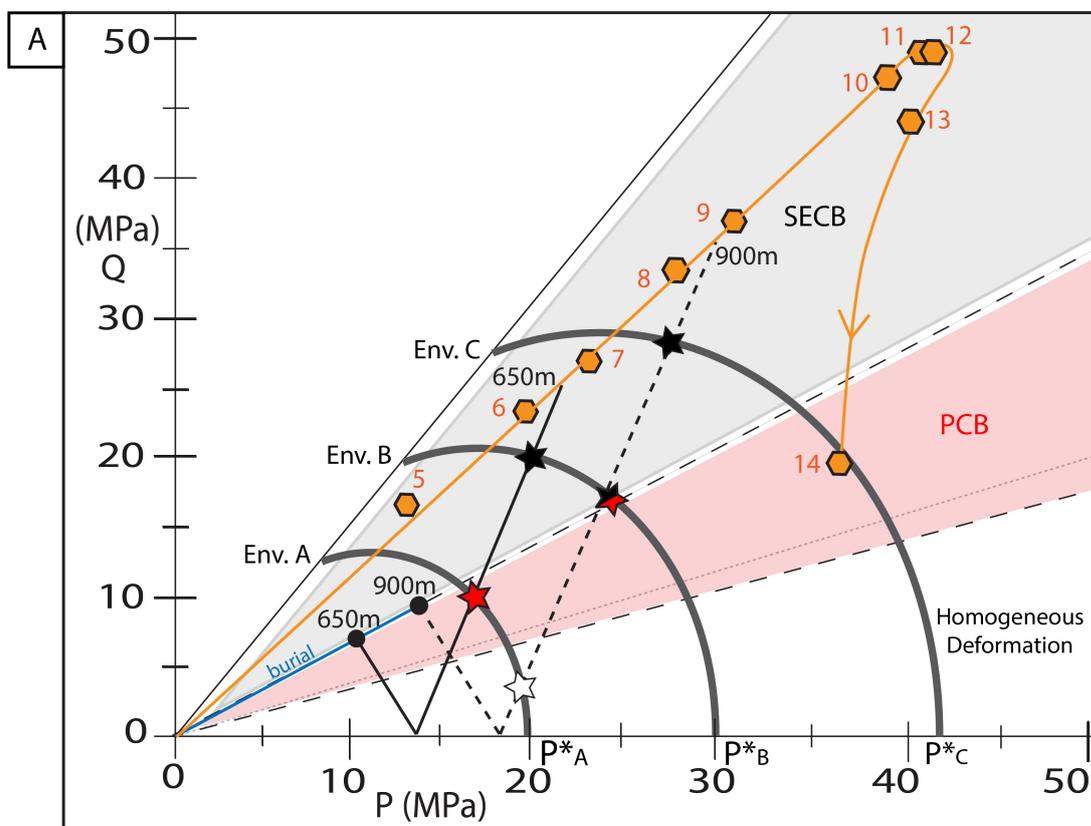
Les principaux résultats de cette étude montrent principalement la mise en place de bandes de compaction à composante cisailantes. En effet, très peu de bandes de compaction pures peuvent être formées, hormis dans des zones d’anomalies, parfois localisées sous la rampe ou qui serait possibles pour des étapes très précoces de la déformation et pour des enfouissements très superficiels qui nécessiteraient un critère de rupture très faible, de l’ordre de quelques MégaPascals. Pourtant ces bandes de compaction pures restent observables sur différents sites à travers le monde et ne semblent pas être dues à une anomalie, pour exemple ces bandes sont observées sur une grande majorité des sites nous avons analysés à l’avant du chevauchement de Boixols.

En proposant plusieurs activités tectoniques se faisant par évènements successifs ponctuels, plutôt que d’imaginer une activité constante tout au long de la croissance du pli, on forme alors plusieurs chemins de chargement partant de différentes profondeurs. Ainsi à chaque période de quiescence tectonique, les contraintes retrouvent un comportement suivant un enfouissement simple et la reprise d’une nouvelle activité tectonique entraînant une nouvelle inversion de contraintes et donc d’un passage vers des valeurs de contraintes

différentielles très faibles lorsque l'on s'approche d'un régime isotrope au moment de passer en régime compressif inverse. De cette façon, durant la croissance de la contrainte tectonique, il est possible de former des bandes purement compactantes pour différentes profondeurs. La figure 4.27 présente schématiquement cette hypothèse à travers la représentation de différents pulses tectoniques à différentes profondeurs (650, 900 et 1600m), avec un retour à l'état d'enfouissement pur entre chaque pulse (sans contrainte tectonique avec une contrainte principale maximum en position verticale). En procédant ainsi, le régime de contrainte doit montrer une inversion pour passer en régime compressif horizontal, qui se traduit par une baisse suivie d'une augmentation de la contrainte différentielle ( $Q$ ). Il est alors possible à différentes profondeurs de recouper les enveloppes de ruptures (ici placées arbitrairement pour illustrer les propos) dans le domaine des bandes de compaction pures (PCB, Figure 4.27), voire dans le domaine de déformation homogène, proche d'un état de contrainte hydrostatique ( $Q = 0$ ), dans des cas particuliers. Toutefois, la mise en place de ces différentes bandes reste très dépendante des critères de rupture de la roche.

Cette dernière observation signifie en d'autres termes que les bandes de compaction pures se mettent en place à faible enfouissement avant que la rupture ne soit atteinte au niveau de la faille majeure puisque cette rupture est symbolisée par l'état final donné dans les modélisations. Cette compression pré-rupture est alors non visible sur le terrain, sous forme de failles de fractures mais peut potentiellement former des bandes de déformation. Ce processus, appelé également "raccourcissement parallèle aux couches" (ou "LPS" pour "Layer Parallel Shortening") est généralement précoce et permet de déformer à petite échelle les couches géologiques, sans former de pli ou de failles majeures. Cela permet également de discuter de la chronologie relative d'apparition de ces bandes, puisque celles-ci semblent être contemporaines d'un même événement tectonique sans marqueur de recoupement observé sur le terrain ou à l'échelle microscopique. Cette figure 4.27 expose donc que lors d'un événement tectonique unique la chronologie présente des bandes de compaction pures (PCB) primaires et des bandes de compaction à composantes cisailantes (SECB) secondaires. Cette chronologie est en accord avec les observations générales de mise en place des différents types de bandes avec la profondeur compilées par Fossen et collaborateurs (Fossen *et al.*, 2017), qui observent des bandes de compaction pures (PCB) à des profondeurs plus faibles que les bandes de compaction à composante cisailantes (SECB).

Les possibilités d'observer une chronologie inverse à celle-ci sont alors uniquement basées sur l'addition d'autres événements tectoniques, de façons ponctuelles, qui se mettent en place à la suite d'un retour à une absence de compression horizontale. Dans ce cas-là, les bandes d'une première activité tectonique, et par exemple des bandes de compaction à composantes cisailantes (SECB), peuvent être recoupées par des bandes d'un second événement tectonique, qui peuvent être purement compactantes (PCB) ou une nouvelle fois à composante cisailante (SECB).



Burial state	Final state		
	Env. A	Env. B	Env. C
650 m	★ PCB	★ SECB	No Def.
900 m	☆ H. Def	★ PCB / SECB	★ SECB

Chronologies for: - One tectonic event at 650 m depth:  
(1) PCB (2) SECB.

- Two tectonic events at 650 m and 900 m depth:  
(1) PCB (2) SECB (3) H.Def (4) PCB or SECB (5) SECB

Figure: 4.27 – A. Diagramme Q-P. Evolution des contraintes par pulses tectoniques à différentes profondeurs (650, 900 et 1600 m). Les chemins de chargement relient les profondeurs d’enfouissement aux mêmes profondeurs sur les étapes des modélisations. Le type de bande formée est indiqué par la zone de recoupement entre ce chemin et les différentes enveloppes, pour former soit des bandes de compaction pure (PCB, symbolisée par une étoile rouge), des bandes de compaction à composante cisailante (SECB, étoile noire) ou de la déformation homogène (symbolisée par une étoile blanche). B. Résumé des différents types de bandes mis en place par profondeur d’enfouissement lors du chemin depuis l’état initial (lié à l’enfouissement) jusqu’à l’état final (résultat des modélisations pour une même profondeur).

## 4.8 Points clés du chapitre 4

Dans ce chapitre nous avons étudié la distribution des contraintes en lien direct avec la croissance d'une faille à travers des modélisations numériques, en utilisant l'analyse limite comme méthode de calcul. Nos modélisations se basent sur un prototype géométriquement schématique d'un pli de propagation, à l'instar du Sant-Corneli, observé dans le bassin de Tresp, à l'avant duquel des bandes de déformation proposées comme très précoces ont été analysées. Nous avons voulu tester cette hypothèse de formation à faible enfouissement ( $<1$  km de profondeur) en représentant une croissance du chevauchement et une sédimentation syn-tectonique au front du pli, dans le but de suivre l'évolution des contraintes en différents points de cette zone superficielle.

Les résultats montrent ainsi que les valeurs de contraintes restent effectivement très faibles dans cette zone subissant un faible enfouissement, ce qui est cohérent avec les propositions que nous avons faites (Robert *et al.*, 2018), malgré la proximité de la rampe dans les étapes de croissance les plus avancées de la formation du pli. Le chemin de chargement présenté dans le chapitre III est validé de par la gamme des contraintes exposée. Cependant il reste impossible à ce stade de l'étude de valider les différentes étapes des régimes de contraintes (depuis l'enfouissement au régime décrochant ou compressif inverse) puisque nos modélisations sont en deux dimensions.

Nous avons également montré que différents domaines de déformation peuvent être déterminés selon la distance à la faille, avec une zone peu perturbée par cette dernière, dans laquelle on formerait des bandes de compaction pures (PCB) lorsqu'on se positionne à plus de 6000 m de l'extrémité de la rampe, puis un domaine de transition dans lequel les contraintes présentent des rapports de contraintes différentielles sur les contraintes moyennes ( $Q/P$ ) vont augmenter progressivement pour former des bandes de compaction à composante cisailante (SECB). Cette zone de transition se localise entre 5000 m et 6000 m de l'extrémité de la rampe. Un troisième domaine est localisé au plus proche de la rampe, dans lequel les bandes de compaction à composante cisailantes seraient potentiellement majoritaires dans le cas où le chemin de chargement recoupe l'enveloppe de rupture associé. Enfin une zone d'ombre de contrainte peut s'observer directement sous la tête de la rampe. Ce petit domaine de quelques centaines de mètres de large et de profondeur montre des rapports  $Q/P$  très faibles correspondant à une mise en place de bande de compaction pure (PCB) à nouveau. Dans le temps, la position de ces différents domaines va évoluer en fonction de la localisation de l'extrémité de la faille.

La définition de ces différents domaines de déformation ne signifie pas que ces bandes se mettent obligatoirement en place. En effet, nous avons montré que la distribution de ces structures était très dépendante du critère de rupture de la roche et plus précisément dépendante de la fermeture de l'enveloppe de rupture, que l'on peut définir à partir de différents paramètres pétrophysiques internes de la roche (taille de grains, porosité de la roche). De cette observation nous avons pu montrer que seul un critère de rupture très faible (Enveloppe de petite taille) peut permettre la mise en place de bandes de

déformation pour des profondeurs faibles dans ce contexte géologique ( $P^* < 50$  MPa). Il est à noter qu'un faciès granulaire différents d'un grès pur, comme celui d'une calcarénite qui présente une portion non négligeable de bioclastes, ne va pas suivre les relations empiriques de détermination d'un critère de rupture (voir Chapitre III). Ces faciès particuliers vont favoriser l'apparition des bandes à des contraintes plus faibles que pour un grès pur.

Nous avons enfin montré que l'apparition des bandes de compaction pure (PCB) ne peut se faire qu'en des positions particulières par rapport à la faille, notamment juste sous l'extrémité de cette dernière ou lorsque l'on s'approche de la zone en extension où le rapport  $Q/P$  est faible. Dans tous les autres cas, les PCB peuvent se mettre en place pendant la phase compressive pré-rupture et activité de la faille. On peut alors comparer cette phase à un raccourcissement parallèle aux couches ("Layer Parallel Shortening", LPS). De cette observation, on peut conclure sur une chronologie relative d'apparition de ces deux types de bandes dans une même formation. Les bandes de compaction pures (PCB) seraient alors primaires, liées au LPS et avant tout mouvement de la faille (stade de l'initiation de la faille) et les bandes de compaction à composante cisailante (SECB) secondaires, le rapport  $Q/P$  augmentant lors de la compression avant d'atteindre la rupture et déclencher le mouvement de la faille (stade de la propagation de la faille).

# Conclusion générale



---

## **Conclusion générale et perspectives**

Ce travail de thèse qui s'est orienté autour de l'étude de la déformation des roches granulaires poreuses présente différentes méthodes d'analyses de ces structures qui se révèlent être complémentaires entre elles tant du point de vue de la description que de la compréhension de leur mise en place et de leur distribution dans un régime compressif. Le site d'étude, localisé dans le bassin de Tresp, présente des spécificités permettant d'ajouter de nouvelles analyses des bandes de déformation dans la base de données déjà existante. L'échantillonnage et les descriptions de ces structures ont permis de définir les types de bandes étudiées d'un point de vue macroscopique puis microscopique. Ces premiers résultats ont ensuite été comparés à une étude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique qui a été menée à la fois dans la formation d'Aren, puis dans un second temps dans la formation sus-jacente du Garumnien dans le but de contraindre la direction du raccourcissement au moment de la mise en place de ces bandes de déformation. Il a ensuite fallu comparer nos résultats avec ceux de la littérature et plus particulièrement avec ceux concernant l'activité tectonique connue dans la zone d'étude dans le but d'associer cette méso-déformation observée avec le jeu de structures à plus grande échelle. Cela nous a permis de déterminer le timing de la déformation en comparaison avec l'enfouissement relatif de la formation. Les résultats des expérimentations géomécaniques obtenus dans la littérature et les modélisations numériques réalisées dans cette thèse, ont permis de déterminer et de comprendre le mode de déformation et l'état de contrainte responsable de la formation de ces structures qui peuvent avoir un impact non négligeable sur la circulation des fluides et compartimenter un réservoir.

### **Conclusions sur les analyses de terrain**

Les analyses de terrain ont permis d'identifier deux différents types de bandes au sein de la formation d'Aren. Ces bandes sont observées sur une dizaine de sites montrant des variations sédimentaires, pétrophysiques et granulaires parfois importantes. Ces structures ont été identifiées comme étant compactantes et cisailantes et semblent se mettre en place à faible enfouissement ( $< 1$  km) dans un régime compressif décrochant lors de la croissance du chevauchement et du pli du Sant-Corneli-Boixols. Nous avons montré que le faciès particulier de cette formation d'Aren ne se comporte pas comme on pourrait l'attendre avec un grès pur, d'un point de vue de la mécanique de déformation et des contraintes nécessaires pour former ces bandes. Nous proposons que la calcarénite d'Aren se déforme à des gammes de contraintes largement plus faibles que pour un grès pur disposant des mêmes caractéristiques pétrophysiques et granulaires.

### **Conclusions sur les simulations géomécaniques**

Les simulations analytiques, basées sur des expérimentations géomécaniques et des ap-

proches empiriques ont permis de discuter sur l'évolution des contraintes dans ce réservoir à faible enfouissement. Il a fallu étudier l'évolution des contraintes liées à l'enfouissement et à l'ajout de la contrainte horizontale en relation avec le raccourcissement régional orienté Nord-Sud. La gamme de valeurs de la contrainte principale maximum a été restreinte en suivant des données de puits, ce qui nous a permis d'assimiler les contraintes, l'enfouissement et le timing relatif de la déformation.

### Conclusions sur les modélisations numériques

Les modélisations numériques proposées dans le chapitre 4 ont confirmé nos hypothèses précédentes concernant l'évolution de la distribution du champ de contrainte à faible enfouissement suivant une cinématique d'un pli de propagation. Ces résultats, comparés à la position des enveloppes de ruptures basées sur des approches empiriques de géomécanique, ont permis de conclure sur la possibilité de former des bandes de déformation uniquement dans le cas de critères de rupture relativement faibles pour des profondeurs superficielles.

Différents domaines ont été définis en relation avec le rapport de la contrainte différentielle ( $Q$ ) sur la contrainte moyenne ( $P$ ), qui est un paramètre important pour déterminer le type de bande formé. Ainsi, on peut identifier un domaine non perturbé par la faille dans lequel le rapport est faible ( $Q/P < 0.7$ ), potentiellement assimilé à des bandes de compaction pure. En s'approchant de cette faille, à environ 5000 mètres de la tête de la rampe, un domaine de transition est observé où les rapports  $Q/P$  croissent ( $1 > Q/P > 0.7$ ) et où les bandes de déformation ne sont pas clairement définies entre de la compaction pure et de la compaction cisailante. Au plus proche de la tête de la rampe, ces rapports sont très élevés ( $Q/P > 1$ ) et permettent la mise en place potentielle de bande de compaction à composante cisailante. Enfin quelques cas particuliers sont à noter, notamment au-dessous de la tête de rampe où les rapports ( $Q/P < 0.7$ ) peuvent être très faibles à nouveau, directement lié avec la chute de la contrainte principale minimum lorsqu'on se situe dans cette zone d'ombre des contraintes.

Lorsque les mesures sont faites sur des points ayant passé la charnière située sur le flanc avant des dépôts syn-tectoniques, il est possible de retrouver des valeurs très faibles de contraintes principales, de contraintes moyennes et de contraintes différentielles, impactant alors des couches déjà basculées.

Au final, la majeure partie de nos résultats et les faibles valeurs de contraintes observées dans nos modélisations ne permettent pas la mise en place de bandes de compaction pures. Néanmoins, nous avons montré que la déformation ponctuelle permettait d'abaisser le différentiel de contrainte à plusieurs reprises, ce qui permet de former des bandes purement compactantes et des bandes compactantes à composantes cisailantes et ceci à différentes profondeurs. Dans le cas où la formation d'Aren suivrait un comportement mécanique correspondant à une valeur de  $P^*=30$  MPa, comme proposée dans cette étude, les premières bandes de déformation pourraient se mettre en place à partir d'environ 400 à 500 m de profondeur en avant du chevauchement, confirmant l'hypothèse d'une apparition

---

relativement superficielle de ces structures qui a été avancée dans ce travail.

## **Perspectives**

Ce mémoire, aussi bien multi-échelles que multi-approches, peut se présenter comme un protocole général à suivre dans le but de définir un nouveau site d'étude de bande de déformation. Premièrement en se basant sur des analyses de terrain, de mesures et d'échantillonnage dans le but de passer aux analyses microstructurales. Dans le cas d'une étude dans une zone géologique complexe ou peu connue, une étude d'ASM permet de remonter à la direction de raccourcissement précoce si l'analyse est possible (problème du faciès adapté ou non). Enfin, une discussion autour du timing, du relatif enfouissement, qu'il soit contemporain à la déformation ou non, peut être faite en se servant des multiples expérimentations géomécaniques de laboratoire, si le faciès et la pétrophysique de la roche sont comparables. L'approche numérique, dans cette étude, a servi de comparaison à nos différentes hypothèses et ont confirmées nos propositions.

Dans l'objectif de mieux restreindre nos interrogations et les dernières incertitudes dans nos résultats, la caractérisation de la distribution de ces bandes peut être améliorée par l'ajout de sites d'études le long de la formation d'Aren et de son extension vers l'Ouest. L'extension vers le Sud du bassin peut également s'avérer intéressant afin de caractériser les bandes de déformation potentiellement observées en arrière du chevauchement de Montsec qui ne présente pas le même timing de mise en place. La formation d'Aren dans cette zone n'a pas été assez investiguée, dans un premier temps par le manque d'accessibilité à des affleurements corrects mais surtout par l'absence de bande lors de nos premières missions de terrain dans cette partie du bassin. Il est possible que la cimentation de la formation soit intervenue avant l'activité tectonique qui aurait pu mettre en place des bandes. La localisation, en arrière du pli de chevauchement peut être une seconde explication à l'absence de structures dans un faciès légèrement différent de celui étudié au Nord du bassin. Enfin à plus grande échelle, une étude des niveaux similaires dans la zone Nord-Pyrénéenne pourrait être envisagée dans le but de contraindre la déformation par rapport à un raccourcissement et une cinématique de plissement et fracturation différente de celle observée au Sud des Pyrénées.

Des datations du ciment de blocage peuvent permettre de contraindre plus précisément la profondeur maximale à laquelle les bandes de déformation sont apparues puisque la cimentation post date la déformation et empêche toute mise en place de nouvelles bandes de déformation puisque ce ciment bouche la porosité de la roche. La méthode de datation  $\Delta_{47}$  peut être envisagée pour retrouver la température de cimentation de la phase carbonatée. A partir de cette information, en recoupant avec les données d'enfouissement et du gradient de température en fonction de la profondeur, il est possible d'estimer la profondeur de cimentation. Il faut néanmoins prendre en compte le rôle des quartz présents dans la roche qui peut potentiellement perturber le signal résultant et augmenter les barres d'erreur sur les mesures, ce qui pourrait changer drastiquement les interprétations.

Dans notre étude, la problématique du faciès a plusieurs fois été soulevée. Celui-ci, très différent d'un grès pur dans lequel on observe classiquement des bandes de déformation, varie par la présence de bioclastes qui vont se dissoudre lors de la compaction. Ce comportement ne permet pas directement d'utiliser les relations empiriques proposées dans des études géomécaniques, reliant l'état de rupture sous contrainte isotrope à différents paramètres pétrophysiques de la roche hôte et faites sur des matériaux granulaires à composition relativement homogène (sables, grès, billes de verre) (Zhang *et al.*, 1990, Wong *et al.*, 1997). Dans cette optique, une étude géomécanique sur un analogue de calcarénite poreuse permettrait de redéfinir des lois de comportement pour ces matériaux hétérogènes. Ainsi, la détermination de la position des enveloppes pourrait être simplifiée et une meilleure caractérisation des domaines de déformation (PCB, SECB...) suivant les contraintes différentielles et contraintes moyennes seraient des outils clés et décisifs dans la détermination du timing et de l'évolution des contraintes dans cette cinématique.

Enfin, les outils numériques ont complété notre étude concernant une cinématique donnée, accompagnée de points de mesures spécifiques pour lesquels l'évolution des contraintes a été étudiée. Outre le fait de pouvoir modifier la géométrie et les paramètres internes attribués dans nos modélisations, et ce de façon presque infinie, l'étude du rôle de l'érosion, impactant sur la géométrie et le relief peut, par exemple, se révéler comme un facteur important sur la distribution de la déformation.

Ces modélisations numériques peuvent également être adaptées à des échelles d'études bien différentes, comme par exemple en simulant des tests géomécaniques à travers ce logiciel en représentant un matériel poreux et à composition hétérogène. L'objectif de tels tests pourrait s'orienter autour de la localisation et le type de rupture en fonction de la variation de la composition qui pourrait être un paramètre d'entrée du prototype, dans le but de s'approcher des résultats d'expérimentations géomécaniques sur des carottes réelles et de comprendre le rôle des différents composants de ces matériaux complexes à étudier. Dans le cas inverse, à plus grande échelle, ces modélisations peuvent représenter l'ensemble de la chaîne pyrénéenne afin de déterminer les zones en activité en fonction des paramètres attribués aux matériaux et en fonction de la géométrie. Ces tests sortent alors du contexte initial de cette thèse, mais peuvent s'appliquer à l'identification de l'activité ou de la passivité d'une zone, une structure ou une couche géologique particulière afin d'étudier la possibilité d'un stockage ou d'un piégeage de déchets ou encore de localisation de la déformation majeure. Le couplage des modélisations géométriques (grâce à un géomodeleur tel que Move©) avec ces modélisations mécaniques est un protocole à suivre pour tester l'équilibrage des structures géologiques tout en étudiant la stabilité mécanique des roches et la distribution de la déformation.

Le développement en cours de OptumG3, travaillant cette fois-ci en trois dimensions et dont les premières versions sont récemment disponibles, permettrait d'étudier la problématique en ajoutant des variations latérales à divers paramètres pour étudier l'influence des structures géologiques, de la topographie et observer l'impact des changements de critères de ruptures lié à des variations latérales de faciès ou des variations latérales de zones plus

---

ou moins cimentées. Cette étude 3D permettrait également de discuter de l'évolution des régimes de contraintes, telle que nous l'avons fait dans le chapitre 4, en prenant cette fois-ci en compte la possibilité d'observer de la déformation en régime décrochant, ce qui n'a pas pu être fait dans notre étude sur de coupes 2D. De par cette étude, l'expression de la déformation 3D pourra également être étudiée selon l'azimuth des bandes de déformation en imposant des raccourcissements tectoniques à directions variables.



---

## Bibliographie

---

- ALBERTZ, M. et LINGREY, S. (2012). Critical state finite element models of contractional fault-related folding : Part 1. Structural analysis. *Tectonophysics*, 576-577:133–149.
- ALBERTZ, M. et SANZ, P. F. (2012). Critical state finite element models of contractional fault-related folding : Part 2. Mechanical analysis. *Tectonophysics*, 576-577:150–170.
- ANASTASIO, D. J. et HOLL, J. E. (2001). Transverse fold evolution in the External Sierra, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology*, 23(2-3):379–392.
- ANTONELLINI, M. et AYDIN, A. (1994). Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones : Petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, 78(3).
- ANTONELLINI, M. et AYDIN, A. (1995). Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones : Geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin*, 79(5):642–670.
- ANTONELLINI, M., AYDIN, A. et POLLARD, D. D. (1994). Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 16(7):941–959.
- ARBUÉS, P., PI, E. et BERÁSTEGUI, X. (1996). Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el Cabalgamiento de Boixols (Campaniense terminalMaastrichtiense del Pirineo Meridional -Central). *Geogaceta*, (20):446–449.
- ARDÈVOL, L., KLIMOWITZ, J., MALAGÓN, J. et NAGTEGAAL, P. J. C. (2000). Depositional Sequence Response to Foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. *AAPG Bulletin*, 84(4):566–587.
- ASLANIAN, D., MOULIN, M., OLIVET, J.-L., UNTERNEHR, P., MATIAS, L., BACHE, F., RABINEAU, M., NOUZÉ, H., KLINGELHEOFER, F., CONTRUCCI, I. et LABAILS, C. (2009). Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean : Kinematic constraints. *Tectonophysics*, 468(1-4):98–112.
- AUBOURG, C., FRIZON, D., POISSON, A. et MERCIER, E. (1997). Magnetic fabrics and oblique ramp-related folding : A case study from the western Taurus (Turkey). *Pergamon Journal of Structural Geology*, 19(8):1111–1120.

- AUBOURG, C., ROCHETTE, P., STÉPHAN, J.-F., POPOFF, M. et CHABERT-PELLINE, C. (1999). The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpine chains (French Alps) : evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, 307(1-2):15–31.
- AUBOURG, C., SMITH, B., BAKHTARI, H. R., GUYA, N., ESHRAGHI, S., LALLEMANT, S., MOLINARO, M., BRAUD, X. et DELAUNAY, S. (2004). Post-Miocene shortening pictured by agnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). *Orogenic Curvature : Integrating Paleomagnetic and Structural analyses. Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 383:17–40.
- AVERBUCH, O., FRIZON DE LAMOTTE, D. et KISSEL, C. (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure : a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 14(4):461–474.
- AYDIN, A. (1978). Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 116(4-5):913–930.
- AYDIN, A., BORJA, R. et EICHHUBL, P. (2006). Geological and mathematical framework for failure modes in granular rocks. *Journal of Structural Geology*, 28:83–98.
- AYDIN, A. et JOHNSON, A. M. (1978). Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 116(4-5):931–942.
- AYDIN, A. et JOHNSON, A. M. (1983). Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5(1):19–31.
- BAKHTARI, H. R., FRIZON DE LAMOTTE, D., AUBOURG, C. et HASSANZADEH, J. (1998). Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics*, 284(3-4):299–316.
- BALLAS, G., FOSSEN, H. et SOLIVA, R. (2015). Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology*, 76:1–21.
- BALLAS, G., SOLIVA, R., BENEDICTO, A. et SIZUN, J.-P. (2014). Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Marine and Petroleum Geology*, 55:142–159.
- BALLAS, G., SOLIVA, R., SIZUN, J.-P., BENEDICTO, A., CAVAILHES, T., RAYNAUD, S. et CYCLE, A. N. (2012). The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. *AAPG Bulletin*, 96(11):2167–2186.
- BALLAS, G., SOLIVA, R., SIZUN, J.-P., FOSSEN, H., BENEDICTO, A. et SKURTVEIT, E. (2013). Shear-enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions ; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47:3–15.
- BALLY, W. (1966). Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 14:337–381.

- 
- BARBE, C., LEROY, Y. M., BEN MILOUD, C. et BALLARD, J.-F. (2016). Strees distribution in active fault-bend folds based on limit analysis : application to Incahuasi, Subandean Bolivia. Rapport technique, UPMC, Paris.
- BARNICHON, J. D. et CHARLIER, R. (1996). Finite element modelling of the competition between shear bands in the early stages of thrusting : Strain localization analysis and constitutive law influence. *Geological Society, London, Special Publications*, 99(1): 235–250.
- BATHELLIER, É. (1994). *Calculs des localisations de déformations tectoniques avec éléments finis*. Thèse de doctorat, Châtenay-Malabry, Ecole centrale de Paris.
- BAUD, P., KLEIN, E. et WONG, T.-f. (2004). Compaction localization in porous sandstones : spatial evolution of damage and acoustic emission activity. *Journal of Structural Geology*, 26(4):603–624.
- BAUD, P., VAJDOVA, V. et WONG, T.-f. (2006). Shear-enhanced compaction and strain localization : Inelastic deformation and constitutive modeling of four porous sandstones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B12):n/a–n/a.
- BAUD, P., ZHU, W. et WONG, T.-f. (2000). Failure mode and weakening effect of water on sandstone. *Journal of Geophysical research*, 105(B7):16.371–16.389.
- BEACH, A., LAWSON BROWN, J., WELBON, A. I., MCCALLUM, J. E., BROCKBANK, P. et KNOTT, S. (1997). Characteristics of fault zones in sandstones from NW England : application to fault transmissibility. *Geological Society, London, Special Publications*, 124(1):315–324.
- BEACH, A., WELBON, A. I., BROCKBANK, P. J. et MCCALLUM, J. E. (1999). Reservoir damage around faults ; outcrop examples from the Suez Rift. *Petroleum Geoscience*, 5(2):109–116.
- BEAUMONT, C., MUÑOZ, J. A., HAMILTON, J. et FULLSACK, P. (2000). Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B4):8121–8145.
- BENSE, V. F., VAN DEN BERG, E. H. et VAN BALEN, R. T. (2003). Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments ; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. *Hydrogeology Journal*, 11(3):319–332.
- BERASTEGUI, X., GARCIA-SENZ, J. M. et LOSANTOS, M. (1990). Tecto-sedimentary evolution of the Organya extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(2).
- BÉSUELLE, P. (2001). Evolution of strain localisation with stress in a sandstone : Brittle and semi-brittle regimes. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy*, 26(1-2):101–106.
-

- BIED, A. E., SULEM, J. et MARTINEAU, F. (2002). Microstructures of Shear Zones in Fontainebleau Sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39(7):917–932.
- BOILLOT, G. et CAPDEVILA, R. (1977). The Pyrenees : Subduction and collision? *Earth and Planetary Science Letters*, 35(1):151–160.
- BOND, R. M. G. et MCCLAY, K. R. (1995). Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1).
- BORRADAILE, G. J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156:1–20.
- BORRADAILE, G. J. et GAUTHIER, D. (2003). Emplacement of an Archean gneiss dome, northern Ontario, Canada : Inflation inferred from magnetic fabrics. *Tectonics*, 22(2): n/a–n/a.
- BORRADAILE, G. J. et GENEVICIENE, I. (2008). Late Proterozoic reconstructions of North-West Scotland and Central Canada : Magnetic fabrics, paleomagnetism and tectonics. *Journal of Structural Geology*, 30(12):1466–1488.
- BORRADAILE, G. J. et HENRY, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42:49–93.
- BORRADAILE, G. J. et JACKSON, M. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) : magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1).
- BORRADAILE, G. J. et JACKSON, M. (2010). Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32:1519–1551.
- BORRADAILE, G. J., STUPAVSKY, M. et METSARANTA, D.-A. (2008). Induced Magnetization of Magnetite-titanomagnetite in Alternating Fields Ranging from 400 A/m to 80,000 A/m ; Low-field Susceptibility (100 - 400 A/m) and Beyond. *Pure and Applied Geophysics*, 165(7):1411–1433.
- BRANELLEC, M. (2014). *Impact du mode de propagation des fronts orogéniques sur la géométrie , la localisation et la chronologie de la déformation : Cas du Bassin de Neuquén , ( Argentine )*. Thèse de doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- BUITER, S. J. H., BABEYKO, A. Y., ELLIS, S., GERYA, T. V., KAUS, B. J. P., KELLNER, A., SCHREURS, G. et YAMADA, Y. (2006). The numerical sandbox : comparison of model results for a shortening and an extension experiment. *Geological Society, London, Special Publications*, 253(1):29–64.
- CAËR, T. (2016). *Interprétation structurale et équilibre mécanique : Le calcul à la rupture appliqué aux chaînes d'avant-pays* . Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise.
- CAËR, T., MAILLOT, B., SOULOUMIAC, P., LETURMY, P., FRIZON DE LAMOTTE, D. et NUSSBAUM, C. (2015). Mechanical validation of balanced cross-sections : The case of

- the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland). *Journal of Structural Geology*, 75:32–48.
- CANEROT, J. et REY, J. (2008). *Les Pyrénées : histoire géologique et itinéraires de découverte. 1, Histoire géologique*. Atlantica.
- CASEY, M. et BUTLER, R. W. (2004). Modelling approaches to understanding fold development : implications for hydrocarbon reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7):933–946.
- CASHMAN, S. et CASHMAN, K. (2000). Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. *Geology*.
- CAVAILHES, T., SIZUN, J.-P., LABAUME, P., CHAUVET, A., BUATIER, M., SOLIVA, R., MEZRI, L., CHARPENTIER, D., LECLÈRE, H., TRAVÉ, A. et GOUT, C. (2013). Influence of fault rock foliation on fault zone permeability : The case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d'Annot, southeastern France). *AAPG Bulletin*, 97(7):1521–1543.
- CHEMENDA, A. I., NGUYEN, S.-H., PETIT, J.-P. et AMBRE, J. (2011). Mode I cracking versus dilatancy banding : Experimental constraints on the mechanisms of extension fracturing. *Journal of Geophysical Research*, 116(B4):B04401.
- CHEMENDA, A. I., WIBBERLEY, C. et SAILLET, E. (2012). Evolution of compactive shear deformation bands : Numerical models and geological data. *Tectonophysics*, 526-529:56–66.
- CHEUNG, C. S. N., BAUD, P. et WONG, T.-f. (2012). Effect of grain size distribution on the development of compaction localization in porous sandstone. *Geophysical Research Letters*, 39(21).
- CHOUKROUNE, P. (1989). The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1):23–39.
- CHOUKROUNE, P., LE PICHON, X., SEGURET, M. et SIBUET, J.-C. (1973). Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 18(1):109–118.
- CILONA, A., BAUD, P., TONDI, E., VINCIGUERRA, S., RUSTICHELLI, A. et SPIERS, C. J. (2012). Deformation bands in porous carbonate grainstones : Field and laboratory observations. *Journal of Structural Geology*, 45:137–157.
- CILONA, A., FAULKNER, D. R., TONDI, E., AGOSTA, F., MANCINI, L., RUSTICHELLI, A., BAUD, P. et VINCIGUERRA, S. (2014). The effects of rock heterogeneity on compaction localization in porous carbonates. *Journal of Structural Geology*, 67:75–93.
- COOKE, M. L., MOLLEMA, P. N., POLLARD, D. D. et AYDIN, A. (1999). Interlayer slip and joint localization in the East Kaibab Monocline, Utah : field evidence and results from numerical modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 169(1):23–49.
- COOPER, S. P., GOODWIN, L. B. et LORENZ, J. C. (2006). Fracture and fault patterns associated with basement-cored anticlines : The example of Teapot Dome, Wyoming. *AAPG Bulletin*, 90(12):1903–1920.

- CORNET, F. H. et BURLET, D. (1992). Stress Field Determinations in France by Hydraulic Tests in Boreholes. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 97849(11):829–11.
- CORNU, T., SCHNEIDER, F. et GRATIER, J.-P. (2003). 3-D discrete kinematic modeling applied to extensional and compressional tectonics, in D. Newland, ed., New insight into structural interpretation and modeling. *Geological Society, London, Special Publications*, 212:285–294.
- COULOMB, C. A. (1773). Mémoire de Mathématiques et de Physique Présentés à l'Académie Royale des Sciences par Divers savants et Lus dans les Assemblées. *L'imprimerie Royale*.
- CUBAS, N., LEROY, Y. M. et MAILLOT, B. (2008). Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12):B12412.
- CUEVAS, J. (1992). Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta geológica hispánica*, 27:95–108.
- CUNDALL, P. A. (1989). Numerical experiments on localization in frictional materials. *Ingenieur-Archiv*, 59(2):148–159.
- CUSS, R., RUTTER, E. et HOLLOWAY, R. (2003). The application of critical state soil mechanics to the mechanical behaviour of porous sandstones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(6):847–862.
- DAHLEN, F. A. (1984). Noncohesive critical Coulomb wedges : An exact solution. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B12):10125–10133.
- DAHLSTROM, C. (1969). Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6:743–757.
- DAVATZES, N. et AYDIN, A. (2003). Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 25(11):1795–1813.
- DAVATZES, N., EICHHUBL, P. et AYDIN, A. (2005). Structural evolution of fault zones in sandstone by multiple deformation mechanisms : Moab fault, southeast Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1):135.
- DAVID, C., ROBION, P. et MENÉNDEZ, B. (2007). Anisotropy of elastic, magnetic and microstructural properties of the Callovo-Oxfordian argillite. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 32(1-7):145–153.
- DAVIES, R. O. et SELVADURAI, A. P. S. (2005). *Plasticity and geomechanics*. Cambridge University Press.
- DAVIS, G. (1998). Fault-fin landscape. *Geology magazine*, 135(2):283–286.
- DAVIS, G. H. (1999). Structural Geology of the Colorado Plateau Region of Southern Utah, with Special Emphasis on Deformation Bands. In *Special Paper 342 : Structural Geology of the Colorado Plateau Region of Southern Utah, with Special Emphasis on Deformation Bands*, pages 1–157. Geological Society of America.
- de JOUSSINEAU, G. et AYDIN, A. (2007). The evolution of the damage zone with fault growth in sandstone and its multiscale characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 112(B12):B12401.

- DERAMOND, J., SOUQUET, P., FONDECAVE-WALLEZ, M.-J. et SPECHT, M. (1993). Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1):193–219.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L., RICOU, L.-E., KAZMIN, V., LE PICHON, X., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M., LAUER, J. et BIJU-DUVAL, B. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, 123(1-4):241–315.
- DESTRO, N. (1995). Release fault : A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 17(5):615–629.
- DINARÈS-TURELL, J. et GARCIA-SENZ, J. (2000). Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B8):19405–19418.
- DREYER, T., CORREGIDOR, J., ARBUÉS, P. et PUIGDEFABREGAS, C. (1999). Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 127(3-4):127–169.
- DU BERNARD, X., EICHHUBL, P. et AYDIN, A. (2002a). Dilation bands : A new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, 29(24):29–1–29–4.
- DU BERNARD, X., LABAUME, P., DARCEL, C., DAVY, P. et BOUR, O. (2002b). Cataclastic slip band distribution in normal fault damage zones, Nubian sandstones, Suez rift. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B7):ETG 6–1–ETG 6–12.
- DURAND-RIARD, P., GUZOFSKI, C., CAUMON, G. et TITEUX, M.-O. (2013). Handling natural complexity in three-dimensional geomechanical restoration, with application to the recent evolution of the outer fold and thrust belt, deep-water Niger Delta. *AAPG Bulletin*, 97(1):87–102.
- EICHHUBL, P., HOOKER, J. N. et LAUBACH, S. E. (2010). Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. *Journal of Structural Geology*, 32(12):1873–1886.
- ELLIS, S., SCHREURS, G. et PANIEN, M. (2004). Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development. *Journal of Structural Geology*, 26(9):1659–1675.
- ENGELDER, J. (1974). Cataclasis and the Generation of Fault Gouge. *Geological Society of America Bulletin*, 85(10):1515.
- ENGELDER, T. (1987). Joints and Shear Fractures in Rock. *Fracture Mechanics of Rock*, pages 27–69.
- ERICKSON, G. S. et JAMISON, W. R. (1995). Viscous-plastic finite-element models of fault-bend folds. *Journal of Structural Geology*, 17(4):561–573.

- ERICKSON, S., STRAYER, L. M. et SUPPE, J. (2001). Initiation and reactivation of faults during movement over a thrust-fault ramp : numerical mechanical models. *Journal of Structural Geology*, 23(1):11–23.
- ESTRADA, N., TABOADA, A. et RADJAÏ, F. (2008). Shear strength and force transmission in granular media with rolling resistance. *Physical Review E*, 78(2):021301.
- EVANS, K. F., ENGELDER, T. et PLUMB, R. A. (1989). Appalachian Stress Study : 1. A detailed description of in situ stress variations in Devonian shales of the Appalachian Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6):7129.
- EXNER, U., KAISER, J. et GIER, S. (2013). Deformation bands evolving from dilation to cementation bands in a hydrocarbon reservoir (Vienna Basin, Austria). *Marine and Petroleum Geology*, 43:504–515.
- EXNER, U. et TSCHEGG, C. (2012). Preferential cataclastic grain size reduction of feldspar in deformation bands in poorly consolidated arkosic sands. *Journal of Structural Geology*, 43:63–72.
- FARRELL, S. G., WILLIAMS, G. D. et ATKINSON, C. D. (1987). Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society*, 144(6):907–914.
- FIDALGO-GONZALEZ (2001). *La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque*. Thèse de doctorat, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- FILLEAUDEAU, P. Y. (2007). Enregistrement stratigraphique et sédimentologique d'un épisode de déformation dans l'avant-pays sud-pyrénéen à l'Eocène moyen : Exemple de l'anticlinal de Boltaña. Rapport technique, Mémoire de Master, Université de Rennes 1.
- FILLON, C., GAUTHERON, C., VAN, P. et BEEK, D. (2013). Oligocene-Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society*, 107:67–77.
- FISHER, Q. et KNIPE, R. (2001). The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10):1063–1081.
- FORD, M. et STAHEL, U. (1995). The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, 14(6):1393–1410.
- FORTIN, J., SCHUBNEL, A. et GUÉGUEN, Y. (2005). Elastic wave velocities and permeability evolution during compaction of Bleurswiller sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(7-8):873–889.
- FOSSON, H. (2010a). Deformation bands formed during soft-sediment deformation : Observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1):215–222.
- FOSSON, H. (2010b). Structural Geology. In *Cambridge University Press*, page 480. Cambridge édition.

- FOSSEN, H. (2016). Structural Geology, second ed. *In Cambridge University Press*, page 510.
- FOSSEN, H. et BALE, A. (2007). Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin*, 91(12):1685–1700.
- FOSSEN, H. et HESTHAMMER, J. (1997). Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, 19(12):1479–1493.
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R. A., SHIPTON, Z. K. et MAIR, K. (2007). Deformation bands in sandstone : a review. *Journal of the Geological Society*, 164(4):755–769.
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R. A. et TORABI, A. (2011). Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 33(10):1477–1490.
- FOSSEN, H., SOLIVA, R., BALLAS, G., TRZASKOS, B., CAVALCANTE, C. et SCHULTZ, R. A. (2017). A review of deformation bands in reservoir sandstones : geometries, mechanisms and distribution. *Geological Society, London, Special Publications*, 459.
- FOSSEN, H., ZULUAGA, L. F., BALLAS, G., SOLIVA, R. et ROTEVATN, A. (2015). Contractional deformation of porous sandstone : Insights from the Aztec Sandstone, SE Nevada, USA. *Journal of Structural Geology*, 74:172–184.
- FREHNER, M. (2011). The neutral lines in buckle folds. *Journal of Structural Geology*, 33(10):1501–1508.
- FRIEDMAN, M. (1969). Structural Analysis of Fractures in Cores from Saticoy Field, Ventura County, California. *AAPG Bulletin*, 53(2):367–389.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., MERCIER, E., DUPRE LA TOUR, A., ROBION, P. et AVERBUCH, O. (1997). *Kinematics of folding and strain measurements : the example of the Lagrasse fold (Aude, France)*, volume 324. Academie des sciences / Elsevier SAS.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., SOUQUE, C., GRELAUD, S. et ROBION, P. (2002). Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(5):461–469.
- GALLAGHER, J., FRIEDMAN, M., HANDIN, J. et SOWERS, G. (1974). Experimental studies relating to microfracture in sandstone. *Tectonophysics*, 21(3):203–247.
- GARCIA-SENZ, J. M. (2002). *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión*. Unpublished ph.d. thesis, Barcelona, Spain.
- GARRIDO-MEGIAS, A. et RIOS-ARAGUES, L. (1972). Sintesis geologica del Secundario y Terciario entre los rios Cinco y Segre. *Boletim. Geol. Min.*, 93:1–47.
- GHAZIAN, R. K. et BUITER, S. J. (2014). Numerical modelling of the role of salt in continental collision : An application to the southeast Zagros fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 632:96–110.

- GIBERGUES, N., THIBAUT, M. et GRATIER, J.-P. (2009). Three-dimensional kinematic modeling of reversible fault and fold development. *AAPG Bulletin*, 93(12):1691–1704.
- GIBSON, R. G. (1998). Physical character and fluid-flow properties of sandstone-derived fault zones. *Geological Society, London, Special Publications*, 127(1).
- GÓMEZ-GRAS, D., ROIGÉ, M., FONDEVILLA, V., OMS, O., BOYA, S. et REMACHA, E. (2016). Provenance constraints on the Tresp Formation paleogeography (southern Pyrenees) : Ebro Massif VS Pyrenees sources. *Cretaceous Research*, 57:414–427.
- GRAHAM, J. (1966). Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. *The Earth beneath the continents, Geophysical Monograph 10. American Geophysical Union*, pages 627–648.
- GRAHAM, J. W. (2013). Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks. *In The Earth beneath the continents*, pages 627–648. American Geophysical Union.
- GRELAUD, S., BUIL, D., HARDY, S. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2000). Trishear kinematic model of fault-propagation folding and sequential development of minor structures; the Oupia Anticline (NE Pyrenees, France) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(4).
- GUILLAUME, B., DHONT, D. et BRUSSET, S. (2008). Three-dimensional geologic imaging and tectonic control on stratigraphic architecture : Upper Cretaceous of the Tresp Basin (south-central Pyrenees Spain). *AAPG Bulletin*, 92:249–269.
- GUIFON, M. L., SASSI, W., LEROY, Y. M. et GAUTHIER, B. D. (2003). Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. *Journal of Structural Geology*, 25(8):1317–1330.
- GUNZBURGER, Y. et CORNET, F. (2007). Rheological characterization of a sedimentary formation from a stress profile inversion. *Geophys. J. Int.*, 168:402–418.
- GUZOFSKI, C. A., MUELLER, J. P., SHAW, J. H., MURON, P., MEDWEDEFF, D. A., BILLOTTI, F. et RIVERO, C. (2009). Insights into the mechanisms of fault-related folding provided by volumetric structural restorations using spatially varying mechanical constraints. *AAPG Bulletin*, 93(4):479–502.
- HEILBRON, M., MOHRIAK, W. U., VALERIANO, C. M., MILANI, E. J., ALMEIDA, J. et TUPINAMBÁ, M. (2000). From collision to extension : The roots of the southeastern continental margin of Brazil. pages 1–32. American Geophysical Union (AGU).
- HENRY, P., JOUNIAUX, L., SCRETON, E. J., HUNZE, S. et SAFFER, D. M. (2003). Anisotropy of electrical conductivity record of initial strain at the toe of the Nankai accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B9).
- HESTHAMMER, J. et FOSSEN, H. (2001). Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 18(3):411–439.
- HEYNEKAMP, M. R., GOODWIN, L. B., MOZLEY, P. S. et HANEBERG, W. C. (1999). Controls on fault-zone architecture in poorly lithified sediments, Rio Grande Rift,

- New Mexico : Implications for fault-zone permeability and fluid flow. *In Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust. (1999), Geophys. Monogr. Ser., vol. 113, edited by W. C. Haneberg et al., pp. 27-49, AGU, Washington, D. C., volume 113, pages 27-49.*
- HOEK, E. et BROWN, E. (1980). *UNDERGROUND EXCAVATIONS IN ROCK*. Publisher : Published for the Institution of Mining and Metallurgy by Spon, edition : i édition.
- HOLCOMB, D., RUDNICKI, J. W., ISSEN, K. A. et STERNLOF, K. (2007). Compaction localization in the Earth and the laboratory : state of the research and research directions. *Acta Geotechnica*, 2(1):1-15.
- HROUDA, F. (2004). Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1):49-59.
- HUMBERT, F., LOUIS, L. et ROBION, P. (2014). Method for estimating ductile horizontal strain from magnetic fabrics in poorly consolidated clay-rich sediments. *Tectonophysics*, 629:335-352.
- HUMBERT, F., ROBION, P., LOUIS, L., BARTIER, D., LEDÉSERT, B. et SONG, S.-R. (2012). Magnetic inference of in situ open microcracks in sandstone samples from the Taiwan Chelungpu Fault Drilling Project (TCDP). *Journal of Asian Earth Sciences*, 45:179-189.
- INSTITUT CARTOGRAPHIC DE CATALUNYA (2007). *Base geologica de Catalunya : Sintesi geologica a partir del "Mapa Geologico de Espana, 1 :50.000 (25)*. Instituto édition.
- ISSEN, K. A. (2002). The influence of constitutive models on localization conditions for porous rocks. *Eng. Fract. Mech.*, 69:1891-1906.
- ISSEN, K. A. et CHALLA, V. (2008). Influence of the intermediate principal stress on the strain localization mode in porous sandstone. *Journal of Geophysical Research*, 113(B2):B02103.
- JABBOUR, M., DHONT, D., HERVOUËT, Y. et DEROIN, J.-p. (2012). Geometry and kinematics of fault-propagation folds with variable interlimb angle. *Journal of Structural Geology*, 42:212-226.
- JACKSON, M., CRADDOCK, J. P., BALLARD, M., VAN DER VOO, R. et MCCABE, C. (1989). Anhyseretic remanent magnetic anisotropy and calcite strains in Devonian carbonates from the Appalachian Plateau, New York. *Tectonophysics*, 161(1-2):43-53.
- JAEGER, J. C. J. C. et COOK, N. G. W. (1979). *Fundamentals of rock mechanics*. Chapman and Hall.
- JAKY, J. (1944). The coefficient of earth pressure at rest. *Journal for Society of Hungarian Architects and Enginners*, 10(2):355-358.
- JAMISON, W. R. et STEARNS, D. W. (1982). Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *AAPG Bulletin*, 66(12):2584-2608.

- JELINEK, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on group of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, pages 2250–2262.
- JELINEK, V. (1996). Theory and measurement of the anisotropy of isothermal remanent magnetization of rocks. *Travaux Geophys.*, 37:124–134.
- JELÍNEK, V. et POKORNÝ, J. (1997). Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(1-2):179–181.
- JOHANSEN, T. E. S., FOSSEN, H. et KLUGE, R. (2005). The impact of syn-faulting porosity reduction on damage zone architecture in porous sandstone : an outcrop example from the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, 27(8):1469–1485.
- KANAMATSU, T., HERRERO-BERVERA, E. et TAIRA, A. (2001). Magnetic fabrics of soft-sediment folded strata within a neogene accretionary complex, the Miura group, central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(3-4):333–343.
- KAPROTH, B. M., CASHMAN, S. M. et MARONE, C. (2010). Deformation band formation and strength evolution in unlithified sand : The role of grain breakage. *Journal of Geophysical Research*, 115(B12):B12103.
- KHEEM, Y., STERNLOF, K. R. et MUKERJI, T. (2006). Computational of compaction band permeability in sandstone. *Geosci. J.*, 10:499–505.
- KING, R. F. et REES, A. I. (1966). Detrital magnetism in sediments : An examination of some theoretical models. *Journal of Geophysical Research*, 71(2):561–571.
- KISSEL, C., BARRIER, E., LAJ, C. et LEE, T.-Q. (1986a). Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones. *Tectonics*, 5(5):769–781.
- KISSEL, C., LAJ, C., POISSON, A., SAVAĀÏÇIN, Y., SIMEAKIS, K. et MERCIER, J. L. (1986b). Paleomagnetic evidence for Neogene rotational deformations in the Aegean domain. *Tectonics*, 5(5):783–795.
- KLEIN, E. et REUSCHLÉ, T. (2004). A pore crack model for the mechanical behaviour of porous granular rocks in the brittle deformation regime. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 41:975–986.
- KLIMCZAK, C. et SCHULTZ, R. A. (2013). Localized compaction in dilating materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 64:139–147.
- KLIMCZAK, C., SOLIVA, R., SCHULTZ, R. A. et CHÉRY, J. (2011). Sequential growth of deformation bands in a multilayer sequence. *Journal of Geophysical Research*, 116(B9):B09209.
- KNIPE, R., FISHER, Q., JONES, G., CLENNELL, M., FARMER, A., HARRISON, A., KIDD, B., MCALLISTER, E., PORTER, J. et WHITE, E. (1997). Fault seal analysis : successful methodologies, application and future directions. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 7:15–38.
- KNOTT, S. (1993). Fault Seal Analysis in the North Sea. *AAPG Bulletin*, 77(5):778–792.

- 
- KOYI, H. A., SANS, M., TEIXELL, A. et ZEYEN, H. (2003). The Significance of Penetrative Strain in the Restoration of Shortened Layers-Insights from Sand Models and the Spanish Pyrenees. *Thrust tectonics and hydrocarbon systems : AAPG Memoir.*, 82:1–16.
- KRABBENHØFT, K. et LYAMIN, A. (2014). Optum g2 (2014). *optum computational engineering*, *www.optumce.com*, *www.optumc*.
- KRANZ, R. L. (1983). Microcracks in rocks : A review. *Tectonophysics*, 100(1-3):449–480.
- KRISTENSEN, M., CHILDS, C., OLESEN, N. et KORSTGÅRD, J. (2013). The microstructure and internal architecture of shear bands in sand-clay sequences. *Journal of Structural Geology*, 46:129–141.
- LABAUME, P. et MORETTI, I. (2001). Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology*, 23(11):1659–1675.
- LACOMBE, O. et JOLIVET, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1):n/a–n/a.
- LACOMBE, O. et MOUTHEREAU, F. (1999). Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(12):889–896.
- LANAJA, J. M. (1987). Contribucion de la exploracion petrolifera al conocimiento de la geologia de Espana. *In Instituto Geologico y Minero de Espana*. Instituto Geologico y Minero de Espana.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. et ROULET, M.-J. (1988). Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation ; A new analysis. pages 111–132.
- LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J., SIBUETX, J.-C., HYPOTHESE, U., DU, D. e. et DE, G. (1971). Une Hypothese d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. *In : Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Technip, Paris*, pages pp. 11–44.
- LE PICHON, X., HENRY, P. et LALLEMANT, S. (1993). Accretion and Erosion in Subduction Zones : The Role of Fluids. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 21:307–31.
- LEE, T.-Q., KISSEL, C., LAJ, C., HORNG, C.-S. et LUE, Y.-T. (1990). Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formations of the Coastal Range of Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters Elsevier Science Publishers B.V.*, 98:23–32.
- LEMISZKI, P. J., LANDES, J. D. et HATCHER, R. D. (1994). Controls on hinge-parallel extension fracturing in single-layer tangential-longitudinal strain folds. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B11):22027–22041.
- LEVEILLE, G. P., KNIPE, R., MORE, C., ELLIS, D., DUDLEY, G., JONES, G., FISHER, Q. J. et ALLINSON, G. (1997). Compartmentalization of Rotliegendes gas reservoirs by sealing faults, Jupiter Fields area, southern North Sea. *In : Zieger, K., Turner, P.,*
-

- Daines, S.R., (Eds.), *Petroleum Geology of the Southern North Sea : Future Potential. Geological Society, London, Special Publication*, 123:87–104.
- LEYMERIE, A. (1862). Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing. *Bulletin de la Société Géologique*, 19:1091–1096.
- LIU, X., ECKERT, A. et CONNOLLY, P. (2016). Stress evolution during 3D single-layer visco-elastic buckle folding : Implications for the initiation of fractures. *Tectonophysics*, 679:140–155.
- LOTHE, A. E., GABRIELSEN, R. H., HAGEN, N. B. et LARSEN, B. T. (2002). An experimental study of the texture of deformation bands : effects on the porosity and permeability of sandstones. *Petroleum Geoscience*, 8(3):195–207.
- LOUIS, L., ROBION, P., DAVID, C. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2006). Multiscale anisotropy controlled by folding : the example of the Chaudrons fold (Corbieres, France). *Journal of Structural Geology*, 28:549–560.
- LOVELY, P., FLODIN, E., GUZOFSKI, C., MAERTEN, F. et POLLARD, D. D. (2012). Pitfalls among the promises of mechanics-based restoration : Addressing implications of unphysical boundary conditions. *Journal of Structural Geology*, 41:47–63.
- LOWRIE, W. et HIRT, A. (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(3-4):349–356.
- MAERTEN, L. et MAERTEN, F. (2006). Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration : Technique and industry applications. *AAPG Bulletin*, 90(8):1201–1226.
- MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2006). Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 54(10): 2030–2059.
- MAIR, K., ELPHICK, S. et MAIN, I. (2002). Influence of confining pressure on the mechanical and structural evolution of laboratory deformation bands. *Geophysical Research Letters*, 29(10):49–1–49–4.
- MÄKEL, G. et WALTERS, J. (1993). Finite-element analyses of thrust tectonics : Computer simulation of detachment phase and development of thrust faults. *Tectonophysics*, 226(1-4):167–185.
- MANDL, G. (1988). *Mechanics of tectonic faulting : models and basic concepts*.
- MANDL, G., JONG, L. N. J. et MALTHA, A. (1977). Shear zones in granular material. *Rock Mechanics Felsmechanik Mécanique des Roches*, 9(2-3):95–144.
- MARTÍN-HERNÁNDEZ, F. et FERRÉ, E. C. (2007). Separation of paramagnetic and ferromagnetic anisotropies : A review. *Journal of Geophysical Research*, 112(B3):B03105.
- MARTÍN-HERNÁNDEZ, F., KUNZE, K., JULIVERT, M. et HIRT, A. M. (2005). Mathematical simulations of anisotropy of magnetic susceptibility on composite fabrics. *Journal of Geophysical Research*, 110(B6):B06102.

- MARY, B. (2012). *Au delà du prisme critique de Coulomb par l'analyse séquentielle et contributions expérimentales*. Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise.
- MARY, B. C. L., MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2013). Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(10):4523–4543.
- MATTEI, M., SAGNOTTI, L., FACCENNA, C. et FUNICIELLO, R. (1997). Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula : Relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 271(1-2):107–122.
- MCCABE, C., VAN DER VOO, R., WILKINSON, B. H. et DEVANEY, K. (1985). A Middle/Late Silurian paleomagnetic pole from limestone reefs of the Wabash Formation, Indiana, U.S.A. *Journal of Geophysical Research*, 90(B4):2959.
- MEIGS, A. J. (1997). Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4):481–502.
- MEIGS, A. J. et BURBANK, D. W. (1997). Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics*, 16(2):239–258.
- MEIGS, A. J., VERGÉS, J. et BURBANK, D. W. (1996). Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 108(12):1608–1625.
- MENCOS, J., CARRERA, N. et MUÑOZ, J. A. (2015). Influence of rift basin geometry on the subsequent postrift sedimentation and basin inversion : The Organyà Basin and the Bóixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics*, 34(7):1452–1474.
- MENCOS, J., MUNOZ, J. A. et HARDY, S. (2011). Three-dimensional Geometry and Forward Numerical Modeling of the Sant Corneli Anticline (Southern Pyrenees, Spain). *Thrust-fault related folding : AAPG Memoir*, (94):283–300.
- MENÉNDEZ, B., ZHU, W. et WONG, T.-F. (1996). Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone. *Journal of Structural Geology*, 18(1):1–16.
- MESRI, G. et VARDHANABHUTI, B. (2009). Compression of granular materials. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(4):369–392.
- MITCHELL, J. et SOGA, K. (2005). Fundamentals of Soil Behavior. In *Third edition John Wiley and Sons*, page 577.
- MOLLEMA, P. et ANTONELLINI, M. (1996). Compaction bands : a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics*, 267(1-4):209–228.
- MORETTI, I. (2008). Working in complex areas : New restoration workflow based on quality control, 2D and 3D restorations. *Marine and Petroleum Geology*, 25(3):205–218.
- MOULIN, M., ASLANIAN, D. et UNTERNEHR, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2):1–37.
- MOUTHEREAU, F., FILLEAUDEAU, P. Y., VACHERAT, A., PIK, R., LACOMBE, O., FELLIN, M. G., CASTELLTORT, S., CHRISTOPHOUL, F. et MASINI, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees : Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12):2283–2314.

- MUÑOZ, J. (2002). The pyrenees. *The geology of Spain*.
- MUÑOZ, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *In Thrust Tectonics*, pages 235–246. Springer Netherlands, Dordrecht.
- MYERS, R. et AYDIN, A. (2004). The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone. *Journal of Structural Geology*, 26(5):947–966.
- NAGTEGAAL, P. J. C., VAN VLIET, A. et BROUWER, J. (1983). Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition : The Upper Cretaceous Aren sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 34(2-3):185–218.
- NILFOUROUSHAN, F., PYSKLYWEC, R., CRUDEN, A. et KOYI, H. (2013). Thermal-mechanical modeling of salt-based mountain belts with pre-existing basement faults : Application to the Zagros fold and thrust belt, southwest Iran. *Tectonics*, 32(5):1212–1226.
- NOVA, R. (2005). A simple elastoplastic model for soils and soft rocks. *Soil Constitutive models : Evaluation, Selection, and calibration. Am. Soc. Civ. Eng. Geotech. Spec. Publ.*, 128:380–399.
- OGILVIE, S. R. et GLOVER, P. W. (2001). The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2):129–142.
- OGILVIE, S. R., ORRIBO, J. M. et GLOVER, P. W. J. (2001). The influence of deformation bands upon fluid flow using profile permeametry and positron emission tomography. *Geophysical Research Letters*, 28(1):61–64.
- OLIVET, J.-L. (1996). *La cinématique de la plaque ibérique*.
- OLSEN, P. E. (1997). Stratigraphic Record of the Early Mesozoic Breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana Rift System. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25:337–401.
- PARÉS, J. M. (2004). How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1).
- PARÉS, J. M. (2015). Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science*, 3.
- PARÉS, J. M. et van der PLUIJM, B. A. (2002a). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350(4):283–298.
- PARÉS, J. M. et van der PLUIJM, B. A. (2002b). Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS). *Geophysical Research Letters*, 29(24):68–1–68–4.
- PARÉS, J. M., van der PLUIJM, B. A. et DINARÈS-TURELL, J. (1999). Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307(1-2):1–14.

- 
- PETROVSKÝ, E. et KAPIČKA, A. (2006). On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B12):n/a–n/a.
- PHILIT, S. (2017). *Elaboration of a structural, petrophysical and mechanical model of faults in porous sandstones ; implication for migration and fluid entrapment*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier.
- PHILIT, S., SOLIVA, R., BALLAS, G. et FOSSEN, H. (2017). Grain deformation processes in porous quartz sandstones - Insight from the clusters of cataclastic deformation bands. *EPJ Web of Conferences, Powders & Grains*, 140(07002).
- PHILIT, S., SOLIVA, R., LABAUME, P., GOUT, C. et WIBBERLEY, C. (2015). Relations between shallow cataclastic faulting and cementation in porous sandstones : First insight from a groundwater environmental context. *Journal of Structural Geology*, 81:89–105.
- PITTMAN, E. (1981). Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson group (Ordovician), Oklahoma. *AAPG Bulletin*, 65:2381–2387.
- POLIAKOV, A., PODLADCHIKOV, Y. et TALBOT, C. (1993). Initiation of salt diapirs with frictional overburdens : numerical experiments. *Tectonophysics*, 228(3-4):199–210.
- PONS, A. (2012). *Suppressions de fluide et stabilité des prismes d'accrétion : théorie et validation numérique et expérimentale*. Thèse de doctorat, Université Paris Diderot - Sorbonne Paris Cité.
- POTTER, D. K. (2004). A comparison of anisotropy of magnetic remanence methods - a user's guide for application to palaeomagnetism and magnetic fabric studies. *Magnetic Fabric : Methods and Applications*, (238):21–35.
- POTYONDY, D. et CUNDALL, P. (2004). A bonded-particle model for rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(8):1329–1364.
- PRICE, N. J. et COSGROVE, J. W. J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- PUIGDEFÀBREGAS, C., MUÑOZ, J. A. et VERGÉS, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. *In Thrust Tectonics*, pages 247–254. Springer Netherlands, Dordrecht.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. et SOUQUET, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4):173–203.
- QU, D., TVERANGER, J. et FACHRI, M. (2017). Influence of deformation-band fault damage zone on reservoir performance. *Interpretation*, 5(4):SP41–SP56.
- RADJAI, F., DIETRICH, E., JEAN, M. et MOREAU, J. (1998). Bimodal character of stress transmission in granular packings. *Physical Review Letters*, 80(1):61–64.
- RAWLING, G. C. et GOODWIN, L. B. (2003). Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, 25(3):317–331.
-

- REBER, J., SCHMALHOLZ, S. et BURG, J.-P. (2010). Stress orientation and fracturing during three-dimensional buckling : Numerical simulation and application to chocolate-tablet structures in folded turbidites, SW Portugal. *Tectonophysics*, 493(1-2):187–195.
- REYNOLDS, S., HILLIS, R. et PARASCHIOIU, E. (2003). In situ stress field, fault reactivation and seal integrity in the Bight Basin, South Australia. *Exploration Geophysics*, 34:174–181.
- RIEKE, H. H. et CHILINGAR, G. V. (1974). *Compaction of argillaceous sediments*. Elsevier Scientific Pub. Co.
- ROBERT, R., ROBION, P., SOULOUMIAC, P., DAVID, C. et SAILLET, E. (2018). Deformation bands, early markers of tectonic activity in front of a fold-and-thrust belt : Example from the Tremp-Graus basin, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology*, 110:65–85.
- ROBION, P., GRELAUD, S. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2007). Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts : Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE-Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW-Himalaya, Pakistan) ? *Sedimentary Geology*, 196(1-4):181–200.
- ROBION, P., HUMBERT, F., COLOMBIER, J.-C., LEGHAY, S. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2012). Relationships between pore space anisotropy and anisotropy of physical properties of silicoclastic rocks from the Corbières-Minervois fold-and-thrust-belt (north-east Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 576-577:63–77.
- ROCHE, V., HOMBERG, C. et ROCHER, M. (2013). Fault nucleation, restriction, and aspect ratio in layered sections : Quantification of the strength and stiffness roles using numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(8):4446–4460.
- ROCHETTE, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8):1015–1020.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M. et AUBOURG, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3):209.
- ROEST, W. R. et SRIVASTAVA, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19(6):613.
- ROSELL, J., LINARES, R. et LLOMPART, C. (2001). El "Garumniense" Prepirenaico. *Rev. Soc. Geol. España*, 14((1-2)):47–56.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G. S. et DUBOZ, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2):117–129.
- ROTEVATN, A., TORABI, A., FOSSEN, H. et BRAATHEN, A. (2008). Slipped deformation bands : A new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*, 30(11):1317–1331.
- ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERASTEGUI, X., MUNOZ, J. A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P. et DERAMOND, J. (1989). Ecors deep

- seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1):41–50.
- ROWE, P. W. (1962). The Stress-Dilatancy Relation for Static Equilibrium of an Assembly of Particles in Contact. *Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 269(1339):500–527.
- RUDNICKI, J. et RICE, J. (1975). Theory of inelastic deformation for strain hardening (or softening) materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 23:371–394.
- RUDNICKI, J. W. (2004). Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap. *Journal of Geophysical Research*, 109(B3):B03402.
- RUDNICKI, J. W. (2005). Energy release model of compaction band propagation. *Geophysical Research Letters*, 32(16):L16303.
- RUH, J. B., KAUS, B. J. P. et BURG, J.-P. (2012). Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts : Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics*, 31(3):n/a–n/a.
- RUTTER, E. et GLOVER, C. (2012). The deformation of porous sandstones ; are Byerlee friction and the critical state line equivalent ? *Journal of Structural Geology*, 44:129–140.
- RUTTER, E. H., BRODIE, K. H. et IRVING, D. H. (2006). Flow of synthetic, wet, partially molten âœgraniteâ under undrained conditions : An experimental study. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B6):n/a–n/a.
- S. JAMMES, MANATSCHAL, G., L. L. LAVIER et MASINI, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of the western pyrenees. *Tectonics*, 28.
- SAGNOTTI, L. et SPERANZA, F. (1993). Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene clayey units of the Sant’Arcangelo basin, southern Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 77(3-4):165–176.
- SAGNOTTI, L., SPERANZA, F., WINKLER, A., MATTEI, M. et FUNICIELLO, R. (1998). Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105(1-2):73–93.
- SAILLET, E. (2009). *La localisation de la déformation dans les grès poreux : caractérisation d’un analogue de réservoir gréseux et faillé dans le Bassin du Sud-Est, Provence, France*. Doctorant thesis, Nice-Sophia Antipolis, France.
- SAILLET, E. et WIBBERLEY, C. (2010). Evolution of cataclastic faulting in high-porosity sandstone, bassin du Sud-Est, Provence, France. *Journal of Structural Geology*, 32: 1590–1608.
- SAILLET, E. et WIBBERLEY, C. (2013). Permeability and flow impact of faults and deformation bands in high-porosity sand reservoir. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 97:437–464.

- SAINT-BEZAR, B., HEBERT, R. L., AUBOURG, C., ROBION, P., SWENNEN, R. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2002). Magnetic fabric and petrographic investigation of hematite-bearing sandstones within ramp-related folds : examples from the South Atlas Front (Morocco). *Journal of Structural Geology*, (24):1507–1520.
- SALENCON, J. (1974). Théorie de la Plasticité pour les Applications à la Mécanique des Sols. Eyrolles, Paris. (English translation, *Applications of the Theory of Plasticity in Soil Mechanics*).
- SALENÇON, J. (2002). *De l'élasto-plasticité au calcul à la rupture*. Palaiseau and Ellipses, Paris, école poly édition.
- SAMMIS, C., KING, G. et BIEGEL, R. (1987). The kinematics of gouge deformation. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 125(5):777–812.
- SANS, M., VERGÉS, J., GOMIS, E., PARÉS, J., SCHIATTARELLA, M., TRAVÉ, A., CALVET, F., SANTANACH, P. et DOULCET, A. (2003). Layer parallel shortening in salt-detached folds : constraint on cross-section restoration. *Tectonophysics*, 372(1-2):85–104.
- SANZ, P. F., POLLARD, D. D., ALLWARDT, P. F. et BORJA, R. I. (2008). Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 30(9):1177–1191.
- SASSI, W., COLLETTA, B., BALÉ, P. et PAQUEREAU, T. (1993). Modelling of structural complexity in sedimentary basins : The role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226(1-4):97–112.
- SASSI, W. et FAURE, J.-L. (1996). Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins : inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266(1-4):101–119.
- SASSI, W., GUITON, M. L., LEROY, Y. M., DANIEL, J. M. et CALLOT, J. P. (2012). Constraints on bed scale fracture chronology with a FEM mechanical model of folding : The case of Split Mountain (Utah, USA). *Tectonophysics*, 576-577(November):197–215.
- SAURA, E., ARDÈVOL I ORÓ, L., TEIXELL, A. et VERGÉS, J. (2016). Rising and falling diapirs, shifting depocenters, and flap overturning in the Cretaceous Sopeira and Sant Gervàs subbasins (Ribagorça Basin, southern Pyrenees). *Tectonics*, 35(3):638–662.
- SCHMALHOLZ, S. M., DURETZ, T., SCHENKER, F. L. et PODLADCHIKOV, Y. Y. (2014). Kinematics and dynamics of tectonic nappes : 2-D numerical modelling and implications for high and ultra-high pressure tectonism in the Western Alps. *Tectonophysics*, 631:160–175.
- SCHOLZ, C. et COWIE, P. (1990). Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, 346:837–839.
- SCHULTZ, R. A. (2009). Scaling and paleodepth of compaction bands, Nevada and Utah. *Journal of Geophysical Research*, 114(B3):B03407.

- 
- SCHULTZ, R. A. et BALASKO, C. M. (2003). Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. *Geophys. Res. Lett.*, 30(3020).
- SCHULTZ, R. A., KLIMCZAK, C., FOSSEN, H., OLSON, J. E., EXNER, U., REEVES, D. M. et SOLIVA, R. (2013). Statistical tests of scaling relationships for geologic structures. *Journal of Structural Geology*, 48:85–94.
- SCHULTZ, R. A., OKUBO, C. H. et FOSSEN, H. (2010). Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical Research Letters*, 37(22):n/a–n/a.
- SCHULTZ, R. A. et SIDDHARTHAN, R. (2005). A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics*, 411:1–18.
- SCHULTZ, R. A. et SOLIVA, R. (2012). Propagation energies inferred from deformation bands in sandstone. *International Journal of Fracture*, 176(2):135–149.
- SCHULTZ, R. A., SOLIVA, R., FOSSEN, H., OKUBO, C. H. et REEVES, D. M. (2008). Dependence of displacement–length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. *Journal of Structural Geology*, 30(11):1405–1411.
- SEGURET, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées*. Thèse de doctorat, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier.
- SHACKLETON, J. (2009). Numerical Modeling of Fracturing in Non-Cylindrical Folds : Case Studies in Fracture Prediction Using Structural Restoration. *Dissertations*.
- SHACKLETON, J. R., COOKE, M. L., VERGÉS, J. et SIMÓ, T. (2011). Temporal constraints on fracturing associated with fault-related folding at Sant Corneli anticline, Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 33(1):5–19.
- SHEOREY, P. (1994). A theory for In Situ stresses in isotropic and transverseley isotropic rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 31(1):23–34.
- SHIPTON, Z. et COWIE, P. (2001). Damage zone and slip-surface evolution over  $\mu\text{m}$  to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 23(12):1825–1844.
- SHIPTON, Z. K. et COWIE, P. A. (2003). A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. *Journal of Structural Geology*, 25(3):333–344.
- SHIPTON, Z. K., EVANS, J. P., ROBESON, K. R., FORSTER, C. B. et SNELGROVE, S. (2002). Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone : Implications for subsurface modeling of faults. *AAPG Bulletin*, 86(5):863–883.
- SIBSON, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, (133):191–213.
- SIBSON, R. H. (1994). Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society, London, Special Publications*, 78(1):69–84.
-

- SIBUET, J.-C., SRIVASTAVA, S. P. et SPAKMAN, W. (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109:1–18.
- SIMÓ, A. (1986). Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics*, 129(1-4):205–231.
- SIMO, A. (1989). Upper Cretaceous Platform-to-Basin Depositional-Sequence Development, Tresp Basin, South-Central Pyrenees, Spain. *SEPM Special edition*, 44(Controls on carbonat Platforms and basin development):365–378.
- SIMO, A. et PUIGDEFÀBREGAS, C. (1985). Transition from shelf to basin on an active slope, upper cretaceous tresp area, southern Pyrenees. In MILA, M. et ROSEL, J., éditeurs : *International Association of Sedimentologists, Sixth European Regional Meeting : Excursion Guidebook*, pages 553–562.
- SIMPSON, G. D. (2009). Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle–ductile wedges. *Journal of Structural Geology*, 31(4):369–381.
- SIMPSON, G. D. H. (2006). Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research*, 18(2):125–143.
- SMART, K. J., FERRILL, D. A., MORRIS, A. P. et MCGINNIS, R. N. (2012). Geomechanical modeling of stress and strain evolution during contractional fault-related folding. *Tectonophysics*, 576-577:171–196.
- SOLIVA, R., BALLAS, G., FOSSEN, H. et PHILIT, S. (2016). Tectonic regime controls clustering of deformation bands in porous sandstone. *Geology*, 44(6).
- SOLIVA, R. et SCHULTZ, R. A. (2008). Distributed and localized faulting in extensional settings : Insight from the North Ethiopian Rift-Afar transition area. *Tectonics*, 27(2):n/a–n/a.
- SOLIVA, R., SCHULTZ, R. A., BALLAS, G., TABOADA, A., WIBBERLEY, C., SAILLET, E. et BENEDICTO, A. (2013). A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties ; new insight from Provence (southern France). *Journal of Structural Geology*, 49:50–63.
- SOTO, R. (2003). Relationship between AMS and folding in an area of superimposed folding (Cotiella-Bóixols nappe, Southern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16(2-6):171–185.
- SOTO, R. et CASAS, A. M. (2001). Geometria y Cinematica de las Estructuras Norte-Sur de la Cuenca de Ainsa. *Rev. Soc. Geol. Espana*, 14((3-4):199–211.
- SOULOUMIAC, P., LEROY, Y. M., MAILLOT, B. et KRABBENHØFT, K. (2009). Predicting stress distributions in fold-and-thrust belts and accretionary wedges by optimization. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- SOUQUE, C., ROBION, P. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2002). Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the Corbières, France. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(25-31):1253–1262.

- SPECHT, M., DERAMOND, J. et SOUQUET, P. (1991). Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays ; utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(3).
- SRIVASTAVA, S. P., SCHOUTEN, H., ROEST, W. R., KLITGORD, K. D., KOVACS, L. C., VERHOEF, J. et MACNAB, R. (1990). Iberian plate kinematics : a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344(6268):756–759.
- STEARNS, D. (1964). Macrofracture patterns on Teton anticline, northwest Montana. *American Geophysical Union Trans.*, 45:107–108.
- STEARNS, D. et FRIEDMAN, M. (1972). Reservoirs in Fractured Rock : Geologic Exploration Methods. *AAPG Special Volumes*, 10:82–106.
- STERNLOF, K. R., KARIMI-FARD, M., POLLARD, D. D. et DURLOFSKY, L. J. (2006). Flow and transport effects of compaction bands in sandstone at scales relevant to aquifer and reservoir management. *Water Resources Research*, 42(7).
- STERNLOF, K. R., RUDNICKI, J. W. et POLLARD, D. D. (2005). Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B11).
- STOCKMAL, G. S., BEAUMONT, C., NGUYEN, M. et LEE, B. (2007). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts : Insights from numerical models. In *Special Paper 433 : Whence the Mountains ? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems : A Volume in Honor of Raymond A. Price*, pages 63–98. Geological Society of America.
- SUN, W., ENDRADE, J., RUDNICKI, J. et EICHHUBL, P. (2011). Connecting microstructural attributes and permeability from 3D tomographic images of in situ shear enhanced compaction bands using multiscale computations. *Geophys. Res. Letter*, 38(L10302).
- SUPPE, B. et MEDWEDEFF, D. A. (1984). Fault propagation folding. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 16:670.
- SUPPE, B. et MEDWEDEFF, D. A. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae. Geol. Helv*, 454:409–454.
- TABOADA, A., ESTRADA, N. et RADJAI, F. (2006). Additive Decomposition of Shear Strength in Cohesive Granular Media from Grain-Scale Interactions. *Physical Review Letters*, 97.
- TAVANI, S., GRANADO, P., ARBUÉS, P., CORRADETTI, A. et MUÑOZ, J. A. (2017a). Syn-thrusting, near surface flexural-slipping and stress deflection along folded sedimentary layers of the Sant Corneli-Boixols anticline (Pyrenees, Spain). *Solid Earth*, 8:405–419.
- TAVANI, S., GRANADO, P., BALSAMO, F., PIZZATI, M., CANTARERO, I., CORRADETTI, A. et MUÑOZ, J. (2017b). Shear-enhanced compaction-solution bands in quartz-rich calcarenites of the Cotiella Massif (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology*.

- TAVANI, S., LOUIS, L., SOUQUE, C., ROBION, P., SALVINI, F. et FRIZON DE LAMOTTE, D. (2004). Folding-related Fracture Pattern and Physical Properties of Rocks in the Chaudrons Ramp-related Anticline (Corbières, France). *AAPG*, Special Vo:277–275.
- TAVANI, S., MENCOS, J., BAUSÀ, J. et MUÑOZ, J. A. (2011). The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 33(11):1662–1680.
- TAVANI, S., STORTI, F., FERNÁNDEZ, O., MUÑOZ, J. et SALVINI, F. (2006). 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28(4):695–712.
- TAVANI, S., STORTI, F., LACOMBE, O., CORRADETTI, A., MUÑOZ, J. et MAZZOLI, S. (2015). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts : Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141:82–104.
- TAVANI, S., STORTI, F., LACOMBE, O., CORRADETTI, A., MUÑOZ, J. A. et MAZZOLI, S. (2014). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts : Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth Science Reviews*, 141:82–104.
- TAVANI, S., VITALE, S., GRIFA, C., IANNACE, A., PARENTE, M. et MAZZOLI, S. (2016). Introducing dolomite seams : hybrid compaction-solution bands in dolomitic limestones. *Terra Nova*, 28(3):195–201.
- TEIXELL, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17(3):395–406.
- TEIXELL, A. et MUÑOZ, J. A. (2000). Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario : Una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorzana. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2):251–264.
- TEMBE, S., BAUD, P. et WONG, T.-f. (2008). Stress conditions for the propagation of discrete compaction bands in porous sandstone. *Journal of Geophysical Research*, 113(B9):B09409.
- TEMBE, S., VAJDOVA, V., WONG, T.-f. et ZHU, W. (2006). Initiation and propagation of strain localization in circumferentially notched samples of two porous sandstones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B2):n/a–n/a.
- TIKOFF, B. et WOJTAL, S. F. (1999). Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology*, 21(8-9):959–967.
- TORABI, A. et FOSSEN, H. (2009). Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93(7): 919–938.
- TORABI, A., FOSSEN, H. et ALAEI, B. (2008). Application of spatial correlation functions in permeability estimation of deformation bands in porous rocks. *Journal of Geophysical Research*, 113(B8):B08208.

- TOWNEND, E., THOMPSON, B. D., BENSON, P. M., MEREDITH, P. G., BAUD, P. et YOUNG, R. P. (2008). Imaging compaction band propagation in Diemelstadt sandstone using acoustic emission locations. *Geophysical Research Letters*, 35(15):L15301.
- TOWNEND, J. et ZOBACK, M. D. (2000). How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28:399–402.
- TUECKMANTEL, C., FISHER, Q. J., KNIPE, R. J., LICKORISH, H. et KHALIL, S. M. (2010). Fault seal prediction of seismic-scale normal faults in porous sandstone : A case study from the eastern Gulf of Suez rift, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 27(2):334–350.
- TUGEND, J. (2013). *Rôle de l'hyper-extension lors de la formation de systèmes de rift et implication pour les processus de réactivation et de formation des orogènes : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg.
- TUGEND, J., MANATSCHAL, G., KUSZNIR, N. J., MASINI, E., MOHN, G. et THINON, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems : Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7):1239–1276.
- TWISS, R. et MOORES, E. (1992). *Structural Geology*.
- UEDA, K., WILLETT, S., GERYA, T. et RUH, J. (2015). Geomorphological “thermo-mechanical modeling : Application to orogenic wedge dynamics. *Tectonophysics*, 659:12–30.
- UNDERHILL, J. R. et WOODCOCK, N. H. (1987). Faulting mechanisms in high-porosity sandstones ; New Red Sandstone, Arran, Scotland. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1):91–105.
- VACHERAT, A., MOUTHEREAU, F., PIK, R., HUYGHE, D., PAQUETTE, J. L., CHRISTOPHOUL, F., LOGET, N. et TIBARI, B. (2017). Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees : A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Reviews*, 172(September):43–74.
- VERGÉS, J. (1993). *Studi geològic del vessant sud del Pirineu Oriental i Central. Evolució cinemàtica en 3D*. Thèse de doctorat, Barcelona.
- VERGÉS, J., FERNÀNDEZ, M. et MARTÍNEZ, A. (2002). The Pyrenean orogen : Pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 8.
- VERGÉS, J., MILLAN, H., ROCA, E., MUÑOZ, J. A., MARZO, M., CITES, J., BEZEMER, T. D., ZOETEMEIJER, R. et CLOETINGH, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre - , syn - and post - collisional crustal - scale cross - sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8):893–915.
- VERGÉS, J. et MUÑOZ, J. A. (1990). Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(2).
- VILA, B., GALOBART, À., CANUDO, J., LE LOEUFF, J., DINARÈS-TURELL, J., RIERA, V., OMS, O., TORTOSA, T. et GAETE, R. (2012). The diversity of sauropod dinosaurs and

- their first taxonomic succession from the latest Cretaceous of southwestern Europe : Clues to demise and extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352:19–38.
- VILA, B., OMS, O., FONDEVILLA, V., GAETE, R., GALOBART, À., RIERA, V. et CANUDO, J. I. (2013). The Latest Succession of Dinosaur Tracksites in Europe : Hadrosaur Ichnology, Track Production and Palaeoenvironments. *PLoS ONE*, 8(9):e72579.
- VILLALBA-BREVA, S. et MARTÍN-CLOSAS, C. (2013). Upper Cretaceous paleogeography of the Central Southern Pyrenean Basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy. *Facies*, 59(2):319–345.
- VOEGELE, M., ABOU-SAYED, A. et JONES, A. (1983). Optimization of Stimulation Design Through the Use of In-Situ Stress Determination. *Journal of Petroleum Technology*, 35(06):1071–1081.
- WALDERHAUG, O. (1996). Kinetic Modeling of Quartz Cementation and Porosity Loss in Deeply Buried Sandstone Reservoirs. *AAPG Bulletin*, 80(5):731–745.
- WALSH, J. et WATTERSON, J. (1987). Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, 9(8):1039–1046.
- WALSH, J. J. et WATTERSON, J. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10(3):239–247.
- WATTERSON, J. (1986). Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 124(1-2):365–373.
- WELCH, M. J., DAVIES, R. K., KNIPE, R. J. et TUECKMANTEL, C. (2009). A dynamic model for fault nucleation and propagation in a mechanically layered section. *Tectonophysics*, 474(3-4):473–492.
- WIBBERLEY, C., PETIT, J.-P. et RIVES, T. (2007). The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, provence, France. *The relationship between damage and localization. Geological Society London, Special publication*, 164:599–608.
- WIBBERLEY, C. A., PETIT, J.-P. et RIVES, T. (1999). Mechanics of high displacement gradient faulting prior to lithification. *Journal of Structural Geology*, 21(3):251–257.
- WIBBERLEY, C. A., PETIT, J.-P. et RIVES, T. (2000). Mechanics of cataclastic 'deformation band' faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(6):419–425.
- WILEVEAU, Y., CORNET, F., DESROCHES, J. et BLUMLING, P. (2007). Complete in situ stress determination in an argillite sedimentary formation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 32(8-14):866–878.
- WONG, T.-f. et BAUD, P. (1999). Mechanical compaction of porous sandstone. *Oil Gas Sci. Technol. - Revue de l'institut Français du Pétrole*, 54:715–727.
- WONG, T.-f. et BAUD, P. (2012). The brittle-ductile transition in porous rock : a review. *Journal of Structural Geology*, 44:25–53.

- WONG, T.-f., DAVID, C. et ZHU, W. (1997). The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones : Mechanical deformation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B2):3009–3025.
- WU, X. Y., BAUD, P. et WONG, T.-f. (2000). Micromechanics of compressive failure and spatial evolution of anisotropic damage in Darley Dale sandstone. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37(1-2):143–160.
- YUAN, X. (2016). *Extensional collapses in the overpressured frictional upper crust based on Limit Analysis*. Thèse de doctorat, ENS, Paris, Laboratoire de Géologie.
- ZHANG, J., WONG, T.-F. et DAVIS, D. M. (1990). Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. *Journal of Geophysical Research*, 95(B1):341.
- ZHU, W., BAUD, P., VINCIGUERRA, S. et WONG, T.-f. (2011). Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Alban Hills tuff. *Journal of Geophysical Research*, 116(B6):B06209.
- ZHU, W., BAUD, P. et WONG, T.-f. (2010). Micromechanics of cataclastic pore collapse in limestone. *Journal of Geophysical Research*, 115(B4):B04405.
- ZIEGLER, P. (1990). Geological atlas of Western and Central Europe (2nd and completely revised edition). *Shell International Petroleum Maatschappi B.V., Geological Society Publishing House, Bath*, 239.
- ZIENKIEWICZ, O. C., TAYLOR, R. L. R. L. et ZHU, J. Z. (2005). *The finite element method : its basis and fundamentals*. Elsevier Butterworth-Heinemann.
- ZOBACK, M. D. et HEALY, J. H. (1984). Friction, faulting and "in situ" stress. *Ann. Geophys.*, 2 (6):689–698.
- ZULUAGA, L. F., FOSSEN, H. et ROTEVATN, A. (2014). Progressive evolution of deformation band populations during Laramide fault-propagation folding : Navajo Sandstone, San Rafael monocline, Utah, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 68:66–81.



# Annexes



---

## Annexe A : Etude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

---

### A.1 Méthodes

Chaque grain composant une roche peut présenter une anisotropie qui peut être liée soit à sa forme, soit à son type de réseau cristallin. A l'échelle de l'échantillon, c'est l'orientation préférentielle de l'ensemble de ces minéraux qui va créer une fabrique magnétique. Sur le principe, l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) et l'anisotropie d'aimantation rémanente anhystérétique (AARA) sont similaires et mesurent ces deux contributions. Seule différence entre ces deux méthodes, l'ASM va refléter l'orientation moyenne des axes d'anisotropie de tous les grains constituant l'échantillon : dia- para- et ferromagnétique, alors que l'AARA ne prend en compte que les grains ferromagnétiques. De manière générale, l'ASM présente l'avantage d'être mesurée rapidement (3 minutes par échantillon en moyenne, contre plusieurs dizaines de minutes pour l'AARA), elle est également non destructive et mesure la contribution des grains. L'inconvénient principal de cette méthode est de ne pas pouvoir discerner deux ensembles de grains ayant une orientation préférentielle différente, comme le permettraient les méthodes optiques. À l'inverse, l'AARA, malgré son long temps de mesure, présente certains avantages par rapport à l'ASM. En effet cette méthode ne touche que les grains ferromagnétiques (s.l.) et ne présente pas de problème d'inversion d'axes. Néanmoins, une quantité minimale de grains ferromagnétiques est nécessaire pour obtenir un signal correct, la taille et la forme des grains restent aussi des paramètres importants à prendre en compte pour cette méthode. Enfin, si trop d'espèces ferromagnétiques dominent le signal, celui peut perdre en cohérence. Ce phénomène peut apparaître dans une roche si celle-ci contient des grains d'une première génération et des grains apparus lors d'une phase postérieure.

L'utilisation de ces deux méthodes combinées sur un même échantillon est donc profitable.

## A.2 Mesures ASM

La mesure de la susceptibilité magnétique ( $K$ ) est déduite de la mesure du champ induit à travers un échantillon soumis à un champ magnétique faible ( $300A.m^{-1}$ ) ( $J = K.H$ , où  $H$  est le champ appliqué,  $J$  le champ induit et  $K$  la susceptibilité magnétique). Les mesures de susceptibilité sont effectuées au laboratoire GEC à l'Université de Cergy-Pontoise avec un kappamètre Kappabridge KLY-3 de la société AGICO. Les échantillons cylindriques mesurant 25 mm de diamètre et 22.5 mm de hauteur. Il est nécessaire d'échantillonner si possible dans des faciès et des orientations variables afin d'éviter tout biais de mesures sur les résultats. Les cylindres sont placés dans le porte échantillon et sont analysés pendant une rotation ce qui permet une mesure continue des variations du champ induit dans l'échantillon. Pour un résultat en 3D des susceptibilités, l'échantillon est introduit à 3 reprises dans le solénoïde selon trois orientations perpendiculaires entre elles dans des directions prédéfinies. Le kappamètre est entièrement géré par un programme d'AGICO (SUSAR pour le mode automatique et SUSAM pour le mode manuel). Les valeurs de susceptibilités magnétiques obtenues sont normalisées sous forme de tenseur ( $K_{max}$ ,  $K_{int}$  et  $K_{min}$ ) donnant les orientations des vecteurs principaux définissant l'ellipsoïde de susceptibilité et différents paramètres de forme (L, F, P, Pj et T).

## A.3 Mesures AARA

Pour mesurer l'AARA, le protocole développé par Jelinek (1996) a été utilisé pour déterminer l'anisotropie. Celle-ci est obtenue dans une direction donnée en appliquant un champ alternatif lentement décroissant à partir d'une valeur maximale (pour un démagnétiseur AGICO LDA-3F), à laquelle on superpose un champ faible continu (par un magnétiseur sous champ continu AGICO UMA-1A). Dans toutes nos mesures d'AARA, l'intensité du champ alternatif a été fixé à  $90mT$  et celle du champ continu à  $100\mu T$ . L'aimantation résultante est ensuite mesurée dans un magnétomètre JR6-A (AGICO). Ce protocole est ensuite appliqué de la même manière dans la direction opposée. Cette opération est alors répétée le long de six orientations distinctes pour un total de 12 mesures afin de construire un tenseur de rémanence par inversion, donnant les trois principales valeurs de rémanence et leurs orientations.

## A.4 Résultats

Les études de la fabriques magnétiques ont dans un premier temps été menées à travers l'étude seule de la susceptibilité magnétique dans les grès d'Aren. Les résultats obtenus n'ont pas été assez satisfaisants du fait du faciès majoritairement quartzeux. Nous avons alors passé ces mêmes échantillons pour une étude d'AARA pour cibler les grains ferromagnétiques, pour comparer ceux-ci avec une étude de la susceptibilité magnétique de la formation du Garumnien.

Les différents résultats détaillés, site par site, sont présentés ci-après.

#### A.4.1 ASM dans la formation d'Aren

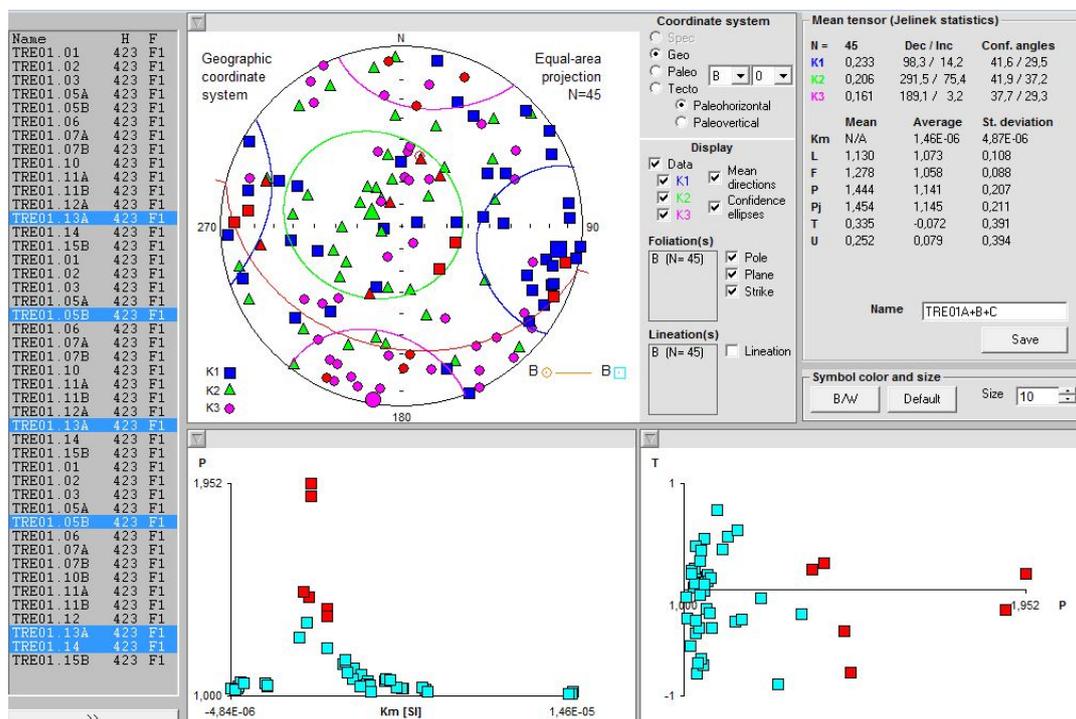


Figure: A.1 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Aren. À gauche, nombre et noms des échantillons. Stéréogramme : Axes K1 représentés par des carrés, axes K2 représentés par des triangles, axes K3 représentés par des ronds. Ellipses de confiance autour de chaque direction moyenne. Stratification représentée en orange avec les pôles de la stratification. À droite, données du tenseur moyen et des différents paramètres de forme de l'ellipsoïde. En bas, diagrammes P/Km et T/P

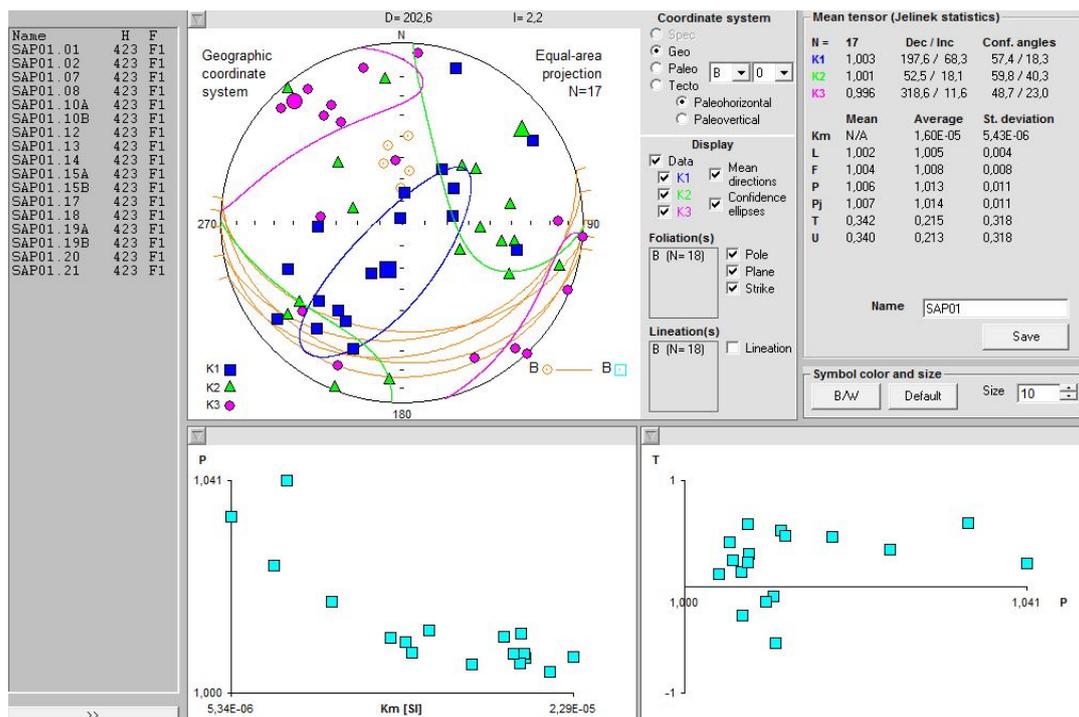


Figure: A.2 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Orrit.

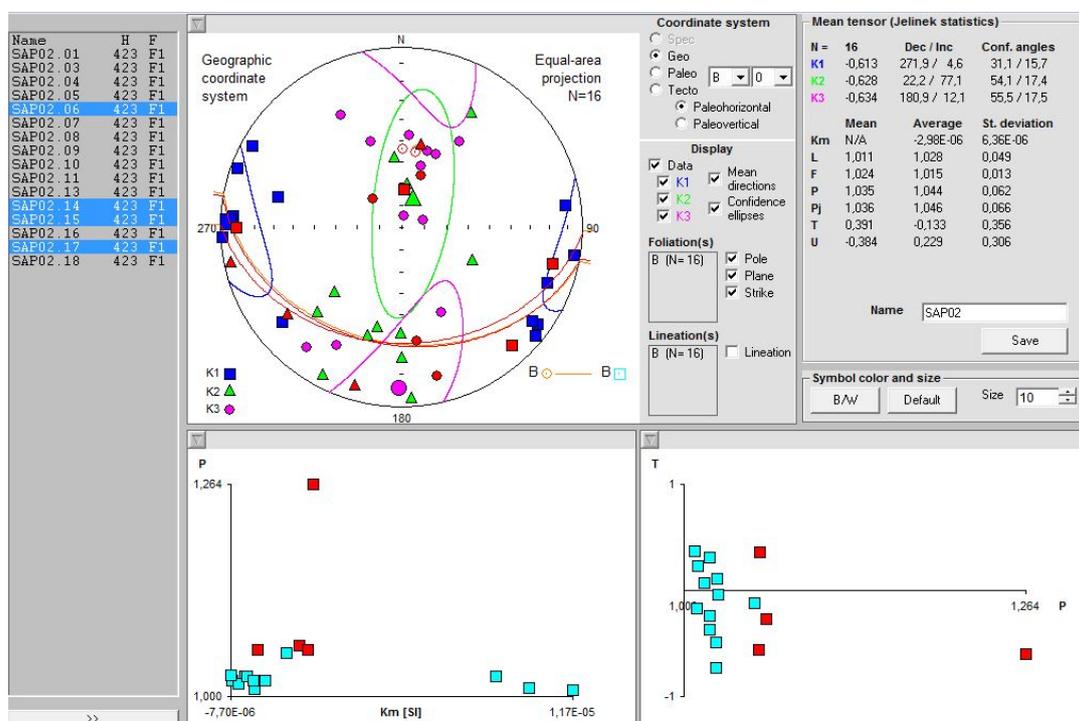


Figure: A.3 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Sapeira.

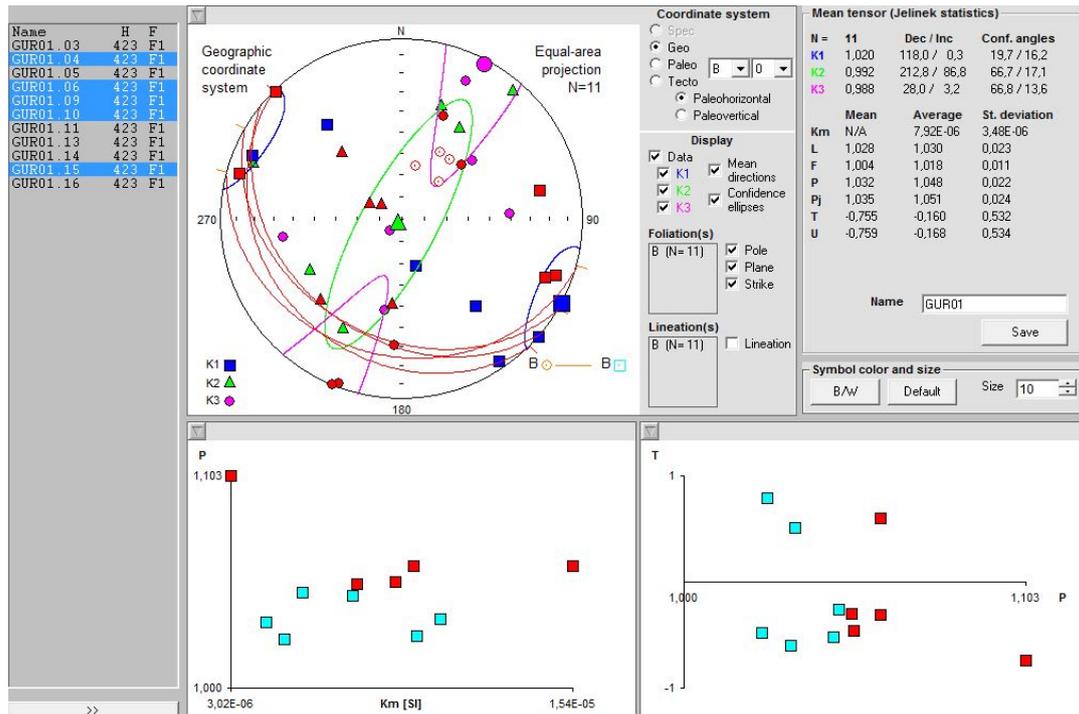


Figure: A.4 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garum-nien : site de Gulp.

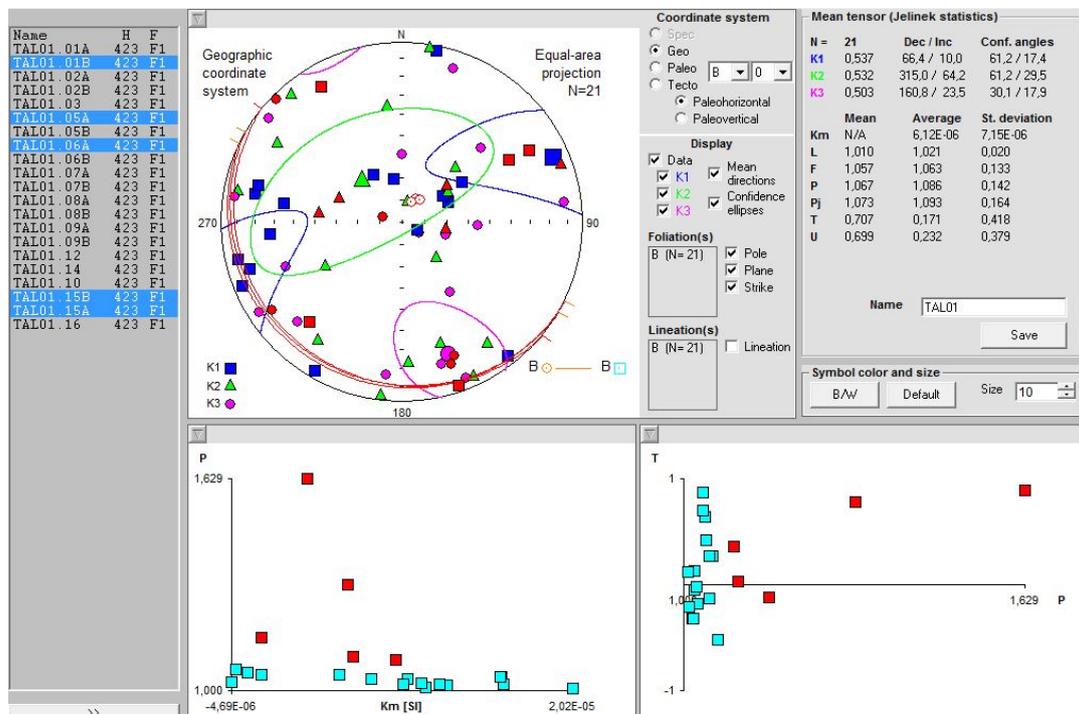


Figure: A.5 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garum-nien : site de Talarn.

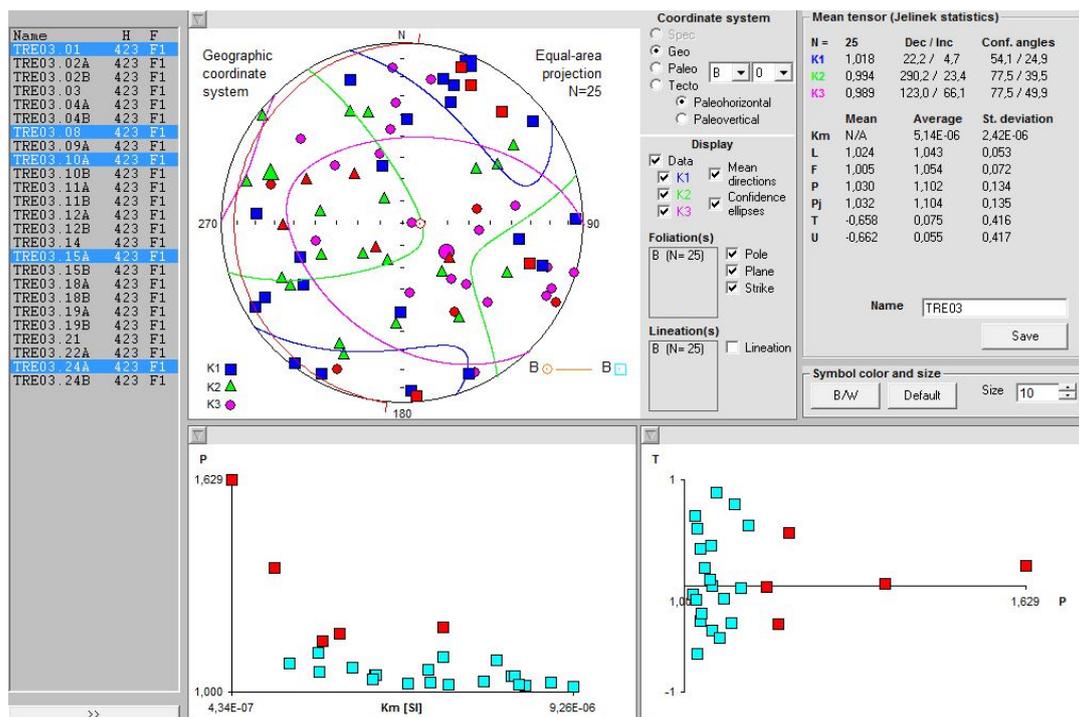


Figure: A.6 – Résultats de l’Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Nerets.

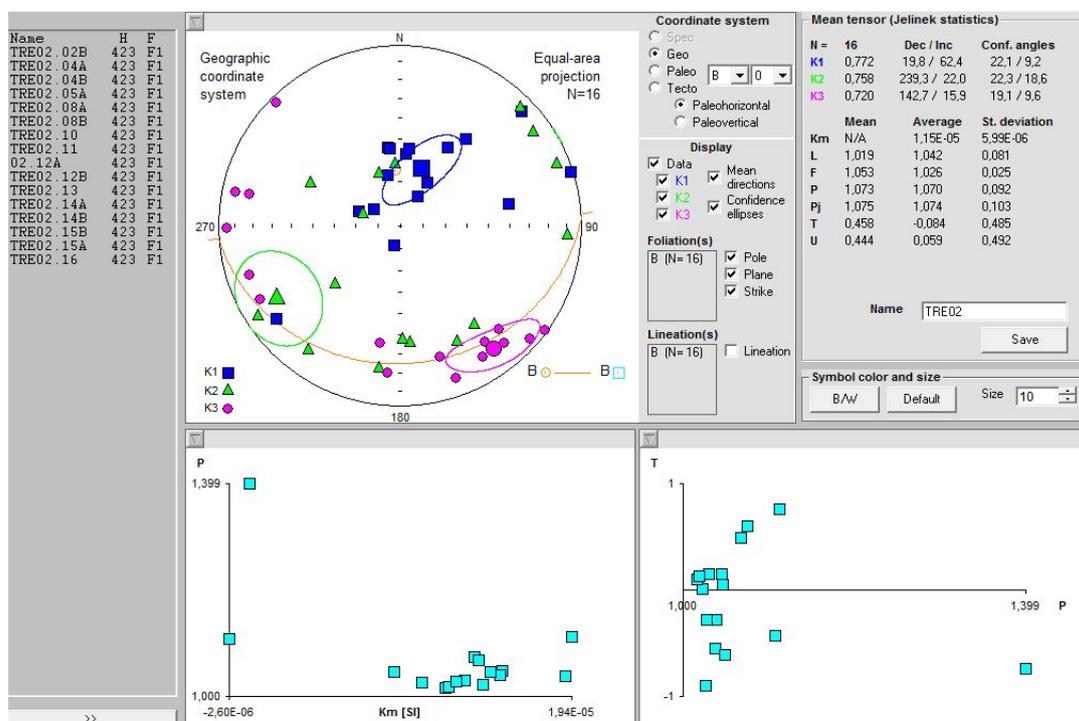


Figure: A.7 – Résultats de l’Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d’Orcau.

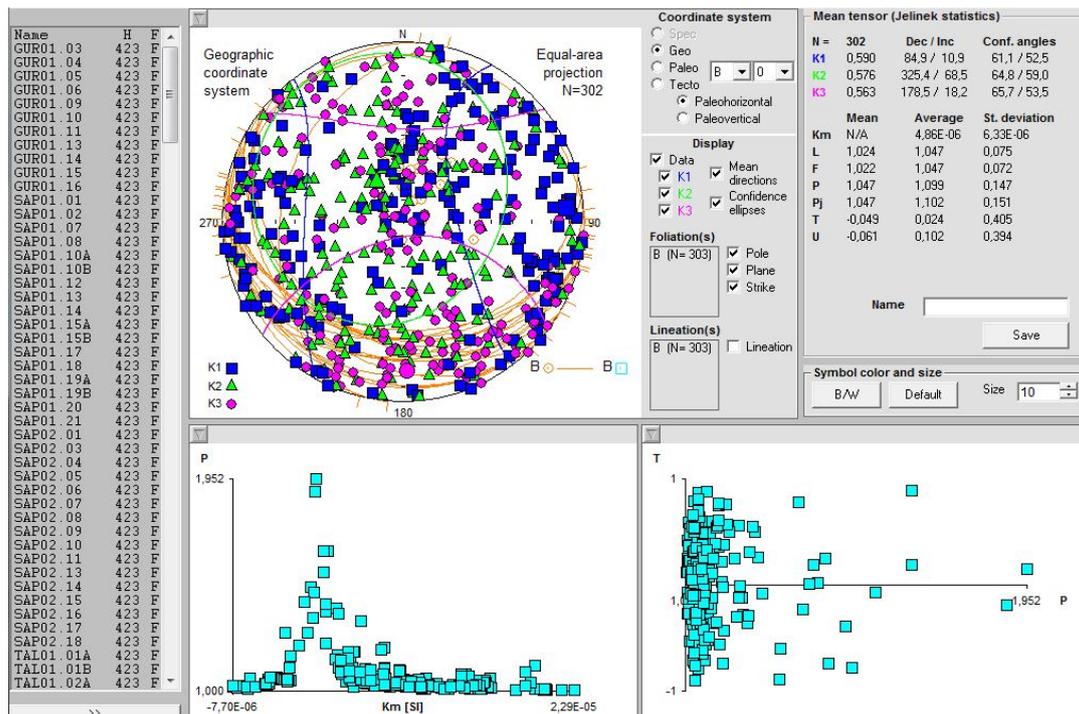


Figure: A.8 – Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans la formation d'Aren.

#### A.4.2 AARA dans la formation d'Aren

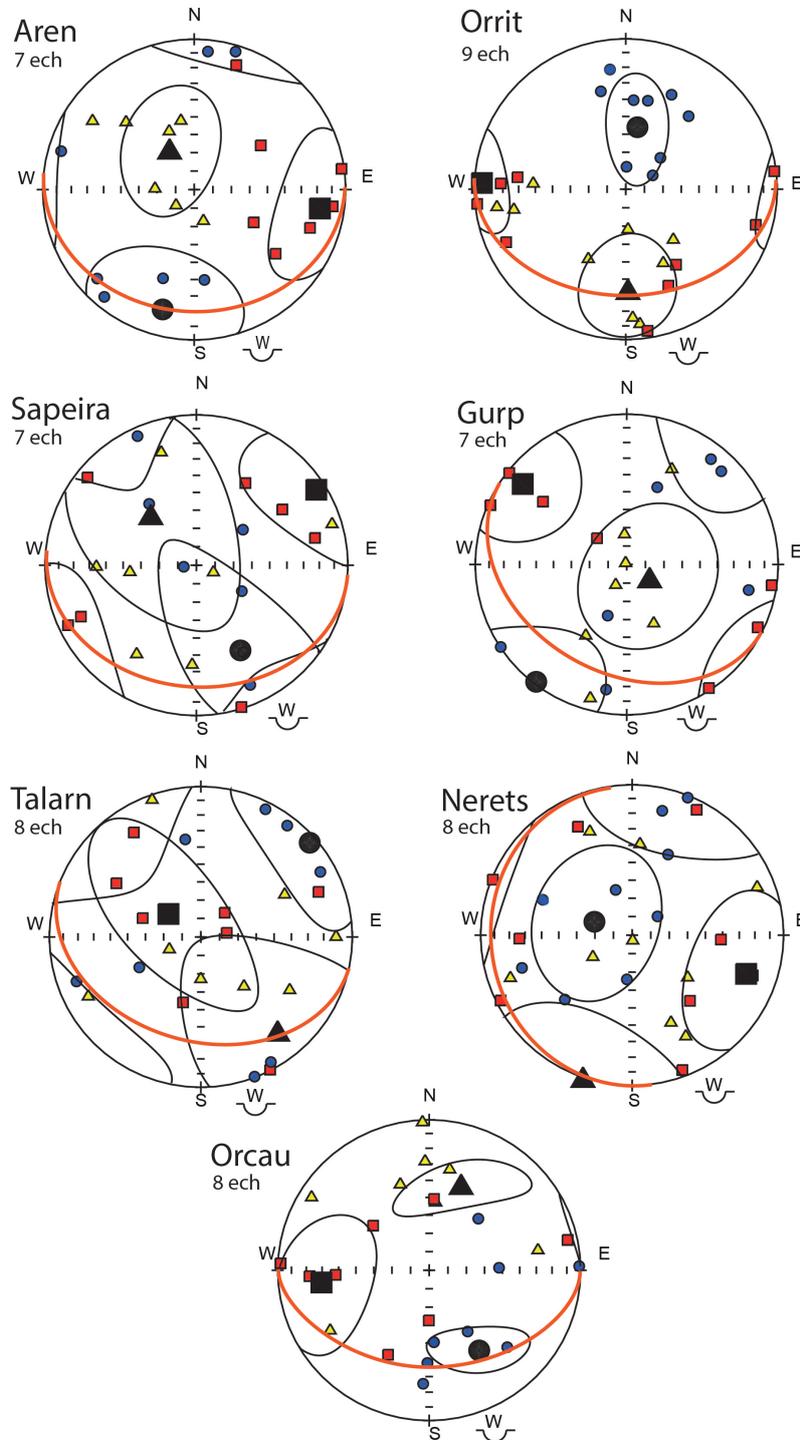


Figure: A.9 – Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie d'Aimantation Rémanente Anhystérétique dans la formation d'Aren.

### A.4.3 ASM dans le Garumnien

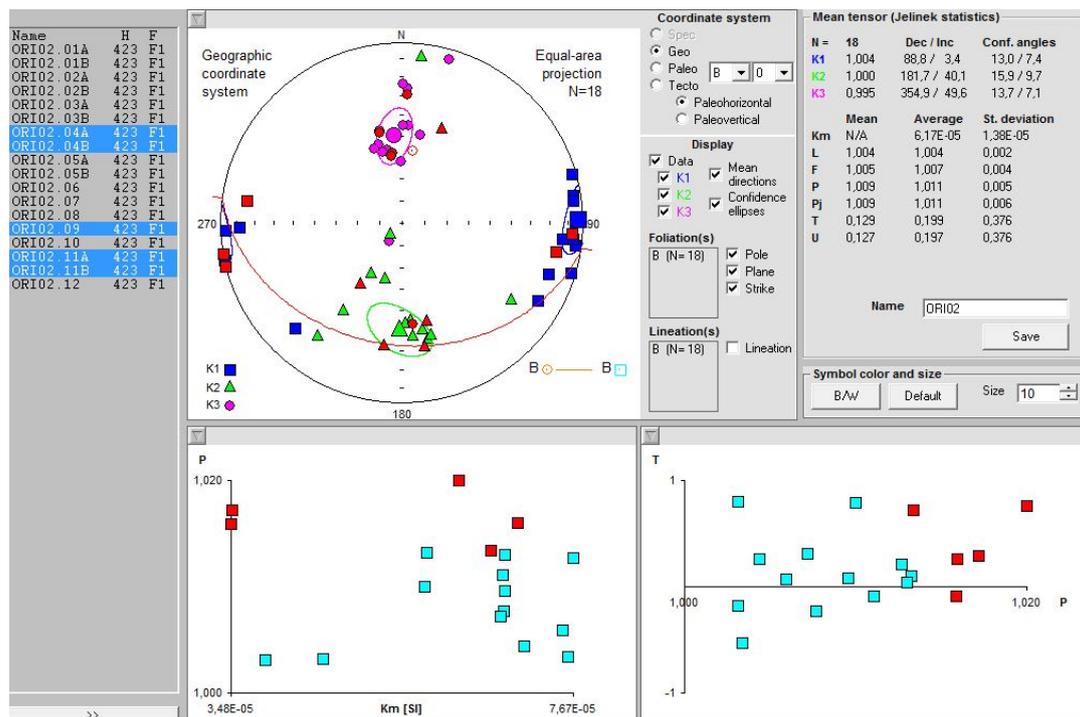


Figure: A.10 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Orrit. À gauche, nombre et noms des échantillons. Stéréogramme : Axes K1 représentés par des carrés, axes K2 représentés par des triangles, axes K3 représentés par des ronds. Ellipses de confiance autour de chaque direction moyenne. Stratification représentée en orange avec les pôles de la stratification. À droite, données du tenseur moyen et des différents paramètres de forme de l'ellipsoïde. En bas, diagrammes P/Km et T/P

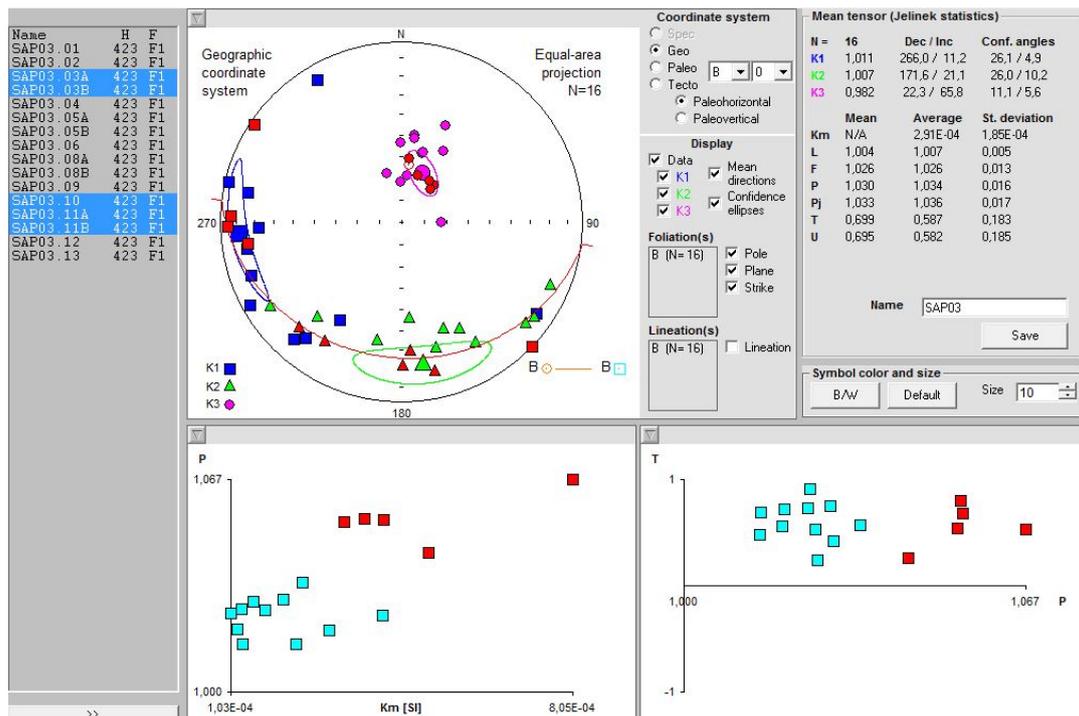


Figure: A.11 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garmunien : site de Sapeira.

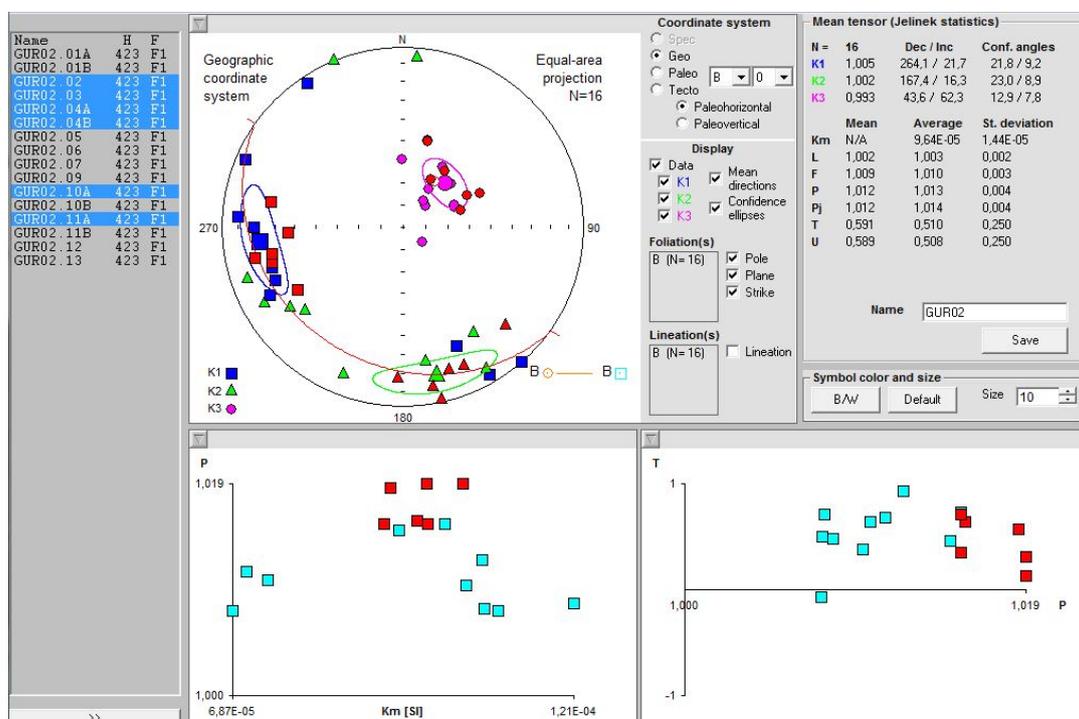


Figure: A.12 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garmunien : site de Gurp.

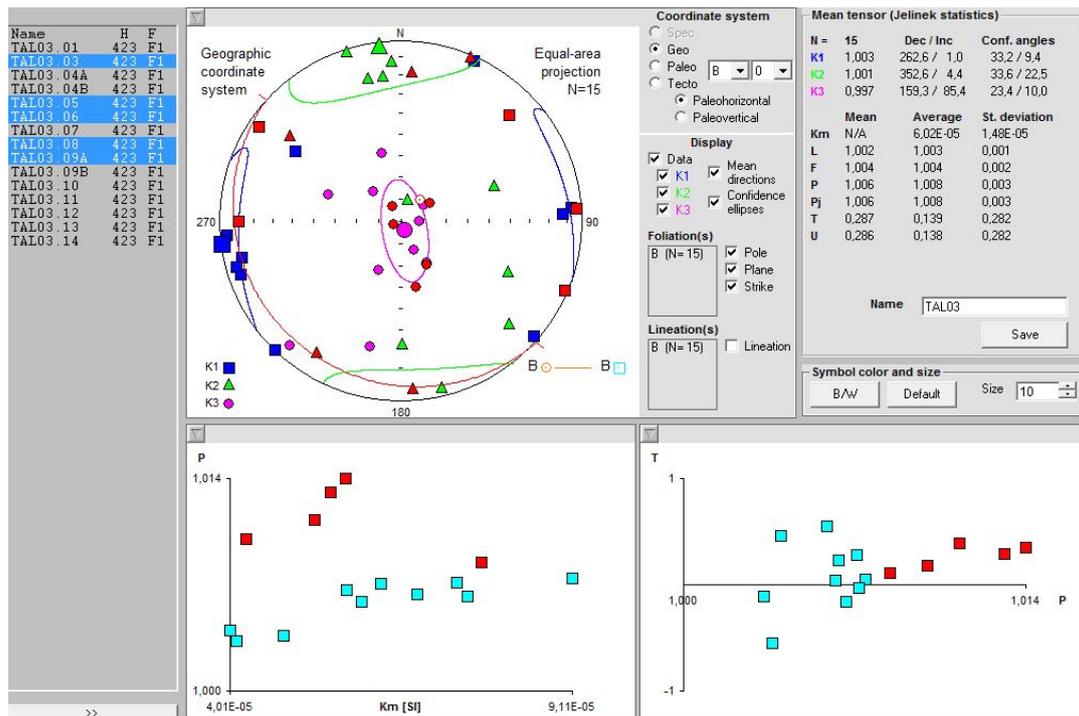


Figure: A.13 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Talarn.

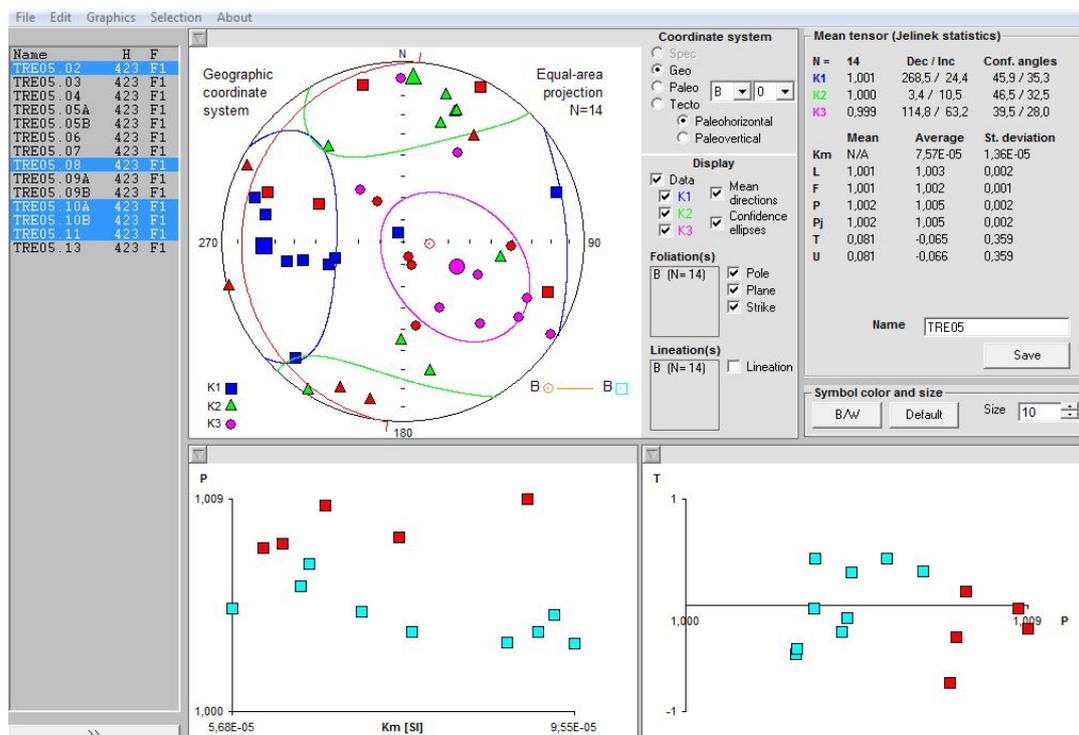


Figure: A.14 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site TRE05 (Nord de Tremp).

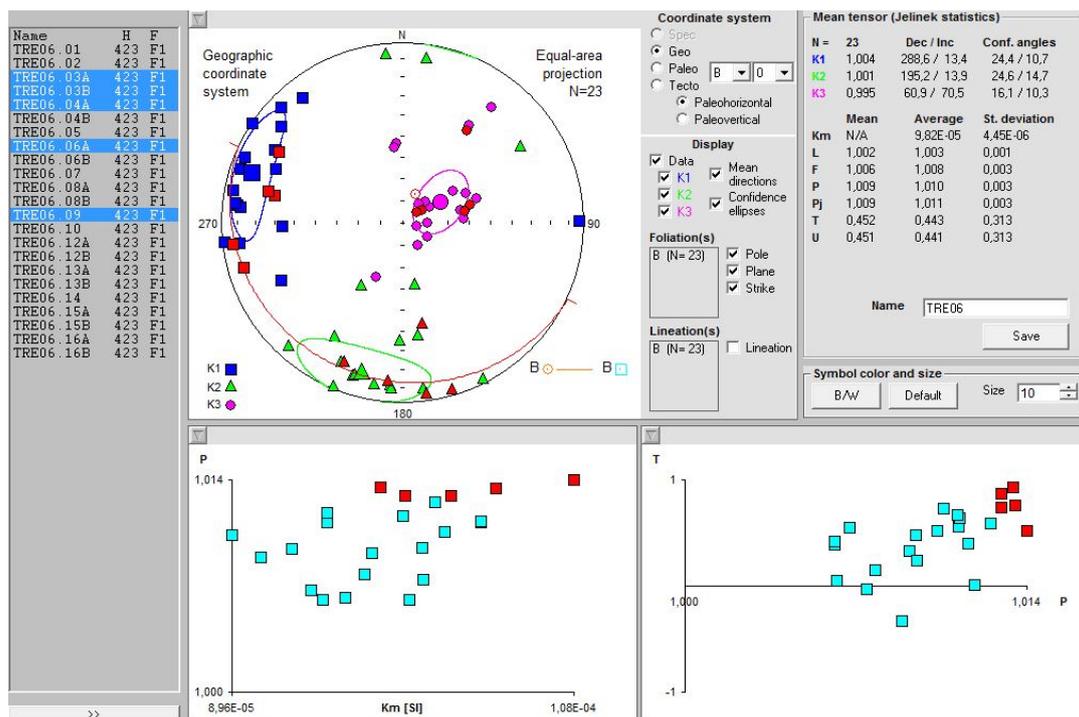


Figure: A.15 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garmunien : site TRE06 (Trempl).

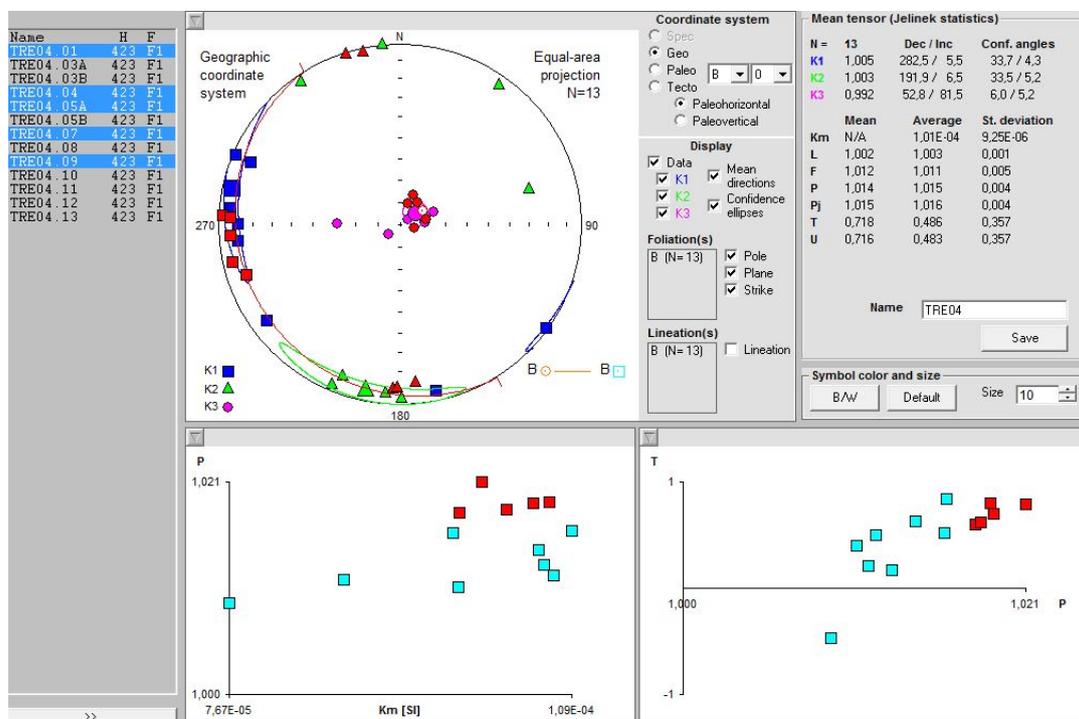


Figure: A.16 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garmunien : site TRE04 (Sud de Trempl).

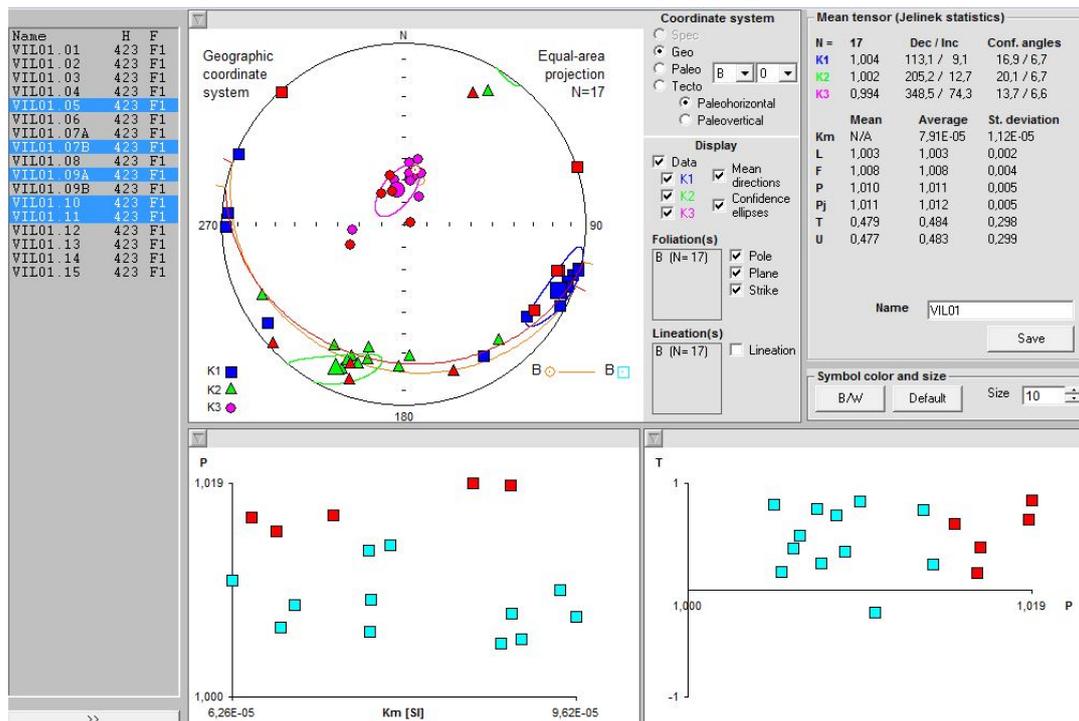


Figure: A.17 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Vilamitjana.

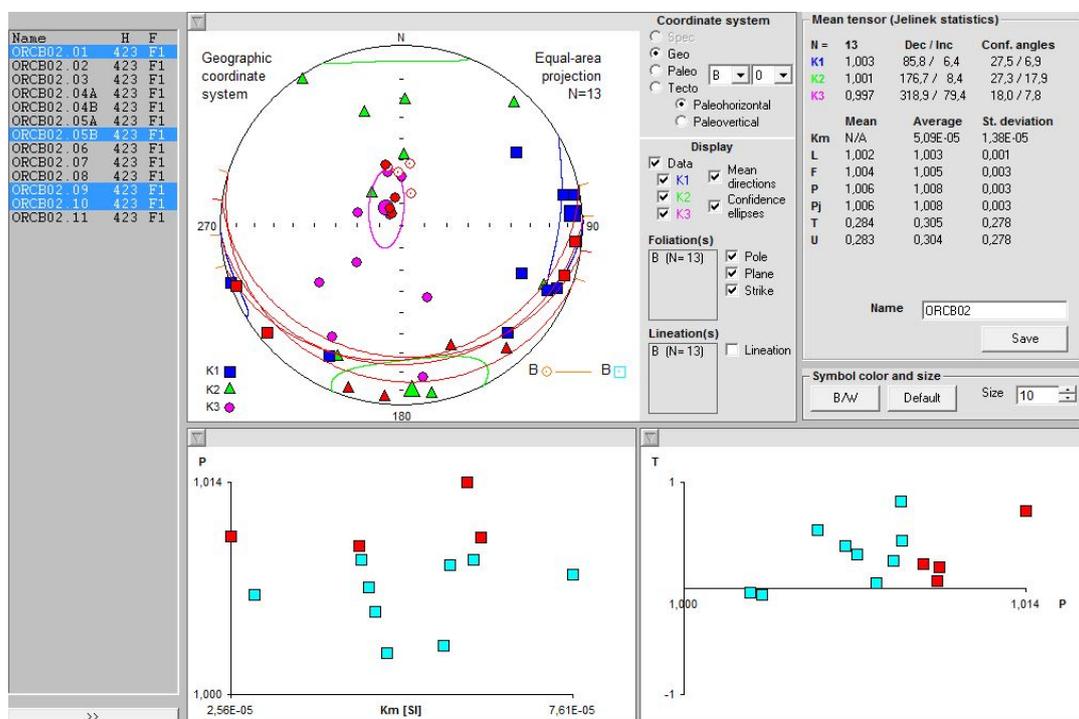


Figure: A.18 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Orcau.

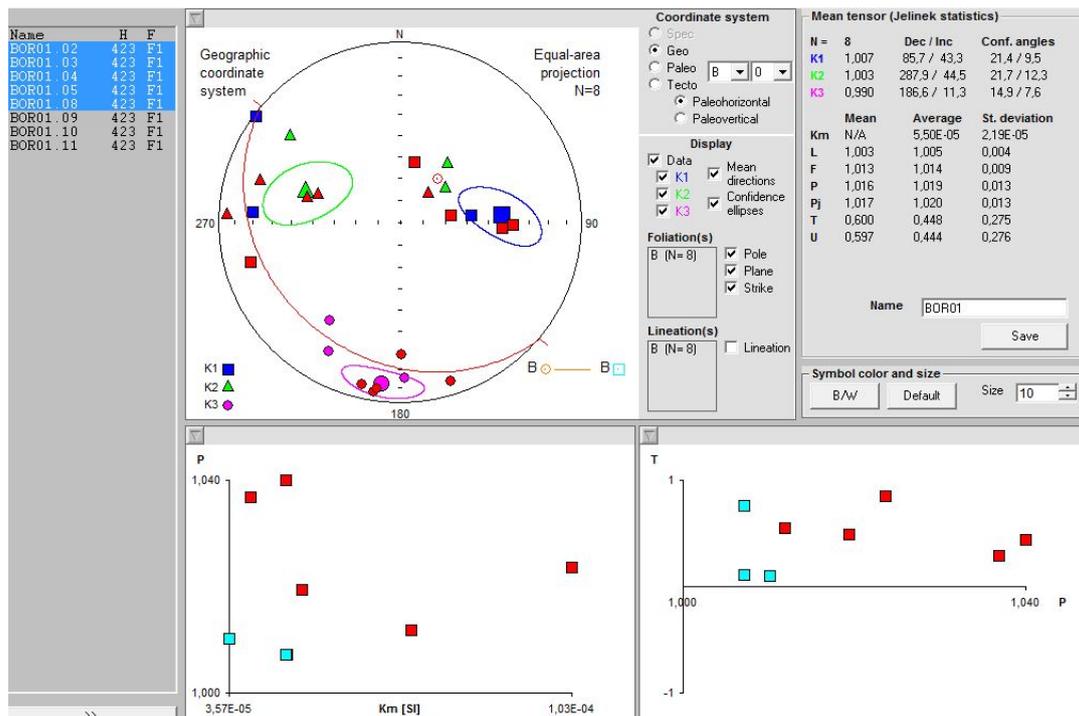


Figure: A.19 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Casa Borell (Rétro-chevauchement).

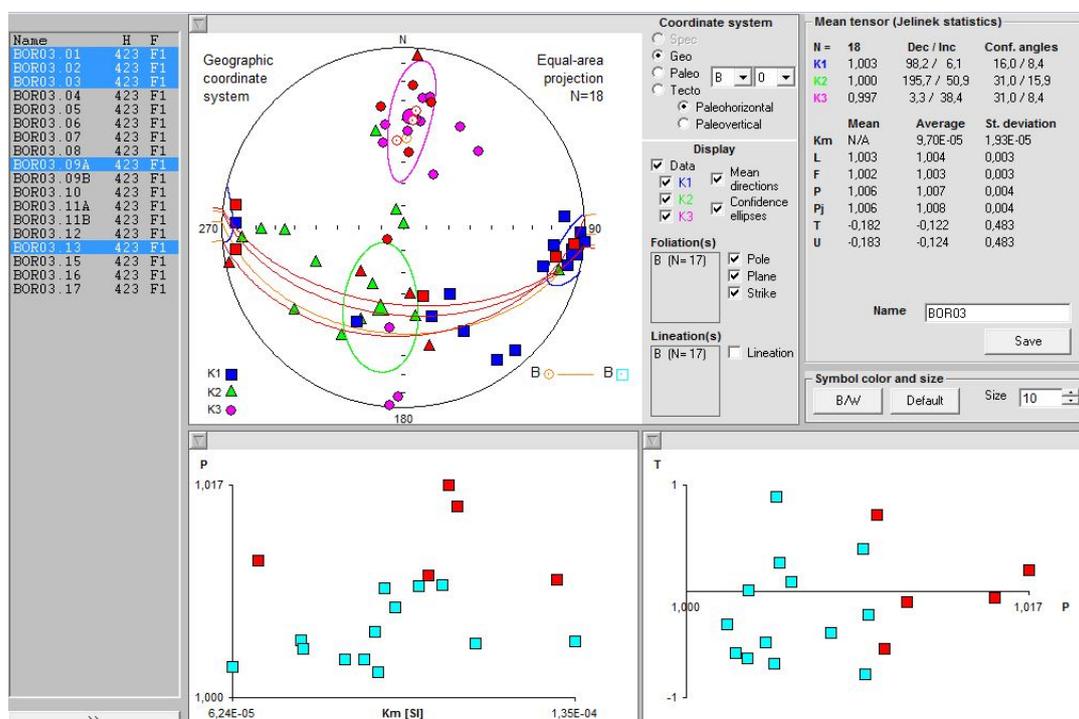


Figure: A.20 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site BOR03 (Est de Casa Borell)

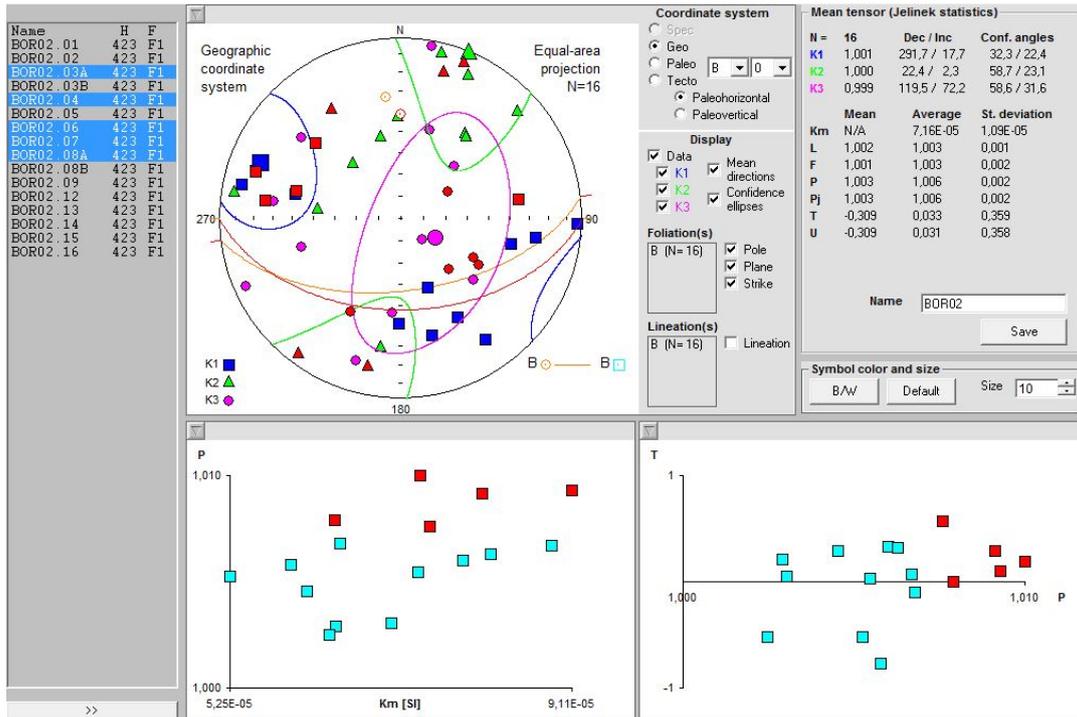


Figure: A.21 – Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site BOR02 (Est de Casa Borell)

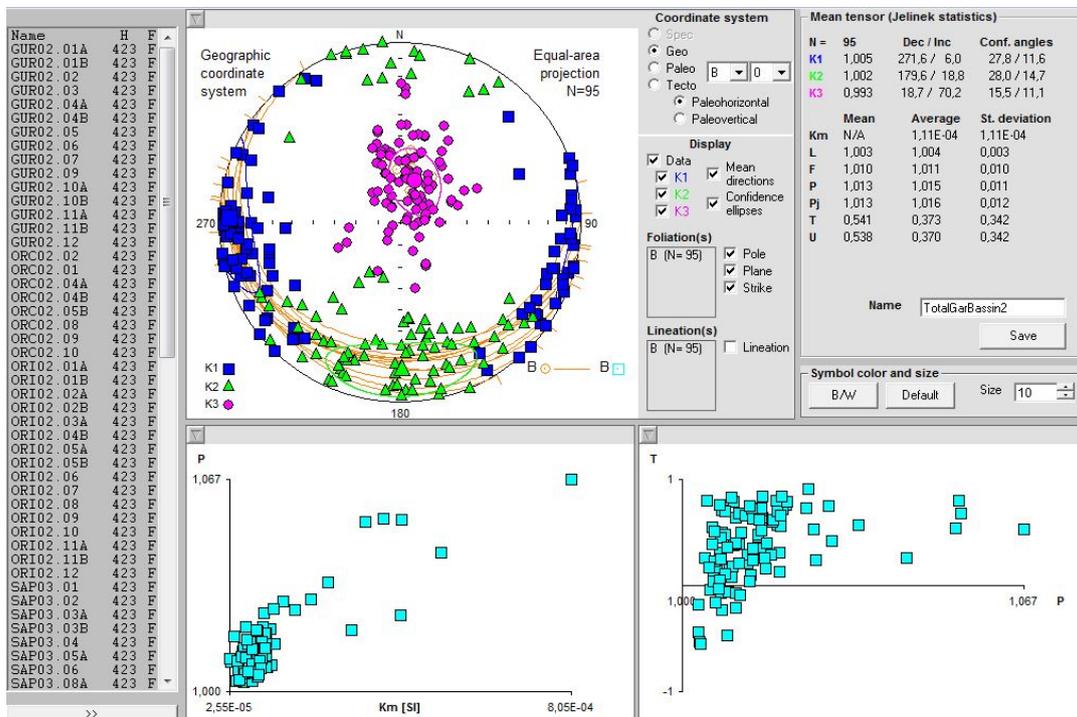


Figure: A.22 – Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien



---

### Annexe B : Fiches récapitulatives des sites étudiés

---

Des fiches récapitulatives des sites étudiés sont présentées, d'Ouest en Est, proposant une carte géographique en vue satellite, avec localisation de la zone d'étude, des photographies macroscopiques et microscopiques des bandes de déformation, la composition de la roche hôte, un stéréogramme de l'orientation des bandes mesurées, les résultats ASM du site dans le Garumnien le plus proche et AARA de la formation d'Aren. Chaque fiche est complétée par une description générale du site.

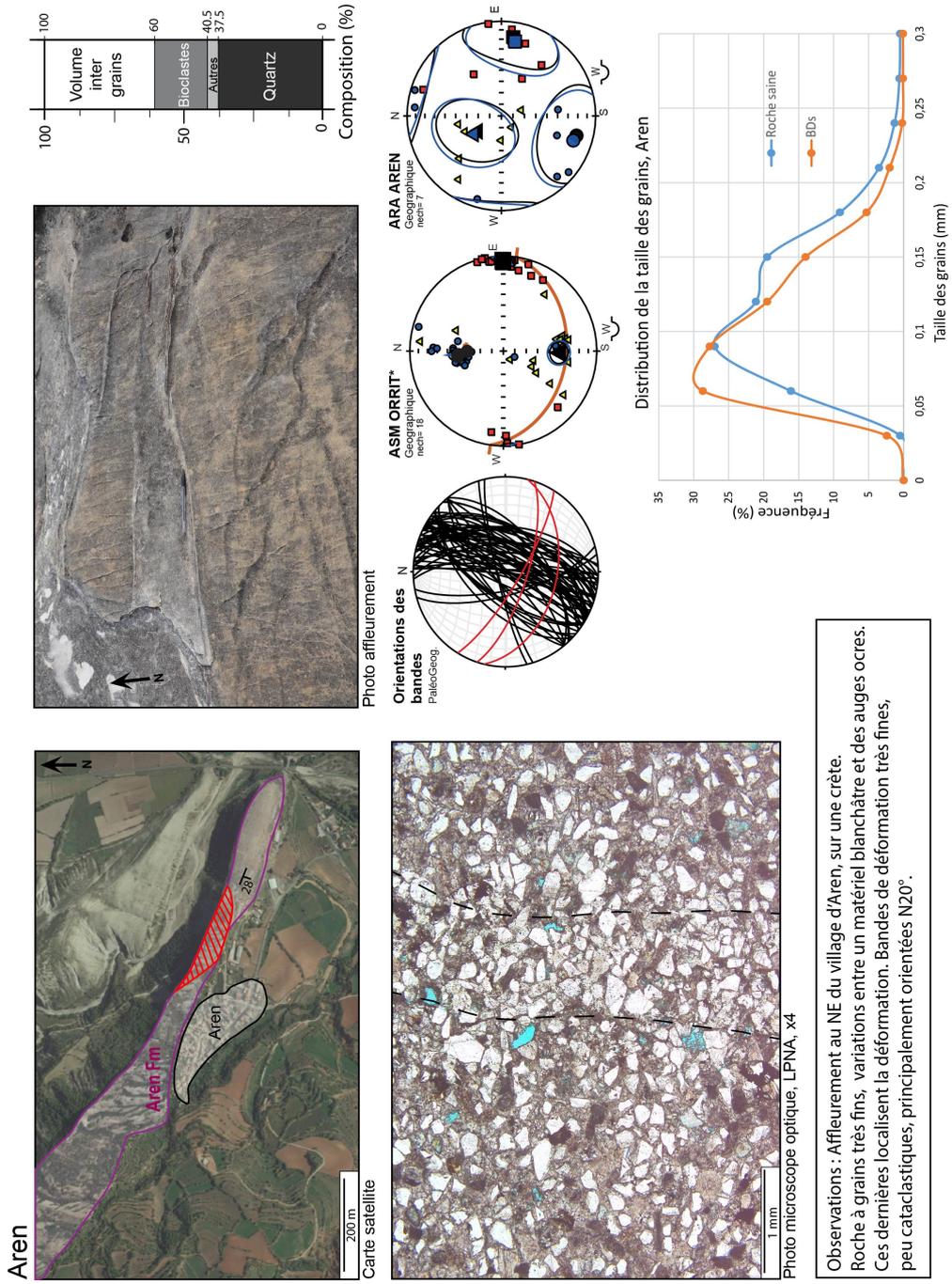


Figure: B.1 – Fiche récapitulative du site d'Aren

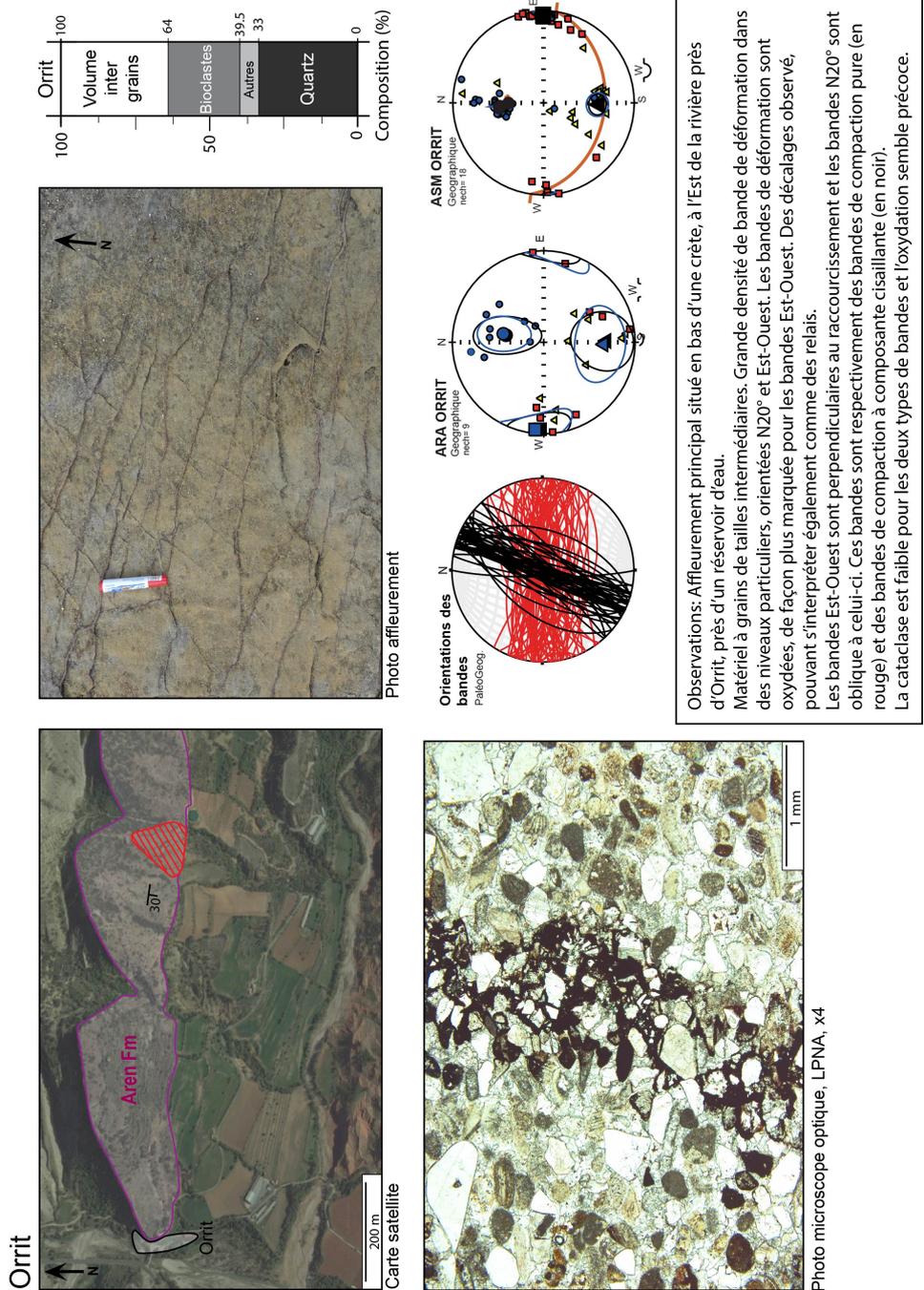
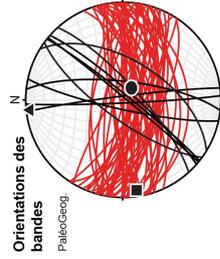
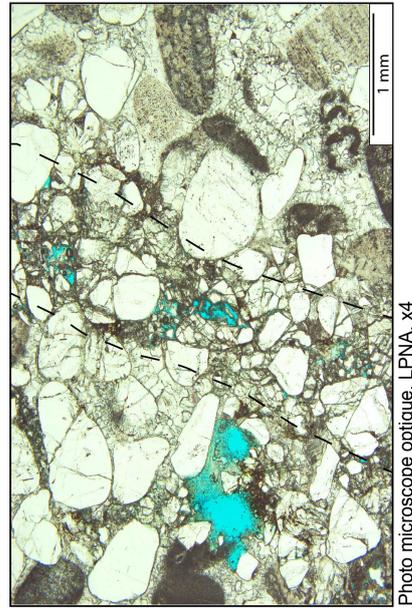
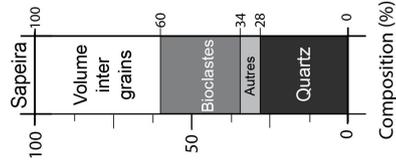
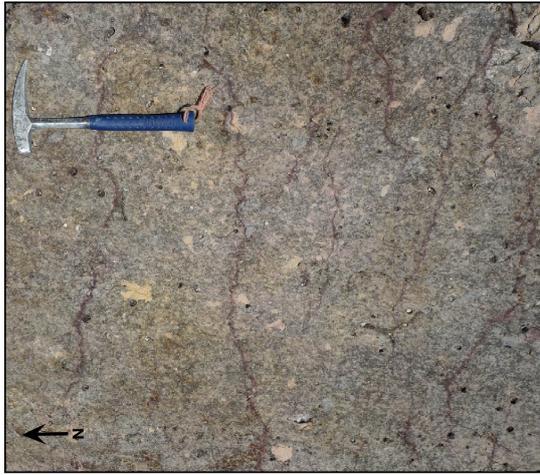
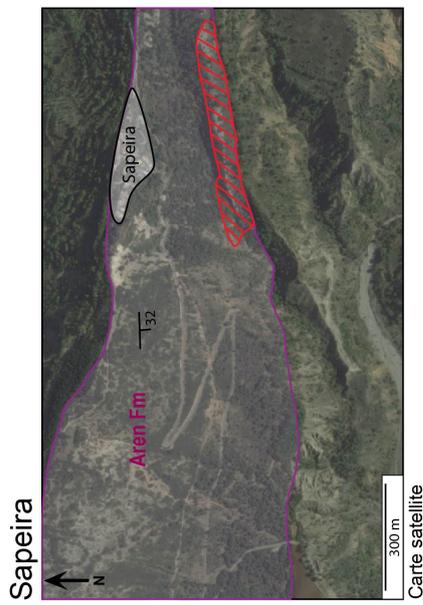


Figure: B.2 – Fiche récapitulative du site d'Orrit

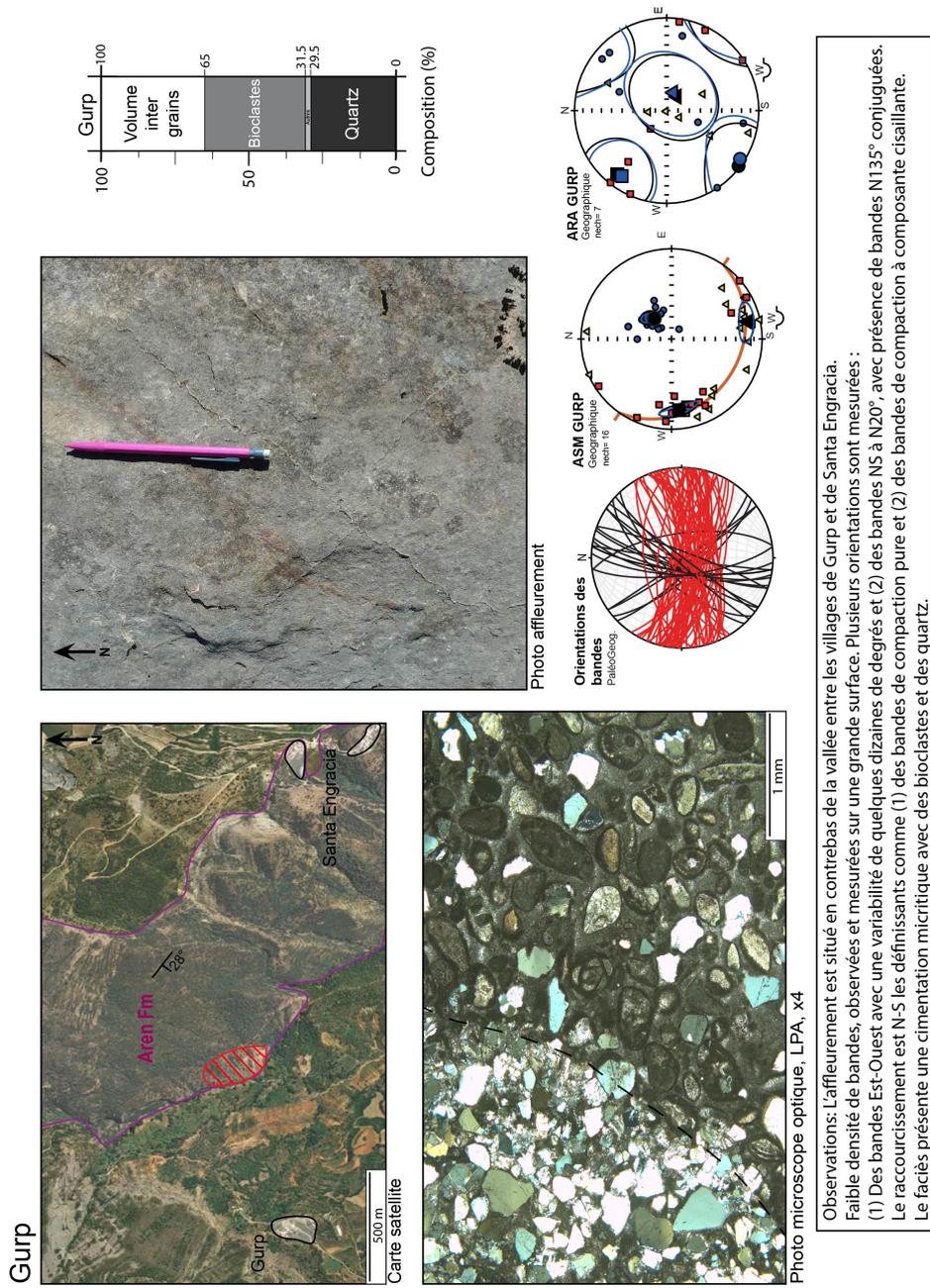


Observations: L'affleurement est situé en contrebas du village de Sapeira, proche du fond de la vallée creusée par un petit cours d'eau. Deux orientations de bandes sont observées, (1) Est-Ouest et (2) N20°.

Ces bandes sont respectivement perpendiculaires et obliques au raccourcissement, les définissant comme (1) des bandes de compaction pure et (2) des bandes de compaction à composante cisailante. Les bandes Est-Ouest sont par endroit oxydées et sinueuses.

Les grains sont par endroit très grossiers et la cataclase est très intense principalement dans les bandes de compaction à composante cisailante.

**Figure: B.3 – Fiche récapitulative du site de Sapeira**



**Figure: B.4 – Fiche récapitulative du site de Gurp**

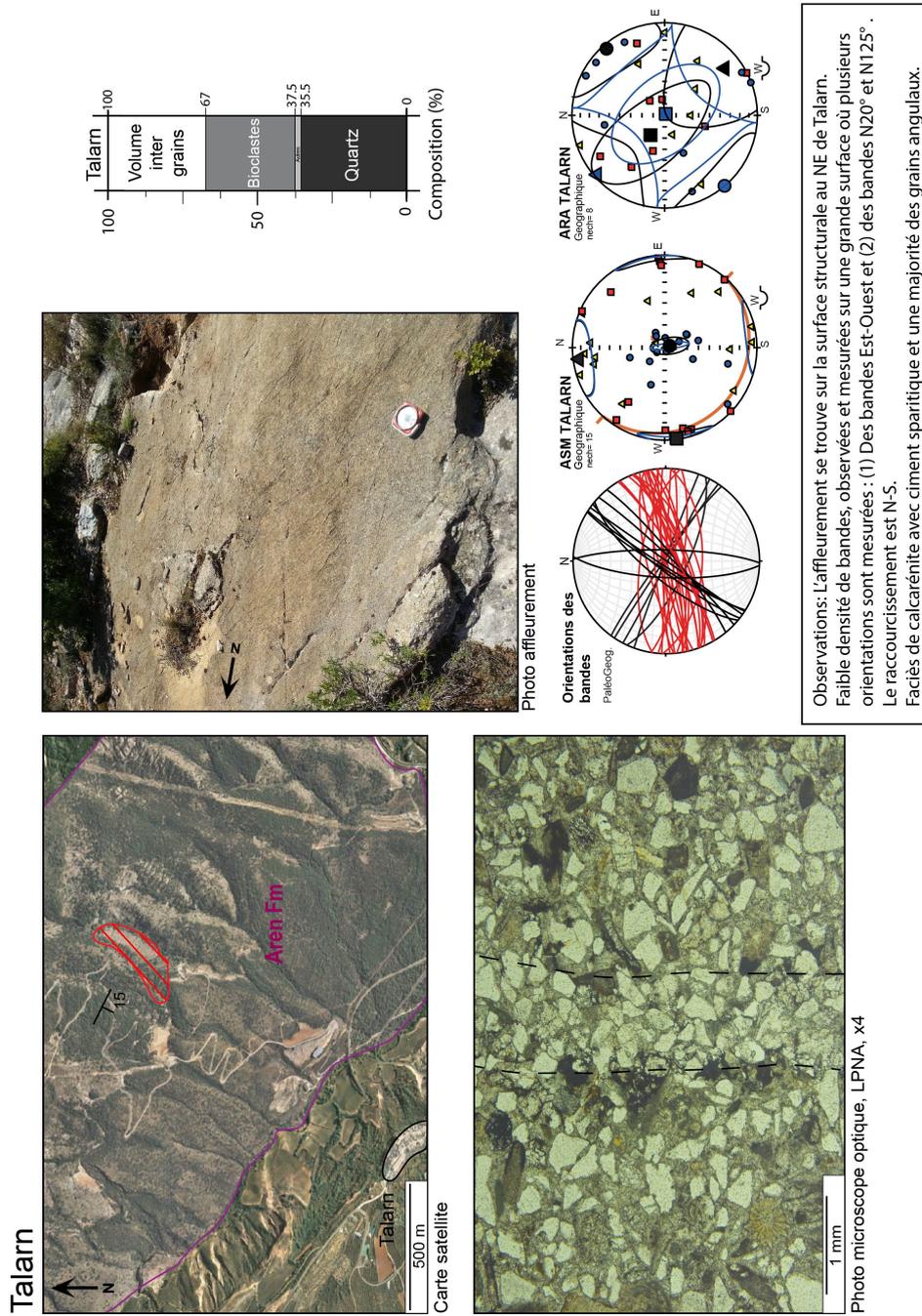


Figure: B.5 – Fiche récapitulative du site de Talam

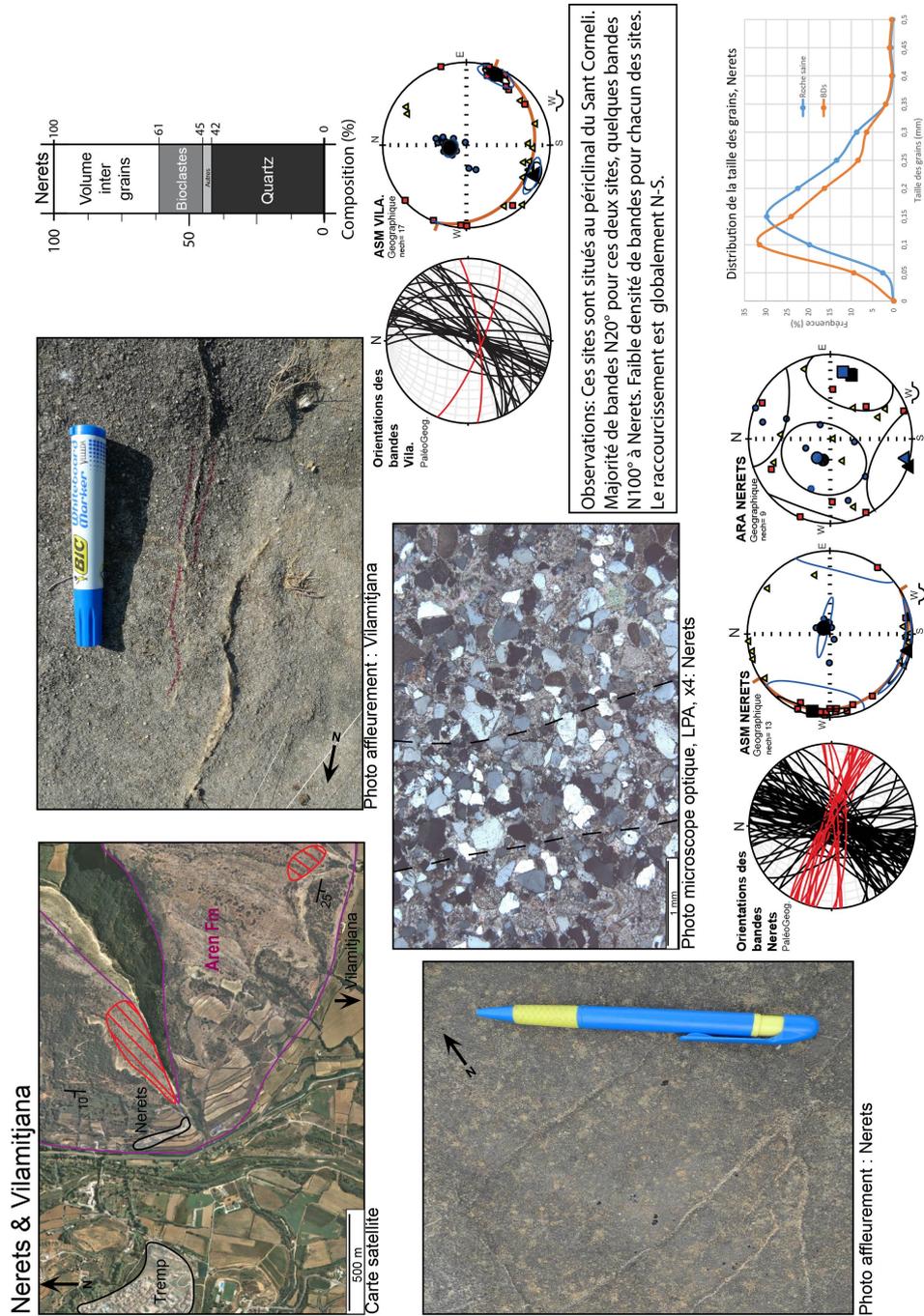


Figure: B.6 – Fiche récapitulative des sites de Nerets et de Vilamitjana

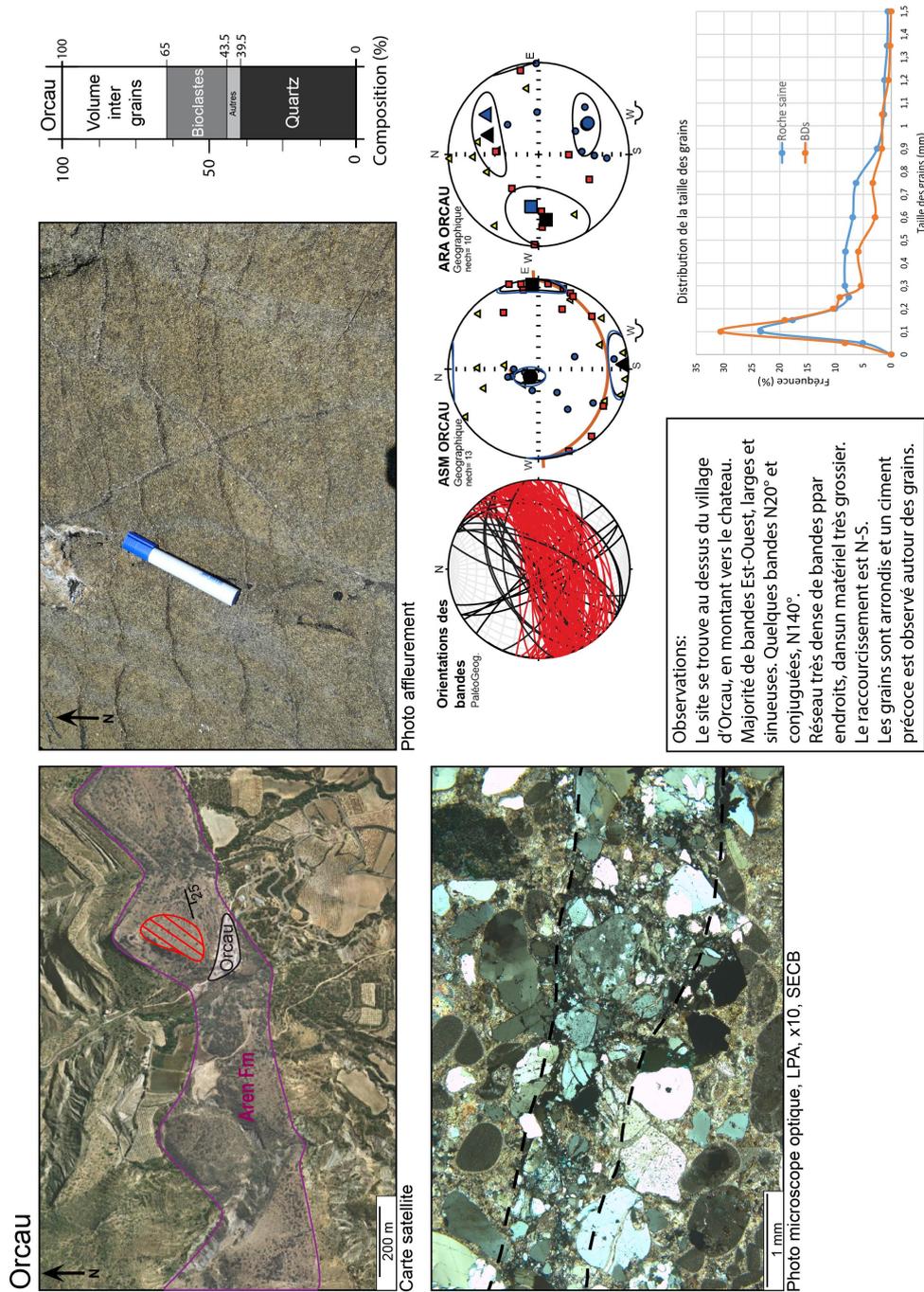


Figure: B.7 – Fiche récapitulative du site d'Orcau

## ANNEXE C

---

Annexe C : Fiche de calculs des simulations Géomécaniques

---



## ANNEXE D

---

Annexe D : Détails des calculs numériques avec OptumG2

---

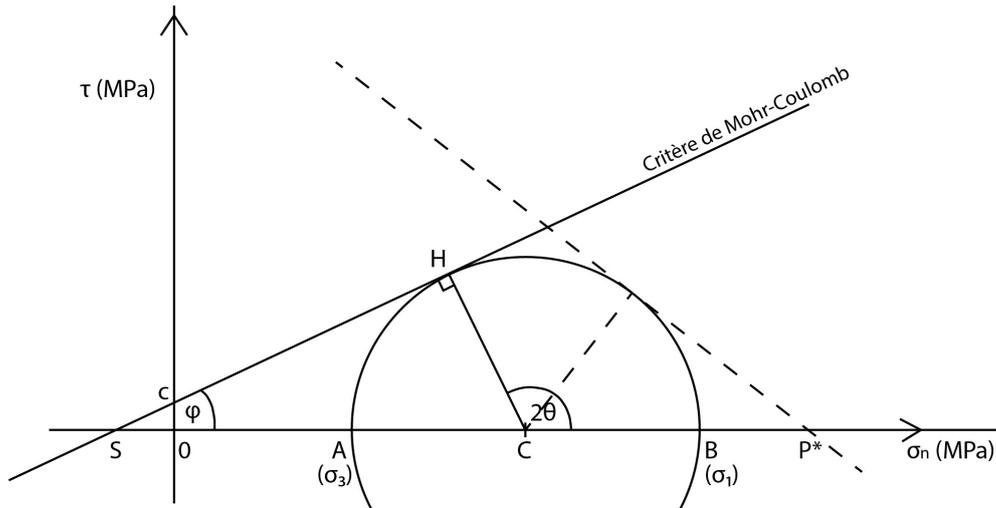


Figure I: Cercle de Mohr, Critère de rupture de MC et fermeture d'enveloppe.

Le critère de rupture Mohr-Coulomb (Coulomb, 1776) se définit tel que:  $\tau = \sigma_n \cdot \tan(\varphi) + c$   
 Avec la contrainte normale au plan de rupture  $\sigma_n$  (MPa) et la contrainte cisailante  $\tau$  (MPa).  
 Le coefficient de friction  $\varphi$  (°) et la cohésion du matériau  $c$  (MPa).  
 On pose  $Q = (\sigma_1 - \sigma_3)$ , défini comme la contrainte différentielle  
 et  $P = (\sigma_1 + 2\sigma_3)/3$ , comme étant la contrainte moyenne (dans un essai triaxial où  $\sigma_2 = \sigma_3$ ).  
 Par définition:  $OA = \sigma_3$  et  $OB = \sigma_1$ .

Quel que soit le cercle considéré, on a :

$$\sin \varphi = \frac{CH}{SC} \Rightarrow \frac{SB - SA}{2} = \sin \varphi \frac{SB + SA}{2}$$

$$\text{où } SB + SA = SO + OB + SO + OA = 2SO + \sigma_1 + \sigma_3$$

Le cercle est défini par:

$$\frac{SB - SA}{2} = \text{rayon} = CH \text{ et } \frac{SB + SA}{2} = SC$$

Si on exprime ces expressions en fonction des contraintes principales, alors:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \sin \varphi \cdot SC \Rightarrow \sigma_1 - \sigma_3 = \sin \varphi \cdot (OS + OC) \text{ où } OS = c \cdot \cotan \varphi \text{ et } OC = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$$

$$\begin{aligned} \text{On a donc: } \sigma_1 - \sigma_3 &= \sin \varphi \cdot (\sigma_1 + \sigma_3 + 2c \cdot \cotan \varphi) \\ &= \sin \varphi \cdot (\sigma_1 + 2\sigma_3 - \sigma_3 + 2c \cdot \cotan \varphi) \\ Q &= \sin \varphi \cdot (3P - P + Q/3 + 2c \cdot \cotan \varphi) \end{aligned}$$

$$\text{C'est à dire: } Q = 2P \cdot \sin \varphi + (Q/3) \sin \varphi + 2c \cdot \cos \varphi$$

$$\text{ou encore: } \boxed{Q = P \frac{6 \cdot \sin \varphi}{3 - \sin \varphi} + \frac{6c \cdot \cos \varphi}{3 - \sin \varphi}}$$

Dans le cas où la cohésion  $c$  est nulle, l'expression du critère de Mohr-Coulomb dans un diagramme Q-P se traduit par :

$$\boxed{Q = P \frac{6 \cdot \sin \varphi}{3 - \sin \varphi}}$$

Figure: D.1

En considérant cette fois la fermeture de l'enveloppe, sous forme de droite, que l'on peut définir grâce au cercle de Mohr par :

$$\tau = -\sigma_n \cdot \tan(\varphi^*) + (\tan\varphi^* \cdot P^*) \quad (\text{Figure I})$$

Dans l'objectif d'exprimer cette relation dans le diagramme Q-P, on pose :

$$\begin{aligned} \frac{P^*A - P^*B}{2} &= \sin\varphi^* \frac{P^*A + P^*B}{2} \\ &= \sin\varphi^* \frac{OP^* - OA + OP^* - OB}{2} \\ &= \sin\varphi^* \frac{2 \cdot OP^* - (OA + OB)}{2} \end{aligned}$$

donc:  $P^*A - P^*B = \sin\varphi^* \cdot (2 \cdot OP^* - (\sigma_3 + \sigma_1))$

de même:  $P^*A - P^*B = OP^* - OA - (OK^* - OB) = OB - OA = \sigma_1 - \sigma_3$

ainsi:  $\sigma_1 - \sigma_3 = \sin\varphi^* \cdot (2 \cdot OP^* - (\sigma_3 + \sigma_1))$

$$OP^* = P^* \quad \text{et} \quad \sigma_1 + \sigma_3 = 2P + Q/3$$

On a donc:  $Q = \sin\varphi^* \cdot (2P^* - 2P - Q/3)$

$$Q \left( \frac{1 + \sin\varphi^*}{3} \right) = 2 \sin\varphi^* \cdot (P^* - P)$$

$$Q = -P \frac{2 \sin\varphi^*}{(1 + \sin\varphi^*)} + P^* \frac{2 \sin\varphi^*}{(1 + \sin\varphi^*)}$$

Ou encore:

$$Q = -P \frac{6 \sin\varphi^*}{(3 + \sin\varphi^*)} + P^* \frac{6 \sin\varphi^*}{(3 + \sin\varphi^*)}$$

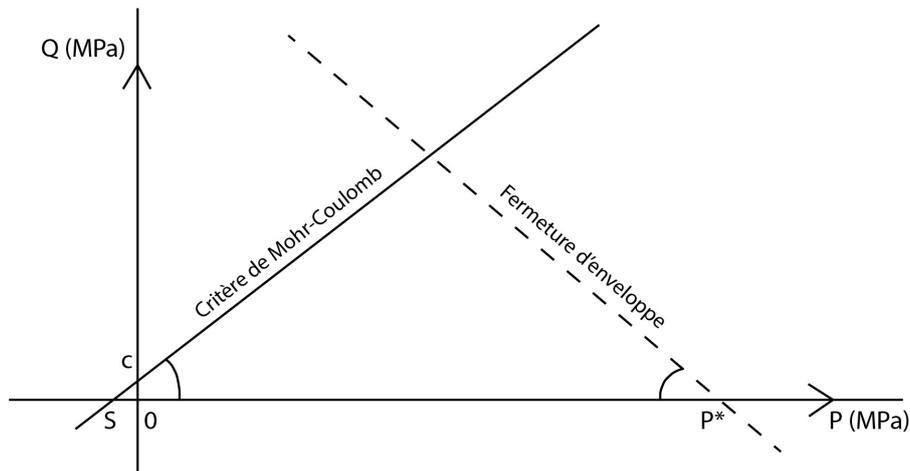
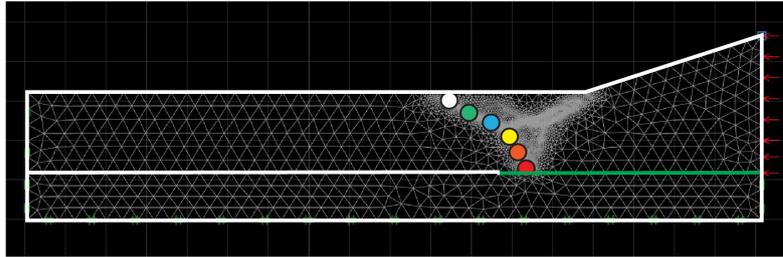


Figure II: Diagramme Q-P, enveloppe de MC et fermeture d'enveloppe correspondant à celles présentée dans le cercle de Mohr présenté Figure I.

Figure: D.2

**A** Enveloppe 1 : Mohr-Couloumb :  $\tau = \sigma(n) \cdot \tan(\Phi = 40^\circ) + c$  ( $c = 0$ )  
 Compression Cap :  $K_c = 120$  MPa,  $\Phi_c = 45^\circ$



**B** Enveloppe 2 : Mohr-Couloumb :  $\tau = \sigma(n) \cdot \tan(\Phi = 40^\circ) + c$  ( $c = 0$ )  
 Compression Cap :  $K_c = 200$  MPa,  $\Phi_c = 45^\circ$

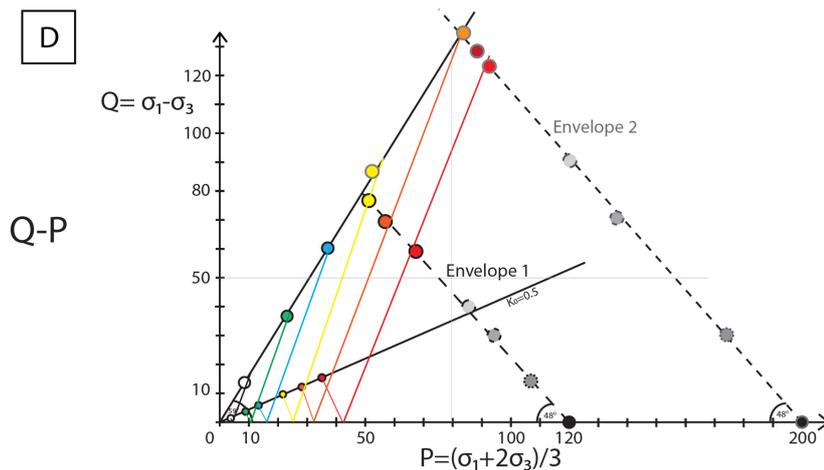
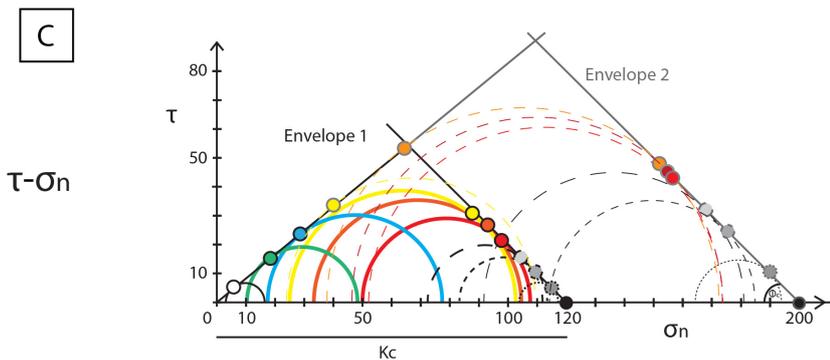
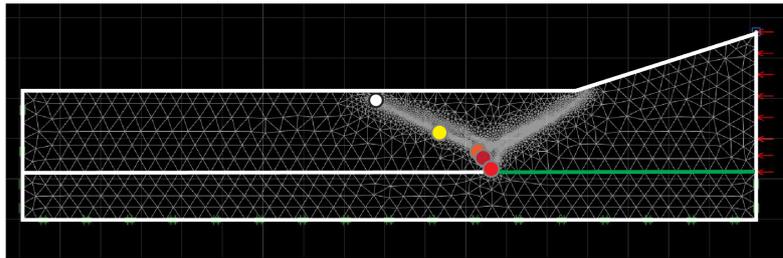


Figure: D.3 – Tests sur la prise en compte de la fermeture de l’enveloppe de rupture intégrée dans OptumG2, considérée comme une droite et non un quart d’ellipse A. Résultat de modélisation pour les paramètres indiqués et notamment une fermeture d’enveloppe à  $P^* = 120$  MPa (notée  $K_c$  dans le logiciel). B. Résultat de modélisation pour les paramètres indiqués et notamment une fermeture d’enveloppe à  $P^* = 200$  MPa. C. Diagramme  $\tau - \sigma_n$  et cercles de Mohr pour différents points clés au niveau du raffinement du maillage pour les deux tests. D. Diagramme  $Q - P$  pour ces mêmes points pour discerner le cisaillement de la compaction

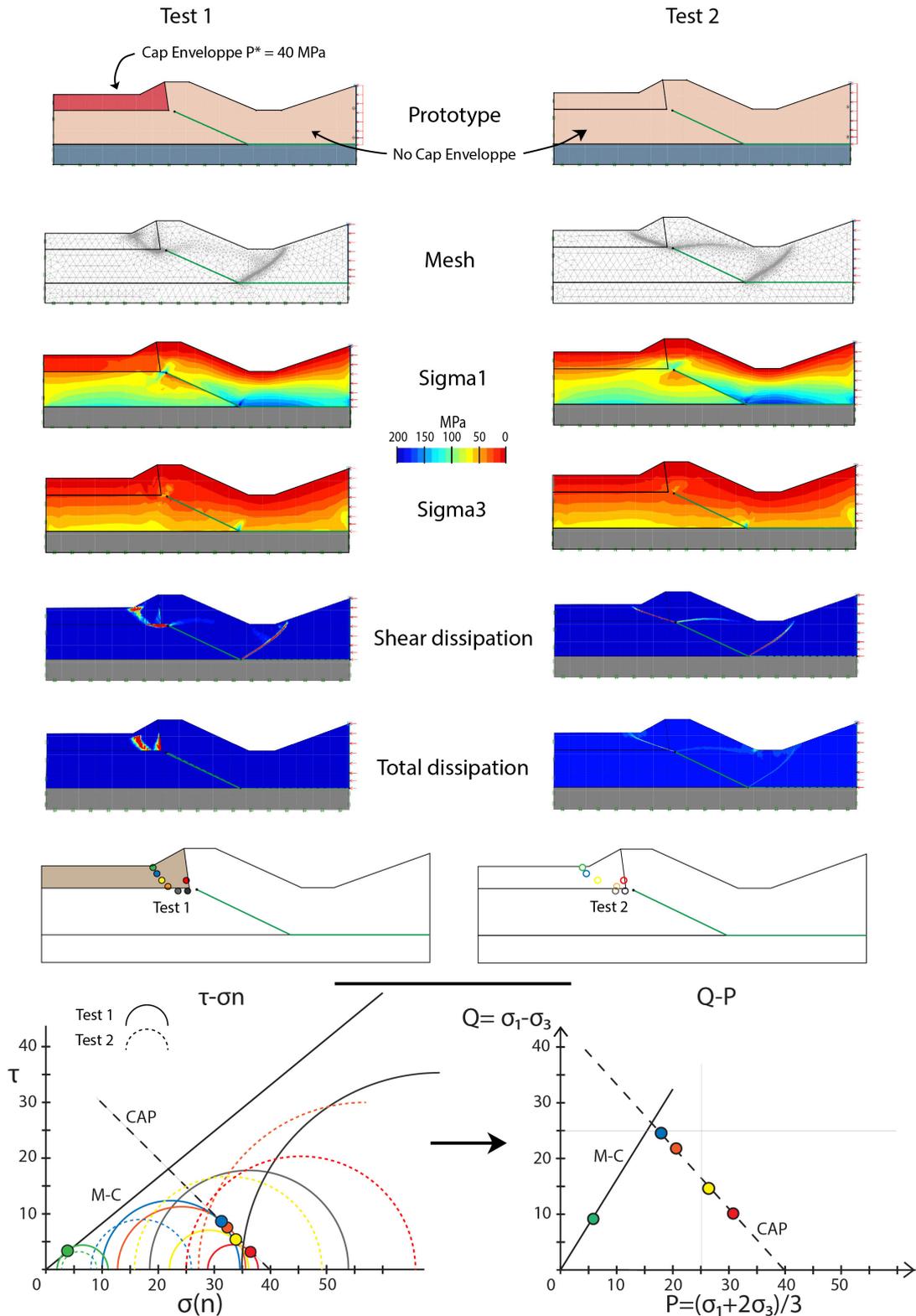


Figure: D.4 – Comparaison entre des résultats de modélisation pour un prototype avec un matériel syn-tectonique qui suit un critère de rupture de Mohr-Coulomb et une fermeture d'enveloppe ( $P^* = 40\text{MPa}$ , Test 1), par rapport à un prototype avec un matériel homogène qui ne suit que le critère de rupture de Mohr-Coulomb, sans fermeture d'enveloppe (Test 2). Le raffinement du maillage est différent au niveau du matériel syn-tectonique pour le test 1. On entre dans une zone de compaction comme le montrent les diagrammes du cercle de Mohr et Q-P.



---

## Table des figures

---

1.1	Déformation dans les grès sous forme de (a) fractures (ou joints) ou (b) bandes de déformations, d'après (Aydin <i>et al.</i> , 2006). . . . .	8
1.2	Les différentes étapes de la formation de faille(s) majeure(s) dans une formation gréseuse. A. Milieu à forte porosité. B. Milieu à faible porosité. Modifié d'après (Davatzes et Aydin, 2003). . . . .	9
1.3	Classification des bandes de déformation selon leur cinématique, d'après (Fossen <i>et al.</i> , 2007). . . . .	11
1.4	Classification et dénomination des bandes de déformation selon leur cinématique. PCB : Pure Compaction Band (bande de compaction pure); SECB : Shear Enhanced Compaction Band (Bande de compaction à composante cisailante); CSB : Compactional Shear Band (Bande cisailante à composante compactive); SSB : Simple Shear Band (Bande à cisaillement pur); DSB : Dilational Shear Band (bande cisailante à composante dilatante); SEDB : Shear Enhanced Dilation Band (Bande de dilatation à composante cisailante); PDB : Pure Dilation Band (bande de dilatation pure). D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017). . . . .	12
1.5	Exemples de bandes de déformation dans le régime régional extensif. (a) Bandes de compaction cisailante (CSB) avec variation d'épaisseur de la zone déformée selon les couches à granulométrie fine ou grossière, grès de Navajo, Utah. (b) Cluster de bandes de compaction cisailante en transition vers une surface de glissement dans la partie basse de la photo, composée de silt et sable à grains fins. (c) Large cluster de bandes de déformation (CSB). (d) Bandes de déformation cisailante à orientations conjuguées dans les grès d'Entrada, avec projection des pôles des bandes de déformation. (b-d) Grès d'Entrada dans la Goblin Valley, Désert de San Raphael, Utah. D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017). . . . .	15

1.6	Exemples de bandes de déformation dans le régime compressif. (a) Bandes de compaction à composante cisailante (SECB) avec décalage des laminations servant de marqueurs repères. (b) SECB recoupée et décalée par un fin cluster de CSBs. (c) Réseau de bandes cisailantes avec un rejet inverse, Orange, Provence, France. (d) PCBs en chevron avec SECB. Schéma explicatif avec la direction de raccourcissement représentée par la flèche noire. (e) PCB verticales et ondulantes dans un grès très poreux (25-30%), et présence de SECB dans les couches les moins poreuses, Buckskin Gulch, Utah. D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017).	16
1.7	Classification des bandes de déformation selon les micro-mécanismes majoritairement présents au sein de la bande, d'après (Fossen <i>et al.</i> , 2007). A. Bande de désagrégation. B. Bande à phyllosilicates. C. Bande cataclastique. D. Bande de dissolution et cimentation.	17
1.8	Synthèse des rapports ( $D_{max}/L$ ) mesurés sur des failles à surface de glissement (a) et sur des bandes de déformation (b) ; NF = Normal Faults, SSF = Strike-Slip Faults, TF = Thrust-Fault. D'après (Schultz <i>et al.</i> , 2008).	19
1.9	Épaisseur des bandes de cisaillement à composante compactive (CSB) individuelles et en cluster en fonction du déplacement observé. Les flèches grises suggèrent la tendance moyenne qui change à partir d'une certaine épaisseur séparant les bandes individuelles et les clusters de bandes. D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017).	20
1.10	Rapports du taux de compaction ( $C$ ) sur le déplacement cisailant ( $S$ ). La compaction est mesurée perpendiculairement à la bande en fonction du déplacement. Les bandes de compaction à composante cisailante (SECB) montrent un rapport faible, autour de $S/C=1$ et proche de l'axe des abscisses qui définit les bandes de compaction pure (PCB) avec $S = 0$ . Les bandes de cisaillement à composante compactive se positionnent plus haut dans le graphique avec des rapports entre $S/C=6$ et $S/C=100$ .	22
1.11	Cinématique de bande et décalage d'un marqueur dans les cas (a) d'un cisaillement pur, (b) d'une compaction pure, (c) d'une compaction et d'un cisaillement égaux, d'après (Soliva <i>et al.</i> , 2013).	23
1.12	(a) Images mosaïques sous MEB-cathodoluminescence de bande de compaction à composante cisailante à jeu inverse. L'orientation de la lame mince est verticale et la bande est délimitée par les lignes en tiretés. (b) détail de (a) avec déformation cassante et contacts concave-convexes. (c) Même image que (b) avec interprétation ; contacts concaves-convexes en rouge, microfractures en bleu et chaînes de forces en jaune. D'après (Eichhubl <i>et al.</i> , 2010).	24

1.13	Images microscopiques de trois sets de bandes. (a) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de compaction à composante cisailante à jeu inverse des grès d'Uchaux. (b) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de cisaillement à composante compactive des grès d'Orange (c) Interprétation des micro-fractures autour d'une bande de cisaillement en régime normal des grès d'Uchaux. (d) Bande cataclastique dans un cluster de bande cisailante en régime extensif dans les grès d'Uchaux. Pas de résultat observable à cause du trop grand nombre de clastes. (e, f et g) Interprétation des chaines de force (ou 'force chains') pour les mêmes images correspondantes (a,b et c). Détermination de la contrainte principale qui est représentée par les flèches, estimée à partir des alignements de micro-fractures et de chaines de force. (h) Schéma explicatif sur les orientations des micro-fractures et des chaines de force. D'après (Soliva <i>et al.</i> , 2013). . . . .	25
1.14	Mosaïques d'images de MEB de la roche hôte (A), d'un brin unique de bande (B), de brins multiples avec la zone endommagée (C et D) et d'un cluster de bande (E). On qualifie également ces bandes en fonction de l'intensité de la cataclase avec des bandes protocataclastiques (B et C) et cataclastiques (C, D et E). d'après (Ballas <i>et al.</i> , 2012). . . . .	27
1.15	Schéma illustrant comment les différents types de bandes sont répartis selon le pourcentage de phyllosilicates en fonction de la profondeur. Différents facteurs supplémentaires peuvent avoir un impact sur les délimitations proposées dans ce diagramme, mais les auteurs n'ont que peu de détails sur leurs interactions réelles. Les limites dessinées représentent des transitions graduelles et doivent être considérées comme incertaines. D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2007). . . . .	29
1.16	Exemples de géométries et de distributions spatiales de bandes de déformation formées dans le régime Andersonien inverse et normal. (A) Réseau de SECB à jeu inverse dans la Valley of Fire, Nevada, USA. (B) CSB à jeu inverse dans la carrière de Les Crans, Provence, France. (C) Groupe ou "cluster" de NSB adjacent à une faille normale près de Goblin Valley State Park, Utah, USA. (D) Cluster de NSB près de deux surfaces de glissement dans la carrière de Boncavaï, Provence, France. (E) Histogramme du nombre de bandes par mètre en fonction de la distance à la faille pour différents exemples de réseaux de bandes inverses. (F) Histogramme du nombre de bandes par mètre en régime normal. D'après (Soliva <i>et al.</i> , 2016). . . . .	31
1.17	Synthèse des données de bandes en régime inverse (cercles noirs), normal (cercles blancs) et décochant (cercles gris) dans un diagramme comparant le facteur de regroupement ou "cluster factor" et la valeur maximale de bandes par mètre. Une représentation schématique de la distribution est représentée à droite correspondant à une évolution de ce facteur, d'après (Soliva <i>et al.</i> , 2016). . . . .	32

1.18	Série d'exemples présentant comment les structures à grande échelle vont contrôler la distribution des bandes de déformation dans un grès assez poreux pour permettre ce type de déformation. (d'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017)).	33
1.19	Diagramme profondeur-porosité montrant les domaines de formation des bandes purement compactantes (PCBs) et cisailantes (SECBs et CSBs) dans les roches silicoclastiques poreuses. Les courbes de porosité en fonction de la profondeur pour les grès sont indiquées par les pointillés d'après Rieke and Chilingarian (1974, p42). (Fossen <i>et al.</i> , 2017).	34
1.20	Orientations des bandes de déformation par rapport à un champ de contrainte. (A) D'après (Fossen <i>et al.</i> , 2015). (B) D'après (Klimczak et Schultz, 2013).	38
1.21	Facteurs internes et externes influençant le degré de cataclase pour les bandes de déformation (modifié d'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017)).	38
1.22	Modèle schématique représentant l'influence de la cataclase dans les bandes de déformation et cœur de faille sur la perméabilité. (a) Bandes de compaction pure et bandes de compaction à composante cisailante présentant une intensité de cataclase faible. (b) Bandes cataclastiques. (c) Cluster de bandes. (d) Bande cataclastique avec surface de glissement. (e) Coeur de faille avec cataclase très intense. (Ballas <i>et al.</i> , 2015).	40
1.23	Graphique présentant les valeurs de perméabilité de différents types de bandes de déformation en fonction de la perméabilité de la roche hôte, (Ballas <i>et al.</i> , 2015).	40
1.24	Modèles schématiques présentant les contrastes de perméabilité dans les grès induits par les bandes de déformation et les failles à différents enfouissements. (a) Enfouissement superficiel (<1km). (b) Enfouissement modéré (entre 1 et 3 km). (c) Enfouissement profond (>3 km). (Ballas <i>et al.</i> , 2015).	42
1.25	Modèles schématiques montrant l'influence des caractéristiques du grès hôte sur le contraste de perméabilité induit par les bandes de déformation et failles. Exemples en régime compactant à gauche et extensif à droite. (a) Grès à grains grossiers. (b) Grès à grains fins. (c) Grès mal trié. (d) Grès bien trié. (Ballas <i>et al.</i> , 2015).	44
1.26	A. Coupe schématique d'un avant pays et localisation de la zone en raccourcissement parallèle aux couches (LPS), en dessous et en avant des plis et chevauchements. B Schéma explicatif montrant comment le LPS accommode la déformation par un déplacement décroissante en allant vers le bassin, le long d'un décollement parallèle aux couches. C. Explications de l'accommodation par les mécanismes d'échelle microscopique. Une diminution du volume et de la porosité sont à noter. D'après (Tavani <i>et al.</i> , 2015)	46
1.27	Résumé de l'évolution typique des contraintes pendant le développement d'un bassin d'avant pays déformé, ici avant la mise en place des chevauchements, d'après (Tavani <i>et al.</i> , 2015).	46

1.28	Schéma d'évolution de la fabrique magnétique au cours de la déformation selon une orientation horizontale de la déformation principale, d'après ( <a href="#">Frimon de Lamotte et al., 1997</a> , <a href="#">Souque et al., 2002</a> ) . . . . .	47
1.29	Evolution des relations entre la fabrique magnétique et la déformation : (A) Modèle d'évolution des fabriques magnétiques d'une rampe située dans un matériel ayant au préalable subi un raccourcissement parallèle à la stratification (LPS), pli de Lagrasse, ( <a href="#">Averbuch et al., 1992</a> ). (B) Modèle évolué par rapport à (A) avec ajout de l'étude structurale autour de la formation d'un pli de propagation ( <a href="#">Saint-Bezar et al., 2002</a> ). . . . .	49
1.30	Coupes équilibrées N-S à travers l'avant-pays déformé des Corbières. Les fabriques magnétiques d'ASM deviennent progressivement de plus en plus évoluées depuis le bassin du Minervois (Type I) jusqu'au bord du massif du Mouthoumet (Type IV). D'après ( <a href="#">Robion et al., 2012</a> ). . . . .	49
1.31	Modèle présentant la distribution des différents types de fractures selon deux exemples ; (A) Fracturation associée au Teton Anticline d'après ( <a href="#">Stearns, 1964</a> ) et (B) Fracturation associée au Teapot Dome d'après ( <a href="#">Cooper et al., 2006</a> ). Les réseaux de fractures dépendent de la cinématique et de la mécanique du plissement. . . . .	50
1.32	Illustration schématique de la distribution spatiale des méso-structures et de leur datation relative par recoupement entre elles, anticlinal d'Anisclo, d'après ( <a href="#">Tavani et al., 2006</a> ). . . . .	51
1.33	Modèles numériques 2D montrant la propagation de chevauchement dans un prisme. A. Orientation des contraintes. B. Régime de contraintes. C. Coupe en tomographie RX du même système en modélisation analogique. D'après ( <a href="#">Sassi et Faure, 1996</a> ). . . . .	52
1.34	Exemples de différentes enveloppes tracées à partir d'expérimentations géomécaniques sur presse triaxiale. Les références et le nom du matériau sont indiqués sur chaque graphique. D'après ( <a href="#">Philit, 2017</a> ). . . . .	57
1.35	A. Evolution des orientations de bandes cisailantes en fonction de la pression de confinement, modifié d'après ( <a href="#">Bésuelle, 2001</a> ). B. Images en coupes montrant les variations de structures obtenues sur des carottes avec évolution de la pression de confinement, d'après ( <a href="#">Mair et al., 2002</a> ). . . . .	58
1.36	Distribution des bandes de déformation en fonction du régime tectonique. (A) Régime compressif. (B) Régime extensif. (C) Diagramme Q-P (Contrainte différentielle (Q) et contrainte moyenne (P) montrant les différents chemins de chargement calculés pour un régime extensif (en bleu) et un régime compressif inverse (en rouge). Enveloppes de plasticité estimée pour les grès poreux de Provence. La position du point de recoupement entre le chemin de chargement et l'enveloppe a une influence sur le type de bande formée. D'après ( <a href="#">Ballas et al., 2014</a> ). . . . .	59

1.37	Enveloppe synthétique des domaines de type de structure formée. DSB : Dilatant Shear Band (Bande de dilatation); SSB : Simple Shear Band (bande de cisaillement simple); CSB : Compactional Shear Band (bande de cisaillement à composante compactive); SECB : Shear Enhanced Compaction Band (Bande de compaction à composante cisailante); PCB : Pure Compaction Band (bande de compaction pure); Pervasive cataclastic flow (déformation homogène). Modifié d'après (Philit, 2017). . . . .	60
1.38	Diagramme Q-P présentant les différents types de structures formées dans les grès poreux en fonction de la localisation de l'intersection entre le chargement et l'enveloppe de plasticité, en prenant en compte le régime tectonique. D'après (Saillet et Wibberley, 2010). . . . .	61
2.1	Carte des différents bassins extensifs identifiés entre la Baie de Biscay et les Pyrénées pendant la période Aptien-Albien. SF : Santander Fault. PF Pamplona Fault. TF : Toulouse Fault. modifié d'après (Tugend <i>et al.</i> , 2014), (Mencos <i>et al.</i> , 2015). . . . .	65
2.2	Proposition de cinématique de plaques à l'Aptien et au Campanien, d'après (Mouthereau <i>et al.</i> , 2014). A. D'après (Olivet, 1996). B. D'après (Sibuet <i>et al.</i> , 2004). C. D'après (S. Jammes <i>et al.</i> , 2009). . . . .	67
2.3	Synthèse des principaux évènements cinématiques, géologiques et géodynamiques dans la baie de Biscay et les Pyrénées. D'après (Sibuet <i>et al.</i> , 2004). . . . .	68
2.4	A. Carte présentant les différentes unités tectoniques dans la chaîne pyrénéenne. B. Restauration séquentielle des Pyrénées centrales en coupe d'après (Beaumont <i>et al.</i> , 2000). Figure d'après (Mouthereau <i>et al.</i> , 2014). . . . .	69
2.5	Carte géologique simplifiée des Pyrénées (d'après la carte géologique d'Espagne au millionième et la carte géologique de France au millionième). . . . .	69
2.6	Carte de la Zone Sud-Pyrénéenne et âges principaux des déformations pour chaque chevauchement. D'après (Filleaudeau, 2007). . . . .	70
2.7	A. Carte générale des Pyrénées et localisation du bassin de Tresp (rectangle rouge), modifiée d'après (Canerot et Rey, 2008) B. Carte géologique du bassin de Tresp. modifié d'après (Institut Cartographique de Catalunya, 2007). . . . .	72
2.8	Schéma représentant l'évolution de la mise en place du Sant-Corneli, au Nord du bassin de Tresp. D'après (Mencos <i>et al.</i> , 2011). . . . .	73
2.9	Carte géologique détaillée de la zone du Sant-Corneli-Boixols et localisation des différents dépôts syn-rifts, post-rifts et syn-tectoniques. D'après (Mencos <i>et al.</i> , 2015). . . . .	74

2.10	Panorama photographique et interprétation de l'anticlinal de Boixols et des dépôts syntectoniques. Les dépôts verts sont post-rift et anté-chevauchement. Les dépôts syn-tectoniques apparaissent en mauve et la formation d'Aren a été colorée en marron, ces dépôts montrent une évolution des pendages depuis des couches sub-verticales proches de l'avant du pli, jusqu'à des dépôts sub-horizontaux dans le centre du bassin affichés en rouge représentant le Garumnien (sans prendre en compte les terrasses Quaternaires). Au dernier plan, à droite de la photographie, on peut noter la présence de couches horizontales d'âge Oligocène. . . . .	75
2.11	Panorama photographique et interprétation du Sant Corneli et des dépôts syntectoniques. Le coeur de l'anticlinal Santonien est en jaune, on note nettement le profil asymétrique du pli. Au dernier plan au centre de la photo on observe l'anticlinal de Boixols en vert. Les dépôts syn-tectoniques sont en mauve et se répartissent au Sud et au Nord du Sant Corneli pour la séquence de Vallcarga (voir texte pour les détails). On observe à l'avant du pli les pendages Sud sur les séquences plus récentes, et plus grossières. Toujours à l'avant du pli les dépôts Maastrichtien-Paléocène sont représentés en rouge. Enfin les massifs conglomératiques Eocène supérieur-Oligocène, discordants sur le bassin, sont encore présents au Nord et représentés en orange. . . . .	76
2.12	Trois coupes Nord-Sud à travers l'anticlinal du Sant-Corneli, le long ou proche du profil ECORS A. d'après (Deramond <i>et al.</i> , 1993), B. d'après (Vergés, 1993), C. d'après (Garcia-Senz, 2002). Figure d'après (Shackleton <i>et al.</i> , 2011). . . . .	78
2.13	A. Carte des isobaths du sommet de la séquence postrift (Santonien inférieur), basée sur différentes données de surface et subsurface (Teixell et Muñoz, 2000, Garcia-Senz, 2002), montrant le plongement vers l'Ouest des structures et les variations selon les accidents présentés. B. Carte des isobaths de profondeur du chevauchement de Boixols et son plongement constant vers l'Ouest, suggérant que des facteurs autres que le simple jeu du chevauchement sont à l'origine de la géométrie actuelle de la zone, notamment des plis du Sant-Corneli et Boixols. D'après (Mencos <i>et al.</i> , 2015). . . . .	79
2.14	Biostratigraphie, lithostratigraphie et stratigraphie séquentielle de la formation d'Aren. D'après (Ardèvol <i>et al.</i> , 2000). . . . .	80
2.15	Évolution structurale et paléogéographique simplifiée du Sant-Corneli et des dépôts syn-tectoniques. A. Dépôts de la séquence de Montesquieu. B. Début de la période Orcau-Vell. C. Fin de la période Orcau-Vell. D Début des dépôts de la séquence de Santa Engracia. E. Fin de la séquence Santa Engracia. F. Période post plissement après les dépôts Garumnien (Eocène-Oligocène). D'après (Shackleton <i>et al.</i> , 2011). . . . .	82

2.16	Modélisations des chemins Temps-température donnés par une étude thermochronologique. Les couleurs indiquent la probabilité du modèle, la ligne jaune indique le modèle correspondant le mieux aux données. D'après (Fillon <i>et al.</i> , 2013).	83
3.1	Evolution des contraintes principales et changements de régimes de contraintes, vu en Blocs 3D. 1. Régime extensif. 2. Régime décrochant. 3. Régime compressif inverse. Les orientations des structures vont être dépendantes du régime et de l'orientation du champ de contrainte.	111
3.2	Diagramme Q-P présentant l'évolution du chargement de contraintes depuis un état d'enfouissement pur (droite suivant le "burial") puis évolution tectonique en passant par les différents régimes de contraintes : 1. Régime extensif. 2. Régime décrochant. 3. Régime compressif (inverse).	112
3.3	A. Evolution des contraintes principales en fonction de la profondeur suivant l'hypothèse 1 avec $\sigma_3$ proche de $\sigma_2$ et un rapport de 3 entre $\sigma_1$ et $\sigma_3$ . B. Evolution des contraintes principales en fonction de la profondeur suivant l'hypothèse 1 avec $\sigma_1$ proche de $\sigma_2$ et un rapport de 3 entre $\sigma_1$ et $\sigma_3$ . C. Evolution des contraintes dans le diagramme Q-P pour les deux hypothèses.	114
3.4	A. Evolution des contraintes dans un diagrammes Q-P, simulation de l'impact de la variation du paramètre $K_{0TV}$ depuis une valeur nulle, jusqu'à $K_{0TV} = 0.3$ . B. Evolution des contraintes verticale ( $\sigma_v$ ) horizontale maximale ( $\sigma_H$ ) et horizontale minimale ( $\sigma_h$ ) en fonction de la profondeur et détermination des différents régimes de contraintes selon la position relative des contraintes dans le cas où $K_{0TV} = 0.3$ , dans lequel on reste en régime décrochant sans passer en régime compressif inverse.	116
3.5	Chemin de chargement final. A. Représentation dans le diagramme Q-P, depuis une activité tectonique se mettant en place à partir d'un enfouissement de 650 m. B. Représentation de l'évolution des contraintes verticale ( $\sigma_v$ ) horizontales maximale ( $\sigma_H$ ) et minimale ( $\sigma_h$ ) en fonction de la profondeur. Détermination des différents régimes de contraintes en fonction de la position relative de ces contraintes. Evolution du paramètre $K_0$ avec la profondeur pour un paramètre $K_{0TV}$ nul, (Robert <i>et al.</i> , 2018).	117
3.6	Relation entre le produit de la porosité initiale ( $\phi$ ) et du rayon des grain (R) avec la rupture observée sous contrainte hydrostatique (P*), d'après (Zhang <i>et al.</i> , 1990, Wong <i>et al.</i> , 1997). La pente moyenne est définie à $-3/2$ . Le rapport de proportionnalité ( $\beta$ ) est ici et pour le reste de l'étude égal à 1 et dépend de paramètres minéralogiques (voir détails dans le texte).	118
3.7	Exemples de calculs de porosité pour les sites d'Aren et Orcau par analyse d'images 2D de lames minces grâce au logiciel Jmicrovision©. Le volume inter-grains représente la porosité initiale utilisée pour la construction des enveloppes. La porosité d'Aren est de 40 %, la porosité d'Orcau est 35%.	120

3.8	Diagramme Q-P et chemin de chargement en comparaison avec les enveloppes de rupture des différents sites étudiés obtenues en suivant la relation empirique $P^* = \beta(\Phi.R)^{-3/2}$ proposée par (Zhang <i>et al.</i> , 1990, Wong <i>et al.</i> , 1997) et les bandes de déformation observées sur le terrain (étoiles rouges lorsque la majorité des bandes du site sont des bandes de compaction pures, étoiles grises lorsque la majorité des bandes du site sont des bandes de compaction à composante cisailante et étoile blanche lorsque le site présente des bandes des deux types dans les mêmes proportions. . . . .	121
3.9	Relation entre le produit de la porosité initiale ( $\phi$ ) et du rayon des grain (R) avec la rupture observée sous contrainte hydrostatique ( $P^*$ ), d'après (Zhang <i>et al.</i> , 1990, Wong <i>et al.</i> , 1997), ici appliquée aux calcarénite de notre étude. Nous proposons alors la relation suivante : $P^* = 2.68(\phi.R)^{-0.71}$ , en se basant sur la position des enveloppes théoriques, placées arbitrairement pour être cohérentes avec le chemin de chargement proposé. . . . .	123
3.10	Carte du bassin de Tresp et de l'exposition de la formation d'Aren à l'affleurement. Différents domaines sont distingués par un raccourcissement Nord-Sud ou par une zone décrochante. Dans cette dernière on symbolise l'orientation des Riedel qui se mettent généralement en place dans les structures décrochantes et qui présentent une direction de $15^\circ$ par rapport à la contrainte principale maximale. Les linéations des fabriques magnétiques sont indiquées pour la formation d'Aren (en rouge) et pour le Garumnien (en bleu). . . . .	125
3.11	Photographies de terrain du site d'Aren. En haut à gauche, vue en coupe d'un bloc échantillonné, la stratification est horizontale et la surface structurale est en haut de la photo, accompagné de son schéma d'interprétation présentant des bandes conjuguées potentiellement mises en place en régime extensif. En bas à gauche et à droite, photographie de terrain à Aren avec les mêmes bandes de déformation . . . . .	128
3.12	Photographies de terrain sur le site de Vilamitjana. Photographie de gauche, une bande de déformation (à gauche) et une veine de calcite (à droite) tous les deux orientés Nord-Sud. À droite, photographie de terrain présentant un changement de comportement depuis une bande de déformation (en bas) vers une veine de calcite (en haut). . . . .	129
4.1	Modélisation par éléments finis présentant la distribution, la magnitude et l'orientation de a) la contrainte principale maximum, b) la contrainte principale minimum dans une couche carbonatée après un jeu de 1000 et 2000 m le long d'une faille sous-jacente. La contrainte compressive est négative et la contrainte extensive est positive, d'après (Smart <i>et al.</i> , 2012). . . . .	134

4.2	En haut, Répartition de la déformation volumétrique plastique, extensive en valeurs positives et compressives en valeurs négatives. En bas, Profils de contraintes le long d'un puits vertical sur le toit de l'anticlinal des modèles numériques, d'après(Albertz et Sanz, 2012). . . . .	136
4.3	Résultats de calculs sous le logiciel OptumG2. A. Représentation du prototype d'entrée avec différents matériels. B. Représentation du champ de vitesse ( $U_x$ ). C. Représentation des contraintes horizontale ( $xx$ ), verticale ( $yy$ ) et cisailante ( $xy$ ). D'après (Barbe <i>et al.</i> , 2016). . . . .	137
4.4	Représentation des résultats de la distribution des contraintes ( $xx$ , $yy$ , $xy$ ) selon un puits vertical dont la localisation est donnée figure 4.3A. Les zones bleues et roses correspondent respectivement à des régimes en extension et en compression. Les diagrammes en rose représentent les zones présentant une déformation cassante pour laquelle les pendages de fractures sont donnés. D'après (Barbe <i>et al.</i> , 2016). . . . .	138
4.5	Illustration de la théorie du calcul à la rupture. Encadrement de la force exacte produisant la rupture par l'approche cinématique, donnant la borne supérieure et l'approche statique donnant la borne inférieure. La différence entre ces deux bornes permet d'estimer l'incertitude sur le résultat, d'après (Caër, 2016). . . . .	140
4.6	Evolution schématique et géométrique d'un pli de propagation proposée par (Suppe et Medwedeff, 1990). . . . .	142
4.7	Evolution schématique de la mise en place du Sant Corneli, d'après (Mencos <i>et al.</i> , 2011). . . . .	144
4.8	A. Pli de propagation schématique et définition des paramètres géométriques de ce prototype. B. Table des paramètres évoluant avec les étapes de croissance du pli. $H_i$ , profondeur du décollement par rapport au niveau de référence (i); $L_{psi}$ , Longueur au sommet du pli pour le niveau de référence; $L_i$ , longueur d'onde du pli pour le niveau de référence; A, amplitude du pli; $h_r$ , hauteur de la rampe; $\alpha$ , angle de la rampe; $\beta$ angle du flanc avant; S, raccourcissement; e, épaisseur de sédiments syn-tectoniques; $\phi_B$ , angle de friction interne du volume du prototype; $\phi_d$ , angle de friction interne du décollement et de la rampe; $\phi_S$ , angle de friction interne du matériel syn-tectonique. Paramètres du pli définis d'après (Jabbour <i>et al.</i> , 2012). . .	145
4.9	Schémas des prototypes d'entrée pour les modélisations de l'évolution d'un pli de propagation. . . . .	147

4.10	Diagramme Q-P définissant le chargement des contraintes (enfouissement en bleu, puis évolution tectonique commençant par un régime extensif puis compressif. Le recoupement de ce chemin de chargement et de l'enveloppe de rupture entraîne la formation de bande de déformation dont le type varie selon la zone de recoupement. Des bandes de compaction à composante cisailante (SECB) dans le domaine grisé, c'est à dire quand $1.2 > Q/P > 0.7$ . On forme des bandes de compaction pure (PCB) lorsque $0.7 > Q/P > 0.35$ , dans le domaine rosé. Enfin la déformation est homogène lorsque le rapport $Q/P$ est inférieur à 0.35, dans le domaine en blanc en dessous du domaine rosé. . . . .	148
4.11	A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 8, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport $Q/P$ . . . . .	151
4.12	A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 10, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport $Q/P$ . . . . .	153
4.13	A. Résultats des modélisations numériques données par OptumG2 pour l'étape 12, avec la contrainte maximale ( $\sigma_1$ ), la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ), maillage final et orientations de la contrainte principale (les zones bleues sont en extension et le reste est en compression). B. Résultats des valeurs de contraintes en fonction de la profondeur sur 3 puits présentant les contraintes principales, la contrainte moyenne ( $P$ ), la contrainte différentielle ( $Q$ ) et le rapport $Q/P$ . . . . .	154
4.14	Résultats des modélisations pour les différentes étapes de l'évolution du pli. Représentation de l'évolution du rapport $Q/P$ . Rapport $Q/P$ inférieur à 0.35, en blanc, représente la déformation homogène. Rapport $Q/P$ Entre 0.35 et 0.7, en rouge, représente la déformation permettant la mise en place de bandes de compaction pure (PCB). Rapport supérieur à 0.7, en noir, représente le domaine de déformation permettant la mise en place de bande de compaction à composante cisailante (SECB). . . . .	157

4.15	Graphique de gauche : valeurs des contraintes principales maximum ( $\sigma_1$ ) correspondantes aux différents points de mesures effectuées sur les résultats des modélisations, en fonction de la profondeur de ces mesures. Graphique à droite : Valeurs des contraintes principales minimum ( $\sigma_3$ ) pour les différents points de mesures, en fonction de la profondeur. . . . .	159
4.16	A. Diagramme $Q - P$ pour le point 1 (point témoin). B. Diagramme $Q - P$ pour le point 2. A. Diagramme $Q - P$ pour le point 3. B. Diagramme $Q - P$ pour le point 4. A. Diagramme $Q - P$ pour le point 5. B. Diagramme $Q - P$ pour le point 6. . . . .	161
4.17	Graphique représentant les rapports $Q/P$ pour chaque mesure faites sur les modélisations en fonction de la distance à la tête de la rampe. La partie supérieure droite du graphique correspond aux points localisés en avant de la verticale à la tête de la rampe (à gauche) et la partie inférieure gauche correspond aux points positionnés en arrière de la verticale de la tête de la rampe (à droite). Différents domaines sont déterminés de la tendance globale observée dans ce graphique : Partie verte pour les points les plus éloignés avec un faible rapport $Q/P$ ( $<0.7$ ), partie orange pour les résultats intermédiaires, partie rouge pour les points les plus proches de la rampe présentant un fort rapport $Q/P$ ( $>0.7$ ) et enfin une partie marron pour les points localisés sous la tête de la rampe, au plus proche de celle-ci mais avec un rapport $Q/P$ faible ( $<0.7$ ). . . . .	162
4.18	A. Localisation des différents domaines sur plusieurs étapes de l'évolution de la structure, d'après les résultats des rapports $Q/P$ obtenus figure 4.17. B. Exemples de structures potentiellement mises en place selon les domaines en comparaison avec l'orientation du champ de contrainte obtenu dans les résultats des modélisations. . . . .	164
4.19	Construction des enveloppes évolutives. A. Relation entre porosité et profondeur d'après des observations de roches silicoclastiques obtenues d'après (Rieke et Chilingar, 1974), modifié d'après (Fossen <i>et al.</i> , 2017). B. Enveloppes positionnées d'après la relation empirique de (Zhang <i>et al.</i> , 1990, Wong <i>et al.</i> , 1997) pour une taille des grains fixée à $R = 0.25$ mm. La profondeur de chaque enveloppe respective est indiquée le long de celles-ci. . . . .	167
4.20	Diagramme $Q - P$ pour le point 1 (point témoin) et position des enveloppes. Diagramme $Q - P$ pour le point 2. Diagramme $Q - P$ pour le point 3. Diagramme $Q - P$ pour le point 4. Diagramme $Q - P$ pour le point 5. Diagramme $Q - P$ pour le point 6, les symboles grisés représentent les points ayant passé la charnière des dépôts syn-tectoniques (de l'étape 10 à l'étape 14). . . . .	168

4.21	Localisation de la mise en place des bandes de déformation dans le cas des grès de Boise II pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport $Q/P$ et des types de bandes formées (SECB ou PCB). . . . .	169
4.22	Localisation de la mise en place des bandes de déformation dans le cas de la calcarénite de Tresp (critère de rupture théorique proposé par (Robert <i>et al.</i> , 2018)) pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport $Q/P$ et des types de bandes formées (SECB ou PCB). . . . .	171
4.23	Diagramme Q-P représentant les différents chemins de chargement exposés précédemment. Seuls les points des étapes permettant une mise en place des bandes de déformation sont placés sur ce graphique pour le critère de rupture évolutif. Comparaison avec l'évolution des enveloppes de rupture en fonction de la profondeur selon leur définition empirique $P^* = \beta(\text{Porosité} \times \text{Rayon des grains})^{(-3/2)}$ (Zhang <i>et al.</i> , 1990, Wong <i>et al.</i> , 1997) .	172
4.24	Localisation de la mise en place des bandes de déformation pour un grès à porosité variable avec la profondeur, pour les étapes 2, 6, 10, 12 et 14 des modélisations. Représentation des régimes de déformation en fonction du rapport $Q/P$ et des types de bandes formées (SECB ou PCB). . . . .	173
4.25	A. Résultats des variations de contraintes en fonction de la profondeur pour l'étape 8 sur les puits B et C (voir localisation de ces puits Figure 4.11), test avec les friction internes $\phi_D = 2^\circ$ , $\phi_D = 4^\circ$ (résultats précédents) et $\phi_D = 6^\circ$ . B. Résultats des variations de contraintes en fonction de la profondeur pour l'étape 10 sur les puits B et C (voir localisation de ces puits Figure 4.12), test avec les friction internes $\phi_D = 2^\circ$ , $\phi_D = 4^\circ$ (résultats précédents) et $\phi_D = 6^\circ$ . . . . .	176
4.26	Test de différents angles de friction internes du décollement et de la rampe et l'impact sur la localisation de la déformation. A. Etape 8, évolution de la friction interne depuis $\phi_D = 4^\circ$ jusqu'à $\phi_D = 10^\circ$ , les résultats présentent une déformation sur la rampe préexistante pour les tests $\phi_D = 4^\circ$ , $\phi_D = 6^\circ$ et $\phi_D = 8^\circ$ et sont donc valides, mais cette déformation se localise en arrière de la rampe pour le test $\phi_D = 10^\circ$ . B. Etape 10, évolution de la friction interne depuis $\phi_D = 4^\circ$ jusqu'à $\phi_D = 10^\circ$ , les résultats sont valides pour les tests $\phi_D = 4^\circ$ et $\phi_D = 6^\circ$ (malgré l'apparition de la déformation en arrière du prototype. Les valeurs de fiction et $\phi_D = 8^\circ$ et $\phi_D = 10^\circ$ sont non conformes avec ce que l'on veut observer. . . . .	177

4.27 A. Diagramme Q-P. Evolution des contraintes par pulses tectoniques à différentes profondeurs (650, 900 et 1600 m). Les chemins de chargement relient les profondeurs d'enfouissement aux mêmes profondeurs sur les étapes des modélisations. Le type de bande formée est indiqué par la zone de recouvrement entre ce chemin et les différentes enveloppes, pour former soit des bandes de compaction pure (PCB, symbolisée par une étoile rouge), des bandes de compaction à composante cisailante (SECB, étoile noire) ou de la déformation homogène (symbolisée par une étoile blanche). B. Résumé des différents types de bandes mis en place par profondeur d'enfouissement lors du chemin depuis l'état initial (lié à l'enfouissement) jusqu'à l'état final (résultat des modélisations pour une même profondeur). . . . .	180
A.1 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Aren. À gauche, nombre et noms des échantillons. Stéréogramme : Axes K1 représentés par des carrés, axes K2 représentés par des triangles, axes K3 représentés par des ronds. Ellipses de confiance autour de chaque direction moyenne. Stratification représentée en orange avec les pôles de la stratification. À droite, données du tenseur moyen et des différents paramètres de forme de l'ellipsoïde. En bas, diagrammes P/Km et T/P . . . . .	223
A.2 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Orrit. . . . .	224
A.3 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Sapeira. . . . .	224
A.4 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Gurp. . . . .	225
A.5 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Talarn. . . . .	225
A.6 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Nerets. . . . .	226
A.7 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Orcau. . . . .	226
A.8 Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans la formation d'Aren. . . . .	227
A.9 Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie d'Aimantation Rémanente Anhystérétique dans la formation d'Aren. . . . .	228

A.10 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Orrit. À gauche, nombre et noms des échantillons. Stéréogramme : Axes K1 représentés par des carrés, axes K2 représentés par des triangles, axes K3 représentés par des ronds. Ellipses de confiance autour de chaque direction moyenne. Stratification représentée en orange avec les pôles de la stratification. À droite, données du tenseur moyen et des différents para- mètres de forme de l'ellipsoïde. En bas, diagrammes P/Km et T/P . . . . .	229
A.11 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Sapeira. . . . .	230
A.12 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Gurp. . . . .	230
A.13 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Talarn. . . . .	231
A.14 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site TRE05 (Nord de Tresp). . . . .	231
A.15 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site TRE06 (Tresp). . . . .	232
A.16 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site TRE06 (Sud de Tresp). . . . .	232
A.17 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Vilamitjana. . . . .	233
A.18 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site d'Orcau. . . . .	233
A.19 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site de Casa Borell (Rétro-chevauchement). . . . .	234
A.20 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site BOR03 (Est de Casa Borell) . . . . .	234
A.21 Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien : site BOR02 (Est de Casa Borell) . . . . .	235
A.22 Compilation de l'ensemble des résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique dans le Garumnien . . . . .	235
B.1 Fiche récapitulative du site d'Aren . . . . .	238
B.2 Fiche récapitulative du site d'Orrit . . . . .	239
B.3 Fiche récapitulative du site de Sapeira . . . . .	240
B.4 Fiche récapitulative du site de Gurp . . . . .	241
B.5 Fiche récapitulative du site de Talarn . . . . .	242
B.6 Fiche récapitulative des sites de Nerets et de Vilamitjana . . . . .	243
B.7 Fiche récapitulative du site d'Orcau . . . . .	244

C.1	Exemple d'une fiche de calculs des contraintes pour les simulations Géomécaniques . . . . .	246
D.1	. . . . .	248
D.2	. . . . .	249
D.3	Tests sur la prise en compte de la fermeture de l'enveloppe de rupture intégrée dans OptumG2, considérée comme une droite et non un quart d'ellipse A. Résultat de modélisation pour les paramètres indiqués et notamment une fermeture d'enveloppe à $P^* = 120$ MPa (notée $K_c$ dans le logiciel). B. Résultat de modélisation pour les paramètres indiqués et notamment une fermeture d'enveloppe à $P^* = 200$ MPa. C. Diagramme $\tau - \sigma_n$ et cercles de Mohr pour différents points clés au niveau du raffinement du maillage pour les deux tests. D. Diagramme $Q - P$ pour ces mêmes points pour discerner le cisaillement de la compaction . . . . .	250
D.4	Comparaison entre des résultats de modélisation pour un prototype avec un matériel syn-tectonique qui suit un critère de rupture de Mohr-Coulomb et une fermeture d'enveloppe ( $P^* = 40$ MPa, Test 1), par rapport à un prototype avec un matériel homogène qui ne suit que le critère de rupture de Mohr-Coulomb, sans fermeture d'enveloppe (Test 2). Le raffinement du maillage est différent au niveau du matériel syn-tectonique pour le test 1. On entre dans une zone de compaction comme le montrent les diagrammes du cercle de Mohr et Q-P. . . . .	251



Étude de la déformation localisée cataclastique dans un matériel granulaire poreux en régime compressif

---

## Résumé

Les bandes de déformation sont des structures géologiques se mettant en place dans les matériaux granulaires présentant une forte porosité ( $>15\%$ ). Ces structures peuvent être compactantes ou dilatantes et peuvent présenter une composante cisailante. À l'échelle microscopique, il est possible d'observer une réorientation des grains, une compaction ou un cisaillement intense peut entraîner la fracturation de ces derniers (cataclase) pour former une fine zone déformée modifiant ainsi la porosité et la perméabilité de la roche. Ces bandes ont un impact sur la circulation des fluides en formant des barrières ou des drains dans le réservoir. La formation de ces structures est étroitement liée à la tectonique et aux paramètres sédimentologiques du matériel hôte. Comprendre et pouvoir prédire le mode de mise en place, les orientations et la distribution de ces bandes est l'objectif principal de cette thèse.

Dans cette étude nous avons analysé un site de bandes de déformation observé dans le bassin de Tresp, au sein de la formation d'Aren, dans la zone Central Sud-Pyrénéenne. Nous avons pu définir la nature de ces structures grâce à des analyses macro- et micro-structurales couplées à une étude d'anisotropie magnétique permettant de déduire la direction de raccourcissement à l'origine de la mise en place de ces bandes. Deux principaux types de bandes cataclastiques sont alors mis en évidence : (1) des bandes de compaction pures, perpendiculaires au raccourcissement et (2) des bandes de compaction à composante cisailante, obliques à cette même direction de raccourcissement. En comparaison avec le calendrier tectonique de la région et des données d'enfouissement relatif dans le temps de la formation étudiée. Nous avons fait l'hypothèse que ces deux familles de bandes sont apparues à faible enfouissement ( $< 1$  km de profondeur), soit peu de temps après le dépôt et associées à la croissance du pli du Sant Corneli-Boixols. De telles structures ne sont pas communes pour un enfouissement superficiel et le faciès calcarénitique est mis en cause pour expliquer leurs apparitions.

La mise en place de simulations analytiques basées sur des résultats d'expérimentations géomécaniques ont ensuite permis de contraindre le régime tectonique, l'orientation et les valeurs de ces contraintes nécessaires à la formation de ces deux types de bandes par rapport à l'enfouissement et la croissance du chevauchement. Les valeurs de contraintes attendues sont ici très faibles dans le cas d'une déformation très précoce.

Enfin, nous avons testé ces observations et nos hypothèses à des modélisations numériques dans lesquelles nous avons analysé l'impact de la croissance d'un chevauchement et d'un pli de propagation de rampe. La distribution des contraintes et les potentielles bandes de déformation mises en place au sein d'un réservoir poreux situé en avant de ce pli ont été étudiées. Nous avons alors montré que nos hypothèses d'apparition superficielles de bandes de déformation étaient dépendantes de la position des enveloppes de ruptures (elles-mêmes dépendantes de la lithologie de la roche). Pour expliquer la mise en place des bandes étudiée dans ce mémoire, une résistance mécanique très faible de la roche est nécessaire pour permettre de former des bandes à moins d'un kilomètre de profondeur.

**Mots-clefs** :Bandes de déformation, Champ de contraintes, Bandes de compaction, Layer-parallel Shortening, Analyse limite

---

**Study of localized cataclastic deformation in a granular porous media under a contractionnal regime**

---

## Abstract

Deformation bands are geological structures that occur in porous and granular material presenting a high porosity (>15%). These structures can be identified as compactive or dilatant, a shear component is also often observed. At the microscopic scale, it is possible to observe a grain rearrangement and an intense compaction and or shearing can lead to grain crushing (known as cataclasis), to form a thin deform zone that will modify the porosity and permeability of the rock. Deformation bands have a non-negligible impact on fluid flow, creating a barrier or a drain in the potential reservoir. The formation of such structures is mainly linked to the tectonic activity but also to the facies and other sedimentological parameters of the host rock. The understanding and the prediction of the occurrence and distribution of the bands is the main objective of this thesis.

In this study we analyzed a deformation band site found in the Tresp basin, in the Aren formation localized in the South Central Pyrenean Zone. We defined the nature of these structures with macro and microstructural analysis and by adding a study of the magnetic anisotropy to constrain the shortening direction responsible to the band formation. We evidence two major types of bands showing different orientations and behavior : (1) Pure compaction bands (PCB), perpendicular to the shortening and (2) Shear enhanced compaction bands (SECB), oblique to the same shortening.

In comparison with tectonic schedule in the studied area and time vs. burial data of the formation, we deducted that both types of bands took place at a shallow burial (<1km depth), which means short times after deposition. This localized deformation, showing mainly cataclasis, is associated to the growth of the Sant Corneli-Boixols fold and thrust belt. Such structures are not common at a shallow depth and we propose that the calcarenite facies of the host rock is the key factor to explain the band occurrence. Thereafter, we made analytical simulations based on geomechanical experimentations results that allowed us to constrain the stress state and orientations needed to create these structure and to determine the timing of formation compared to the burial of the layers during the growth of the Boixols thrust. The stresses magnitudes are expected to be really low in the case of an early deformation.

Finally, we tested and compared our observations and hypothesis to numerical modeling where we analyzed the impact of the growth of a fold and thrust belt on the stress state and orientations and the analysis of potential deformation bands occurrence. The stress distribution and the potential occurrence of deformation bands in a porous reservoir presenting different characteristics and located in front of this fold were studied.

With the modelizations results, we exposed that our hypothesis of shallow deformation bands are dependent from the position of failure envelopes (that are dependent on the rock lithology). To explain the band formation we studied in this thesis, a weak mechanical strength of the host rock is needed to form deformation bands at less than a depth of one kilometer. The pure compaction bands are associated to a potentially early layer-parallel shortening (LPS).

**Keywords :** Deformation bands, Stress field, Compaction band, Layer-parallel Shortening, Limit analysis

---

**Université de Cergy-Pontoise**