



Architecture et propriétés pétrophysiques des zones de failles dans une série grésopélitique turbiditique profondément enfouie : rôle de la déformation et des interactions fluide-roche. Exemple des grès d'Annot (France)

Thibault Cavailhes

► **To cite this version:**

Thibault Cavailhes. Architecture et propriétés pétrophysiques des zones de failles dans une série grésopélitique turbiditique profondément enfouie : rôle de la déformation et des interactions fluide-roche. Exemple des grès d'Annot (France). *Péetrographie*. Université Montpellier 2, 2012. Français. <tel-01310382>

HAL Id: tel-01310382

<https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01310382>

Submitted on 2 May 2016

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

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

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE
Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Ecole Doctorale : SIBAGHE (Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie,
Géosciences, Hydrosiences, Environnement)

Présentée et soutenue publiquement par

Thibault CAVAILHES
Laboratoire géosciences Montpellier

Le 29 Novembre 2012
à Montpellier

**ARCHITECTURE ET PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES ZONES DE FAILLE DANS
UNE SERIE GRESO-PELITIQUE TURBIDITIQUE PROFONDEMENT ENFOUIE :
ROLE DE LA DEFORMATION ET DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE**

Exemple des Grès d'Annot (France)

Composition du Jury

Anne-Marie Boullier	Directeur de Recherche CNRS	Université Joseph Fourier	Rapporteur
Yves Géraud	Professeur	Université de Lorraine	Rapporteur
Jacques Malavieille	Directeur de Recherche CNRS	Université de Montpellier II	Examineur
Antonio Benedicto	Maître de Conférences	Université de Paris XI	Examineur
Pierre Labaume	Chargé de Recherche CNRS	Université de Montpellier II	Dir. de thèse
Martine Buatier	Professeur	Université de Franche-Comté	Co-dir. de thèse
Claude Gout	Docteur	Total R&D, Pau	Invité

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE
Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Ecole Doctorale : SIBAGHE (Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie,
Géosciences, Hydrosiences, Environnement)

Présentée et soutenue publiquement par

Thibault CAVAILHES
Laboratoire géosciences Montpellier

Le 29 Novembre 2012
à Montpellier

**ARCHITECTURE ET PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES ZONES DE FAILLE DANS
UNE SERIE GRESO-PELITIQUE TURBIDITIQUE PROFONDEMENT ENFOUIE :
ROLE DE LA DEFORMATION ET DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE**

Exemple des Grès d'Annot (France)

Composition du Jury

Anne-Marie Boullier	Directeur de Recherche CNRS	Université Joseph Fourier	Rapporteur
Yves Géraud	Professeur	Université de Lorraine	Rapporteur
Jacques Malavieille	Directeur de Recherche CNRS	Université de Montpellier II	Examineur
Antonio Benedicto	Maître de Conférences	Université de Paris VI	Examineur
Pierre Labaume	Chargé de Recherche CNRS	Université de Montpellier II	Dir. de thèse
Martine Buatier	Professeur	Université de Franche-Comté	Co-dir. de thèse
Claude Gout	Docteur	Total R&D, Pau	Invité

*« Je dédie ce travail aux cendres qui s'am-
Sent encore dans les vents du col du Lautaret.
Il paraît que celles-ci ne sont jamais retombées »*

Remerciements :

« Ne trouvez pas de hiérarchie particulière dans ce paragraphe. Dégagez uniquement le plaisir infini et si rarement accompli de poser sur un morceau de papier une partie des noms de celles et ceux qui ont enrichi ma modeste expérience de vie.

C'est parce qu'une aide peut avoir mille facettes qu'un paragraphe de remerciements n'aura toujours que trop peu de lignes... »

J'adresse mes sincères remerciements à ...

Pierre Labaume et Martine Buatier, pour l'encadrement scientifique de cette thèse.

Anne Marie Boullier, Jacques Malavieille, Antonio Benedicto, Yves Géraud et Claude Gout, pour avoir accepté de juger ce travail.

Pierre Labaume, Martine Buatier, Jean-Pierre Sizun, Roger Soliva, Alain Chauvet, Anna Travé, Delphine Charpentier, Jean-Luc Potdevin, Patrick Monier, Brice Lacroix, Bernard Célérier pour m'avoir apporté leurs expertises scientifiques et leur sympathie.

Claude Gout, Tristan Rossi, Jean-Michel Janiseck, Christopher Wibberley, Olivier Chaillan, Stéphane Raillard et Gilles Nicolas pour leurs expertises scientifiques, leurs accueils, leurs suivis et leur confiance accordée.

Meriem Bertouche, Pascal Cortes et David Chamberlain de la société Badley-Ashton (UK) - pour la confiance accordée à mon profil de géologue et les espoirs portés sur mes progrès dans la langue de Shakespeare.

Serge Lallemand, Jean Louis Bodinier, Jean Jacques Cornée, Philippe Pezard, Jean - François Ritz, Aurélien Gay, Bernard Célérier, Suzanne Raynaud, Aude Gebelin, Jean Chéry, Rodolphe Cattin, Johanna Lofi, Sébastien Lacaze, Frantz Maerten, Cédric Champollion, Frédéric Gueydan, Nicolas Lemoigne, Andrea Tommasi, Michel Lopez, Richard Schultz, Jean Pierre Petit, Olivier Fabbri, Christine Lauer, Michel Seranne, Philippe Munch, Philippe Vernant, Stéphane Dominguez, Diane Arcay, Bénédicte Cenki-Tok, Jean Emmanuel Hurtrez, Stéphanie Gautier, Gilles Henry, Christel Tibéri (et bien d'autres) pour nos discussions scientifiques et humaines.

Les enseignants-chercheurs du DESTHEEM - Michel Lopez, Yann Leredde, Henri DelaBoisse, Laurent Dezileau, Frédéric Bouchette, Alfredo Taboada, Suzanne Raynaud, Roger Soliva, François Chirouze, Frédéric Gueydan, et les autres... Les étudiants qu'ils m'ont confiés... Evidemment.

Philippe Laurent, Maurice Brunel, Hervé Philip, Maurice Mattauer, Jean-Marie Dautria, André Leyreloup, Yves Lagabrielle, Pierre Labaume et Jacques Malavieille pour m'avoir transmis leur passion commune, la géologie de terrain. Je suis particulièrement honoré d'avoir été formé par ces personnes.

Christophe Nevado, Doriane Delmas, Anne Delplanque, Philippe Recourt, Christian Romano, Philippe Péchier, Fabrice Barou, Claude Merlet, Christian Marlière, Stéphane Vincenti, Jean Jacques Freulon, Jean Kiefer, Stéphane Arnal, Fabrice Grosbeau, Josiane Tack, pour leurs aides et leur sympathie.

Marie France Roch, Dominique Arnau, Bernadette Marie, Joelle Lopez, Valérie Lapardina, Françoise Gilles, Céline Fabregat, Eliane Nadal, Patrice Peyret, Sylvie Raynaud, José Atienza, Anne Soave, Eliane Nadal, et l'ensemble du personnel du laboratoire géosciences, pour leur efficacité et leur bonne humeur.

Michel Peyret, Alain Chauvet et Michel Seranne pour les debriefings Rugby du lundi matin.

Mes collègues doctorants, ATER, Post docs, ingénieurs, Masters : Rémi, Ousmane, Camille, Kate, Heïani, Jérôme, Brice, Fabien, Damien, Dimitri, Steve, Sabrina, Fatna, Magali, Thomas, Greg Fanjat, Greg Ballas, Théo, Laure, Manon, Stéphanie, Virginie, Julie, Yannick, Eglantine, Lyvanne, Charlotte, Vanessa, Henri, Mickael, François, Myriam, Juliette, Samuel, Sébastien, -Les MII Taiwan – Les MII Corse- Mostfa, Antoine, Gustavo, Gianluca, Flavia, Audrey, Simon, Lucie, Cirilo, Carolina...et Olivier (du Refuge de l'Estrop).

Et des remerciements plus informels...

A Jehanne,
« A la compagne de voyage
Dont les yeux, charmant paysage,
Font paraître court le chemin... »
Antoine Pol

A ma mère,
« Ô toi que j'eusse aimée, ô toi qui le savais ! »
Charles Baudelaire

A Mon père,
« Mais quand on a juste -27- ans
On n'a pas le cœur assez grand pour y loger tout's ces chose-là, tu vois ».
Daniel Guichard

A Mon frère,
« 3 ans après toi, je serais né, alors on n'se s'rait plus quittés
Comme deux amis qui se ressemblent. »
Maxime Le Forestier.

*Ma grand-mère, mon grand père, ma tante et Adnan pour leur gentillesse inégalée.
Irina et Elena, pour les rimes faciles qu'elles m'inspirent déjà...
Françoise, Raymond, et ma belle famille, pour leur gentillesse. ...Soco&Miss Evidemment...*

*-A mes ami(e)s- Pour tout ce que vous m'avez appris sur la vie.
Ian, Piou, Clément, Guismo, Cédric, Olivier, Xavier, Xavier et Sylvie, Pascal, XBC, Boris, Steph, Ben, Arnaud, Rémi, Laura, Solène, Agathe, Julie et PAF, JuJu, Loic, Bastoon, Kevin, Lorine, Noémie, Arthur, Amandine, Pierre Dam, Pierre (Mr Duce), Lewis, Arnaud, Zooki, Eugénie, Julien, Thomas, Leslie, Simon, Romain, Vincent, Sébastien, Lysiane, Marylou, Odile, Philou, Ricain, Thomas, les collègues de Lacanau, de la SNSM, de musique, d'Astaffort, de Rugby, et tant d'autres...
... La petite maison de 1779...*

Et à tous les - oiseaux de passage – égaré(e)s entre ces quelques lignes...

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
Objectifs – Problématiques	4
Approches.....	5
Contexte du travail – Collaborations.....	6
Plan du mémoire.....	7
I. LES FAILLES AFFECTANT LES ROCHES SILICO-CLASTIQUE (0-15km): SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE	11
<u>I-1-Déformation des roches</u>	13
<u>I-1-1-Définition</u>	13
<u>I-1-2-De la déformation aux contraintes</u>	13
<u>I-1-3-Contraintes tectoniques au sens d’Anderson</u>	14
<u>I-1-4-Mécanique de la rupture</u>	15
<u>I-1-6-Contraintes effectives et pression de fluide</u>	17
<u>I-1-7-Les quatre grands types de fracturation</u>	19
<u>I-2-La zone de faille</u>	20
<u>I-2-1-Notion de zone de faille</u>	20
<u>I-2-2-La zone « Cœur » de faille</u>	21
<u>I-2-3-La zone « d’endommagement » de faille</u>	22
<u>I-2-4-Distribution des objets géologiques le long d’une zone de faille</u>	24
<u>I-3- Génèse, croissance, et géométrie des failles</u>	25
<u>I-3-1-Génèse des réseaux de failles et géométries associées</u>	26
<u>I-3-2-Croissance de failles et connexion de segments en plan</u>	27
<u>I-3-3-Géométries d’initiations en section verticale</u>	29
<u>I-3-4-Relation longueur-épaisseur-déplacement</u>	33
<i>a) Relation entre longueur et déplacement</i>	
<i>b) Relation entre largeur et déplacement</i>	
<u>I-4-Les interactions fluides-roches</u>	37
<u>I-4-1-La pression-solution</u>	37
<i>a) Mécanismes à l’échelle du grain</i>	
<i>b) Températures d’activité des mécanismes</i>	
<i>c) Influence des phyllosilicates</i>	
<i>d) Objets géologiques</i>	
<u>I-4-2-Altération des feldspaths</u>	39
<i>a) Muscovitisation des feldspaths</i>	
<i>b) Muscovitisation des feldspaths dans les zones de failles</i>	
<u>I-4-3-La cimentation dans les failles</u>	41
<u>I-5- La perméabilité des zones de failles</u>	42
<u>I-5-1 Le principe de juxtaposition</u>	42
<u>I-5-2-Etanchéité de la zone de faille</u>	42
<u>I-5-3Définitions</u>	44
<i>a) Porosité, perméabilité et leurs relations</i>	

b) <i>Transmissivité hydraulique</i>	
I-5-4-Variabilité de porosité et de perméabilité avec la profondeur dans les réservoirs silico-clastiques	47
I-5-5- <u>Le rôle des principaux objets structuraux sur la porosité, la perméabilité et l'écoulement</u>	47
a) <i>Les bandes de déformation cataclastiques</i>	
b) <i>Les gouges de failles</i>	
c) <i>Le rôle des phyllosilicates</i>	
d) <i>Le rôle des géométries sur les pièges hydrauliques</i>	

II. LES GRES D'ANNOT ET LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE.....53

<u>II-1-Les Alpes externes du Sud-Ouest</u>	55
II-1-1-Les massifs cristallins externes	58
II-1-2-La couverture mésozoïque et tertiaire plissée	58
II-1-3-Les nappes de l'Embrunais-Ubaye	63
<u>II-2-Les grès d'Annot</u>	64
II-2-1-Le système sédimentaire	64
a) La trilogie nummulitique	
b) Les Grès d'Annot	
c) Les schistes à blocs	
II-2-2-La diagénèse	68
II-2-3-L'exhumation	74
<u>II-3-Les failles affectant les grès d'Annot</u>	76
II-3-1-Les failles syn-sédimentaires	78
II-3-2-Les failles post-sédimentaires	83

III. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE ET PRECISION DES CONDITIONS D'ENFOUISSEMENT DES GRES D'ANNOT91

<u>III-1-Choix des zones d'étude</u>	93
<u>III-2-Réflectance de la vitrinite et température maximale du protolithe : nouvelles données</u>	95
III-2-1-La vitrinite	95
III-2-2- la réflectance de la vitrinite (Ro)	95
III-2-3- <u>Les méthodes de calibration thermique pour les Ro mesurées</u>	96
a) <i>La calibration de Vassoyevitch et al. (1970)</i>	
b) <i>Les corrélations de Hunziker (1986)</i>	
c) <i>La méthode de Sweeney and Burnham (1990)</i>	
d) <i>La méthode de Barker et Pawlewicz (1994)</i>	
e) <i>La calibration de Tobin et Claxton (2000)</i>	
f) <i>Synthèse sur les méthodes de calibration thermique</i>	
III-2-4- Résultats	99
III-2-5-Du Ro à la température maximale	100
<u>III-3-Les apports sur la géométrie de l'enfouissement du bassin</u>	100
III-3-1 De la température à l'enfouissement	100

III-3-2 Synthèse sur l'état des protolithes des deux zones d'étude.....	104
IV. ARCHITECTURE DES FAILLES ETUDIÉES ET MÉCANISMES DE DEFORMATION.....	105
IV-1-Zone d'étude de l'Estrop.....	107
IV-1-1-Données cartographiques et coupes structurales.....	107
IV-1-2-Description d'affleurements et géométries associées	115
a) Géométries d'initiation	
b) Géométrie en « sandstone smear »	
c) Faille à rejet métrique affectant une lithologie mixte.....	
d) Faille à rejet plurimétrique affectant une lithologie mixte.....	
e) Faille à rejet décimétrique – Ex. de la faille de la Baisse de l'Aiguille	
f) Faille à rejet pluri décimétrique – Ex. de la faille du Cairn.....	
IV-1-3-Etude des échantillons et microstructures associées.....	130
a) Initiation de la déformation dans les grès – échantillons 10ES35 & 11ES253	
b) Déformation en « sandstone smear » dans les grès – échantillon 10ES33 -	
c) Initiation de l'association grès-pélites-ciments – échantillon 10ES26	
d) Bréchification, cimentations, et interactions grès- pélites –échantillon 10ES71	
e) Maturité de la brèche de faille et cyclicité de cimentation - échantillon10ESK –	
f) Roche de faille foliée - échantillon10ES54	
IV-2-Zone d'étude de Point Vert – Restefond	161
IV-2-1 Données cartographiques et coupes structurale.....	161
IV-2-2 Etudes d'affleurements.....	165
IV-2-3 Etudes des échantillons et des microstructures associées.....	175
a) Les roches foliées.....	
b) Les brèches dilatantes.....	
c) Les gouges des Point Vert et Caire Brun.....	
IV-2-4 Les veines dans les roches des failles de Point Vert et Restefond.....	201
a) Les veines fibreuses.....	
b) Les veines prismatiques.....	
c) Chronologies	
IV-3-Thermicité dans les zones de failles à partir de la réflectance de la vitrinite.....	206
V. PETROPHYSIQUE DES ROCHES DE FAILLES	211
V-1- Méthodologie.....	213
V – 1 – 1 – Mesures de porosité	213
V – 1 – 1 – Mesures de perméabilité	214
V-2-Les roches hôtes et les roches de faille du secteur de l'Estrop	217
V – 2 – 1 - Echantillonnage –	217
V – 2 – 2 - Orientations des carottes –.....	217
V – 2 – 3 - Résultats de porosité (50 carottes dans 14 échantillons).....	219
V – 2 – 4 - Résultats de perméabilité (50 carottes dans 14 échantillons)	220
V – 2 – 5 - Relations entre porosité et perméabilité.....	222
V – 2 – 6 – Discussions.....	223

<u>V-3- Les roches hôtes et les roches de faille du Secteur Point Vert –Restefond</u>	224
Influence of fault rock foliation on fault zone permeability: The case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d’Annot, SE FRANCE)	224
Abstract	
Introduction	
Geological setting	
Fault zone structure	
Microstructures	
P-T conditions of deformation	
Petrophysical characteristics	
Discussion	
<u>V-4-Rôle du type de roche de faille sur leurs propriétés pétrophysiques –</u>	258

VI. ORIGINE ET ROLE DES PHYLLOSILICATES DANS LES ZONES DE FAILLE 261

<u>VI-1-Analyses des phyllosilicates dans les roches de failles étudiées</u>	263
<u>VI-2- Les phyllosilicates dans des failles de petit rejet (<1m)</u>	266
<u>Quantification of phyllosilicates neoformation within deeply buried arkosic formation: Implications for fault seal potential.</u>	267
<i>Abstract</i>	
<i>Introduction</i>	
<i>Geologic setting</i>	
<i>Fault zone macrostructures</i>	
<i>Fault zone microstructures</i>	
<i>Quantifying phyllosilicates neoformation</i>	
<i>Discussion and Predictive Algorithm</i>	

VII. ORIGINE DES VEINES ET CIMENTS DANS LES ROCHES DE FAILLE : IMPLICATIONS SUR LA COMPREHENSION DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE287

<u>VII-1-Les inclusions de fluide dans les ciments de quartz des veines de l’Estrop</u>	289
<u>VII-1-1- Localisation des échantillons –</u>	289
<u>VII-1-2-Pétrographie des inclusions de fluides -</u>	291
<u>VII-1-3-Microthermométrie</u>	291
<u>VII-1-4-Températures de piégeage et conditions P-T d’activité des failles</u>	292
<u>VII-2 Géochimie des isotopes stables (Oxygène et Carbone) des carbonates</u>	293
<u>VII-2-1- Echantillonnage</u>	293
<u>VII-2-2-Technique analytique et méthodologie</u>	294
<u>VII-2-3-Résultats</u>	294
<i>a) Grès et pélites encaissants (hors zones de failles)</i>	
<i>b) La roche foliée</i>	
<i>c) Les veines de calcite</i>	

d) <i>Les veines de quartz-calcite</i>	
e) <i>La gouge de faille</i>	
f) <i>Variabilité au sein d'un échantillon</i>	
g) <i>Calcul de la composition isotopique de l'eau diagénétique</i>	
VII-2-4-Relations entre signal géochimique, déformation et température	299
a) <i>Echelle du bassin</i>	
b) <i>Roches encaissantes</i>	
c) <i>échantillon folié</i>	
d) <i>Gouge</i>	
e) <i>Veines</i>	
f) <i>Rôle de la température vs rôle de la déformation</i>	
VII-3-Géochimie des isotopes stables (Oxygène) dans le quartz	303
VII-3-1-Echantillonnage et méthodologie	303
VII-3-2-Résultats	304
VII-3-3-Interprétations	305
VII-4- Synthèse sur l'ouverture des veines et leurs remplissages	306
VII - 4-1 - Zone de l'Estrop -	307
VII - 4-2 - Zone de Point Vert-Restefond	308
VII - 5 - Conclusions	311
VIII – SYNTHÈSE SUR LES CONDITIONS DE LA DÉFORMATION ET LES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE	315
VIII-1- Rappel de la température maximale atteinte par le protolithe et des conditions pression-température d'activité des failles des deux secteurs d'étude	317
VIII – 2 – Les mécanismes actifs dans la déformation des roches de failles étudiées	319
VIII – 3 – Distribution des mécanismes de déformation et d'interactions fluide-roche dans les brèches dilatantes et les roches foliées	320
VIII – 4 – Discussion sur les mécanismes de déformation et d'interactions fluide-roche	323
VIII – 5 – Modèle d'évolution des zones de faille	324
VIII-5-1-Modèle de faille pour la zone de l'Estrop	324
VIII-5-2 Modèle de faille pour la zone de Point Vert Restefond	326
VIII – 6 - La mécanique responsable des deux types de zones de faille	328
VIII-6-1- Les brèches de failles cimentées	328
VIII-6-2- Les roches foliées	332
VIII-6-3- Les conditions extérieures favorisant l'élargissement de la zone de faille	333
IX RÔLE DES FAILLES ÉTUDIÉES DANS L'HISTOIRE ALPINE	335
IX-1- Datation de l'activité de la Faille de Point Vert	337
X-1-1-Echantillonnage	338
X-1-2-Méthodologie	339
X-1-2-Résultats	340
X-1-3 Discussion	340
IX-2- Autres failles étudiées	342

<u>IX-2-1-Les failles syn-sédimentaires ou précoces</u>	342
a) <i>Les failles de la Tête Ronde</i>	
b) <i>Les failles de la Foux d'Allos</i>	
<u>IX-2-2-Les failles post sédimentaires de la zone interne</u>	349
a) <i>Les failles E-W du Champsaur</i>	
b) <i>Les failles N-S de l'affleurement du Général et du col de la Cayolle</i>	
<u>IX-2-3-Les failles post sédimentaires de la zone intermédiaire</u>	353
a) <i>Les failles de Chalufy</i>	
<u>IX-2-4-Les failles post sédimentaires de la zone externe</u>	356
a) <i>Les failles à rejet décimétrique de Braux</i>	
b) <i>Les failles du Ray</i>	
<u>IX-3- Synthèse sur les différentes générations de failles et leur place dans l'évolution structurale des Alpes externes du sud-ouest</u>	359
CONCLUSIONS – PERSPECTIVES	363
REFERENCES	373
ANNEXES	399
<i>I-Utilisation de l'EBSD sur les roches de faille</i>	401
<i>II-Table des illustrations</i>	405
<i>II- Role of fluids in the development of fault zone structure in deeply buried arkosic turbidites; implications on fault zone petrophysical properties. The case of the Grès d'Annot (SE France).</i>	
<i>III- Formation of phyllosilicates in a fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones. Their influence on petrophysic properties (Annot sandstones, French external Alps)</i>	
<i>IV- Panorama du refuge de l'Estrop</i>	

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les failles sont des objets naturels communs dans la croûte terrestre et notamment dans les bassins sédimentaires. Les études de terrain montrent qu'une faille n'est pas une simple surface de glissement mais qu'elle correspond à un volume plus ou moins large de roche déformée (« roche de faille »), matérialisé par un ensemble d'objets structuraux dont la nature (brèche, gouge, foliation, veines, etc...) et la distribution peuvent varier dans l'espace et au cours du temps. L'étude de ces zones de failles implique de (i) décrire leur structure et les mécanismes de déformation associés, (ii) déterminer leurs modes de croissance et (iii) corrélérer ces caractéristiques avec les différents facteurs (conditions PT, fluides, minéralogie, etc...) qui les contrôlent. L'enjeu est particulièrement important dans deux domaines majeurs des Sciences de la Terre fondamentales et appliquées :

(1) L'étude de la résistance des zones des failles à la rupture (e.g., [Di Toro et al., 2011](#)). La présence de fluides dans une zone de faille peut influencer la friction sur les plans de glissement sous deux aspects : (i) la rupture est facilitée par une faible pression effective dans la faille, associée à une pression de fluides élevée (e.g. [Sibson, 2000](#) ; [Wibberley & Shinamoto, 2003, 2005](#) ;); (ii) les réactions diagénétiques ou métamorphiques sous conditions hydratées, et spécialement la néoformation de phyllosilicates syncinématiques, joue un rôle de premier ordre sur le comportement rhéologique du plan de glissement ([Moore and Byerlee, 1989](#); [Wibberley and Shimamoto, 2005](#); [Boullier et al., 2004](#) ; [Bradbury et al., 2011](#) ; [Li et al., 2012](#)). Les minéraux néoformés peuvent aussi avoir une capacité de scellement de la faille, influençant le comportement des fluides et la mécanique de la faille ([Sibson, 1996](#) ; [Fisher et al., 1999](#) ; [Yielding et al., 2002](#)). Ces différents processus jouent un rôle majeur dans le comportement sismique ou/et asismique des failles.

(2) La caractérisation de la la compartimentalisation des réservoirs géologiques ([Kamineni and Dugal, 1982](#); [Corrigan, 1993](#); [Sibson, 2000](#); [Fisher & Knipe, 2003](#)). Les bassins sédimentaires en extension sont des cibles privilégiées pour les compagnies pétrolières. La compréhension du contrôle qu'exercent les zones de failles normales sur la maturation, la migration et le piégeage d'hydrocarbures est primordiale pour prédire leur rôle en tant que drain et/ou de barrière ([Aydin, 2000](#) ; [Zhang et al., 2011](#)). En particulier, le comportement

d'une faille peut conditionner le nombre de compartiment structuraux d'un réservoir et en conséquence affecter sa rentabilité, notamment au travers du nombre de puits nécessaires à son exploitation (Sample et al., 1993 ; Eichbul and boles, 2000).

Les compagnies pétrolières s'intéressent également de plus en plus aux prismes orogéniques et aux bassins d'avant-pays, qui présentent souvent des géométries et des conditions de pression-température de maturation, de migration et de piégeage plus complexes que celles les bassins en extension (Carnavali, 1988 ; Roure & Sassi, 1995 ; Aydin, 2000 ; Tang et al., 2004 ; Garciacaro et al., 2011 ; Yan et al., 2012). A la fin des années 90, ces géométries de réservoirs fournissaient 18% de la production mondiale en hydrocarbures (Mac Gregor, 1996).

Les réservoirs profonds (5-8km) sont actuellement (et probablement pour les prochaines décennies) des cibles privilégiées pour les compagnies pétrolières. Les attributs géométriques, les processus mécaniques et physico chimiques à ces profondeurs (pièges structurales et sédimentaires) ne sont que partiellement connus (Fisher et al., 1999 ; Chuhan et al., 2000 ; Mork & Moen, 2007 ; Xiao et al., 2009 ; Worden et al., 2012)

Objectifs – problématiques

Le but de cette étude est de contraindre les différents paramètres contrôlant la déformation associée à l'activité de failles normales dans une série silicoclastique profondément enfouie (5km-8km) dans un front de chaîne de montagnes. La déformation le long d'une faille (i.e. le type de roche de faille) conditionne les propriétés pétrophysiques des roches de faille et leur rôle sur les migrations de fluides. Quantifier la porosité et la perméabilité dans les trois dimensions a donc été l'un des objectifs principaux de cette étude.

La figure d'introduction illustre la lacune bibliographique concernant le couplage entre les études structurales, microstructurales et pétrophysiques sur roches de faille dans le domaine des réservoirs profonds, par opposition avec les nombreuses études effectuées dans le domaine de la subsurface, en particulier sur les bandes de déformations (e.g. Fossen et al., 2007). Ainsi, cinq questions principales peuvent être posées :

(1) Quels sont les mécanismes de déformation, et les structures résultantes, des roches de failles en domaine de métamorphisme de très bas degré (i.e. autour de 200°C) affectant des roches silicoclastiques enfouies entre 5-8 km de profondeur ?

(2) Quels paramètres physico-chimiques contrôlent ces mécanismes/microstructures sous ces conditions ?

(3) Peut-on proposer un modèle d'initiation, de croissance et de maturité des zones de failles normales sous ces conditions ?

(4) Quel est le rôle de la déformation sur les propriétés pétrophysiques des zones de failles (perméabilité et porosité) ?

(5) Quelles sont les conséquences sur les migrations de fluides dans les bassins sédimentaire/réservoirs au cours du temps ?

Approches

L'étude suit une démarche pluridisciplinaire s'intéressant à des objets naturels, i.e. des zones de failles normales portées à l'affleurement dans la chaîne des Alpes. La zone d'étude est localisée dans un paléo-bassin d'avant-pays, le bassin Eocène supérieur-Oligocène inférieur des Grès d'Annot (Alpes externes du SW), actuellement intégré aux unités chevauchantes du front de chaîne (Nappe de Digne et Arcs de Castellane et Nice).

Cette étude associe trois approches principales :

(1) La description structurale et microstructurale détaillée de deux types de zones de failles normales est réalisée dans le but de caractériser la typologie des roches de failles et déterminer les mécanismes de déformation associés. Cette étude structurale est réalisée à différentes échelles, en intégrant l'interprétation des photographies aériennes, la cartographie géologique, les études d'affleurements et d'échantillons, la microscopie optique (+ cathodoluminescence) et la microscopie électronique à balayage (+ cathodoluminescence)

(2) Les conditions PT enregistrées par le protolithe et par les roches de faille sont déterminées à partir la mesure de la réflectance de la vitrinite d'une part, par la microthermométrie des inclusions de fluides d'autre part. Ces données sont comparées avec celles obtenues à partir de la composition chimique de chlorites syncinématiques (modèle thermodynamique de [Vidal et al., 2005](#)). La nature des fluides à l'origine des veines

minéralisées dans les failles étudiées est discutée à partir de l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans la calcite et de l'oxygène dans le quartz. Enfin, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs néoformés permettent d'approcher l'âge de l'activité de la faille

(3) Les mesures pétrophysiques matricielles (i.e. porosité et perméabilité) sont réalisées suivant trois directions orthogonales choisies en fonction de la typologie des roches de failles définie par l'étude structurale. Nous discutons également l'évolution de ces propriétés pétrophysiques au cours de l'évolution de la zone faille.

Contexte du travail - Collaborations

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'un groupe de travail associant Géosciences Montpellier, le laboratoire Chrono-Environnement de l'Université de Franche-Comté (Besançon) et l'Université de Barcelone pour l'étude de la diagenèse et de la déformation des Grès d'Annot. Il a été financé par TOTAL dans le cadre de son projet sur les « Deeply Buried Reservoirs » (contacts: J.M. Janiseck puis C. Gout).

Le travail de thèse a été axé sur l'étude structurale et microstructurale des failles et les mesures pétrophysiques des roches de failles (ces dernières réalisées à Besançon ; collaboration J.P. Sizun). Il a aussi inclus des bilans minéralogiques, une partie des analyses microsondes et une partie des mesures microthermométriques sur inclusions de fluides (ces dernières réalisées à Géosciences Montpellier ; collaboration A. Chauvet). Les analyses sur nos échantillons ont été réalisées, pour la réflectance de la vitrinite chez TOTAL (Pau ; G. Nicolas), pour les isotopes du carbone et de l'oxygène de la calcite à l'Université de Barcelone (A. Travé), pour les isotopes de l'oxygène du quartz à l'Université de Lausanne (B. Lacroix) et pour les datations argon à Géosciences Montpellier (P. Monié).

Ce travail a aussi bénéficié des résultats obtenus en parallèle par d'autres membres du groupe de travail, sur la modélisation thermométrique de la chimie des chlorites (H. Leclère, 2008 et 2009 ; Leclère et al. 2012 ; Lerat, 2012 ; D. Charpentier, Besançon), la cristallinité de l'illite (Lerat 2012, Besançon) et la microthermométrie des inclusions de fluides (L. Mezri, Géosciences Montpellier).

Plan du mémoire

Le **premier chapitre** de ce mémoire fait un point sur l'état de l'art concernant les zones de failles affectant les matériaux silicoclastiques dans les 15 premiers kilomètres de la croûte terrestre et leurs rôles sur les migrations de fluides. Après une revue des mécanismes responsables de la déformation des roches, nous présentons la notion de zone de faille, leurs mécanismes de croissance et les interactions fluide-roche associées, dans la croûte supérieure. Nous précisons ensuite les notions de base en hydraulique et le rôle des principaux objets structuraux sur la porosité, la perméabilité et l'écoulement dans les zones de failles.

Le **chapitre II** présente le contexte géologique de la formation des Grès d'Annot. Un premier volet est consacré à la géométrie et l'histoire tectono-métamorphique des Alpes externes du Sud-Ouest. Une deuxième partie propose une synthèse sur les conditions de dépôt et d'enfouissement des grès d'Annot. La troisième partie présente l'état des connaissances concernant les failles affectant les Grès d'Annot.

Le **chapitre III** présente les deux secteurs choisis pour l'étude des zones de failles, tous deux situés dans les Alpes de Haute-Provence : (1) le secteur de l'Estrop, situé dans le massif des Trois Evéchés, et (2) le secteur de Point Vert-Restefond, situé près du col de la Bonette. Afin de caractériser le protolithe sur la première zone d'étude, nous présentons ici de nouvelles données de réflectance de la vitrinite et les apports de celles-ci sur l'interprétation de l'enfouissement des Grès d'Annot.

Le **chapitre IV** présente la description structurale multi-échelles des zones de failles des deux secteurs d'étude. Les descriptions cartographiques, les coupes structurales, les études de différents affleurements et échantillons représentatifs et les études microstructurales détaillées des roches de faille, nous permettent de caractériser les différents mécanismes de la déformation et les différents types d'interactions fluide-roche actifs sur les deux zones d'études.

Le **chapitre V** présente les mesures des propriétés pétrophysiques matricielles (porosité et perméabilité) réalisées sur les roches de failles des deux secteurs d'étude.

Le **chapitre VI** expose l'origine, le rôle, et les conséquences de la présence de phyllosilicates dans les roches de failles. Les calculs de température de formation des phyllosilicates réalisés par d'autres membres du groupe de travail sur les Grès d'Annot

(Leclère et al., 2012 ; Lerat, 2012 ; D. Charpentier) sont présentés et comparés aux autres données acquises au cours de cette thèse (réflectance de la vitrinite, microthermométrie des inclusions de fluides). Une étude microstructurale et pétrologique quantitative sur une faille de petit rejet met en évidence les mécanismes d'initiation de la faille et le rôle très précoce des phyllosilicates issus des interactions eau-roche associées à la déformation.

Le **chapitre VII** traite de l'origine des veines et des ciments dans les roches de failles étudiées et leurs relations avec les interactions fluide-roche associées à la déformation. Des données de microthermométrie sur inclusions de fluides et de géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sont présentées et discutées. Une synthèse sur l'ouverture des veines et leurs remplissages et leurs liens avec des migrations de fluides syn- et post-déformation est présentée.

Le **chapitre VIII** est une synthèse sur les conditions de la déformation responsables des deux principaux types de roches de failles mis en évidence (i.e. roche foliée vs. brèche dilatante), chaque type étant caractéristique d'une des deux zones d'étude. Cette synthèse discute en particulier le rôle de la température et de la pression effective sur les mécanismes de la déformation. Nous proposons un modèle d'évolution de zone de faille pour chacune des deux zones d'étude.

Le **chapitre IX** met en perspective le rôle des failles étudiées dans l'histoire tectonique des Alpes Externes au travers de nos données de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas synchronématiques de la faille de Point Vert et des études préliminaires d'autres zones de failles formées dans différents contextes d'enfouissement syn- et post-sédimentaires sur la transversale du bassin des Grès d'Annot.

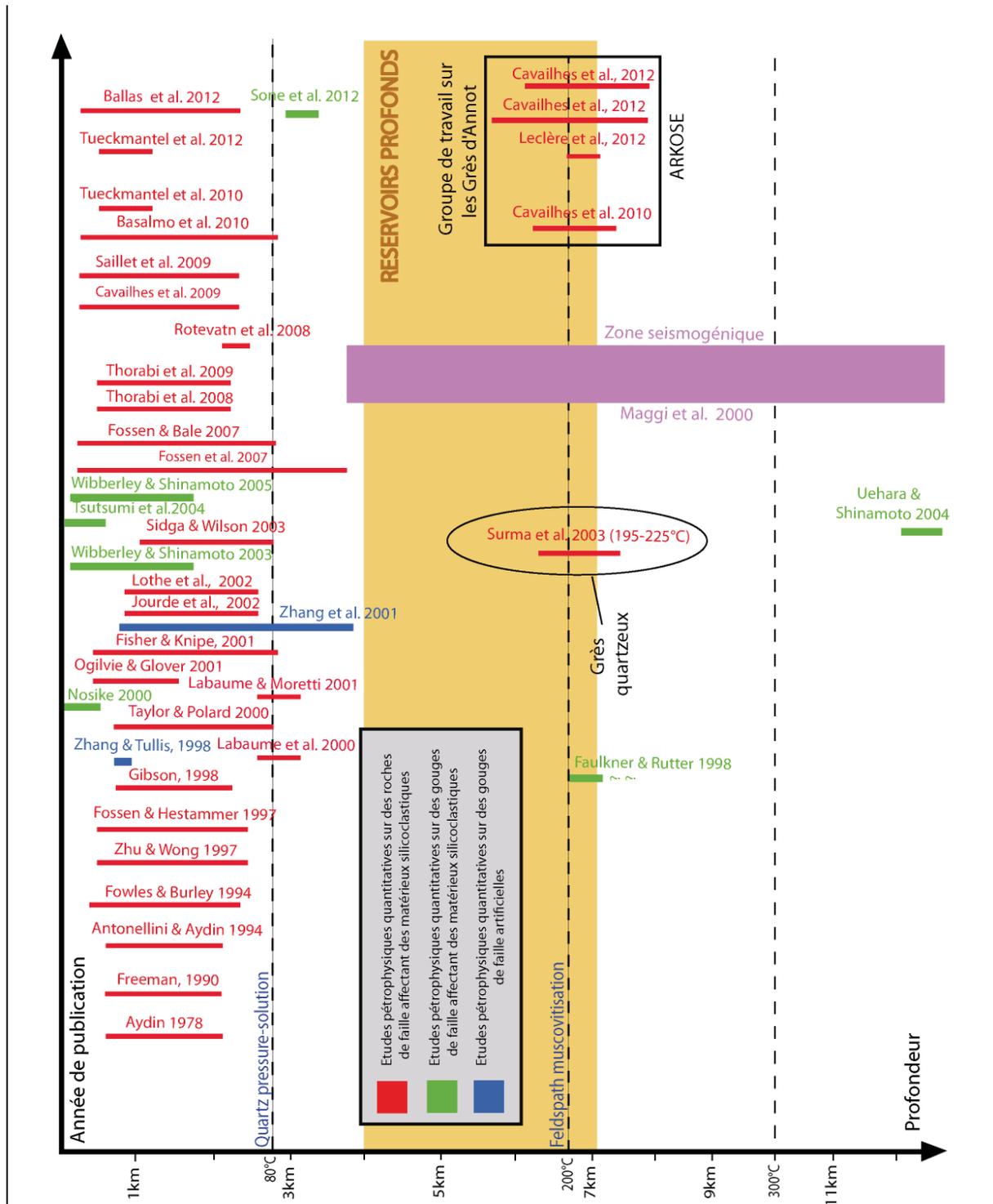


Figure d'introduction : Publications présentant des études pétrophysiques dans les roches de failles affectant des matériaux silicoclastiques dans la croûte supérieure (1978 à 2012). Notons que les bandes de déformation du domaine superficiel ont largement été testées tandis que les roches de failles des domaines plus profonds l'ont rarement été.

I- LES FAILLES AFFECTANT LES ROCHES SILICO-CLASTIQUE (0-15km): SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I - LES FAILLES AFFECTANT LES ROCHES SILICO-CLASTIQUES DANS LA CROUTE FRAGILE (0-15km) : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I-1- Déformation des roches

I-1- 1-Définition

La déformation correspond au changement de forme s'exprimant dans la roche sous l'effet des contraintes appliquées. Les quatre composants de la déformation sont la translation, la rotation, la distorsion et le changement de volume (Fossen, 2010). La *déformation homogène* est une déformation qui affecte un corps avec les mêmes caractéristiques en tout point ; on l'oppose à la *déformation hétérogène*, qui est une déformation affectant un corps avec des caractéristiques différentes sur au moins deux points. On distingue également la *déformation continue* i.e. en l'absence de rupture, de la *déformation discontinue* i.e. lorsque les volumes sont sectionnés.

I-1- 2-De la déformation aux contraintes

La déformation finie est observable et quantifiable. En revanche, l'état de contrainte et son évolution dans le temps, responsables de divers stades ou incréments de déformation, ne sont pas visibles. Ainsi, faire des hypothèses pour remonter aux valeurs et géométries des axes de contraintes est nécessaire.

La contrainte est une force par unité de surface et possède la dimension d'une pression (en pascal ou bars). L'état de contrainte d'une roche correspond à son état de pression interne (Fig. I-1-1). La déformation d'un objet en réponse aux contraintes appliquées se mesure en comparant les longueurs de ses axes anté (protolithe) et post- déformation (roche déformée) (Ramsay, 1967). On définit ainsi une sphère (protolithe) et un ellipsoïde (roche déformée) dont le rapport entre le diamètre de la sphère et les longueurs des axes, X, Y et Z renseigne sur le type de déformation (ex : Diamètre de la sphère (protolithe) – X roche déformée > 1 = Elongation ou extension ; Diamètre de la sphère (protolithe) – X roche déformée < 1 = raccourcissement).

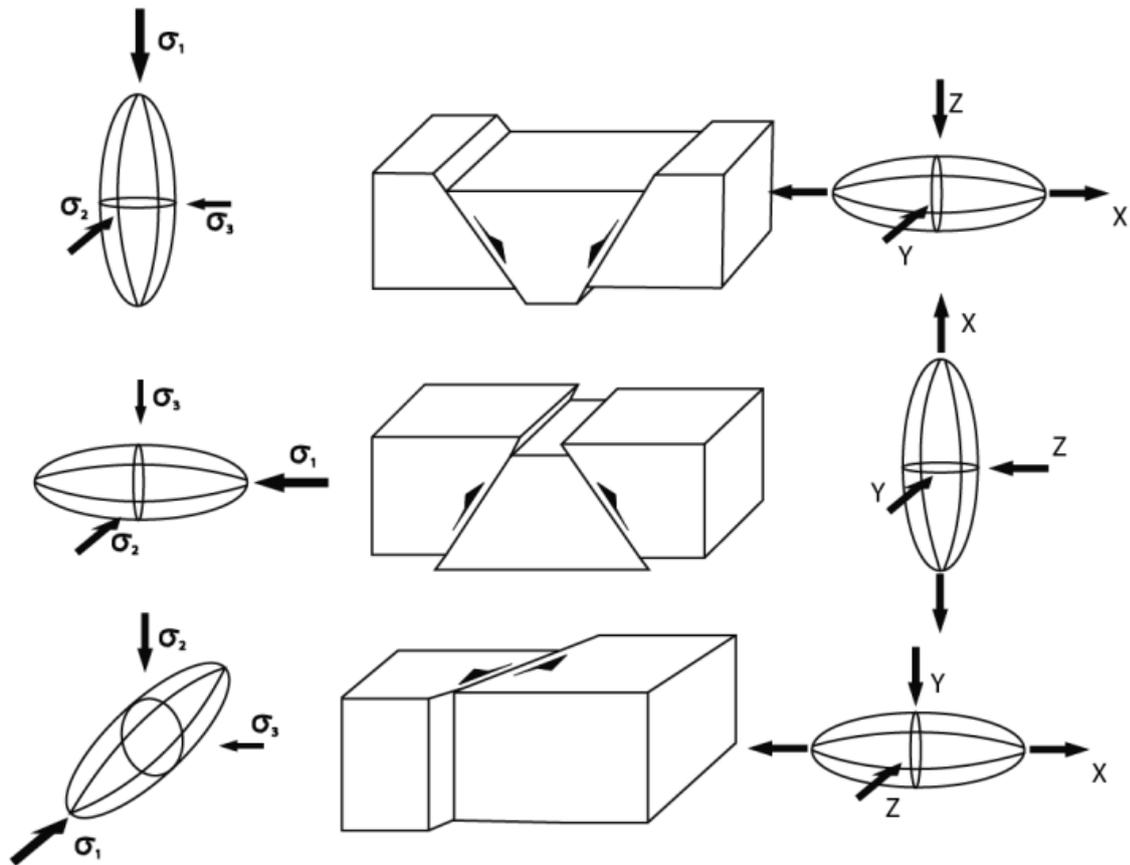


Figure I-1-1 : Classification des régimes de contraintes tectoniques dans le cas d'une faille normale, d'une faille inverse et d'un décrochement. Les ellipsoïdes des contraintes (à gauche) et de la déformation (à droite) sont illustrés pour chaque cas (modifié de [Fossen, 2010](#)).

I-1-3-Contraintes tectoniques au sens d'Anderson

La classification traditionnelle des régimes de contraintes tectonique dans le cas des failles normales, failles inverses et décrochements a été définie par [Anderson \(1951\)](#) ([Fig. I-1-1](#)). Celui-ci a fait l'hypothèse (ne tenant pas compte du rôle des fluides), que, en l'absence de contraintes cisailantes à la surface de la terre, l'une des contraintes doit nécessairement être verticale, celle-ci correspondant au poids des terrains constituant la colonne située au dessus du point considéré. Ceci permet de définir trois régimes de déformations concernant les failles :

La faille normale correspond à une contrainte maximale verticale et une contrainte minimale horizontale. La déformation est une extension horizontale.

La faille inverse correspond à une contrainte maximale horizontale et une contrainte minimale verticale. Il en résulte un raccourcissement horizontal.

Le décrochement (faille verticale) correspond à des contraintes principales maximales et minimales dans le plan horizontal.

Cependant, la classification d'Anderson n'est valable que sous certaines conditions : (i) la déformation est coaxiale, i.e les axes principaux de la déformation ne subissent pas de rotation ; (ii) la contrainte principale intermédiaire est toujours contenue dans le plan de faille et (iii) la déformation affecte un milieu isotrope et est localisée sur des hétérogénéités cassantes. Enfin, un dernier point concerne la réactivation de structures andersoniennes dont le jeu issu de la réactivation ne correspond pas à la cinématique d'initiation de la structure.

I-1-4-Mécanique de la rupture –

La rupture peut intervenir soit dans le domaine élastique, caractérisant les matériaux dits « fragiles », soit dans le domaine élasto-plastique, caractérisant les matériaux dits « ductiles » (Grolier et al., 1990 ; Fossen, 2010) (Fig. I-1-2).

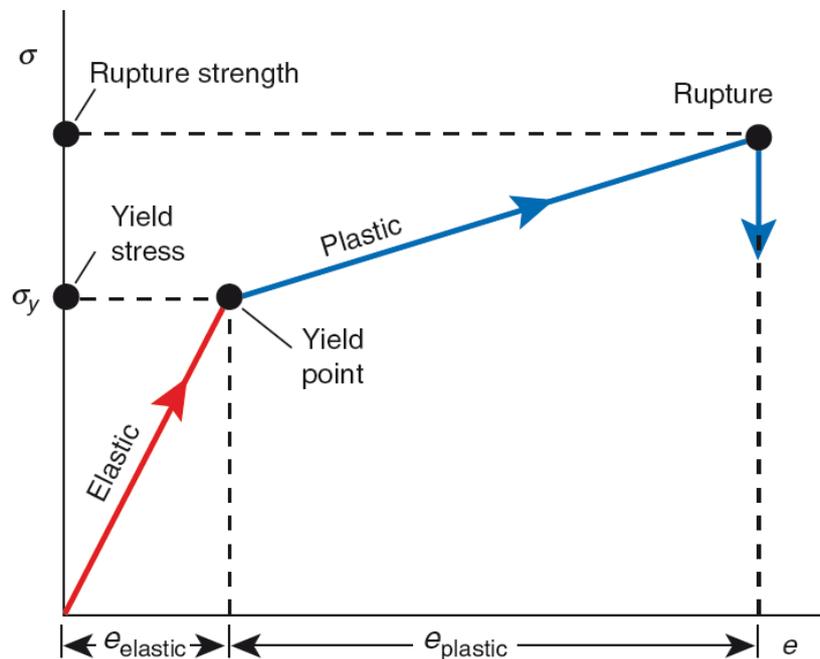


Figure I-1-2 : Graphique de relations entre déformation (abscisses) et contraintes (ordonnées) (Fossen, 2010) et passage entre déformation élastique, plastique et rupture.

Un matériau élastique est un matériau revenant à son état initial après suppression des sollicitations mécaniques responsables de sa déformation. Il s'agit donc d'une déformation réversible.

Un matériau élasto-plastique est un matériau dont la déformation comporte une composante élastique réversible et une composante plastique qui ne l'est pas. Si, en plus de ces deux composantes, la déformation dépend du temps, on parlera de déformation visco-élasto-plastique.

Ces comportements varient en fonction de la nature de la roche, de la température, de la pression de confinement, de la teneur en fluides et la pression en fluides (Von Karman, 1911 ; Handin & Hager, 1957, Fossen, 2010) :

Le comportement mécanique de la roche dépend de deux principaux paramètres, le module de Young et le coefficient de Poisson. Le module de Young a la dimension d'une contrainte et se mesure généralement en GPa. Il représente la contrainte qu'il faudrait appliquer sur la roche pour théoriquement doubler sa longueur initiale. Aucun matériau ne correspond à une telle sollicitation. Le coefficient de Poisson est un nombre sans dimension permettant de quantifier le changement de volume d'un corps dans le domaine de l'élasticité. Il correspond au rapport entre les extensions normale et parallèle à la contrainte maximale appliquée.

La température, et plus précisément son augmentation, affaiblit la roche et facilite le passage dans le domaine de déformation plastique (Heard, 1960). La pression de confinement permet l'accumulation de déformation plastique avant la rupture. La présence de fluides tend à affaiblir la roche et encourager le passage au domaine plastique (Fossen, 2010). La taille des grains, l'anisotropie mécanique des particules et l'organisation des réseaux cristallographiques induisent des anisotropies susceptibles de jouer sur le passage entre les différents domaines de déformation (Durham & Goetze, 1977).

La loi de Hooke définit la relation entre contrainte appliquée et déformation dans le domaine élastique et permet de définir l'élasticité, la plasticité et la rupture. Les déformations observées sont proportionnelles (par le module de Young) aux contraintes appliquées dans le domaine élastique. On définit le point de passage entre un comportement élastique et plastique (changement de pente) par le point de « yield » ou « fléchissement » (Fig. I-1-2).

En milieu homogène, la méthode du cercle de Mohr permet de représenter simplement l'état de contrainte de la roche, de déterminer son recoupement avec l'enveloppe de rupture de l'échantillon et de prévoir la géométrie des plans de rupture. L'enveloppe de rupture de l'échantillon est décrite par une relation empirique définie à partir de la théorie des cracks de

Griffith (1920). Cette enveloppe de rupture est composée d'une partie dite de « Griffith », d'une partie dite de « Mohr-Coulomb » et d'une partie dite de « Von Mises ». Cette enveloppe est notamment fonction de l'angle friction interne du matériau. La variabilité de pente de cette enveloppe et les différents styles de fracturations sont fonction de la pression de confinement σ_3 (Fig. I-1-3). La rupture est possible lorsque le cercle défini par le diamètre $\sigma_1 - \sigma_3$ (axe des abscisses) recoupe la courbe intrinsèque caractéristique du matériau considéré (Fig. I-1-3).

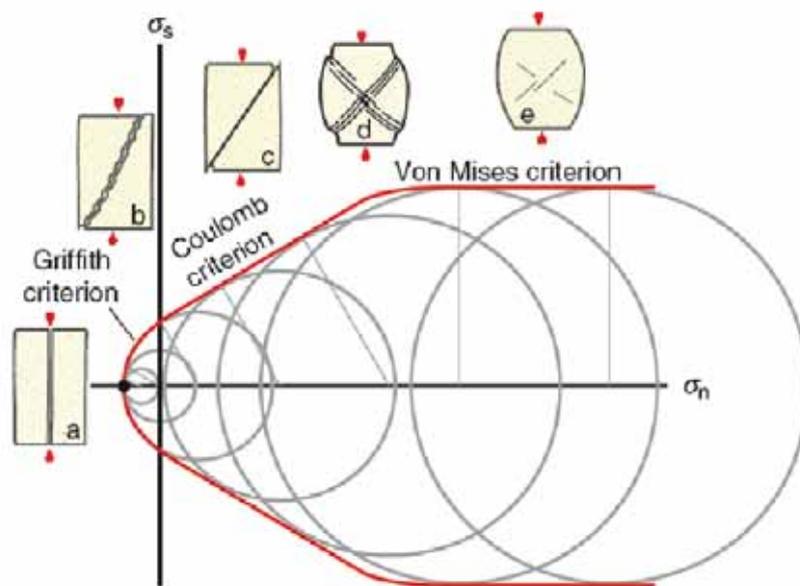


Figure 7.15 Three different fracture criteria combined in Mohr space. Different styles of fracturing are related to confining pressure: (a) Tensile fracture, (b) hybrid or mixed-mode fracture, (c) shear fracture, (d) semi-ductile shear bands, (e) plastic deformation.

Figure I-1-3 : voir légende Fossen, 2010.

I-1-5-Contraintes effectives et pression de fluide –

Dans une colonne de roches poreuses, la contrainte lithostatique est distribuée au niveau des contacts de grains, (Fossen, 2010). La pression de fluide s'exerçant dans les pores de la roche s'oppose à la contrainte lithostatique : la contrainte dans la roche est alors appelée

contrainte effective. Celle-ci correspond à la contrainte lithostatique à laquelle on soustrait la pression de fluide dans les pores. Ainsi, la rupture est facilitée par les surpressions de fluides dont l'effet revient à abaisser le seuil de résistance des roches (Fig. I-1-4). La pression de pore dans un matériau (pression de fluides) décale ainsi le cercle de Mohr sur la gauche. Dans les séries grés-pélitiques, pour une même pression lithostatique, les contraintes mesurées dans les grès et les argiles ne sont pas les mêmes (module de Young et coefficient de Poisson différents conditionnant la forme et la localisation de l'enveloppe de rupture). Les grès étant plus résistants, ils peuvent supporter une contrainte différentielle plus importante que celle supportée par les argiles. Ainsi, la pression de fluide dans les pores nécessaire pour générer des fractures en extension est inférieure dans le cas du grès. Graphiquement, le cercle de Mohr relatif aux grès nécessite un décalage vers la gauche (lié à la pression de fluide) moins important que le cercle de Mohr relatif aux argiles pour amener à la rupture (Fig. I-1-4&5).

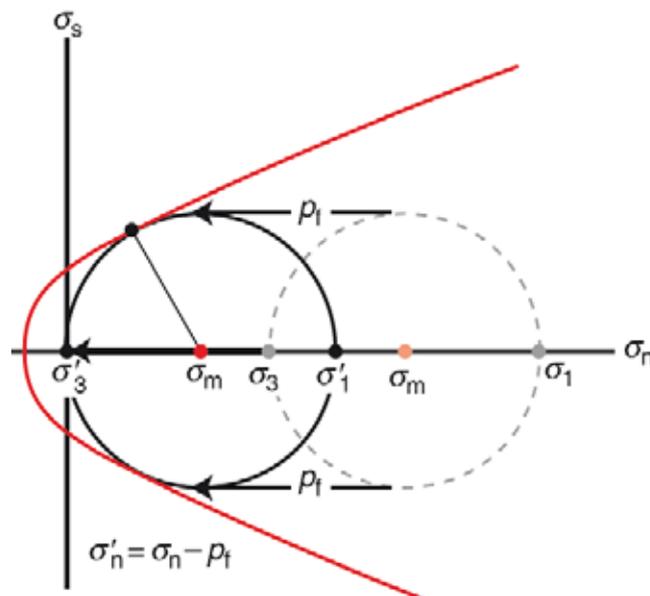


Figure I-1-4 : Effet de la pression de fluide sur le cercle de Mohr (Fossen, 2010). Commentaires dans le texte.

D'une façon plus générale, les milieux stratifiés ne peuvent être discutés selon un simple graphique de Mohr-Coulomb puisque qu'ils correspondent à des rhéologies différentes et donc à des enveloppes de rupture différentes sur le diagramme (Treagus et al., 1992 ; Maury, 1970) (Figure I-1-5). De plus, les réfractations de contraintes dues à la superposition des couches de roches de compétences différentes et les contrastes de viscosité associés localisés à leurs interfaces induisent des gradients de déformation à leur voisinage.

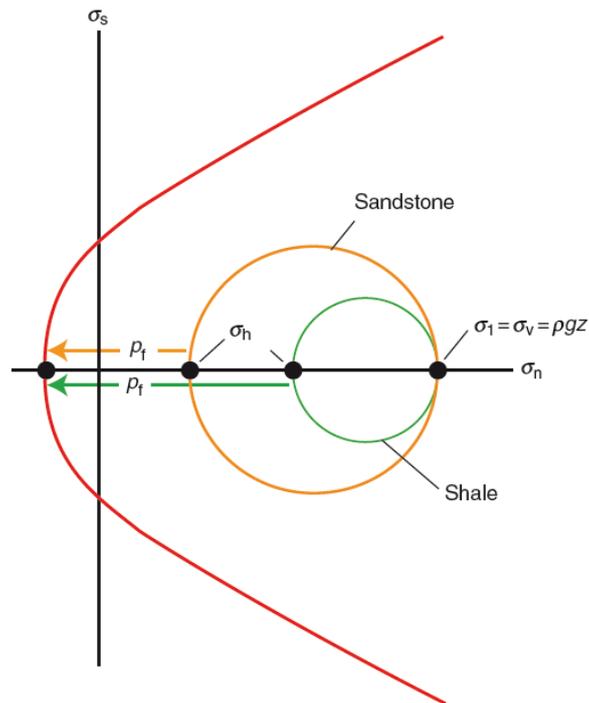


Figure I-1-5 : Effet du différentiel de compétences des couches sur le cercle de Mohr (Fossen, 2010). Commentaires dans le texte.

I-1-6- Les quatre grands types de fracturation

Quatre modes principaux de fracturation des roches sont répertoriés et ne sont exclusifs l'un de l'autre :

Le mode I est le mode de fracturation en ouverture, le déplacement étant orthogonal aux épontes de la fracture. Le mode -I, ou IV selon les auteurs, correspond à un mécanisme en fermeture de la fracture. Le mode II (mode en glissement) correspond à un cisaillement parallèle à la fracture (Figure I-1-6). Le mode III correspond à un déchirement parallèlement au bord de la fracture (Figure I-1-6). En subsurface, le mode I est omniprésent mais tend à devenir plus rare avec l'augmentation de la pression de confinement (cf. cercle de Mohr se déplaçant vers la droite).

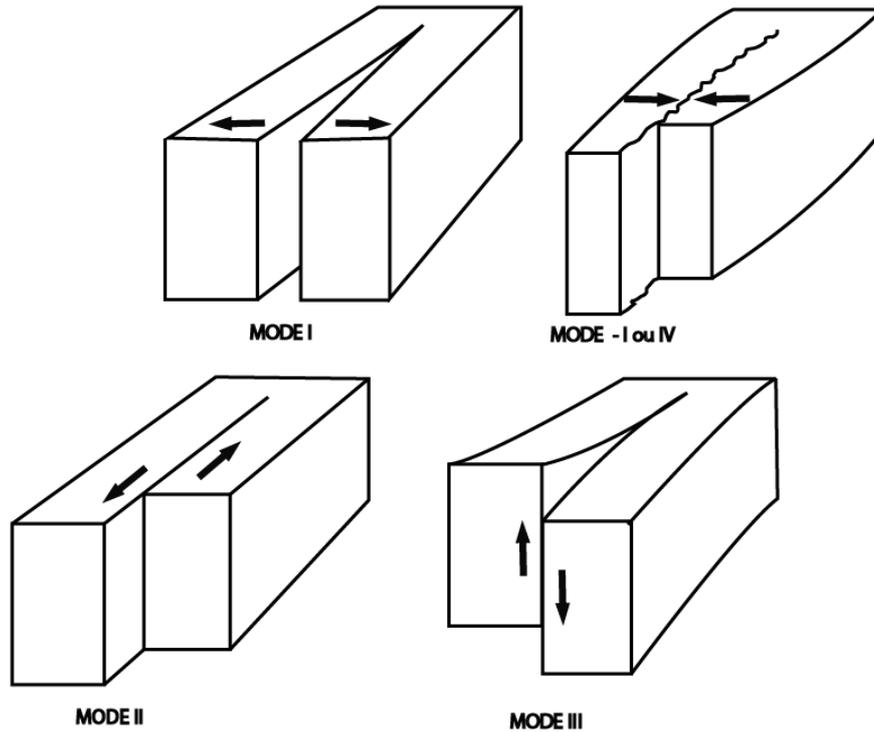


Figure I-1-6 : Les quatre principaux modes de fracturation : le mode I, le mode –I, le mode II et le mode III.

I-2- La zone de faille

I – 2 – 1-Notion de zone de faille

Une faille est une discontinuité structurale localisant une rupture, ou déformation discontinue, avec déplacement relatif des deux compartiments individualisés (Mattauer, 1973). Dans la majorité des cas, une faille ne se limite pas à un plan et possède un volume. En effet, la surface de glissement est entourée d'un volume de roche déformée. La faille correspond au volume rocheux déformé, localisant le rejet, contenant un matériel mobilisé entre ses épontes et une zone endommagée en périphérie.

La description d'un volume de faille ou *zone de faille* (terme qualitatif) se fait généralement suivant le modèle de Caine et al. (1996), en distinguant une zone cœur (core zone) et une zone d'endommagement (damage zone) (Fig. I-2-1). Cette zonation avait déjà été suggérée par Chester et Logan (1986), Sibson (1987), Davison and Wang (1988). Ces termes

sont définis en opposition à la roche non déformée appelée « protolithe », encaissant ou, dans la bibliographie des réservoirs géologiques, « roche hôte ».

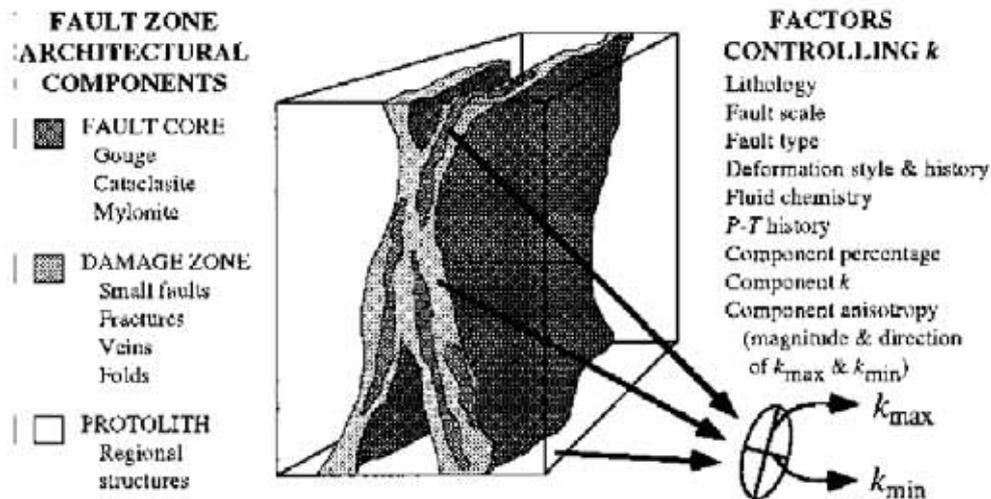


Figure 1. Conceptual model of fault zone with protolith removed (after Chester and Logan, 1986; Smith et al., 1990). Ellipse represents relative magnitude and orientation of the bulk two-dimensional permeability (k) tensor that might be associated with each distinct architectural component of fault zone.

Figure I-2-1 : Définition structurale d'une zone de faille au sens de Caine et al. (1996).

I-2-2 La zone « cœur » de faille

Par définition, La zone de déformation maximale dans laquelle la fabrique initiale a partiellement ou totalement disparue est appelée *zone cœur de faille* (Fig. I-2-1). Le déplacement principal est localisée dans ce volume. Ce dernier se définit par un critère structural et/ou un critère pétrologique.

Le critère structural fait référence au fait que la zone cœur de faille est la zone dans laquelle la déformation est la plus intense. Cette déformation maximale est généralement spatialement associée au(x) plan(s) de glissement principaux.

Le critère pétrologique fait référence à un ou plusieurs types de roches présents dans la zone de faille et différent, de part leur nature ou leur proportion, des roches de la zone d'endommagement ou du protolithe.

La combinaison de ces deux paramètres donne des roches de faille de types variables en fonction de la lithologie du protolithe et des conditions de la déformation (cf. section I-2-4 ci-dessous) (Fig.I-2-2&3).

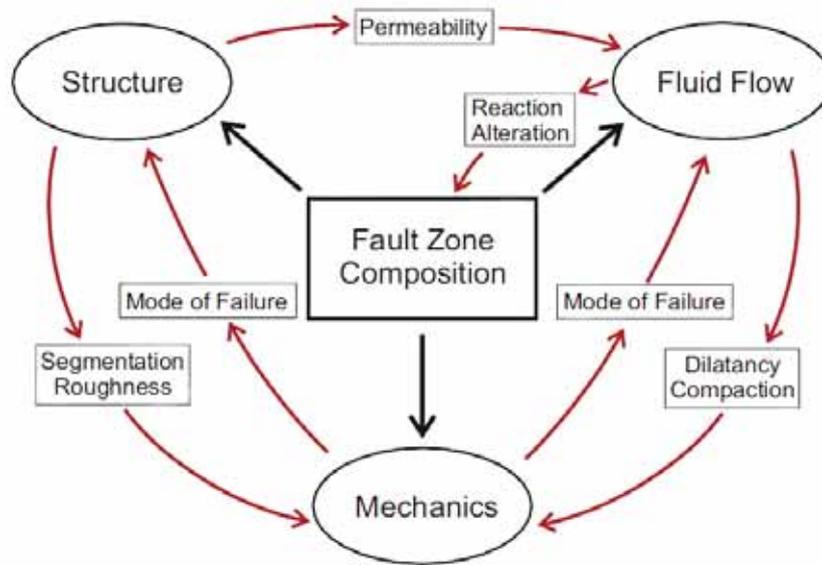
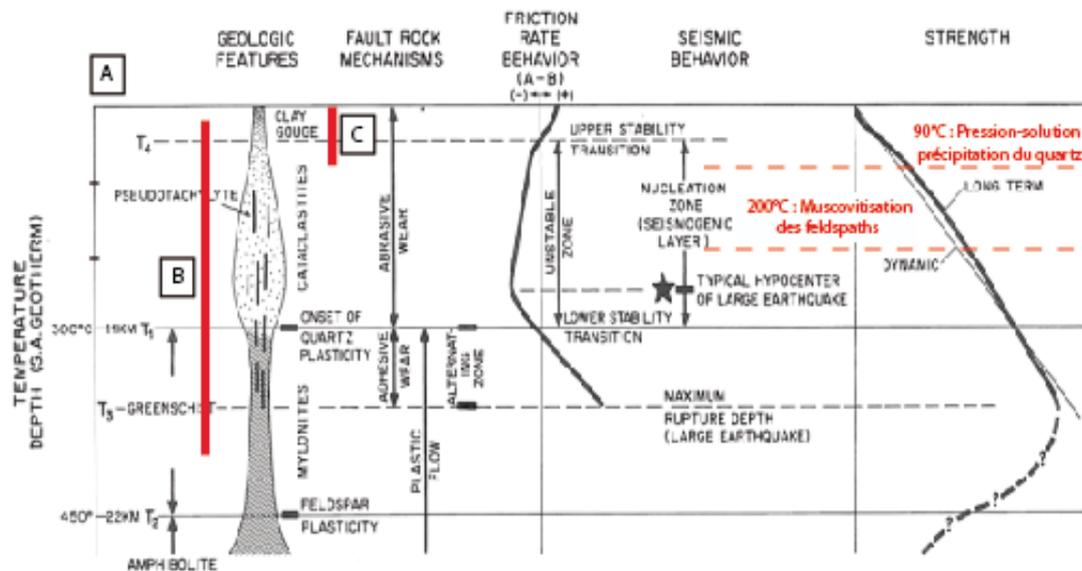


Fig. 1. Flow diagram showing inter-relationships among the three main topics of structure, mechanics and fluid flow. Mode of failure refers to whether or not seismic slip occurs.

Figure I-2-2: Voir légende [Faulkner et al. \(2010\)](#).

I – 2 – 3 La zone « d’endommagement » de faille

La zone d’endommagement de faille est caractérisée par des déformations modérées à faibles qui ne masquent pas la fabrique originelle ([Fig. I-2-1](#)). Elle borde le cœur de faille et peut être composée de faisceau de plis, de fractures, de failles satellites de rejet inférieur à la faille principale, de stylolithes et de veines. Classiquement, la densité de ces objets diminue avec la distance à la faille principale ([voir partie I-3](#)).



B Comparisons of parameters of very low metamorphic grade (according to Frey et al., 1990; Kübler, 1984; and various personal communications)

Metamorphic facies	Illite crystallinity W _F K _F P _F	Fluid inclusions	Coal rank R _m % R _{max} % R ₀	Sheet silicates	Temp estimate °C
Zeolite	Diagenesis	Higher hydrocarbons	3.5 4 2.5	Illite Kaol. Parag/Musc.	200
Prehnite-Pumpellyite	Anchizone	CH ₄ 270°	5 6-10 4	Muscovite	300
Pumpellyite-Actinolite	Folizone	H ₂ O			400
Greenschist					

Illite crystallinities according to: W = Weber (1972), K = Kübler (1984), and P = Piskunov (1978).

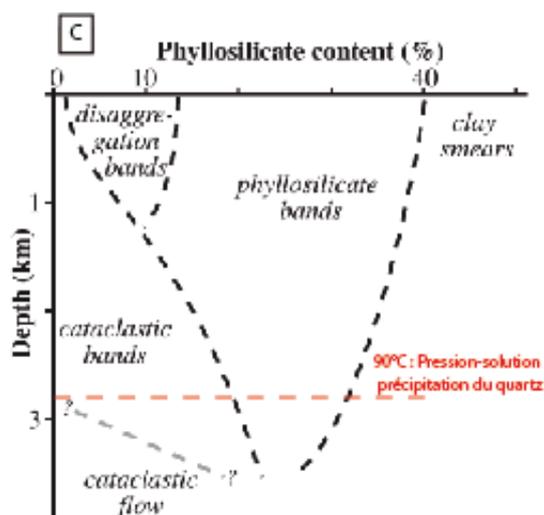


Figure 1-2-3: Variabilité du type de roche de faille en fonction de la température en milieu silico-clastique

(A) Modèle synoptique d'une zone de faille (Scholz 1998), à partir d'une section schématique montrant les paramètres séismiques et mécaniques associés en fonction de la température (et de la profondeur) (Tagami et al., 2012).

(B) Faciès de métamorphisme, indice de cristallinité de l'illite, nature des inclusions de fluides, rang de réflectance de la vitrinite, et nature des phyllosilicates en fonction de la température (Hunziger, 1986).

(C) Nature des bandes de déformation en fonction de la profondeur et de la proportion en phyllosilicates de la roche hôte (Fossen et al., 2007)

I – 2 - 4 Distribution des objets géologiques le long d'une zone de faille

Les objets géologiques présents dans les zones de failles évoluent en fonction de la lithologie affectée, de l'état diagénétique du protolithe, des caractéristiques mécaniques du protolithe, du rejet, des conditions pression-température d'activité de la faille, du contexte tectonique, de l'écoulement de fluides et de la pression de fluide. Ceux-ci ont déjà été largement étudiés (e.g. [Fossen, 2010](#) ; [Hobbs et al., 1986](#) ; [Sverdrup & Bjorlykke, 1997](#) ; [Scholz, 2002](#) et références citées). La [figure I-2-3](#) illustre la succession généralement admise des types de déformation à température (A & B) et profondeur croissantes (C) ; soit les brèches, les gouges, les cataclasites, et les mylonites. Ces roches sont classées en fonction de leur texture, granulométrie, cohésion, foliation et minéralogie ([Sibson, 1977](#)). [Scholz \(1990\)](#) définit les brèches comme des roches de faille peu cohésives ayant une proportion de fragments visibles supérieure à 30% et les gouges comme des roches de faille foliées peu cohésives ayant une proportion visible de fragments visibles inférieure à 30%. Les cataclasites sont définies comme des roches de faille cohésives à matrice partiellement à totalement cimentée dans lesquelles la réduction de la taille des grains donne respectivement les appellations de proto-cataclasite (fragment > 0.5 cm ; matrice = 10 à 50%), cataclasite (0.5 cm > fragment > 0.1 cm ; matrice = 50 à 90%) et ultra-cataclasite (fragment < 0.1 cm ; matrice = 90 à 100%). Cette nomenclature s'applique également aux mylonites selon les mêmes critères (protomylonite, mylonite, ultramylonite) ; La part de recristallisation est cependant bien plus importante que dans les cataclasites. Notons toutefois que les mylonites et ultramylonites sont des variétés de phyllonites ; ces dernières roches ayant les mêmes caractéristiques que les mylonites mais montrant des recristallisations de phyllosilicates.

Les interactions fluide-roche et les transformations minéralogiques associées évoluent en fonction de la température et de la profondeur. Pour un grès arkosique, ces interactions sont répertoriées en partie dans la [figure I-2-3B](#), qui recouvre les faciès diagénétiques et métamorphiques jusqu'au faciès « schiste vert ». La néoformation de phyllosilicates est classiquement observée suivant l'ordre d'apparition suivant, à température croissante : la kaolinite, la smectite, l'illite et les micas blancs (ces derniers à partir d'environ 200°C) ([Kubler & Jaboyedoff, 2000](#)).

L'expression de la déformation en milieu silicoclastique poreux (i.e. sauf exception considéré comme proche de la surface) est gouvernée à l'échelle du grain par quatre mécanismes principaux ([Aydin, 1978](#) ; [Antonellini & Aydin, 1994](#) ; [DuBernard & Labaume 2002](#) ; [Fossen et al., 2007](#)) : (i) les glissements et rotation de grains, (ii) la fracturation

intragranulaire ou cataclase (liée aux contacts hertziens entre les grains), (iii) la fracturation transgranulaire et (iv) la pression-solution – précipitation (cimentation). Ces modes de déformation ne sont pas exclusifs l'un de l'autre et sont contrôlés par les paramètres suivants : la porosité du protolithe, la cimentation, le champ de contraintes (spécialement la pression effective de confinement), la minéralogie (dont la proportion en argiles) et la température (Fig.I-2-3C).

Les bandes de déformation sont l'expression commune de la déformation dans les roches granulaires poreuses. Il s'agit de structures tabulaires d'épaisseur finie localisant la déformation (Aydin, 1978).

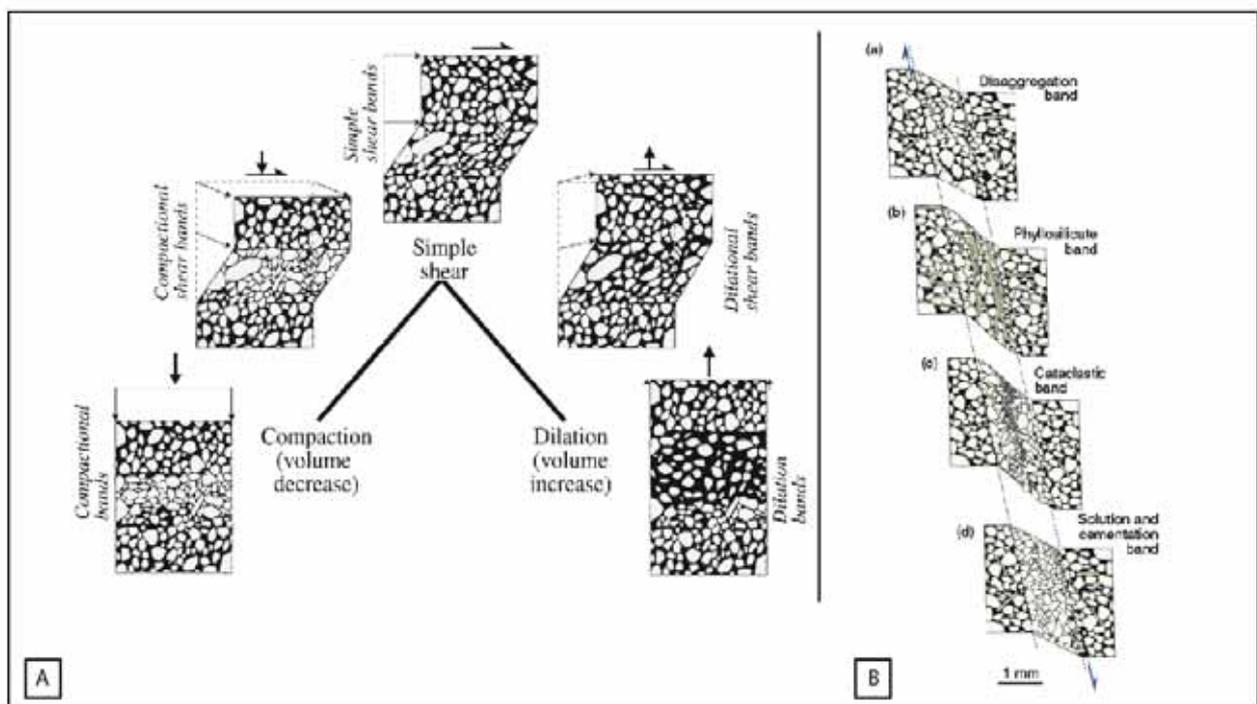
Trois pôles cinématiques définissent un premier type de classification des bandes de déformation : les bandes dilatantes, les bandes compactantes et les bandes cisailantes (Fig. I-2-4). Cependant, Antonellini & Aydin (1994) proposent aussi une classification à partir de la présence ou l'absence de cataclase ; l'apparition de cataclase se produisant dans le cas d'une cinématique en pression ou transpression (i.e. avec une composante cisailante). Actuellement, la classification par objet structural est la plus répandue. Elle est proposée par Fossen et al. (2007), qui distingue des bandes de désagrégation, des bandes à phyllosilicates, des bandes de déformation cataclastiques (présence de cataclase) et des bandes de déformation avec pression-solution cimentation (Fig.I-2-3C). Nous pouvons ajouter à cette classification quatre autres types de bandes de déformation : les slipped deformation bands (e.g. Rotevatn et al., 2008), les dilatational bands (e.g. DuBernard et al., 2002), les bandes de compaction (e.g. Mollema & Antonellini, 1996), et les shear-enhanced compaction bands (e.g. Eichhubl et al., 2010). Ces différents objets géologiques ont été étudiés en détails, notamment dans les études associées à la prospection pétrolière.

I-3- Génèse, croissance, et géométrie des failles

Documenter et prédire les géométries de croissance des zones de failles est primordial pour discuter le degré de connectivité des hétérogénéités structurales d'un système géologique. Cette démarche est essentielle pour prédire les migrations de fluides, leur potentiel à emprunter une hétérogénéité structurale sur de grandes distances et ainsi documenter les problèmes de saut d'échelle supérieure (*upscaling*) récurrents en géosciences (Gupta et al., 1999). La compréhension des lois d'échelle d'une faille possède de nombreuses applications en géologie telles que l'estimation de la distribution de la déformation dans une région (Scholz & Cowie, 1990, Walsh et al., 1991), le développement de modèles pour la

croissance des zones de failles (e.g. [Walsh et al., 2002](#)), la distribution spatiale des structures sub-sismique (i.e. sous la résolution sismique). L'application industrielle du dimensionnement des failles se trouve dans le domaine des réservoirs et particulièrement dans l'élaboration de modèles géologiques des réservoirs d'hydrocarbures fracturés ([Cherpeau et al., 2010](#)).

Figure I-2-4 : Les principaux types de bandes de déformation schématisées à l'échelle du grain en fonction de (A) la cinématique de la rupture et (B) des mécanismes de déformation dominants ([Fossen et al., 2007](#))



I – 3 – 1 Genèse des réseaux de failles et géométries associées

De nombreux auteurs ont étudiés les géométries des zones de failles par (i) l'analyse cartographique des traces des failles et (ii) l'analyse de sections verticales ([Faure & Chermette, 1989](#) ; [Vendeville & Cobbold, 1991](#) ; [Peacock, 1994](#) ; [Childs et al., 1995](#)). Ces travaux montrent que les traces des failles normales varient de façon significative dans le plan

vertical, notamment en milieu stratifié où segments et structures en échelons sont présents, nombreux et complexes (Peacock, 1994 ; Childs et al., 1995). Selon une vue en plan, les traces des failles normales montrent également une grande variabilité de connectivité de segments (Marchal et al., 2003).

I-3-2-Croissance de failles et connexion de segments en plan

Deux principaux modèles existent dans la littérature pour expliquer la croissance des failles : le modèle de *propagation radiale* et le modèle par *connexion de segments*. Les failles ne possèdent que très rarement des plans rectilignes qui témoigneraient d'une propagation radiale. Au contraire, elles montrent généralement des discontinuités et aspérités qu'on peut considérer héritées d'une croissance par segments initialement non alignés et responsables des déviations de direction à leurs extrémités. Ce second modèle est, de fait, plus généralement admis, autant pour les failles de grande échelle (Peacock, 1991; Peacock & Sanderson, 1991 ; Jackson & Leeder, 1994 ; Jackson et al., 1996) pour les failles de plus petites échelles (Cladouhos & Marret, 1996 ; Mansfield & Cartwright, 1994 ; Cartwright et al., 1995) (Fig. I-3-1A).

Le modèle de propagation radiale admet comme processus primaire la croissance de la faille par ses extrémités, « *la croissance primaire* » (Fig. I-3-1 B(a)). Ceci implique une croissance linéaire décrite par une loi de type $D.L^n$. Cependant, Cladouhos & Marret (1996) soulève un problème posé par ce modèle : ce dernier devrait engendrer une augmentation du Moment Sismique (qui est une fonction de la surface de rupture de faille) à chaque incrément de croissance. De plus, les profils rejet-longueur non linéaires ne semblent pas correspondre à ce modèle (Fig. I-3-1).

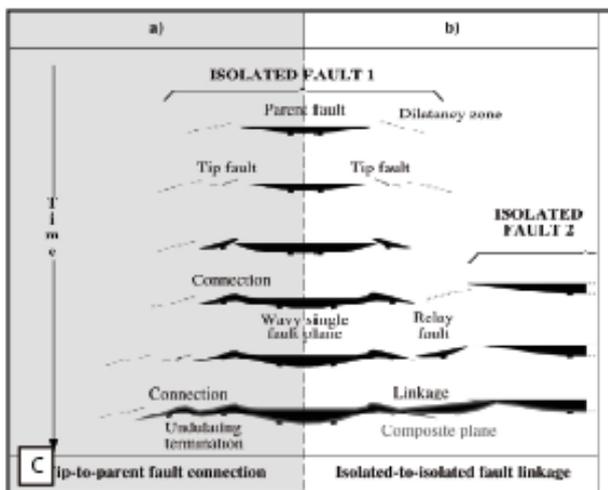
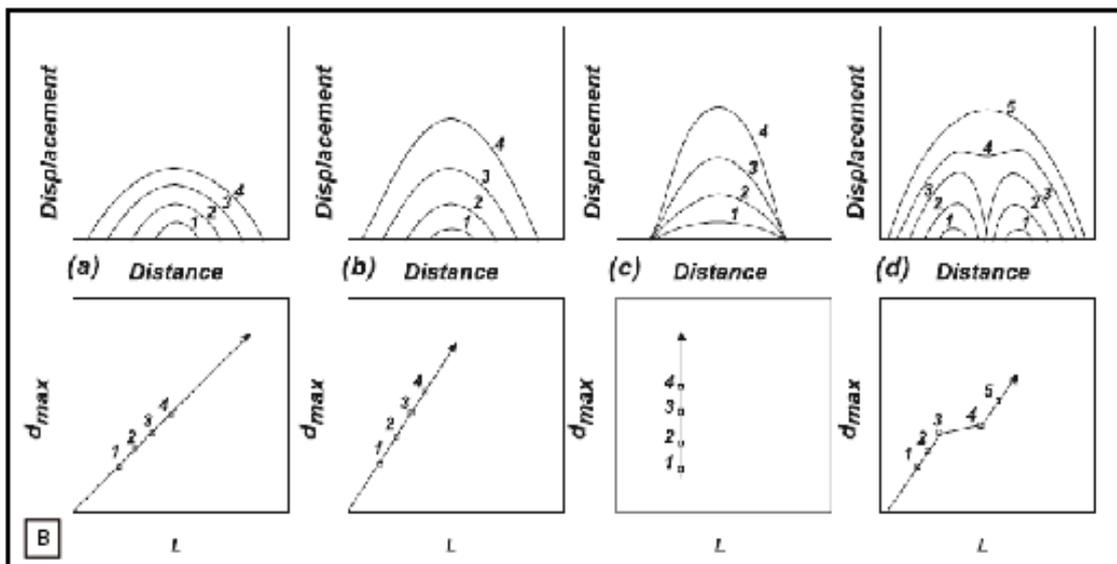
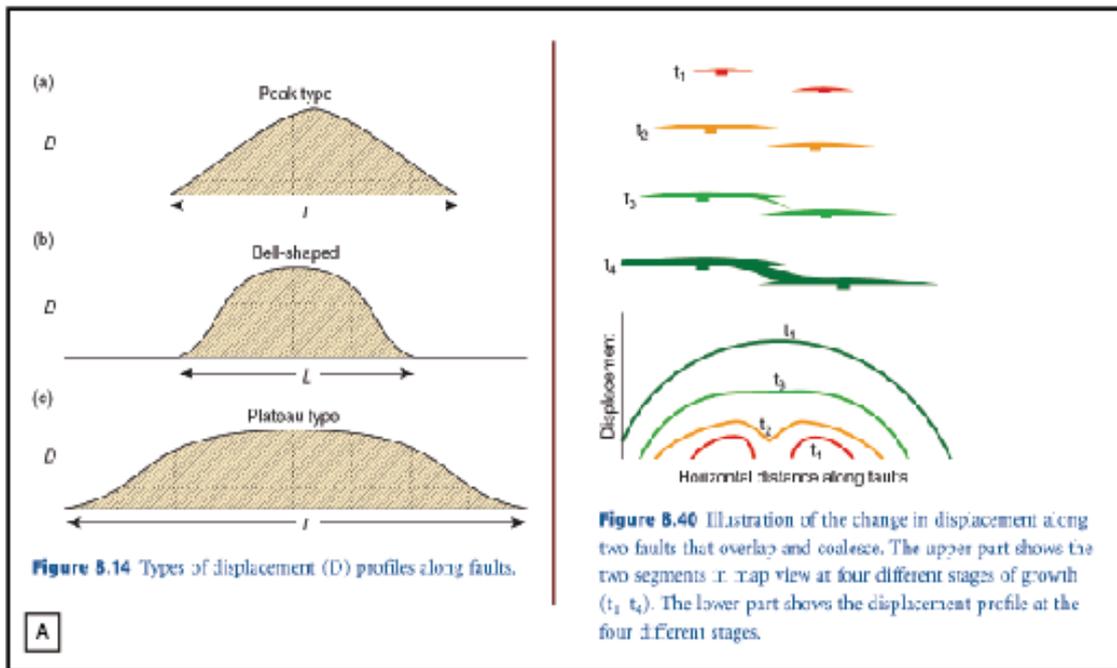


Figure I-3-1 : (A) Modèle de croissance de faille d'après Fossen (2010). (B) 4 différents profils associés au modèle de croissance de faille « radiale » et par « segments » (Kim & Sanderson, 2005) et profils de longueur-déplacement associés. (C) Modèle de croissance de faille par segments (Marchal et al., 1998,2003).

Le modèle de croissance par connexions de segments (Granier, 1985 ; Cartwright et al., 1998 ; Jackson et al., 1996) considère que les segments croissent et se connectent aux segments voisins par l'intermédiaire de relais (Fig. I-3-1 A & B(d)). Le profil distance-rejet n'est ainsi pas une gaussienne parfaite et traduit le différentiel de rejet initial entre segment et relais.

Ces modes de croissance ne semblent pas être exclusifs l'un de l'autre. L'initiation de la croissance peut combiner les deux modes tandis que les grandes failles ne semblent croître que suivant le modèle de connexion de segments. Une alternative est que ce dernier mode prenne le relais du modèle de croissance primaire au cours du développement de la faille (Cladouhos & Marret, 1996).

I-3-3-Géométries d'initiations en section verticale.

De nombreuses géométries d'initiation de failles sont décrites dans la littérature et leur complexité semble être notamment corrélée avec la présence d'un milieu stratifié à couches mécaniquement différentes (Peacock, 1992).

La figure I-3-2A décrit l'agencement idéalisé de deux plans de cisaillements et des stylolithes et fractures de mode I (veines minéralisées) associés en milieu homogène (Fossen, 2010). Les fractures et les pics stylolithiques sont orientés parallèlement à la contrainte principale majeure. L'ouverture des fractures s'effectue orthogonalement à la contrainte principale majeure, i.e suivant la direction de la contrainte principale mineure.

Une seconde géométrie classique d'initiation de zone de faille appelée « géométrie à ailettes » peut s'observer en plan comme en coupe (Figure I-3-2B) (Petit & Mattauer, 1994 ; Micarelli et al., 2005). Le quadrant extensif du cisaillement est occupé par des fractures ou veines branchées sur la terminaison du cisaillement tandis que le quadrant compressif est occupé par des stylolithes. Le fort angle entre les ailettes et le cisaillement témoigne d'une faible friction sur le plan cisailé (Petit and Mattauer, 1994).

La figure I-3-2C décrit la structure classique de fractures ou de veines en échelons et son agencement en bande de cisaillement naissante (Micarelli et al., 2005). Le stade ultérieur est l'ouverture puis le cisaillement de ces fentes avec l'accumulation du rejet, jusqu'à la formation d'une surface de cisaillement continue.

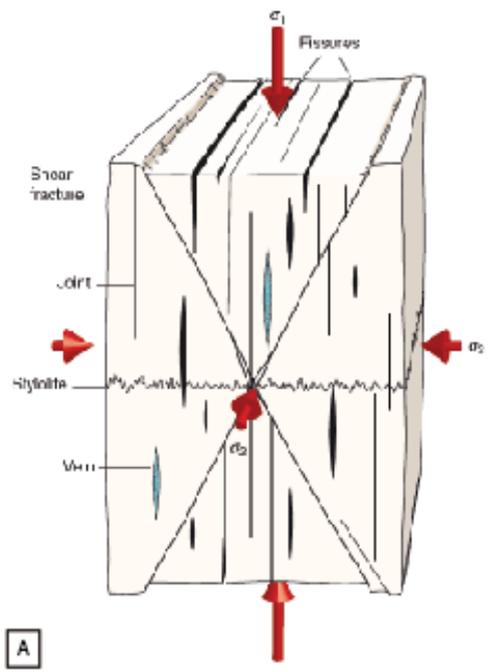


Figure 7.4 The orientation of various fracture types with respect to the principal stresses.

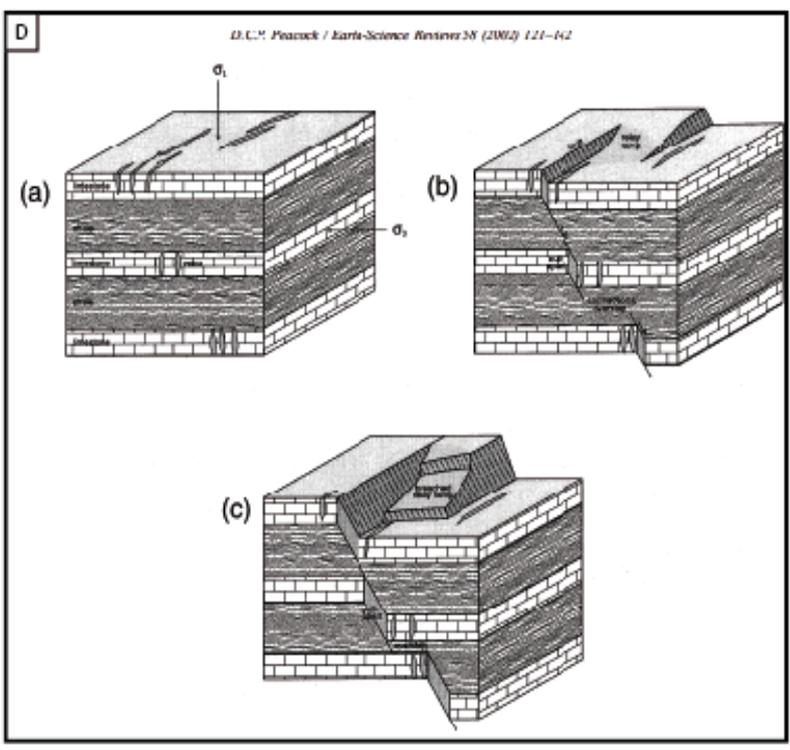
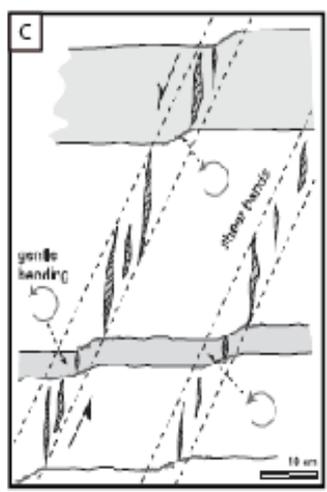
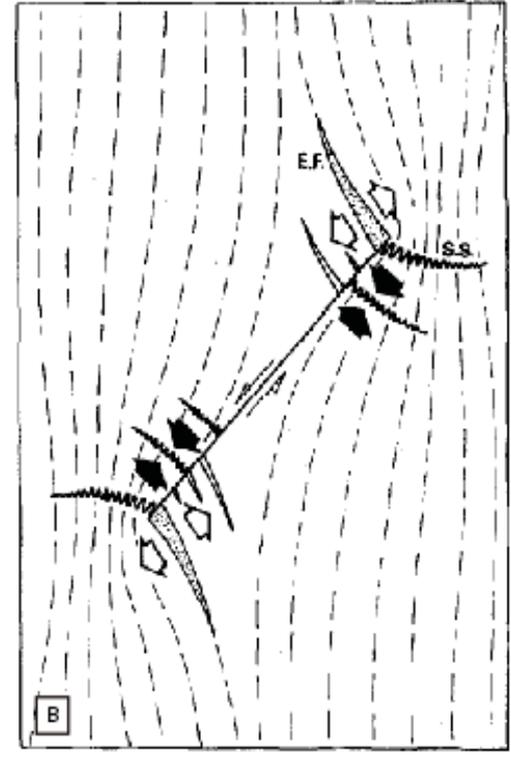


Figure I-3-2 : Géométrie d'initiation de failles. (A) Localisation des stylolithes et fractures dans le cas de failles normales antithétiques (Fossen, 2010). (B) Géométrie en ailettes

Dans un milieu stratifié à couches de compétence différente, les fractures de mode I se localisent préférentiellement dans les niveaux compétents. Ce fait peut favoriser une géométrie d'ouverture des fractures en relais extensifs (*pull-apart*) connectés par des cisaillements obliques dans les bancs moins compétents (Fig. I-3-2D)(Peacock, 2002).

Les niveaux de compétence plus faible ont tendance à localiser un changement de pendage des failles (Lansigu, 2000) ; celui-ci faiblit dans les niveaux argileux par exemple (i.e. diminution de l'angle de friction interne du matériau).

Le cas illustré en figure I-3-3A montre le cas d'un relai compressif lié au changement de pendage de la faille dans les niveaux de faible compétence. La courbure de faille a ici quatre conséquences principales : (i) sa géométrie à tendance listrique autorise la rotation de blocs dans le volume de faille, (ii) elle favorise la naissance d'une faille antithétique limitant cette rotation (en sens inverse), (iii) la création d'un nouveau segment permet de retrouver un pendage rectiligne et de supprimer un relai compressif. La faille abandonne ainsi une zone de déformation fossile et (iv) cette évolution liée à la courbure de faille initiale participe à l'élargissement de la zone de faille (Fig. I-3-3A).

Les zones de relais extensifs dans les niveaux de faible compétence montrent des géométries de recouvrement en échelons conduisant à l'incorporation mécanique des niveaux faibles dans la zone de faille. Ce processus est appelée *claysmear* dans le cas communément décrit d'entraînement d'argiles (Fristad, 1997 ; Yielding, 1997 ; Fisher & Knipe, 2001 ; Yielding, 2002 ; Fossen, 2007, 2010 ; van der Zee & Urai, 2005 ; Welch et al., 2009) (Fig. I-3-3B).

Dans un cas plus général, la multiplication des relais peut rendre complexe la géométrie de la zone de faille (Figure I-3-3C ; Zee & Urai, 2005). Ce type de géométrie peut également être responsable de l'incorporation mécanique d'argiles dans la zone de faille. Ces trois géométries sont primordiales dans la compréhension des problèmes de juxtaposition de réservoirs.

Dans le but de quantifier la proportion d'argile mécaniquement incorporé dans une zone de faille à partir de la composition de la roche hôte, trois principaux algorithmes ont été développés : Le Shale Smear Factor (SSF), le shale Gouge ratio (SGR) et le Claysmear potential (CSP), détaillés en Figure I-3-3D. Ces algorithmes ont été élaborés à partir de l'étude de géométries d'initiation de zones de failles et confrontés aux données issues de failles à rejets plus importants. Cependant, selon Yielding (2002), le Shale Gouge Ratio

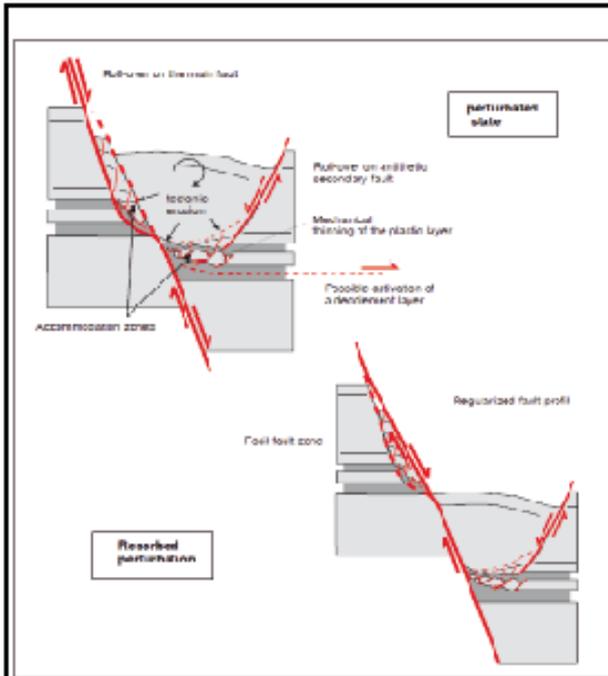


Figure 14. Schematic evolution of a staircase fault profile

A

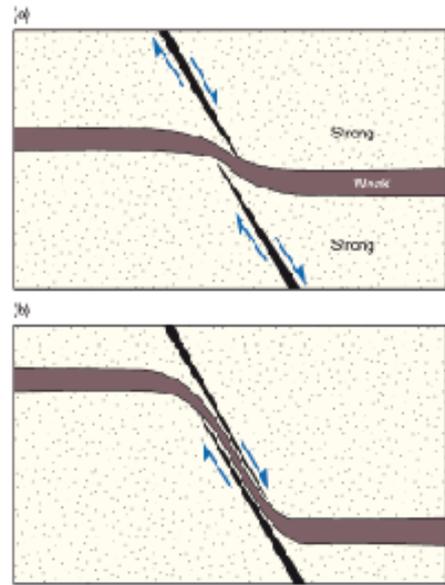
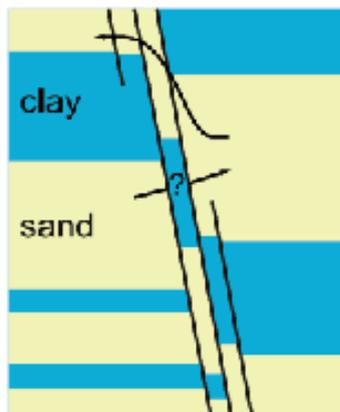


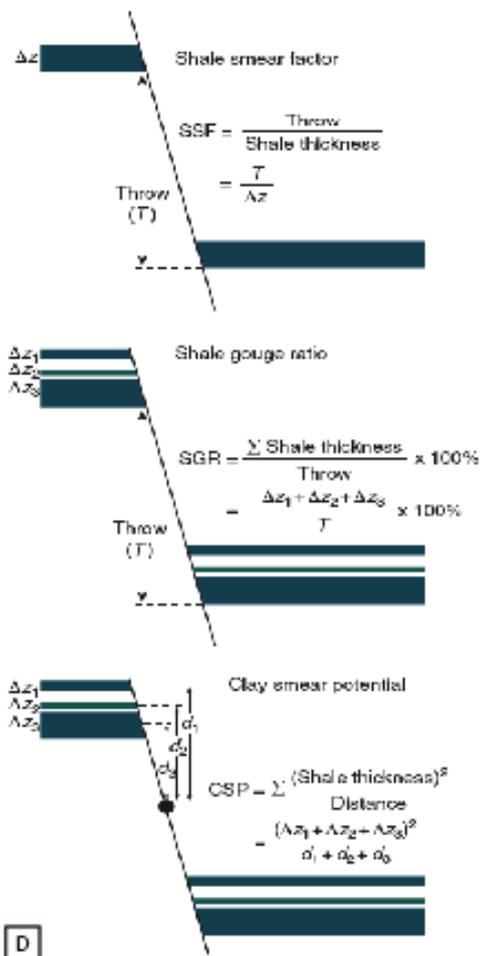
Figure B.31 Normal dragging of mechanically weak layer (e.g. clay) between two overlapping fault segments.

B



C

Figure I-3-3 : Géométrie d'initiation de failles en milieu stratifié. (A) Failles normales présentant une géométrie en escaliers associée à un relai compressif (Lansigu, 2000). (B) Géométrie d'entraînement d'une couche "faible" dans un relai extensif entre deux segments (*clay smearing*) (Fossen, 2010). (C) Multiplication des zones de relais et géométries de juxtaposition associées (Zee & Urai, 2005). (D) Algorithmes de prédiction de quantité d'argiles dans une zone de faille. Ces argiles sont mécaniquement incorporées suivant les géométries d'entraînement décrites en (B) (e.g. Yielding, 2002; Fossen, 2010).



D

présente un avantage sur les autres algorithmes car il permet de prédire un paramètre directement quantifiable, la composition de la roche de faille, qui contrôle au premier ordre la perméabilité de la zone de faille.

I – 3 – 4 - Relations longueur – épaisseur - déplacement

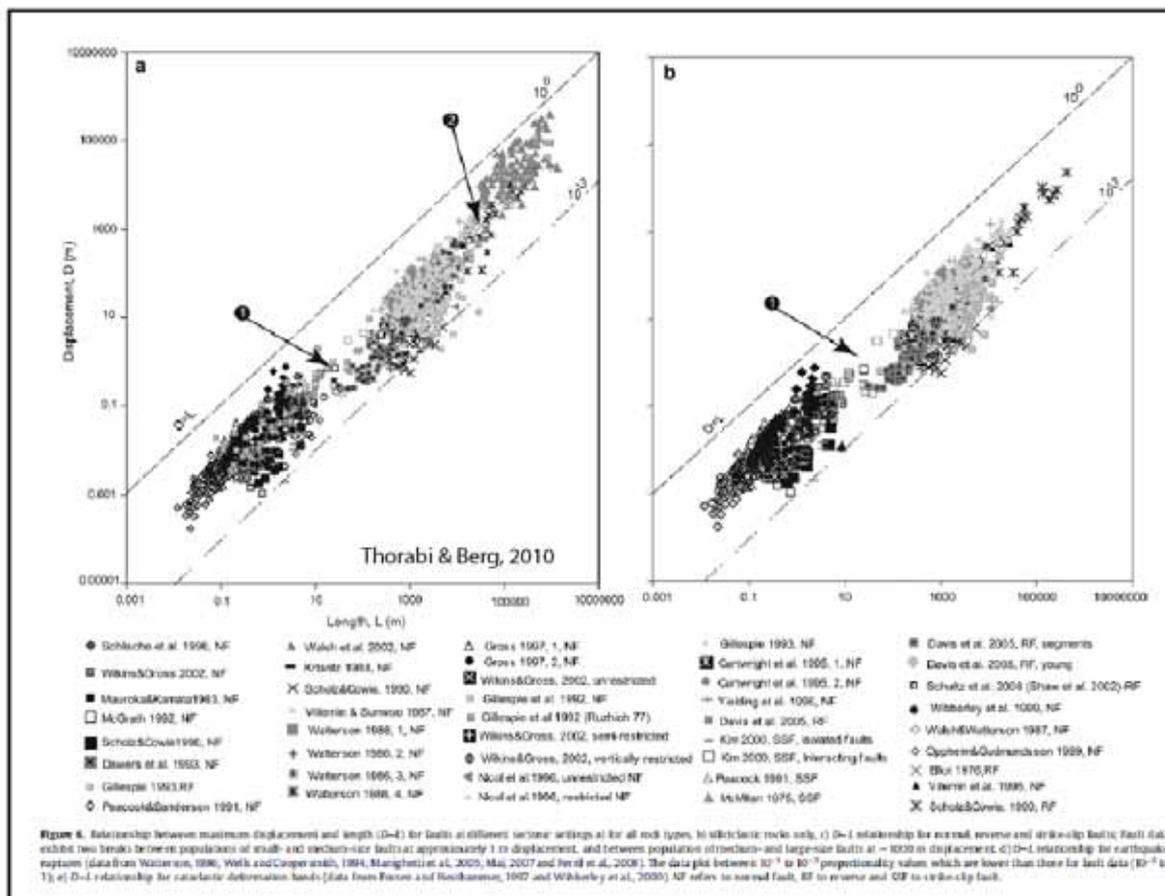
La connaissance des distributions spatiales des différents paramètres relatifs aux failles tels que la longueur, le déplacement, l'épaisseur et leurs relations mutuelles ont été largement étudiés dans les dernières décennies (e.g. [Gillepsie et al., 1992](#) ; [Marrett, 1992](#) ; [Cowie et al., 1995](#) ; [Gross et al., 1997](#) ; [Bonnet et al., 2001](#) ; [Gudmundsson, 2004](#) ; [Kim & Sanderson, 2005](#) ; [Schultz et al., 2008](#) ; [Wibberley et al., 2008](#) ; [Ferril et al., 2008](#) ; [Soliva et al., 2008](#) ; [Childs et al., 2009](#) ; [Polit et al., 2009](#) ; [Thorabi & Berg, 2010](#) ; [Dyer et al., 2012](#)).

a) Relation entre longueur et déplacement

Il est généralement assumé que la relation entre le déplacement cumulé maximum de la faille (D) et la longueur de la faille sont corrélés suivant la formule de [Thorabi & Berg \(2010 et références citées\)](#) ([Fig. I-3-4](#)) :

$$D = \gamma.L^n$$

Ou γ est une constante relative aux propriétés de l'expression du déplacement relatif aux propriétés mécaniques de la roche, spécialement la contrainte cisailante et l'élasticité de la roche. Pour une relation linéaire, $n=1$ et γ est simplement le rapport D/L. On trouve dans la littérature une valeur de « n » généralement comprise entre 1 et 2 ([Schultz et al., 2008](#) ($n=1$); [Marrett & Allmendinger, 1991](#) ($n=1.5$) ; [Walsh & Watterson, 1988](#) ($n=2$)). Le rapport D/L moyen pour les failles est de 1/100. Notons que le phénomène de durcissement tectonique (*strain hardening*) présent dans la formation des bandes de déformation cataclastiques donne des structures très longues pour des rejets plus petits ($D/L = 1/1000$) ([Fossen et al., 2007](#)).



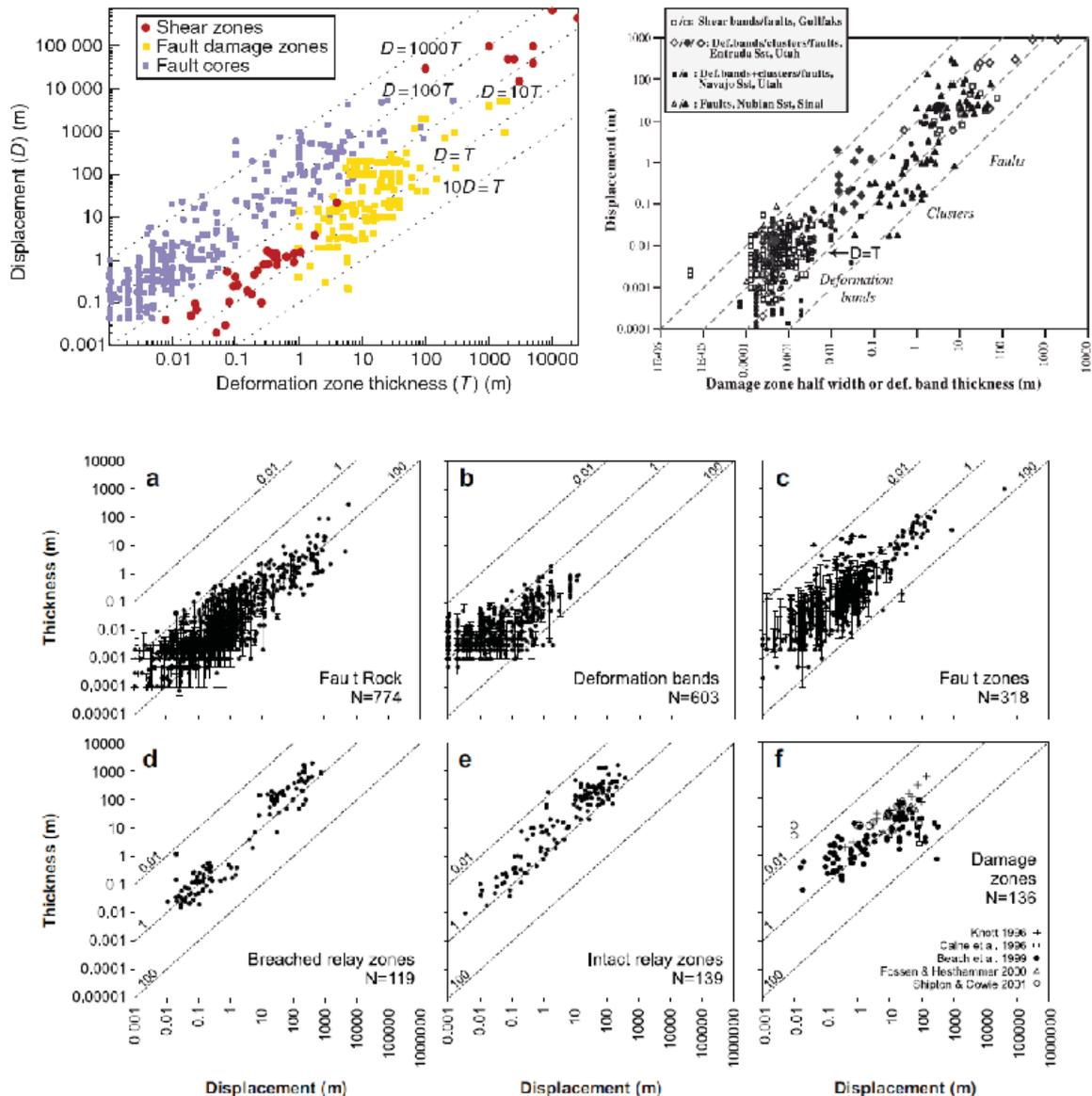


Fig. 4. Displacement versus thickness data for the different fault geometric components identified. Vertical bars are thickness ranges measured on individual faults on decametre scales. The data are derived from the following sources: (a) Fault rock data; Otsuki (1978), Roberson (1983), Hull (1988), Blenkinsop (1989), Marrett and Allmendinger (1990), Ameen (1995), Little (1995), Caine et al. (1996), Knott et al. (1996), Childs et al. (1996a), Foxford et al. (1998) and Childs et al. (2007). (b) Deformation bands; Knott (1994) and Manzocchi (1997). (c) Fault zones; Wolf (1985), Childs et al. (1996a), Childs (2000), Faulkner and Rutter (2001) and van der Zee (2002). Relay zones; breached (d) and intact (e), Imber et al. (2004), Soliva and Benedicto (2004) and Worthington (2005). (f) Damage zones; Caine et al. (1996), Knott et al. (1996), Beach et al. (1999), Fossen and Hesthammer (2000), Shipron and Cowie (2001), Knott et al. (1996) and Beach et al. (1999) record damage zone thicknesses for one side of the fault only. These have been doubled in this compilation. The fault rock, fault zone and deformation band data also include previously unpublished data for normal faults from a range of lithologies. Note that the data in Fig. 4b, and to a lesser extent data shown in Fig. 4a, are influenced by a tendency to round up thickness or displacements less than 1 mm.

Figure I-3-5 : Relation entre largeur et déplacement sur les zones de failles (Fossen, 2010 ; Kim & Sanderson, 2004)

Les zones d'endommagement de failles montrent une large variété de géométries et de caractéristiques de déformation. Elles peuvent être regroupées en trois types (e.g. Kim et al., 2004 et références citées) (Fig. I-3-6A):

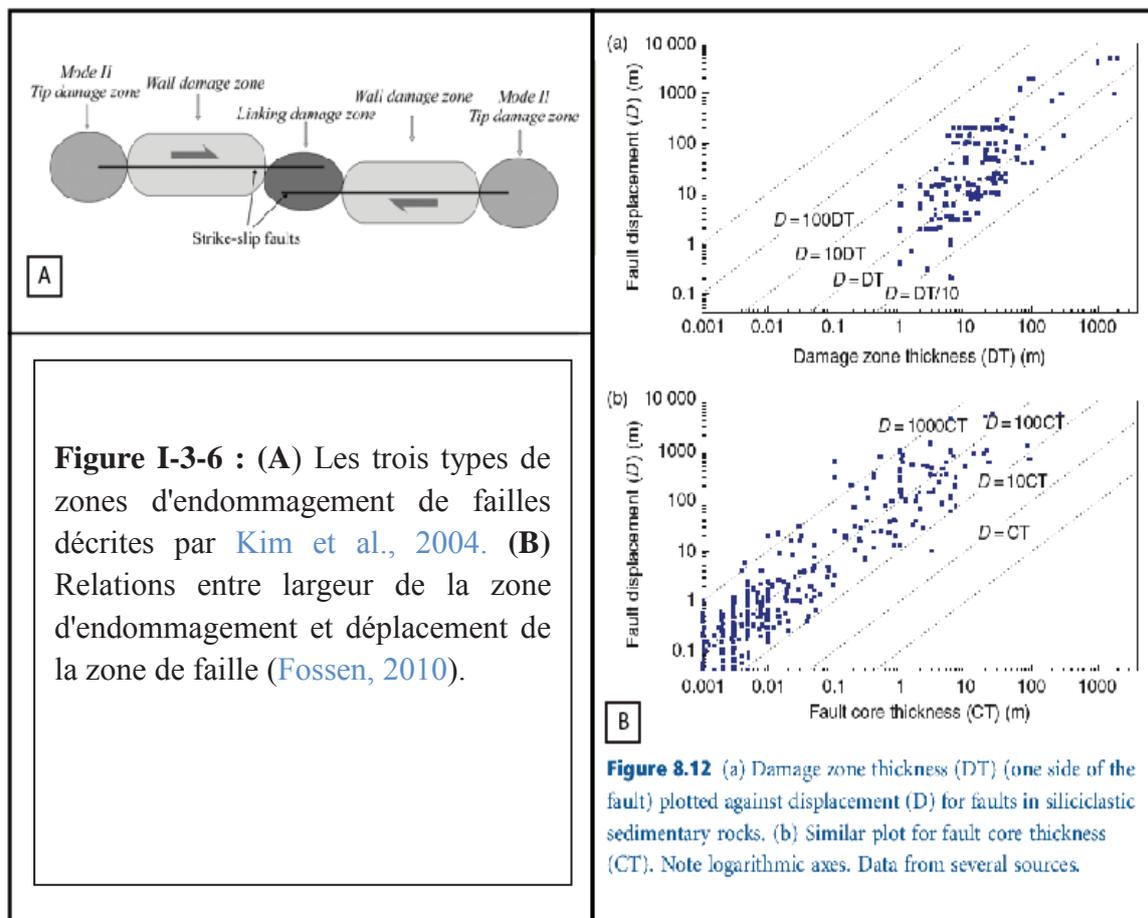
Les zones d'endommagement de terminaison (*Tip damage zones*) peuvent être subdivisées sur la base des modes de rupture (mode I, II ou III) ; la densité de fractures est

maximale dans cette zone. Ce type de zone d'endommagement est asymétrique dans le cas des modes de rupture II et III.

Les zones d'endommagement de relais ou (*Linking damage zones*) se développent entre deux segments de failles non co-planaires (zone de relais). La densité de fractures, leurs orientations et leur nature sont intimement liées à la cinématique du relais, i.e. un relais extensif ou compressif.

Les zones d'endommagement de paroi (*wall damage zones*) résultent de la propagation des fractures de modes II et III associés au cisaillement principal et à l'accumulation de rejet sur ce dernier.

En raison de cette diversité de nature des zones d'endommagement, les graphiques « Largeur de la zone d'endommagement vs déplacement » montrent un étalement des données important bien qu'une tendance linéaire semble apparaître sur une échelle logarithmique (e.g. Fossen 2010, Grasemann et al., 2011) (Fig.I-3-6B).



I-4- Les interactions fluides-roches

Les principaux mécanismes de déformation affectant les matériaux sédimentaires sont : (i) le glissement inter-granulaire, (ii) la fracturation des grains, (iii) la plasticité des grains et (iii) les processus physico-chimiques de dissolution-précipitation (incluant la dissolution sous contrainte, ou pression solution). Dans les conditions de la croûte supérieure, la rupture et la plasticité des particules argileuses dépendent essentiellement des conditions de contrainte et sont relativement indépendants du temps. En revanche, les processus de dissolution-précipitation et d'altération des minéraux sont dépendants du temps et jouent un rôle important dans la compaction des sédiments et la formation des roches de failles à l'échelle des temps géologiques (Zhang & Spiers, 2005).

I – 4 – 1 - La pression solution

a) Mécanismes à l'échelle du grain

La dissolution sous contrainte est un mécanisme très efficace pour la compaction de sédiments et la déformation des roches dans la croûte supérieure. Elle est contrôlée par différents paramètres : les contraintes appliquées (notamment la pression effective), la température, la taille des grains, la forme de l'interface entre les grains, la chimie de l'eau interstitielle, la minéralogie de la roche, l'épaisseur du film d'eau entre les grains (Renard et al., 2000). Deux modèles concernant la nature du contact entre les grains ont été proposés pour expliquer la pression solution (Zhang & Spiers, 2005). Le modèle de « Water Film Diffusion » peut être décrit suivant trois stades : (i) la dissolution à l'interface des grains, (ii) la diffusion des solutés le long du film d'eau adsorbé le long du contact entre deux grains, (iii) la précipitation sur la surface du grain adjacente au pore ouvert (Heald, 1955 ; Weyl 1959, Rutter, 1976 ; Renard et al., 2000). Le plus lent de ces trois processus contrôle le taux de pression-solution. Dans le second modèle, dit de « Island and Channel », les contacts entre grains sont assurés par des chenaux permettant aux fluides de circuler (Fig. I-4-1). Dans les deux modèles, la présence d'eau est primordiale pour dissoudre les minéraux solides et transporter le matériel au dehors du contact (Zhang & Spiers, 2005).

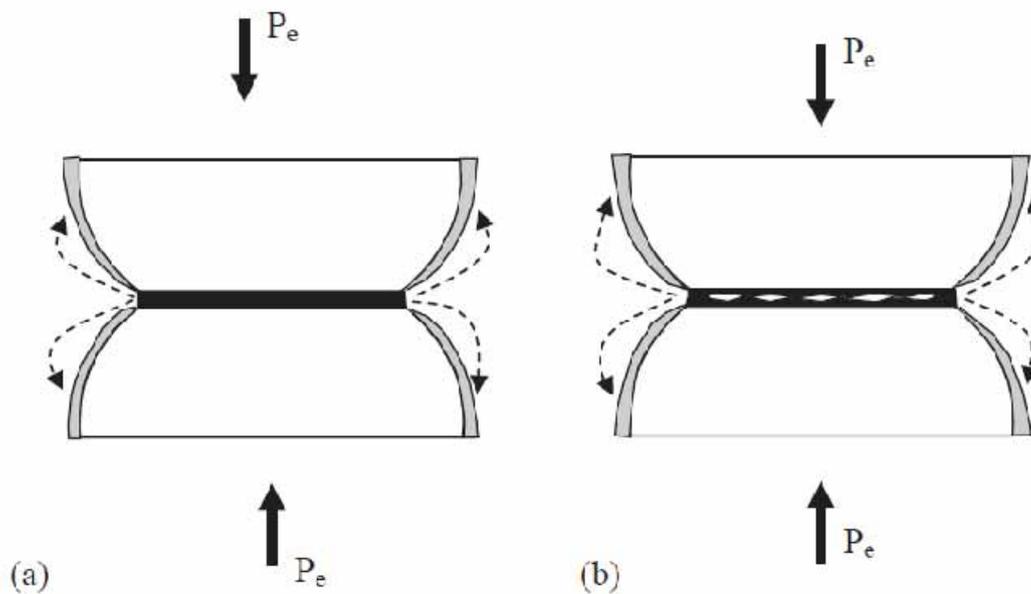


Fig. 1. Models of intergranular pressure solution. Materials are dissolved at stressed grain contacts and transported via grain boundary with structure of (a) thin film of water or (b) dynamic “island & channel”. Precipitation occurs at the free pore walls. As a result, intergranular pressure solution leads to compaction of bulk rock and decrease of porosity and permeability.

Figure I-4-1: Les deux modèles de pression solution. Voir légende [Zhang & Spiers, 2005](#).

b) Températures d'activité des mécanismes

La dissolution du quartz dans les grès devient significative à l'échelle des temps géologiques à partir de températures de 80-90°C, correspondant à un enfouissement de 2.5-3km avec un gradient géothermique normal ([Renard et al., 2000](#) ; [Baron & Parnell, 2007](#) ; [Marcussen et al., 2010](#) ;). Le facteur limitant la solubilisation est la vitesse de précipitation du quartz, qui diminue avec la température et bloque le cycle de la pression solution aux basses températures ([Renard et al., 2000](#)).

La solubilisation de la calcite est active dès les faibles profondeurs, son taux de précipitation n'étant pas un facteur limitant pour la solubilisation ([Sverdrup & Bjorlykke, 2005](#)).

c) Influence des phyllosilicates

Pour des roches silicatées le modèle classique de diffusion dans un film d'eau assume que la matière est dissoute au niveau du contact entre les deux grains de quartz. Entre deux micas, le film piégé est plus fin qu'entre deux grains de quartz. De plus, les minéraux argileux peuvent également avoir des charges électriques distribuées sur leur surface qui stabilisent le film d'eau (Renard et al., 1997 ; Zhang & Spiers, 2005). En conséquence, la diffusion est plus facile et donc le taux de pression-solution plus rapide en présence de phyllosilicates. Les expérimentations sur la pression solution montrent que la diffusion contrôle le mécanisme à des profondeurs importantes tandis que le modèle basé sur les indentations des micas naturels montre que la cinétique de précipitation du quartz, contrôlée par la température, est le facteur limitant à faible profondeur (Renard et al., 1997).

d) Objets géologiques

L'objet géologique matérialisant communément les surfaces de pression-solution est le stylolite (ou microstylolite i.e. pression solution aux contacts entre grains), dont la surface s'organise géométriquement en fonction des contraintes (e.g. Koehn et al., 2012). Les pics stylolithiques sont classiquement orientés parallèlement à la contrainte principale. Les stylolites sont des structures communes dans les carbonates (à basse température) (Sheppard, 2002 ; Morad et al., 2010) et dans les roches silicoclastiques ($T > 80-90^{\circ}\text{C}$) (Rispoli, 1981 ; Baron & Parnell, 2007; Dutton et al., 2010 ; Marcussen et al., 2010). Notons qu'ils peuvent avoir une origine sédimentaire (augmentation de la charge lithostatique liée à l'enfouissement), ou tectonique, notamment liés aux déformations dans les zones de failles (Petit & Mattauer, 1994 ; Ohlmacher & Aydin, 1997 ; Labaume et Moretti, 2001 ; Tondi et al., 2006 ; Benedicto & Schultz, 2010).

I – 4 – 2 - Altération des feldspaths

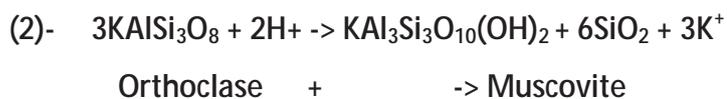
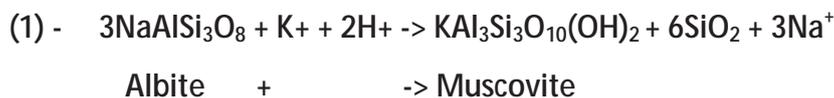
L'altération des feldspaths et la néoformation de phyllosilicates associée sont des caractéristiques communes de la diagenèse et du métamorphisme de très bas degré. La **figure I-2-3-1B** montre l'ordre d'apparition des phyllosilicates à température croissante (i.e. kaolinite, smectite, illite, micas blancs) avec des thermomètres classiques développés dans la

géologie des réservoirs (Hunziker, 1986). En plus de la température pouvant activer ou inhiber la muscovitisation (Hunziker, 1986 ; Chardon et al., 2006), il a été démontré que l'altération des feldspaths dépend d'une série de paramètres incluant : (1) les conditions de pression, (2) la chimie du fluide, son déséquilibre avec le minéral et la durée de l'altération (Worden & Morad, 2000 ; Chardon et al., 2006), (3) l'enrobage (*coating*) des grains de feldspath par une autre phase (par exemple des hydrocarbures) qui pourrait protéger le minéral de l'altération (Strovol et al., 2012), (4) la nature du feldspath altéré et des phyllosilicates néoformés (Kamineni et al., 1993 ; Chardon et al., 2006) et, probablement, (5) le style de déformation (quantité de déplacement, glissement asismique vs glissement sismique) (Gratier et al., 1999).

a) *Muscovitisation des feldspaths*

La muscovitisation des feldspaths est active dès environ 200°C (Mullis, 2002 ; Leclère et al., 2012) et le reste jusque vers 450°C (Mitra, 1978; Janecke & Evans, 1988; Evans, 1990; Kamineni et al., 1993; Lin, 1999; Sibson, 2000; Wibberley, 1999; Wibberley & Mc Caig, 2000).

Les réactions affectant les principaux types de feldspath sont les suivantes (Wibberley, 1999) :



Notons que ces deux équations libèrent un excédent de silice.

b) *Muscovitisation des feldspaths dans les zones de failles*

La néoformation de micas blancs (muscovite) à partir de l'altération des feldspaths est une caractéristique commune des roches de failles dans la croûte moyenne sous conditions hydratées en faciès de métamorphisme de très bas à bas degré (Mitra, 1978; Janecke & Evans, 1988; Evans, 1990; Kamineni et al., 1993; Lin, 1999; Sibson, 2000; Mullis, 2002; Wibberley, 1999; Wibberley & Mc Caig, 2000). Notons qu'à notre connaissance, la muscovitisation des

feldspaths a été exclusivement décrite dans des roches cristallines, à l'exception des travaux récents de [Leclère et al. \(2012\)](#) décrivant la faille de Restefond, étudiée et présentée en détails dans ce manuscrit. Dans le socle, la muscovitisation des feldspaths est favorisée par les mécanismes de comminution associés à la fracturation des feldspaths sous des températures inférieures à 350°C ([Passchier & Trouw, 2005](#)). En effet, la désagrégation des feldspaths augmente le nombre et la « fraîcheur » des surfaces disponibles pour la réaction de muscovitisation ([Mitra, 1978](#); [Kamineni et al., 1993](#); [Wibberley, 1999](#)).

I – 4 – 3 - La cimentation dans les failles

La cimentation du protolithe est primordiale dans la mécanique des zones de failles car elle conditionne l'état mécanique de la roche affectée. Ainsi, les sédiments indurés par la présence d'un ciment acquièrent des propriétés cassantes et peuvent se déformer par cataclase et bréchification ([Sverdrup & Bjorlykke, 1997](#)). La mise en solution des différentes phases est, au premier ordre, fonction de la température et des contraintes dans le système. La chute locale ou générale de ces dernières (baisse de pression) favorise la précipitation et contrôle également la localisation de la cimentation par différentiel de pression avec la zone de dissolution ([Renard & Ortoleva, 1997](#)).

La cimentation dans les grès peut être de plusieurs natures. Si la minéralogie générale le permet, un ciment de calcite peut apparaître à très faible profondeur (et même jusqu'en surface) ; il est principalement dû à la dissolution de l'aragonite et de la calcite magnésienne présentes dans le protolithe. Une autre source pour le ciment précoce est la silice biogénique qui peut intervenir à 1500 m de profondeur et agit comme précurseur pour les ciments de silice plus conventionnels ([Sverdrup & Bjorlykke, 1997](#) ; [Molenaar et al., 2007](#)). A profondeur croissante, des ciment argileux peuvent faire leurs apparitions tels que la kaolinite, l'illite, la smectite, la chlorite et les micas blancs ([Ajdukiewicz & Lander., 2010](#) ; [Morad et al., 2010](#)) ([Fig. I-2-3B](#)). Cependant, les grès propres (uniquement composés de quartz) ne montrent pas de cimentation jusqu'à 3 km de profondeur ([Britt & Moen, 2007](#) ; [Pollington et al., 2011](#) (107°C) ; [Morad et al., 2010](#)). A ces profondeurs, le grès développe des surcroissances de quartz qui ferment la porosité, renforcent les liant (ménisques) entre les grains, et emmènent le grès à se déformer de façon fragile ([Kim & Lee, 2004](#)).

I – 5 - La perméabilité des zones de failles

La perméabilité des zones de failles est appréhendée de deux façons différentes : (1) celle-ci est ignorée et le rôle de drain ou de barrière est assumée par les perméabilités des respectives des compartiments de roches encaissantes mis en contact par le rejet de la faille (voir ci-dessous principe de juxtaposition). (2) La faille est formée d'un volume de roche de faille ayant ses propres caractéristiques pétrophysiques et ayant un effet propre sur les migrations de fluides en tant qu' « objet faille ».

I-5-1- Le principe de juxtaposition

La juxtaposition est un facteur de premier ordre dans l'établissement d'un piège hydraulique par une zone de failles (Jones & Knipe, 1996 ; Knipe, 1992 ; Zee & Urai, 2005) (Fig. I-5-1). Elle consiste à la mise en contact, par l'intermédiaire du rejet d'une faille, de deux compartiments ayant des propriétés hydrauliques différentes. La mise en contact d'un niveau perméable, ou niveau réservoir, avec un niveau imperméable, crée ainsi une barrière de perméabilité transversale (Fig. I-5-1B). Cependant, le drainage vertical le long de la faille reste possible si les caractéristiques de celle-ci s'y prêtent. Le principe de juxtaposition sert de base aux algorithmes prédictifs tels que le SGR (Yielding, 2002) (cf ; Section I-3-1).

I – 5 – 2 - Etanchéité de la zone de faille

L'étanchéité d'une zone de faille dépend de 5 paramètres principaux : la perméabilité de la roche de faille, l'épaisseur de la zone de faille, le type de fluide en migration dans la zone de faille, le gradient de pression de part et d'autre de la zone de faille, la durée au cours de laquelle le zone de faille est soumise aux migrations de fluides (Faulkner and Rutter, 2006). A ces paramètres peut être rajoutée la connectivité de la roche de faille (i.e sa distribution spatiale) le long du volume de faille (Fig. I-5-2). Plus précisément, il est important de prendre en considération les deux entités constituant la zone de faille au sens

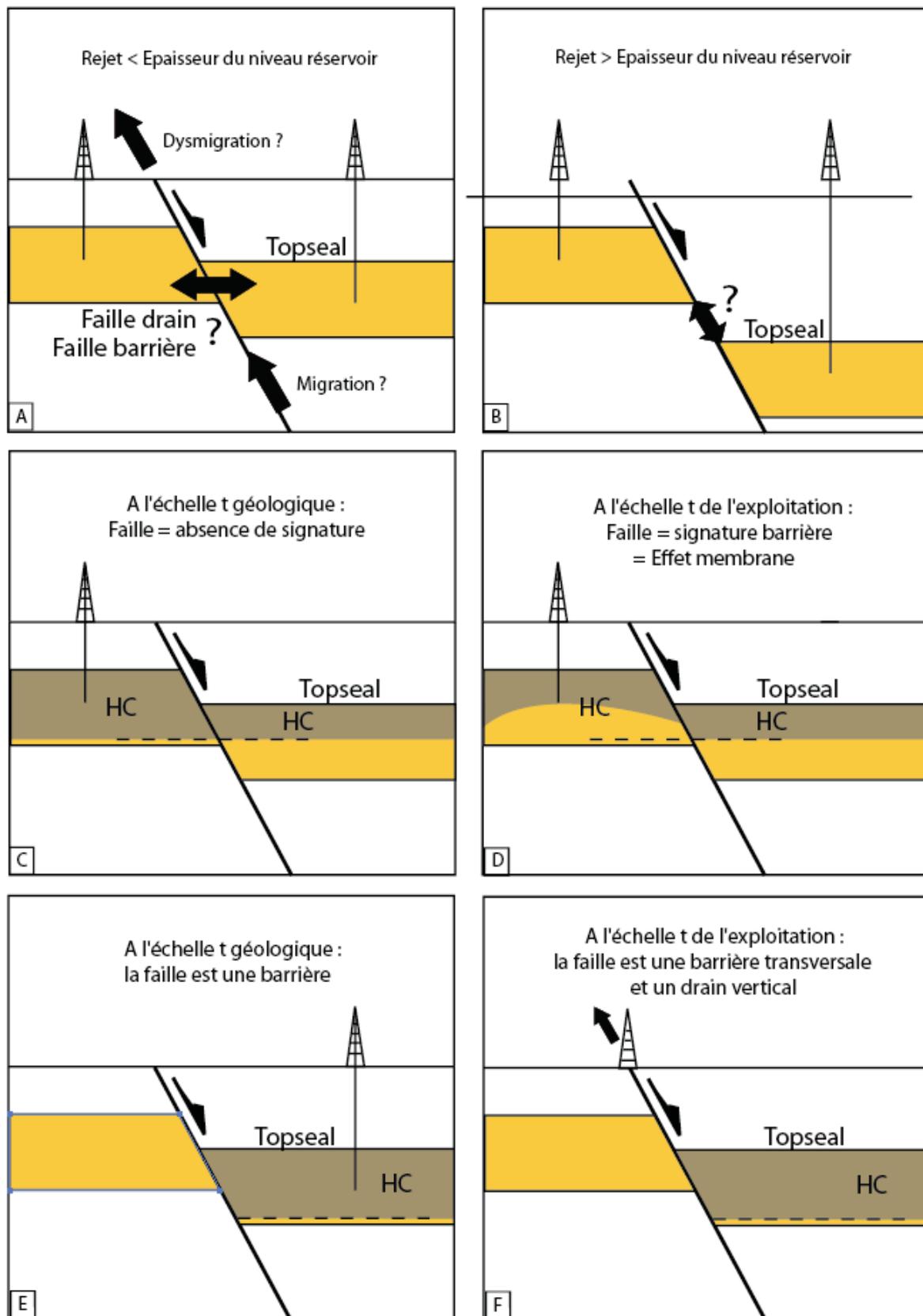


Figure I-5-1: Rôle de la juxtaposition sur la problématique des réservoirs et discussion sur le rôle de faille drain ou barrière. Les légendes sont dans les cadres correspondants.

de Caine et al., (1996) (Fig. I-5-2), en discutant les rôles hydrauliques respectifs des zones de cœur de faille et d'endommagement (Chester & Logan, 1986 ; Odling et al., 2004)..

NB : Les résultats de ces travaux de thèse ne traitent dans le détail que les deux premiers paramètres, à savoir, la perméabilité de la roche de faille et l'épaisseur de la roche de faille.

Il est important de rappeler que les termes classiquement utilisés de faille « *drain* » et faille « *barrière* » sont des termes de circulation de fluides utilisés comme comparatif avec la roche hôte. Ces termes restreignent les failles à un rôle hydraulique binaire : le fluide passe ou ne passe pas. En réalité, en fonction de la durée de sollicitation sous l'effet d'un gradient de pression, une faille peut se comporter en « membrane » et laisser partiellement passer les fluides (Smith, 1966 ; Watts 1987 ; Faulkner & Rutter, 1998) (Fig. I-5-1D).

I – 5 – 3 – Définitions

a) Porosité, perméabilité et leurs relations

La porosité est une mesure de la capacité de la roche ou du sédiment à contenir un fluide et s'exprime comme la fraction du volume total occupé par l'espace des pores. La porosité d'une roche est fonction de son tri pétrographique et granulométrique, de sa compaction et de sa cimentation (Félix & Munoz, 2004).

La perméabilité, au même titre que la porosité, est une variable pétrophysique très importante pour les géosciences et spécialement pour la prospection pétrolière (Félix & Munoz, 2004). La perméabilité est une mesure de la capacité de la roche à laisser passer un fluide d'un pore à un autre par action capillaire sous un gradient de pression défini (Félix & Munoz, 2004). Elle est conventionnellement exprimée en Darcy, milli Darcy ou en m^2 (1 Darcy = $1. 10^{-12} m^2$).

Dans le cas des roches de failles, la perméabilité est intimement contrôlée par le type de roche de faille, qui est lui-même fonction de paramètres :

(i) propres au protolithe, i.e. la nature de la roche affectée, sa géométrie en milieu stratifié, son état diagénétique et ses propriétés mécaniques.

(ii) propres à la failles, i.e. les conditions de pression-température d'activité (dont la pression effective) de la faille, son rejet, et les éventuelles dissolutions et cimentations

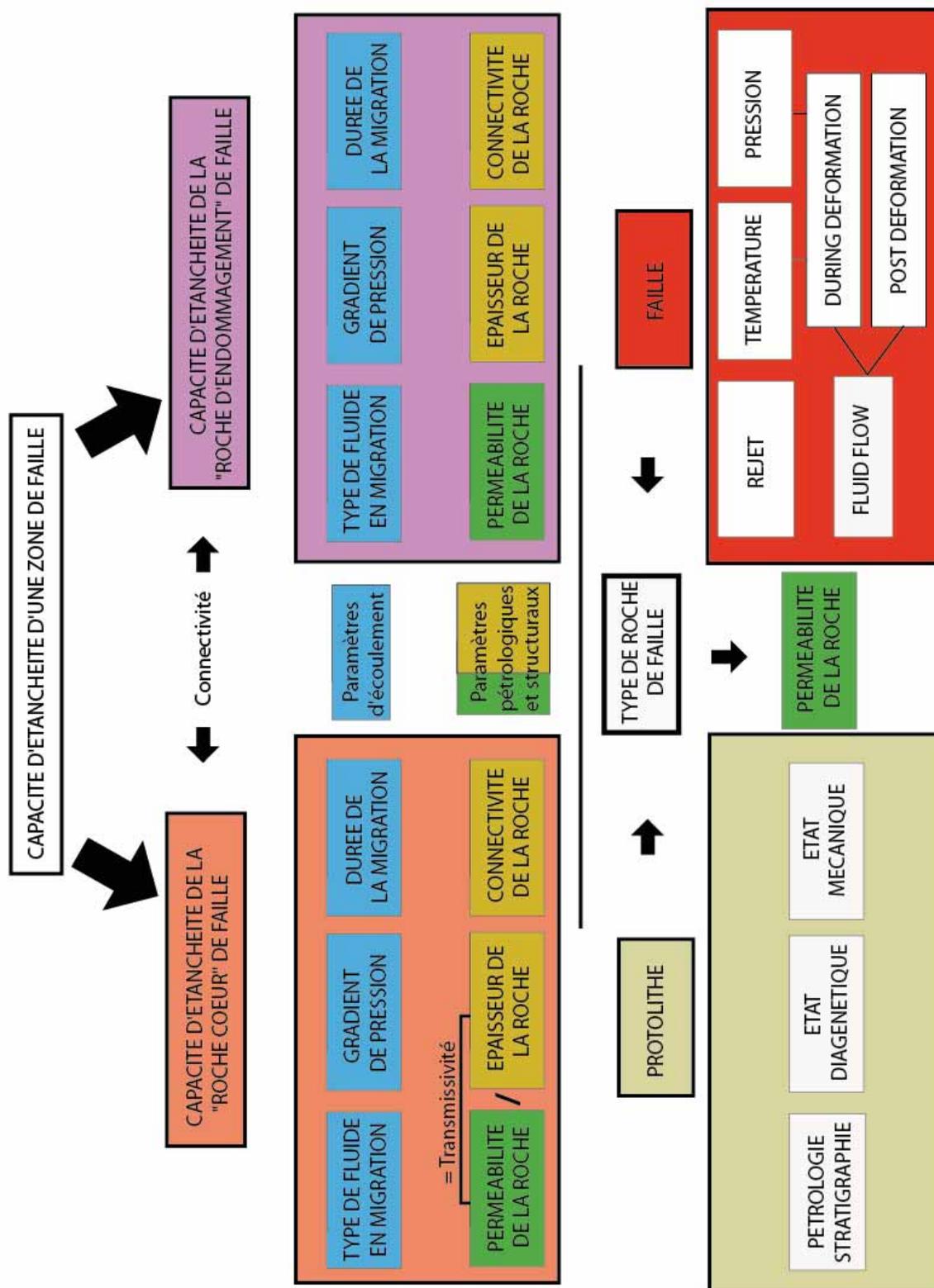


Figure I-5-2 : Inventaire des différents paramètres jouant sur l'écoulement de fluides dans les zones de failles. Notons que la pression dans la zone de faille correspond à l'addition de la pression effective de confinement et du déviateur tectonique.

associé à l'écoulement de fluides dans la zone de faille (conditions de déformation hydratées Vs conditions de déformation sèches (Fig. I-5-3)).

Les relations entre porosité et perméabilité sont complexes. Les réductions de porosité et de perméabilité sont le résultat de la compaction, de l'histoire thermique des événements post-dépôts, de la profondeur d'enfouissement et des hypothétiques cimentations associées déjà en partie évoquées ci-dessus (Athy, 1930 ; Selley, 1978 ; Bjorkum et al., 1998 ; Ehrenberg et al., 2009 ; Medina et al., 2009). Cependant, de façon générale, la perméabilité est une fonction de la porosité de la roche, de la taille des grains, de la géométrie des pores, de la connectivité des pores, de la composition du fluide et de l'état de cimentation cité ci-dessus. Les relations entre ces paramètres sont encore mal comprises (Pettijohn et al., 1987) mais sont intimement liés à l'état diagénétique de la roche et des déformations subies par celle-ci. Le problème majeur est que la perméabilité est associée au rayon critique d'accès aux pores décrit par la loi de Poiseuille et quantifiable d'un point de vue technique par la méthode de la porosimétrie mercure. La taille de seuil d'accès au pore contrôle la perméabilité et non pas la porosité totale ; en fonction de la nature de la roche, cette taille d'accès et de tortuosité des pores varie (De Marsilly, 1981). Dans une vision globale (porosité s'étalant de 0 à 40%), la relation entre porosité et perméabilité est linéaire (Jamialahmadi et al., 2000 ; Medina et al., 2009). Celle-ci semble cependant plus complexe dans le cas des faibles valeurs de porosité.

b) Transmissivité hydraulique

La transmissivité d'une zone de faille est non seulement contrôlée par la perméabilité de la roche de faille mais aussi par son épaisseur. En effet, des perméabilités très faibles sur de faibles épaisseurs n'auront que peu d'influence, tandis que des perméabilités de roche de faille plus faibles que celle de la roche encaissante sur des épaisseurs importantes joueront un rôle de premier ordre sur les fluides. La transmissivité d'une roche de faille homogène correspond à sa perméabilité divisée par son épaisseur (Faulkner & Rutter, 1998).

La transmissivité hydraulique d'une fracture ouverte est proportionnelle au carré de l'ouverture de la fracture (Mazzarini et al., 2010). Les mesures d'ouvertures de fractures sur le terrain et leur connectivité renseignent sur la capacité de la roche à être un drain potentiel. L'expression de la transmissivité hydraulique des ouvertures d'un système (ex : fracture non scellée ou partiellement scellée) est la suivante (Witherspoon et al., 1980 ; Surette & Allen., 2008) :

Où b est l'ouverture, ρ est la densité du fluide, Δh est le gradient hydraulique, μ est la viscosité du fluide, et g l'accélération de la pesanteur.

I – 5 – 4 – Variabilité de porosité et de perméabilité avec la profondeur dans les réservoirs silico-clastiques

Une chute de porosité globale associée à la profondeur d'enfouissement des réservoirs silico-clastique est classiquement décrite (Medina et al., 2009 ; Sverdrup & Bjorlykke, 2005). Si l'on excepte les ciments autre que siliceux, cette chute de porosité est associée à deux mécanismes principaux, i.e. (i) la compaction mécanique des roches, i.e. la fermeture mécanique de la porosité, liée à l'enfouissement et (ii) la cimentation de quartz intervenant à partir d'environ 3km de profondeur et diminuant l'espace poral (Molenaar et al., 2007 ; Osborne & Swarbrick., 1999). Cependant, une lithologie arkosique peut également avoir un double rôle sur la perte de porosité : la compaction mécanique est plus aisée en raison de l'hétérogénéité de la nature des grains (Labaume et al., 2008b ; Zou et al., 2012) et (ii) la présence de feldspath donne lieu à des ciments de nature différente (phyllosilicates) (Rossi et al., 2002).

I – 5 – 5 – Le rôle des principaux objets structuraux sur la porosité, la perméabilité et l'écoulement

a) Les bandes de déformation cataclastiques

Les bandes de déformation cataclastiques (Cataclastic Deformation Band ou CDB) sont une expression commune de la déformation cassante dans les grès poreux (Aydin et al. 1978, Aydin & Johnson, 1978, Antonellini & Aydin, 1994). Ces structures se rencontrent de façon isolée ou en systèmes interconnectés dans les zones d'endommagement de failles (Shipton & Cowie, 2003, Fossen et al. 2007). Compaction et cisaillement interagissent dans leur formation. La fracturation intra-granulaire occasionnée lors de cette déformation est à l'origine de la réduction de taille de grains (cataclase) et de la formation de grains anguleux infra-millimétriques observés dans le corps des CDB (Aydin, 1978 ; Antonellini & Aydin, 1994 ; DuBernard & Labaume, 2002). Des réductions de porosité d'un facteur 1 à 3 et des

réductions de perméabilité de 1 à 6 ordres de grandeur sont décrites pour ces structures ; il donc est communément admis que les CDB constituent des barrières à la migration des fluides (Antonellini & Aydin, 1994, Fossen & Bale, 2007, Eichbul et al. 2004) (Fig. I-5-3). Cependant, en zone vadose, des essais de laboratoire et une étude de terrain démontrent que ces structures pourraient se comporter comme des conduits capillaires (Sidga & Wilson, 2003 ; Cavailhes et al., 2009). Notons qu'il existe d'autres types de bandes de déformation moins communes (cf. Section I -2 -3) dont les caractéristiques pétrophysiques, parfois étudiées, ne sont pas présentés ici.

b) Les gouges de failles

La perméabilité des gouges de failles a souvent été testée (Faulkner et Rutter, 1998 ; Zhang & Tullis, 1998 ; Wibberley & Shinamoto ; 2003 ; Tsutsumi et al., 2004 ; Nosike, 2008). La particularité de ces objets géologiques est la nécessité d'effectuer des cycles de montée en pression de confinement pour compacter la gouge et la remettre dans des conditions mécaniques proches de ses conditions d'origines. Au moins quatre cycles de montée en pression sont nécessaires (Wibberley & Shinamoto ; 2003) (Fig. XX). Par opposition, des montées en pression sur des brèches ou sur de la roche hôte n'induisent pas de chute de perméabilité (Fig. I-5-4A) (Tsutsumi et al., 2004). Les gouges de failles sont considérées comme des barrières transverses à l'écoulement de fluides dans les zones de failles. Cependant, des anisotropies de perméabilités ont été mis en évidences, la valeur de perméabilité maximale étant parallèle à la foliation dans le cas d'étude de Faulkner & Rutter (1998).

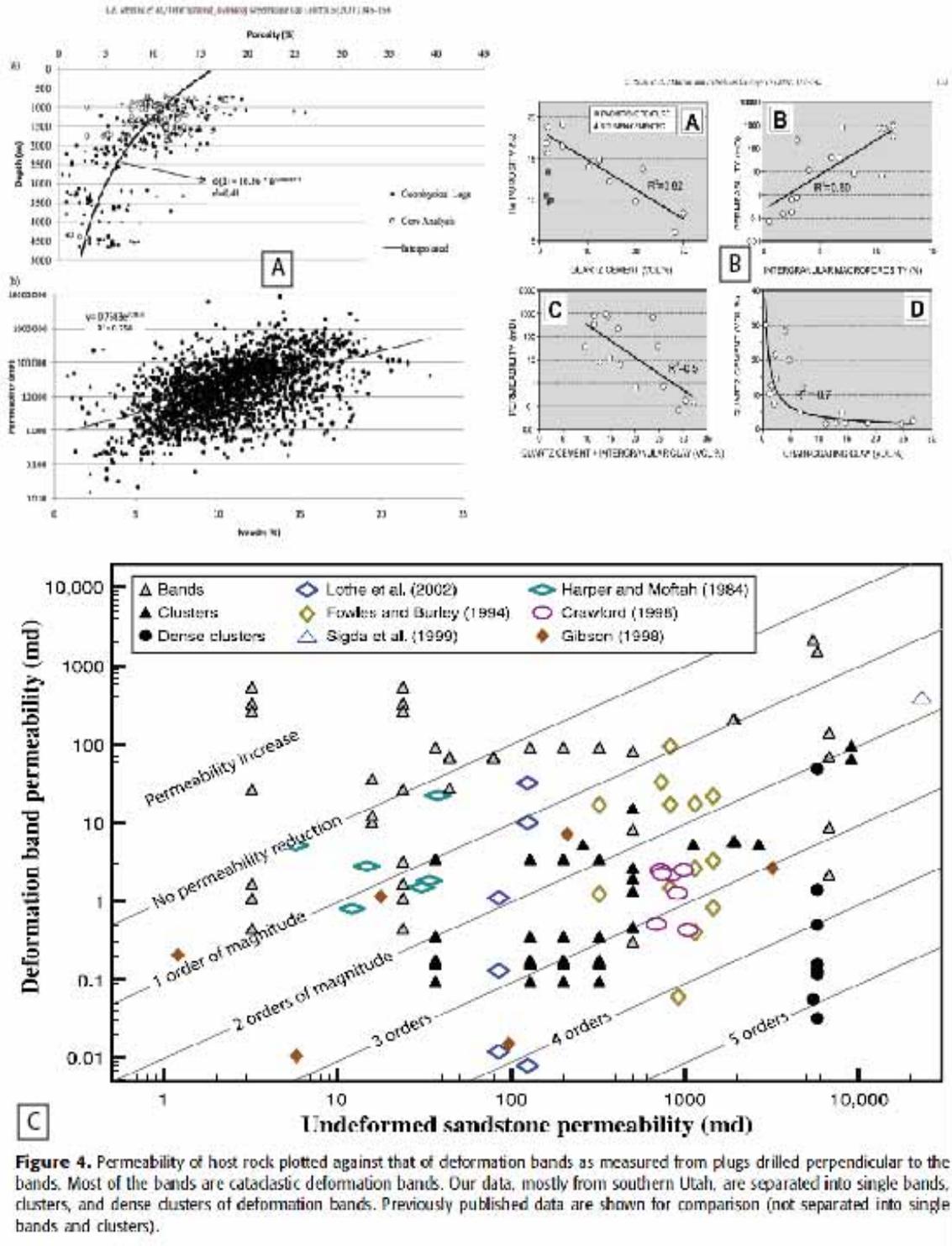


Figure I-5-3: (A) Exemple de relation porosité-profondeur d'un réservoir gréseux en mer du Nord (Medina et al., 2009), (B) quatre exemples de relations porosité-cimentation dans un réservoir gréseux (Rossi et al., 2002) et (C) perméabilités relatives entre roche hôte et bandes de déformation (Fossen, 2007).

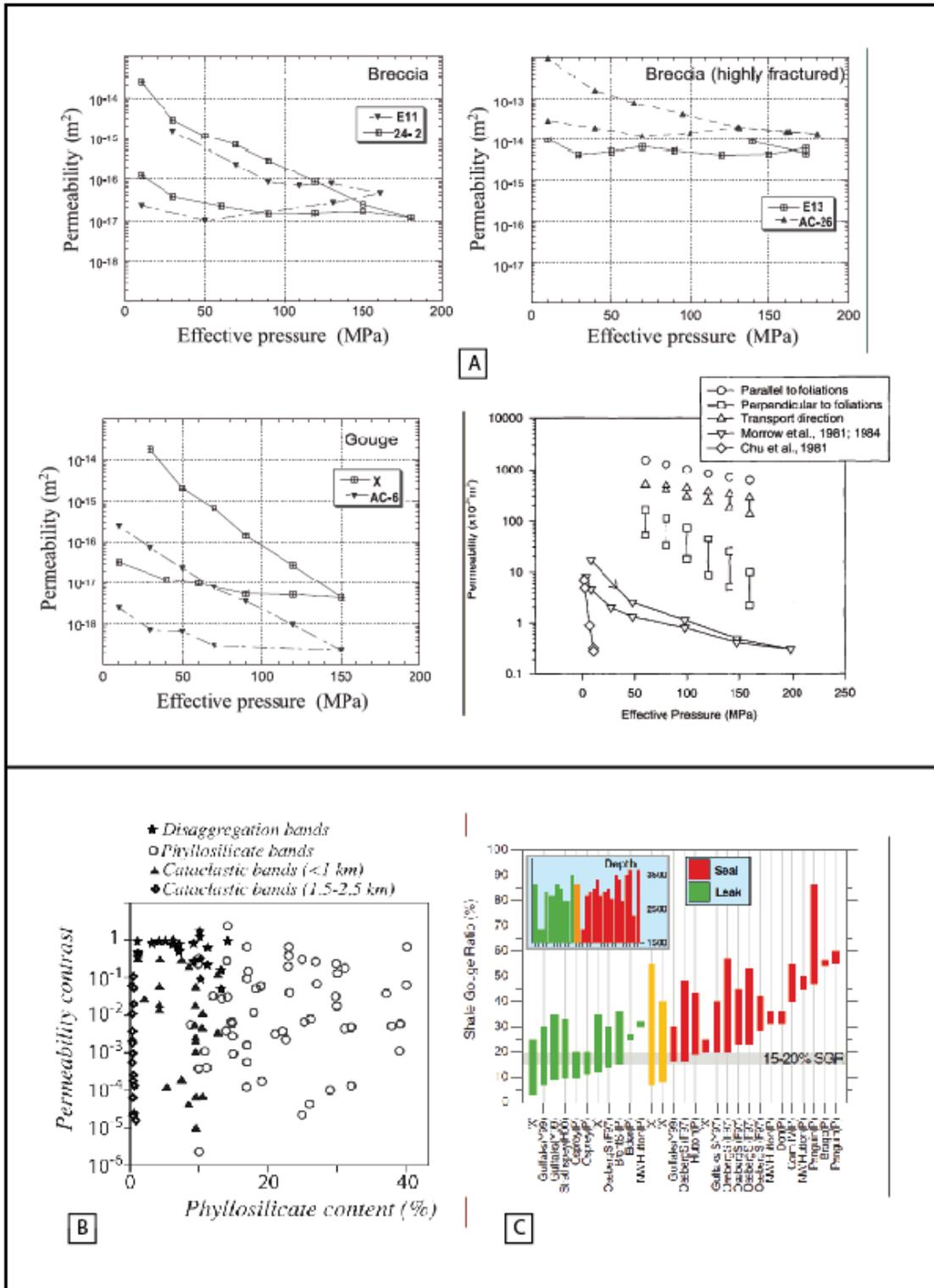


Figure I-5-4 : (A) Rôle des cycles de montée en pression de confinement sur la perméabilité d’une brèche, d’une brèche hautement fracturée et d’une gouge. Evidences pour l’anisotropie de perméabilité de la gouge (Faulkner & Rutter, 1998 ; Tsutsumi et al., 2004 ;). (B) Relation entre la proportion de phyllosilicates et le comportement hydraulique des failles (Fossen, 2007) et (B) (Yielding, 2002).

c) Le rôle des phyllosilicates

Les phyllosilicates jouent un rôle majeur sur l'écoulement des fluides dans les zones de failles. Il est démontré que, dans le cas d'une roche encaissante poreuse, une proportion de phyllosilicates supérieure à 15-20% dans les zones de failles constitue une barrière transversale à l'écoulement des fluides (Yielding, 2002 ; Fossen et al., 2007) (Fig. I-5-4B&C). Cependant, en roche non poreuse, la proportion importante de phyllosilicates dans les roches de failles et leur orientation préférentielle liée au cisaillement peut induire une augmentation de perméabilité et une anisotropie de perméabilité (Cavailhes et al., 2012 ; Leclère et al., 2012). Ce dernier thème est détaillé dans la Partie V-2 de ce manuscrit.

d) Le rôle des géométries sur les pièges hydrauliques

Sibson (1996, 2000) a discuté conceptuellement le rôle de l'architecture d'un système de faille normale à géométrie Andersonienne sur l'écoulement du fluide, basée sur la différence de perméabilité entre la zone de faille et les roches encaissantes. Lorsque les zones de failles ont une plus grande perméabilité que la roche hôte, la plus haute perméabilité est le long de l'intersection entre les failles antithétiques. Lorsque la perméabilité de la zone de faille est inférieure à celle de l'hôte-roche, le conduit de fluide principal est le long des prismes de roches encaissantes limitées par les failles. Ainsi, dans les deux cas, l'écoulement du fluide principal est parallèle à la contrainte principale intermédiaire (σ_2) au moment de l'activité du système de failles (Fig. I-5-5).

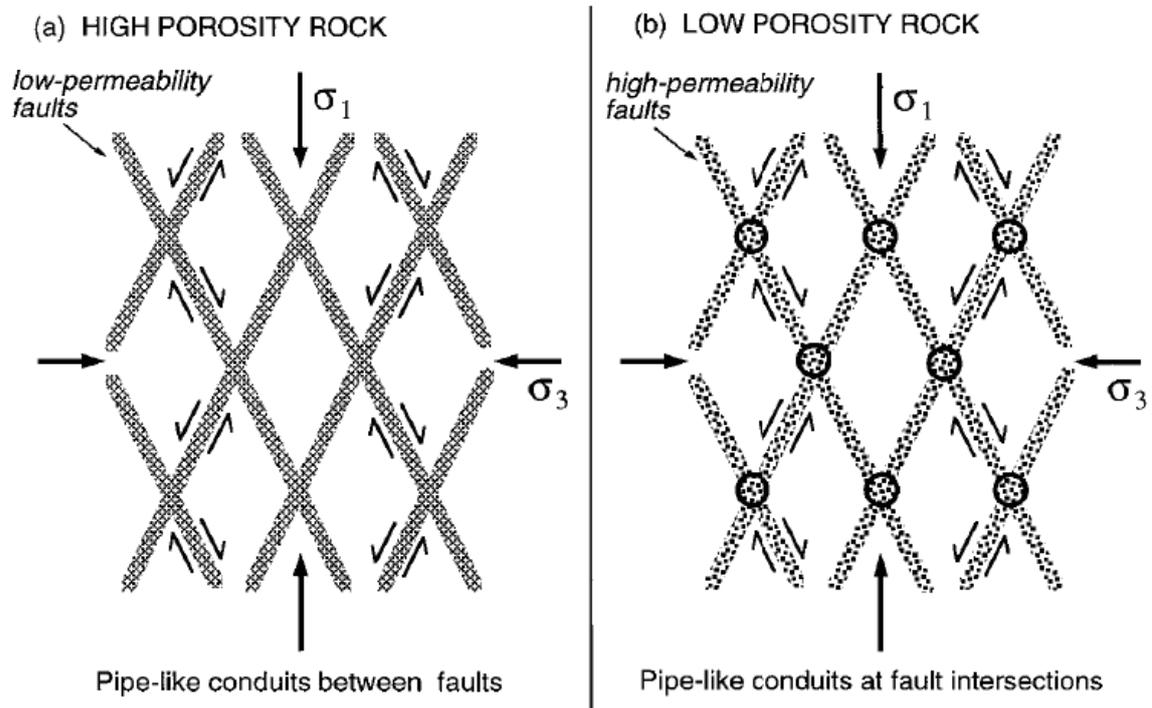


Figure I-5-5 : La perméabilité structurale au sens de [Sibson, \(1996, 2000\)](#) dans le cas d'un encaissant plus perméable que la roche de faille (gauche) et dans le cas d'une roche de faille plus perméable que l'encaissant (droite).

II- LES GRES D'ANNOT ET LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE

II- LES GRES D'ANNOT ET LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE

II – 1 Les Alpes externes du Sud-Ouest

La chaîne des Alpes constitue un arc à convexité vers l'ouest qui s'étend sur près de 1200 km depuis la mer Méditerranée jusqu'aux portes de Vienne (Fig. II -1). L'orogène Alpin résulte de la subduction puis de la collision entre les marges continentales africaine et européenne (cette dernière correspondant à la plaque subduite) de la partie ouest de l'océan Tethys, pendant une période allant du Crétacé supérieur au Tertiaire terminal. La partie centrale et orientale de la chaîne est orientée E-W et résulte de la collision nord-sud entre l'Afrique et l'Europe (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002). Depuis les travaux de Argan (1916), l'origine de la forme en arc de la terminaison ouest de la chaîne a été matière à débats et différentes interprétations ont été proposées ou combinées. Les modèles existants invoquent les héritages paléogéographiques et des changements dans la largeur de la marge jurassique européenne (Lemoine et al., 1989), la forme de l'indentation adriatique (Taponnier, 1977 ; Cowards & Dietrich, 1989), l'indentation induisant des forces responsables de directions de transport variables (Platt et al., 1989), et la rotation de l'indentation et/ou de l'avant-pays pennique (Goguel, 1963 ; Choukroune et al., 1986 ; Ford et al., 2006).

La formation des Grès d'Annot et son équivalent au nord-ouest, les Grès du Champsaur, sont des dépôts d'âge Priabonien à Rupélien du bassin d'avant-chaîne alpin. Ils terminent stratigraphiquement (avec les schistes à blocs sus-jacents) la couverture mésozoïque et cénozoïque des massifs cristallins externes de l'Argentera et du Pelvoux (Kerchove, 1969 ; Schmid et al., 2004 ; Lardeaux et al., 2006 ; Tricard et al., 2006) (Fig. II – 2,3 4 & 5). Cette couverture est décollée à sa base dans le Trias évaporitique et chevauche vers l'ouest et le sud le bassin du Sud-Est au niveau du front Sub-alpin (Arcs de Digne, Castellane et Nice) (Debelmas et al., 1989; e.g. Ford & Lickorish, 2004 ; Salles et al., 2011). Les nappes de l'Embrunais-Ubaye chevauchent cette couverture décollée et sont enracinées plus à l'est dans le Chevauchement Pennique Frontal (Penninic Frontal Thrust) qui a été chevauchant vers l'ouest à l'Oligocène (Ceriani et al., 2001 ; Tricard et al., 2001, 2006) et réactivé en décrochement puis en transtension jusqu'à l'actuel (Simon-Labric et al., 2009, Sanchez et al., 2010).

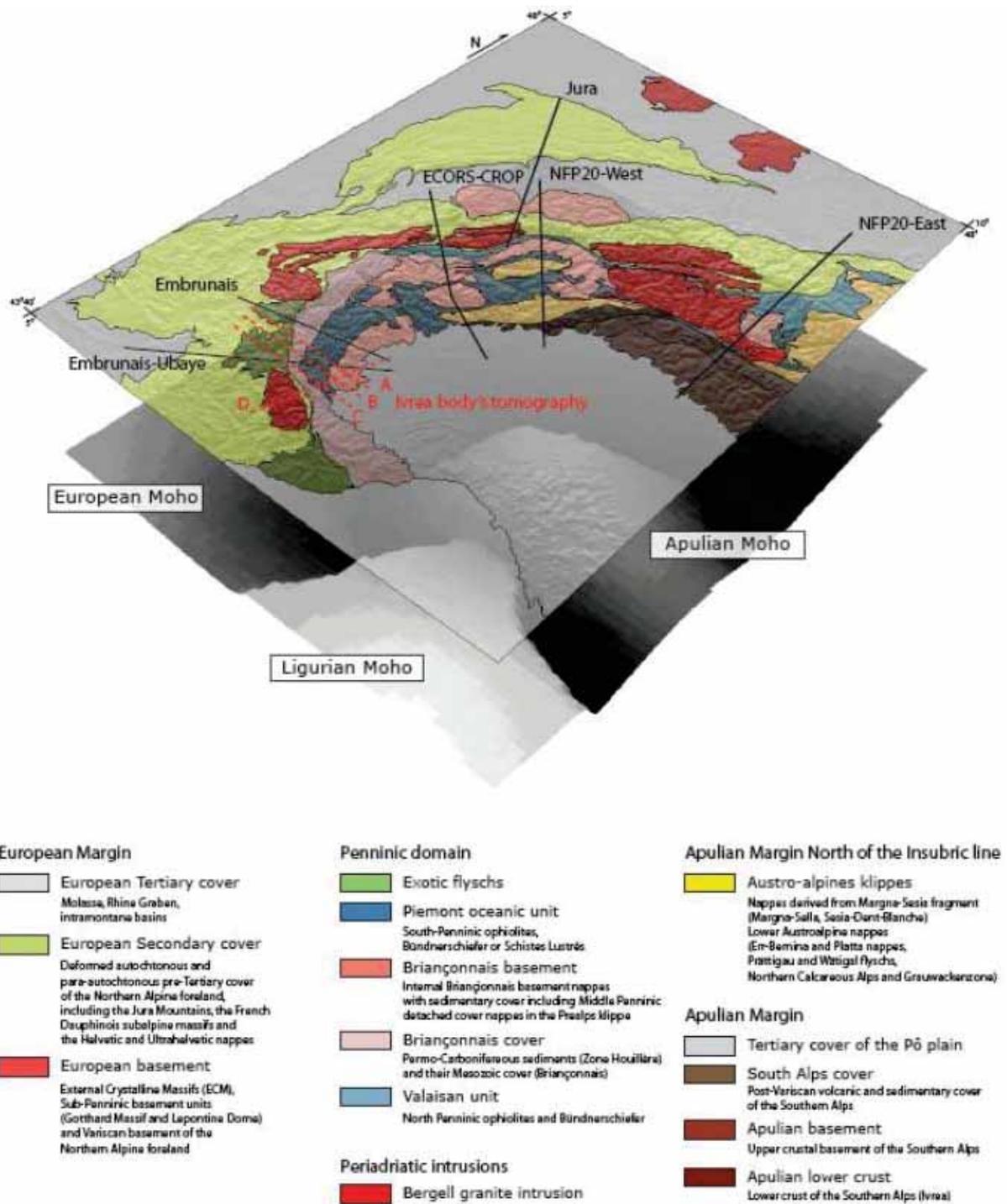


Figure II-1 : Principales unités géologiques de l'Arc Alpin (Vouillamoz et al., 2012)

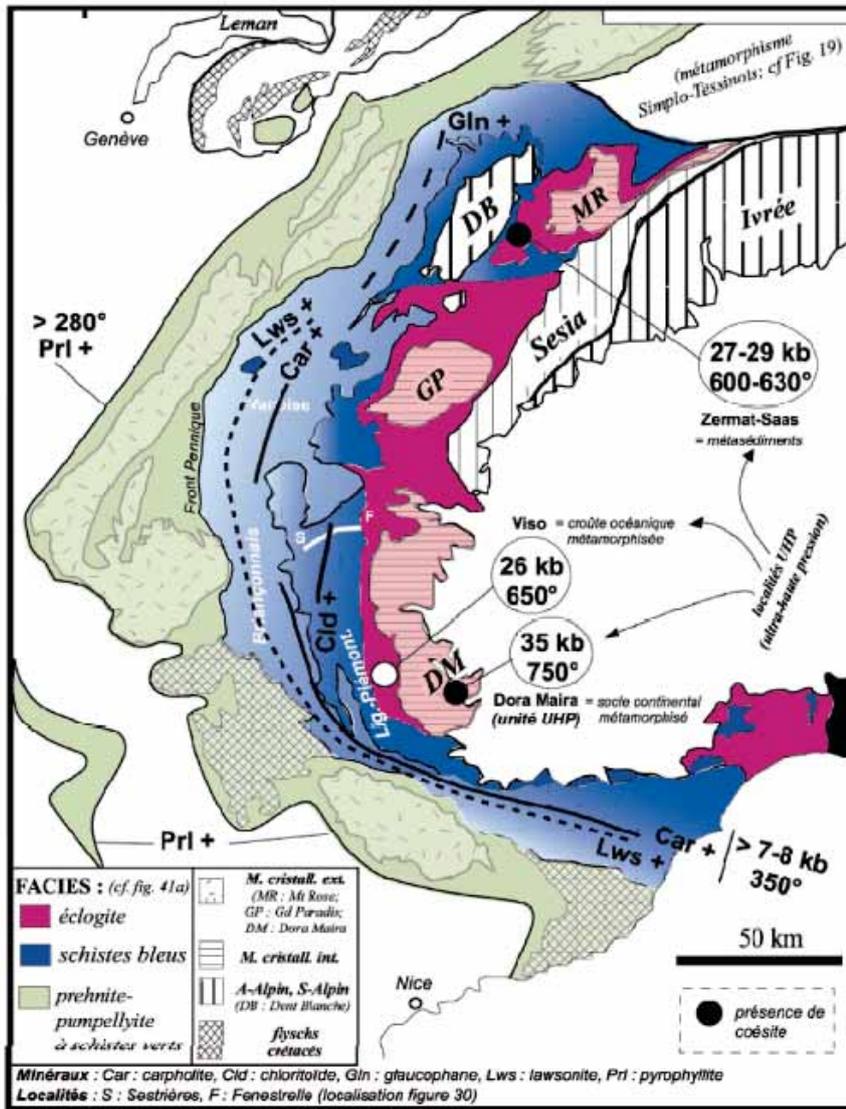


Figure II-2 : Schéma structural des Alpes occidentales et conditions de métamorphisme dans les Alpes Occidentales d'après Agard et Lemoine (2003), modifié par Sanchez et al. (2010).

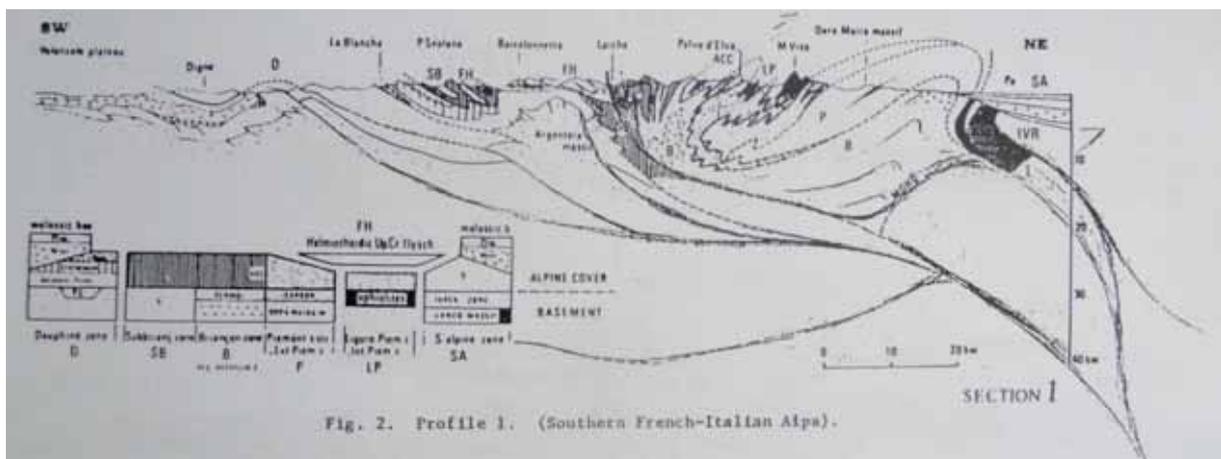


Figure II-3 : Coupe structurale des Alpes du Sud d'après Debelmas et al. (1989).

II-1-1-Les massifs cristallins externes

Les massifs cristallins externes correspondent au socle cristallin hercynien de la plaque européenne.

Dans le massif du Pelvoux, des chevauchements montrant une température d'activité de 280°C et une profondeur d'activité de 10-15 km ont été datés entre 34 et 27 Ma (Simon-Labric et al., 2009).

Les roches cristallines du massif de l'Argentera ont été datées à 293 +/-10 Ma par Ferrara et al. (1969) et 296-299 Ma par Corsini et al. (2004). Un âge de 22.2 Ma sur phengites synchronématiques est donné pour un métamorphisme alpin à 350°C et 0.35-0.4 Gpa, soit 14 km de profondeur minimum, notamment sous les nappes internes (Corsini et al., 2004) (Fig. II - 2). Ce métamorphisme a également été daté par Sanchez et al. (2011) sur phengites synchronématiques à 33 Ma entre 15 et 21 km de profondeur. La thermochronologie par traces de fission du zircon et de l'apatite révèle une exhumation différentielle de deux parties du massif. Le secteur nord-ouest est passé au-dessous d'environ 300°C dès le Crétacé supérieur, tandis que le reste du massif a franchi l'isotherme 250°C entre 29 et 20 Ma (Sanchez et al., 2010). Selon Bigot Cormier et al. (2000), le refroidissement du massif au-dessous de 120°C a débuté vers 12,5 Ma, avec une accélération locale de sa dénudation, de 6 Ma à 3,5 Ma, en rapport avec le mouvement inverse de la faille de Bersézio. Selon Sanchez (2010), l'exhumation du massif de l'Argentera, d'environ 0.8 mm/an, s'effectue selon une transition entre une tectonique transpressive et transtensive durant le Miocène (26 Ma à 4 Ma), en relation avec le poinçonnement N-S mantellique (Corps d'Ivrée) et les mouvements rotationnels de la plaque adriatique (Voir s II-2-3).

Notons que la couverture post-hercynienne du Permien et Trias inférieur (i.e. antérieure aux évaporites du Trias) constitue un tégument solidaire du socle, le Permien étant localement préservé dans les bassins extensifs tardi-hercyniens tel que celui du dôme de Barrot.

II-1-2-La couverture mésozoïque et tertiaire plissée

La couverture d'âge mésozoïque et tertiaire plissée représente le prolongement oriental du domaine subalpin (Dévoluy, Diois, Baronnies) (Kerchove,1969) (Fig. II - 3&4).

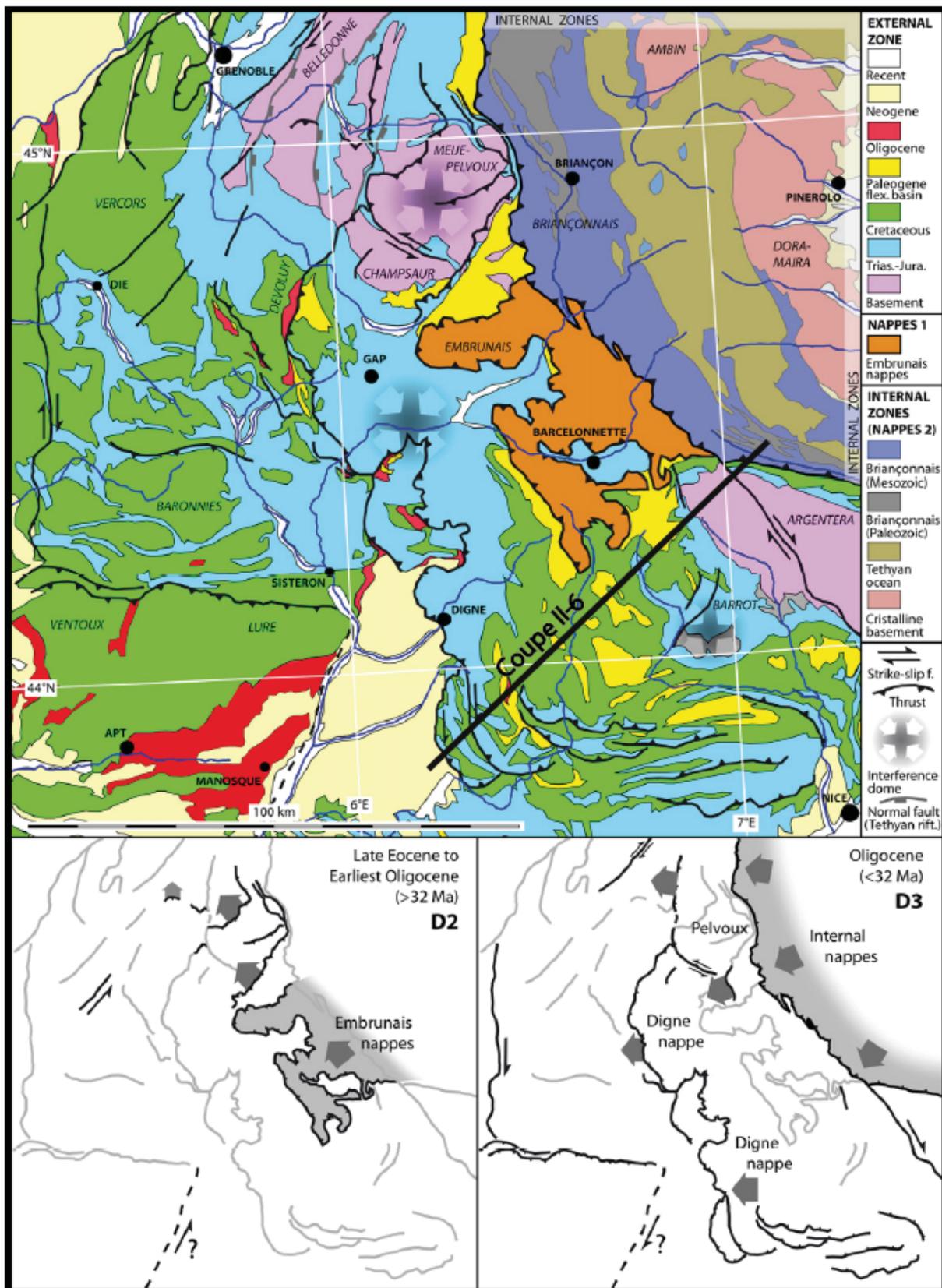


Figure II-4 : Schéma structural des Alpes externes du Sud-Ouest. Principales failles et chevauchements associés au raccourcissement vers le Nord-Nord Ouest (D2) et celui vers l’Ouest, Sud Ouest (D3) (Dumont et al., 2012).

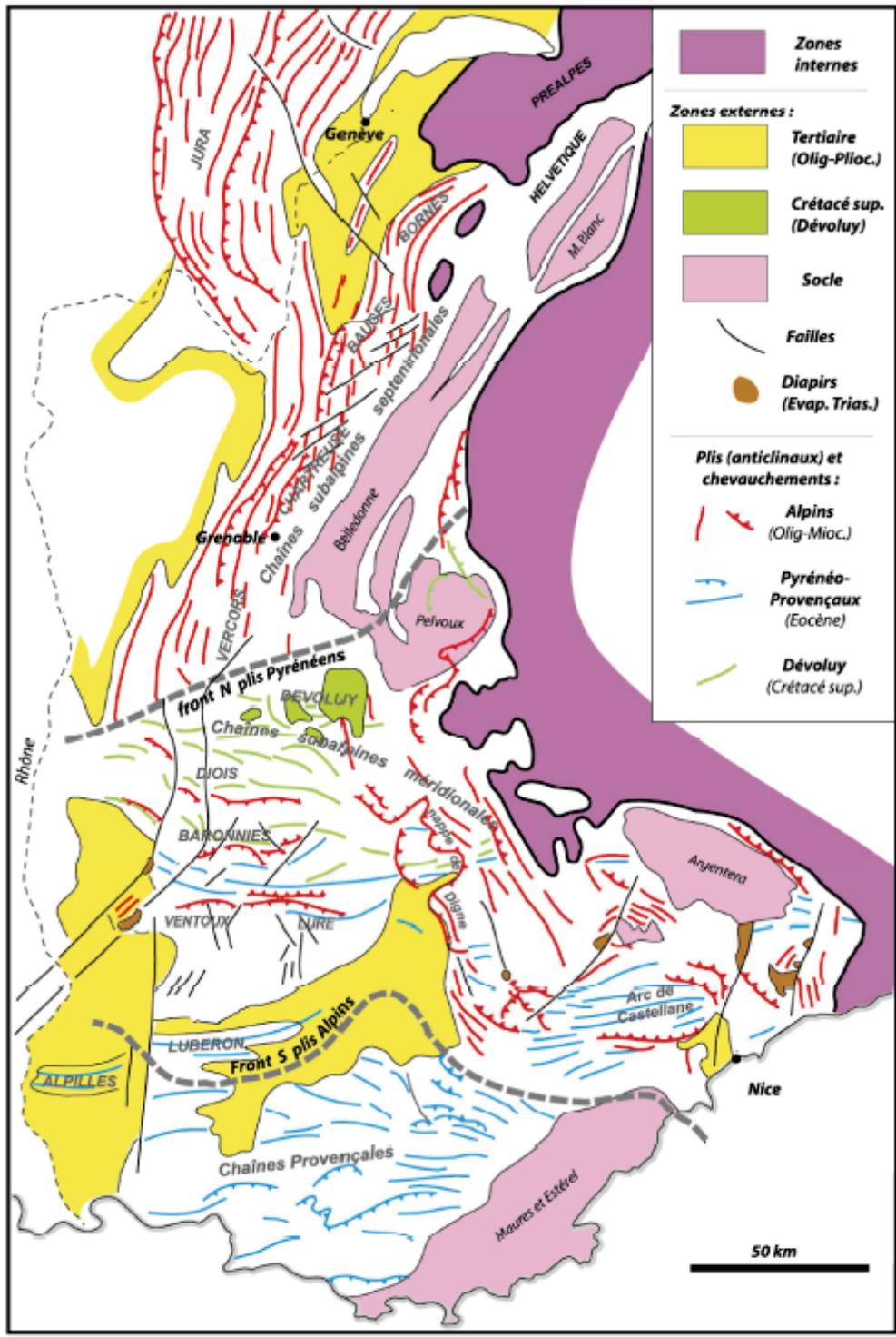
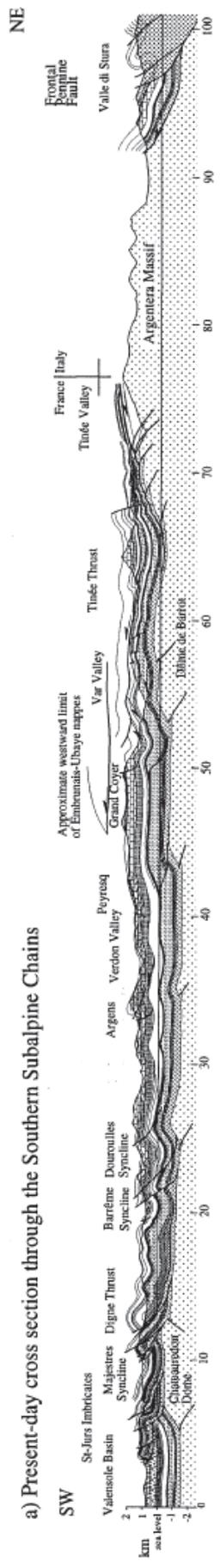


Figure II-5 : Carte structurale et tectonique détaillée des Alpes externes du Sud-Ouest d'après Lemoine et al. (2000), modifiée par Sanchez et al. (2010).

Figure II--6 : coupe structurale des Alpes externes du Sud-Ouest, du Chevauchement Pennique Central (NE) au bassin de Valensole (SW) en passant par le synclinal de Barrême (Ford et al., 1999).



Le premier terme stratigraphique est le Trias gréseux (environ 50 m), tégument solidaire du socle, suivi des Trias évaporitique et dolomitique, constituant le niveau de décollement régional.

Le Jurassique et le Crétacé correspondent aux dépôts marno-calcaires de la marge passive de l'Océan liguro-piémontais (Lemoine et al., 1986 ; de Gracianski et al., 1989). Au cours du rifting liasique, une zone de haute subsidence appelée la fosse vocontienne s'est développée : la bathymétrie importante associée à cette subsidence thermique engendra des dépôts de marnes noires du Callovo-Oxfordien (Terres noires), jusqu'à 5 à 10 fois plus épais que les dépôts contemporains (Er = 200m) sur le plateau provençal adjacent. La partie sommitale des terrains d'âge jurassique est composée d'une barre de calcaire d'âge Kimméridgien à Tithonien.

Les faciès de carbonates crétacés sont très bien développés dans cette région, en particulier à l'Est du synclinal de Barrême où une faille normale syn-sédimentaire majeure accommode le dépôt des marnes et des calcaires du crétacé moyen et supérieur. Dans la séquence crétacé, les marnes du cénonanien mesure à elles-seules près de 400 mètres d'épaisseur (Graham et al., 2012 ; Salles et al., 2010).

Les terrains tertiaires sont essentiellement d'âge nummulitique à l'exception du remplissage d'âge oligocène du bassin de Barrême. Les terrains nummulitiques sont détaillés dans la [partie II-2-1](#).

Le dernier terme stratigraphique de la série est constitué à l'Est par les « schistes à blocs », interprétés comme l'olistostrome lié à la mise en place, à la fin du Priabonien et au Rupélien, du premier système de nappe (Kerckhove, 1969 ; Sztrakos & Du Fornel, 2003).

Ces terrains de couverture ont subis des déformations compressives similaires aux Préalpes, à savoir, une phase de déformation éo-sénonienne, une phase de déformation éocène, et une phase de déformation au Stampien inférieur (Kerchove, 1969) (Fig. II – 5&6). Notons que les Grès d'Annot, les grès du Champsaur et les dépôts Oligocène de Barrême correspondent à des dépôts d'avant chaine dont le dépôt centre a migré vers l'Ouest au cours de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur. Ces dépôts font partie intégrante de cette couverture mésozoïque et tertiaire déposées dans des bassins syntectoniques nummulitiques (voir [partie II-2-1](#)).

Cette série mésozoïque et tertiaire a également été plissée et charriée vers l'ouest au Miocène par la Nappe de Digne (avancée décakilométrique), provoquant la migration vers

l'ouest du bassin d'avant-chaîne (bassin de Valensole). Le remplissage de ce bassin est constitué de séries mio-pliocène (Combes, 1984 ; Gidon & Pairis, 1992 ; Ritz, 1992 ; Hippolyte et al., 2012) (Fig. II - 6); son remplissage syn-tectonique se termine au Miocène terminal (e.g. Hippolyte et al., 2012).

Ford et al. (1999) distinguent quatre stades de développement du bassin d'avant-pays Alpin qu'ils relient à différents épisodes géodynamiques (Fig. II - 6): (1) Le stade initial est interprété comme un bassin flexural, migrant vers le nord-ouest, du milieu à la fin de l'Eocène, (2) le stade suivant correspond à la mise en place des nappes au cours de l'Oligocène basal et à 11km de raccourcissement vers le SW des chaînes subalpine sous-jacente, (3) l'épisode transgressif associé au Burdigalien (fin du rifting oligo-miocène) sur le pourtour méditerranéen autorise, via la subsidence thermique, le dépôt de 1 km de sédiment dans le système de grabens ouest-européen et (4) les conglomérats mio-pliocènes (2 km d'épaisseur) sont piégés dans le bassin de Valensole alors que le bloc « *Vaucluse* » situé à l'ouest est exhumé.

De son côté, Dumont et al. (2012) affinent les stades (1) et (2) de Ford et al., 1999 et démontrent que trois phases de raccourcissement se succèdent dans le bassin d'avant-pays alpin au cours du nummulitique : (1) un raccourcissement pré-Priabonien N-S associé à l'orogénèse pyrénéo-provençale, (2) un raccourcissement alpin vers le N ou NW et (3) un raccourcissement alpin vers l'ouest. Le passage de (2) à (3) a lieu durant l'Oligocène et est démontré par l'obliquité entre les axes de plis et les chevauchements (zone de Restefond-la Bonnette) (Fig. II -6).

II-1-3-Les nappes de l'Embrunais-Ubaye

Kerchove (1969) a décrit la stratigraphie et la structure des nappes de l'Embrunais-Ubaye. Celles-ci sont composées d'unités subbriançonnaises, de la nappe de l'Autapie et de la nappe du Parpaillon (Siddans, 1984 ; Merle & Brun, 1984).

Les unités sub-briançonnaises sont composées de faciès mésozoïques dauphinois (Piolit), provençaux (Séolanes) ou briançonnais. Ceux-ci se distribuent en unités d'épaisseur décamétrique à pluri-hectométrique venant chevaucher l'autochtone sous forme d'écaillés charriées à la base de la nappe de l'Autapie.

La nappe de l'Autapie est composée de deux formations de flysch à Helminthoïdes : (i) un flysch à dominante calcaire d'âge Sénonien à Paléocène inférieur, et (ii) un flysch dit « dissocié » de même âge que le précédent mais dans lequel la plus grande abondance des argiles a permis une déformation cisailante dans la masse modérée (faciès « dissocié ») à importante (faciès « ultra-dissocié »). La nappe de l'Autapie s'est mise en place dès la Priabonien dans le domaine pennique externe. Au Stampien, la nappe de l'Autapie associée à des écailles subbriannonaises a formé un ensemble allochtone charrié sur le domaine externe. Une nouvelle phase de raccourcissement à la fin de l'Oligocène a plissé la série mésozoïque-tertiaire du domaine externe et l'allochtone subbriannonais-Autapie sus-jacent.

La nappe de du Parpaillon est composée par (i) un complexe de base i.e. les ophiolites, les schistes de Serennes et les schistes noirs du col de Vars d'âge cénomaniens-turonien, et (ii) par le flysch à Helminthoïdes composant l'essentiel de la nappe et coiffant une grande partie des sommets de l'Embrunais-Ubaye. Ce flysch a une puissance d'environ 800 m et est d'âge Sénonien. La nappe du Parpaillon est structurée en grands plis déversés vers l'O-SO à composante chevauchante vers le SW. La nappe s'est mise en place sur une surface d'aplanissement recoupant les plis antérieurs au début du Miocène.

II – 2 -Les grès d'Annot

Les grès d'Annot ont fait l'objet d'études de terrain depuis plus d'un siècle. En particulier, ces dépôts ont été à l'origine du concept de turbidites ([Kuenen, 1952, 1953, 1959](#) ; [Bouma, 1962](#); [Lanteaume et al., 1967](#) ; [Bouma & Ravenne, 2004](#) ; [Stanley, 2004](#)) et du développement des premiers modèles de sédimentation de grands fonds ([Stanley, 1961](#)). Les Grès d'Annot sont le dernier terme (avec les schistes à blocs sus-jacents) de la couverture sédimentaire des Massifs Cristallins externes. Ils sont chevauchés par les nappes de l'Embrunais-Ubaye issues des zones internes.

II – 2 – 1-Le système sédimentaire

a) La trilogie Nummulitique

Les Grès d'Annot d'âge éocène supérieur à oligocène inférieur représentent l'un des termes du remplissage du bassin d'avant-chaîne alpin. Ils font partie d'un ensemble connu

sous le nom de Trilogie Nummulitique (Boussac, 1912 ; Faure-Muret et al., 1956 ; Ravenne et al., 1987 ; Joseph & Thomas, 2004), constitué de 3 unités lithostratigraphiques principales, du bas vers le haut : les Calcaires Nummulitiques, les Marnes Bleues à globigérines et les Grès d'Annot (Fig. II – 7).

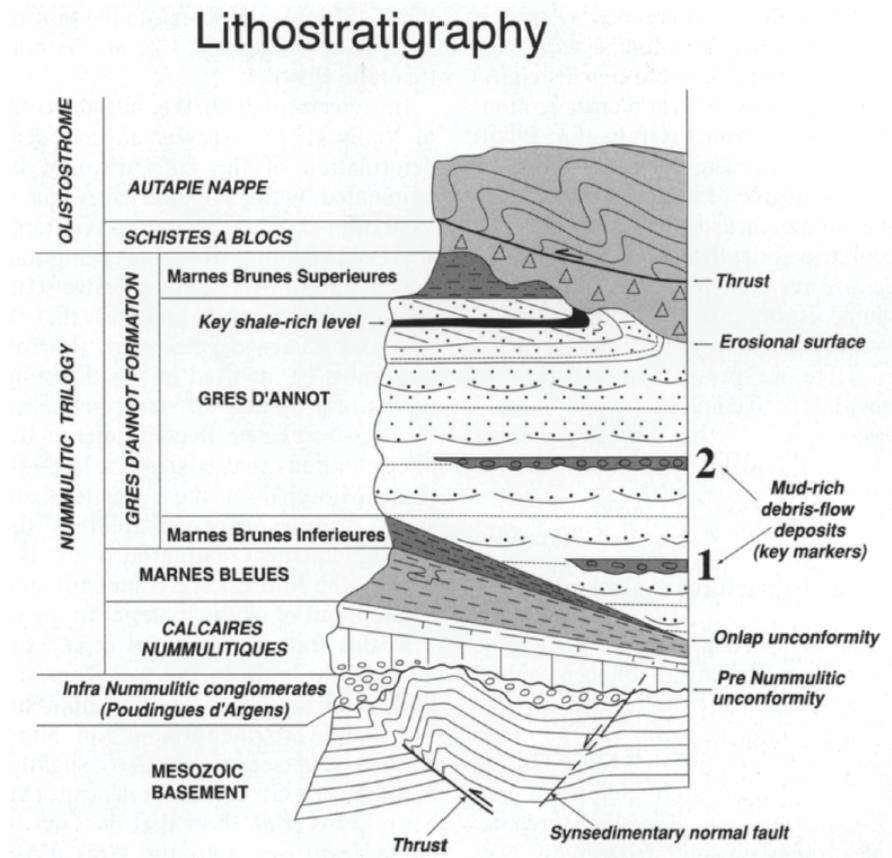


Fig. 2. Schematic lithostratigraphy of the Grès d'Annot basin-fill (modified from Ravenne *et al.* 1987 and Apps *et al.*, this volume).

Figure II – 7 : Organisation lithostratigraphique schématique de la « Trilogie Nummulitique » et son substratum (Joseph et Lomas, 2004 ; d'après Ravenne et al., 1987 et Apps et al., 2004).

Les calcaires transgressifs à nummulites et dyscocyclines résultent de la mise en place d'une plateforme carbonatée et sont constitués d'une alternance de calcarénites riches en bioclastes, de brèches polygéniques et de marnes carbonatées. Ces dernières constituent la transition vers les Marnes Bleues sus-jacentes. Deux faciès calcaires principaux sont reconnus : (i) un calcaire bioclastique très fossilifère de teinte claire riche en polypiers, gastéropodes et lamellibranches d'épaisseur moyenne de 50 m et (ii) un calcaire de teinte plus sombre, présentant des figures de remaniement et d'une puissance atteignant

localement 200 mètres (Ravenne et al., 1987). Ces calcaires sont discordants sur le substratum mésozoïque plissé et localement sur un conglomérat infra-nummulitique à *Microcodium* remaniant le substratum (Bodelle, 1971 ; Besson, 1972 ; Apps et al., 2004), le Poudingue d'Argens.

Les Marnes Bleues sont principalement constituées par des mudstones avec des intercalations de calcarénites ou de niveaux plus argileux. Leur puissance est inférieure à 50 mètres. Elles se caractérisent par une patine grise argentée et contiennent une faune planctonique abondante. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de pente ou de rampe (Ravenne et al., 1987 ; Mulder et al., 2010). Un faciès particulier, les Marnes Brunnes, apparaît localement au dessus des Marnes Bleues. Il est caractérisé par l'augmentation de la proportion en argile (illite) et en quartz et présente des intercalations de turbidites fines vers le sommet de l'unité.

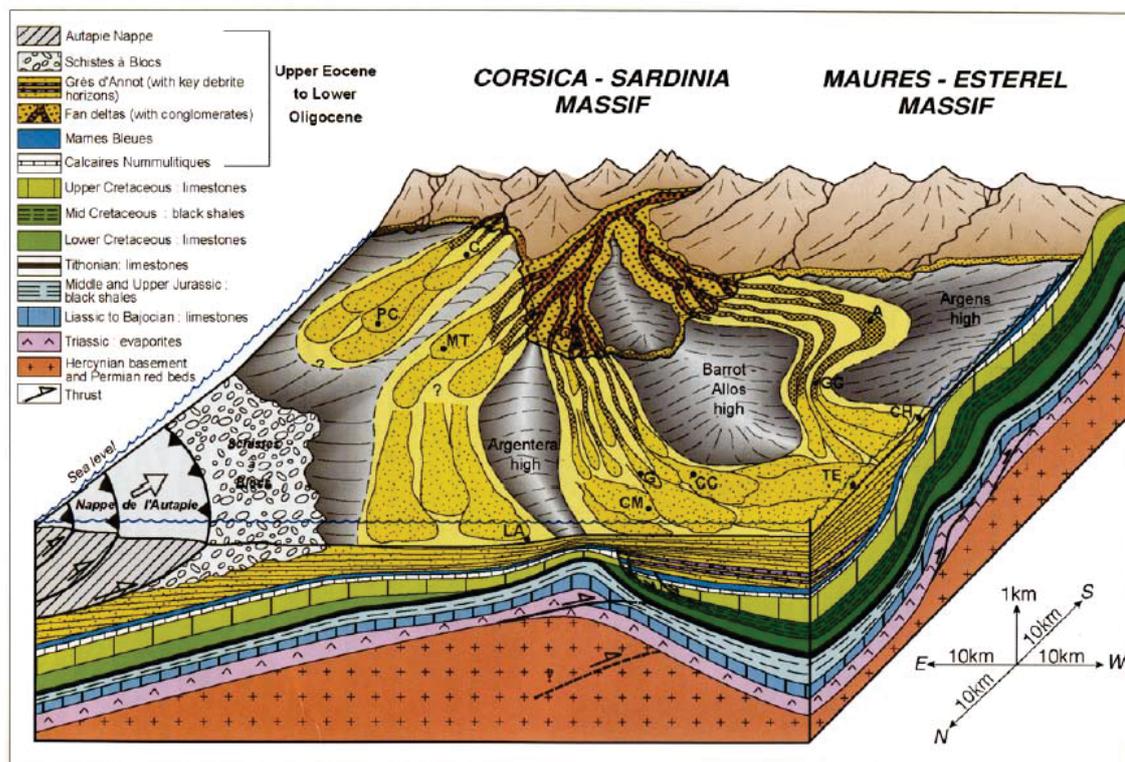


Figure II – 8: Reconstitution schématique de l'organisation tectono-sédimentaire du bassin des Grès d'Annot au Rupélien (Joseph & Lomas, 2004). A : Annot ; C : Contes ; CC : Col de la Cayolle ; CH : Chalufy, CM : Col de la Moutière ; G : Gialorgues ; GC : Le Grand Coyer ; LA : Lauzanier ; MT : Mont Tournaire ; PC : Peira Cava ; QC : Quatre Cantons ; SA : Saint-Antonin ; TE : Trois Evêchés.

b) *Les grès d'Annot*

Il s'agit d'un système turbiditique déposé dans différents sous-bassins d'âge décroissant d'est en ouest, associés au déplacement vers l'ouest de la subsidence liée elle-même à la migration vers l'ouest du front de déformation Alpin (Bodelle, 1971 ; Callec, 2001 ; Du Fornel et al., 2004) (Fig. II – 8). Ces sous-bassins présentent des géométries de « gouttières » correspondant à des synclinaux d'axe SE-NW (Joseph & Lomas, 2004). Ces plis longitudinaux interfèrent avec des plis d'axe pyrénéen (N100E) qui limiteraient le développement de ces sous-bassins vers le nord (Salles et al., 2012 ; Dumont et al., 2012). D'est en ouest, le remplissage de ces sous-bassins sont d'âge (i) Bartonien pour le sous-bassin italien, (ii) Priabonien inférieur pour celui de Contes Peira-Cava, (iii) Priabonien pour celui de Mont Tournairet-Lauzanier et (iv) Priabonien supérieur – Rupélien pour les sous-bassins de Sanguinière, Saint-Antonin et Annot (Mulder et al., 2010). Les grès d'Annot montrent une épaisseur cumulée comprise entre 600 et 1200 suivant les secteurs (Inglis et al., 1981) : 600 m dans le bassin d'Annot, , 1100 m dans la chaîne des Trois Evéchés, entre 800 et 900 m dans le bassin de Sanguinière, entre 650 et 900 m dans le bassin du Lauzanier (Guillocheau et al., 2004 ; Mulder et al., 2010 ; Etienne et al., 2012).

Les Grès d'Annot correspondent à des dépôts silicoclastiques d'écoulements gravitaires incluant des turbidites classiques, des dépôts d'écoulements granulaires et de « debris-flows » (Figure II – 8). Les sens des paléocourants sont essentiellement du S-SE vers le N-NO (Guillocheau et al., 2004), l'alimentation se faisant à partir de fan-deltas situés au sud (Saint Antonin). Le système est caractérisé par des chenaux (Annot) dans sa partie amont, passant vers l'aval à des lobes distaux (Trois Evéchés, Sanguinière, Lauzanier) (DuFornel et al., 2004 ; Etienne et al., 2012). Les dépôts sont de composition principalement arkosique, leur source étant attribuée aux massifs corso-sarde et des Maures-Esterel (Stanley & Mutti, 1968 ; Garcia et al., 2004). Les Grès d'Annot reposent en onlap sur les Marnes Bleues à Globigérines. La séquence de dépôt classique se compose de bas en haut, d'un cortège à stratocroissance rapide, d'un corps sédimentaire central métrique à pluri-métrique essentiellement gréseux, d'un cortège à stratodécroissance lente qui se termine par des dépôts hémipélagiques à pélagiques (Ravenne et al., 1987). Les deux faciès principaux sont les faciès dits (i) hétérolithiques et (ii) homolithiques. Les intervalles hétérolithiques sont composés d'alternances d'argiles, de pélites et de grès fins en couches

d'épaisseur centimétrique à décimétrique (Guillocheau et al., 2004). Les intervalles homolithiques sont des corps massifs de grès grossiers dont la base présente des structures érosive d'un à quelques mètres de profondeur (Guillocheau et al., 2004).

Dans la zone de la Moutière (sous-bassin de Sanguinière) et du Lauzanier, deux débris-flows d'épaisseur décamétrique servent de niveaux repères dans la série (Guillocheau et al., 2004 ; Bouroullec et al., 2004). Ils sont composés par une matrice sableuse, des galets mous et des blocs arrondis jusqu'à décimétriques de roches endogènes.

c) Les Schistes à Blocs

Les Schistes à Blocs sont composés de pélites de couleur brune contenant des passées turbiditiques fines correspondant à des dépôts de talus et des clastes issus des unités subbriançonnaises et de la Nappe de l'Autapie sédimentés dans les coulées boueuses sous marines (debris-flow) (Kerchove, 1969). Les Schistes à Blocs sont décrits comme reposant stratigraphiquement sur une surface d'érosion tronquant le sommet des Grès d'Annot et sont interprétés comme constituant le talus frontal d'avancée des nappes dans le bassin (Ravenne et al., 1987). Dans le sous-bassin du Lauzanier, les Grès d'Annot ont été profondément incisés par des canyons remplis de Schistes à Blocs, suggérant que l'axe de transport principal au cours du dépôt des Schistes à Blocs a été le même que pour les Grès d'Annot sous-jacents (Mulder et al., 2010). Cependant, dans la zone de la Moutière, Lansigu (2000) propose que le dépôt des Schistes à Blocs se soit effectué dans des canyons d'axe E-W contrôlés par des failles de même orientation.

II – 2 – 2 La diagénèse

Les travaux de Chirouze (2007) et Labaume et al. (2008b ; 2009) montrent que la formation des Grès d'Annot a subi un enfouissement croissant de l'ouest vers l'est sous les Nappes de l'Embrunais-Ubaye. Cet enfouissement différentiel est mis en évidence sur une transversale du bassin par l'étude de 6 secteurs, du SW vers le NE : Rouaine, Annot (affleurements du Jardin du Roi, La Chambre du Roi, Les Scaffarels, Braux), Le Ruch, Le Grand Coyer, La Moutière et Gias Vallonetto (Fig. II – 9&10). La diagenèse a été étudiée en combinant l'analyse de la réflectance de la vitrinite, la pétrologie quantitative, la calcimétrie, l'analyse des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone des ciments de carbonates, la

caractérisation et quantification des phases argileuses, l'étude des traces de fission sur apatites et les mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité et vitesse des ondes P).

La profondeur maximale d'enfouissement des Grès d'Annot a été calculée en faisant l'hypothèse d'un gradient géothermique de 25-30°C/km à partir des données de Tmax issues des analyses de la réflectance de la vitrinite (Fig. II – 10). Cette approche a permis de différencier trois domaines de diagenèse croissante :

- Le secteur externe (Rouaine, Annot) a subi un enfouissement d'environ 2 km et en croissance faible du SW vers le NE (Tmax de 60-65°C). Ce secteur est probablement resté en avant du front des nappes et a seulement connu un enfouissement sédimentaire modéré, avant la migration du dépôt-centre plus à l'ouest au cours de l'Oligocène.

- Le secteur intermédiaire (Le Ruch, Grand Coyer) correspond probablement au front des nappes, avec une épaisseur d'environ 2,5-3 km au Grand Coyer (Tmax 70-80°C) (Fig. II – 10). La thermicité de cette zone de transition entre les secteurs peu enfouis à l'ouest et ceux profondément enfouis à l'est sera précisée dans le cadre du travail présenté ici.

- Dans le secteur interne, l'enfouissement sous les nappes a atteint 7.5-9.5 km à la Moutière (T max d'environ 240°C) et 8.5 à 11 km (Tmax d'environ 270°C) à Gias de Vallonetto, sous le front pennique (Fig. II – 10).

Les travaux de [Chirouze \(2007\)](#) et [Labaume et al. \(2008b ; 2009\)](#) montrent que l'évolution diagénétique des Grès d'Annot s'est faite en deux stades : (1) Une diagénèse précoce sous faible enfouissement sédimentaire, (2) une diagénèse postérieure liée à l'enfouissement sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

(1) La diagénèse précoce est principalement marquée par une cimentation carbonatée (calcite) débutant par la formation de nodules diagénétiques décimétriques à métriques dans les faciès de grès massifs. Cette cimentation se distribue dans le grès à partir de ces nodules et se concentre aux interfaces grès-pélite. La composition isotopique montre que l'eau de précipitation des carbonates est une eau mixte eau continentale-eau marine. L'origine de cet apport d'eau continentale dans le bassin reste mal comprise.

L'absence de figures de pression solution-précipitation de quartz et la compaction modérée autorisent la préservation des porosités relativement élevées (10 à 20%) (Fig. II – 10 & 11) dans les zones où les ciments de calcite ne sont pas présents.

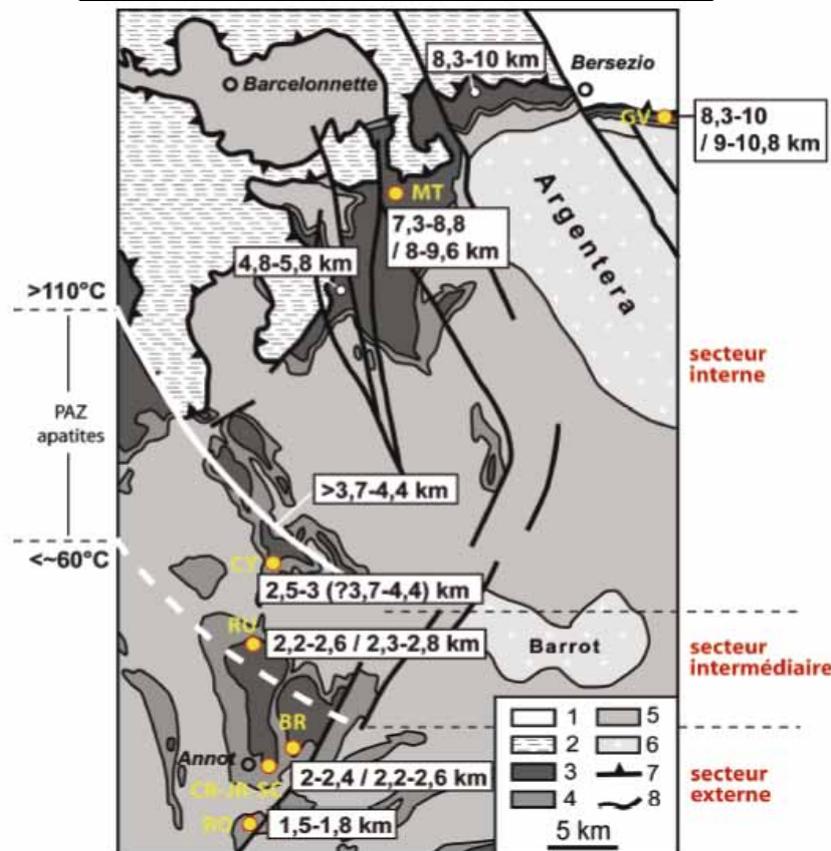
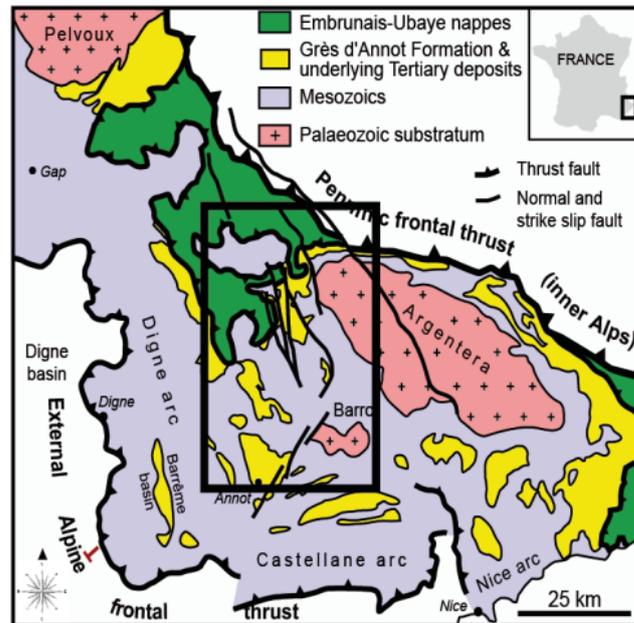


Figure 4-9. Profondeurs d'enfouissement des Grès d'Annot correspondant aux températures maximales déterminées d'après la réflectance de la vitrinite (cf. Figure 4-5), calculées pour des gradients géothermiques de 25 et 30°C/km (valeurs d'enfouissement minima et maxima, respectivement). Dans les cas où la réflectance de la vitrinite a donné une gamme de valeurs de températures, on donne deux couples de valeurs de l'épaisseur, correspondant chacun aux températures minimale et maximale. 1 à 8 : idem figure 2-13.

Figure II – 9 – Schéma structural de la zone d'étude de la diagenèse des Grès d'Annot par Labaume et al. (2008b). Localisation des affleurements étudiés et paléo-isothermes et profondeurs d'enfouissement issus de cette étude. (RO : Rouaine, JR : Jardin du Roi, CR : La Chambre du Roi, SC : Les Scaffarels, BR : Braux, RU : Le Ruch, CY : Le Grand Coyer, MT : La Moutière et GV : Gias Vallonetto)

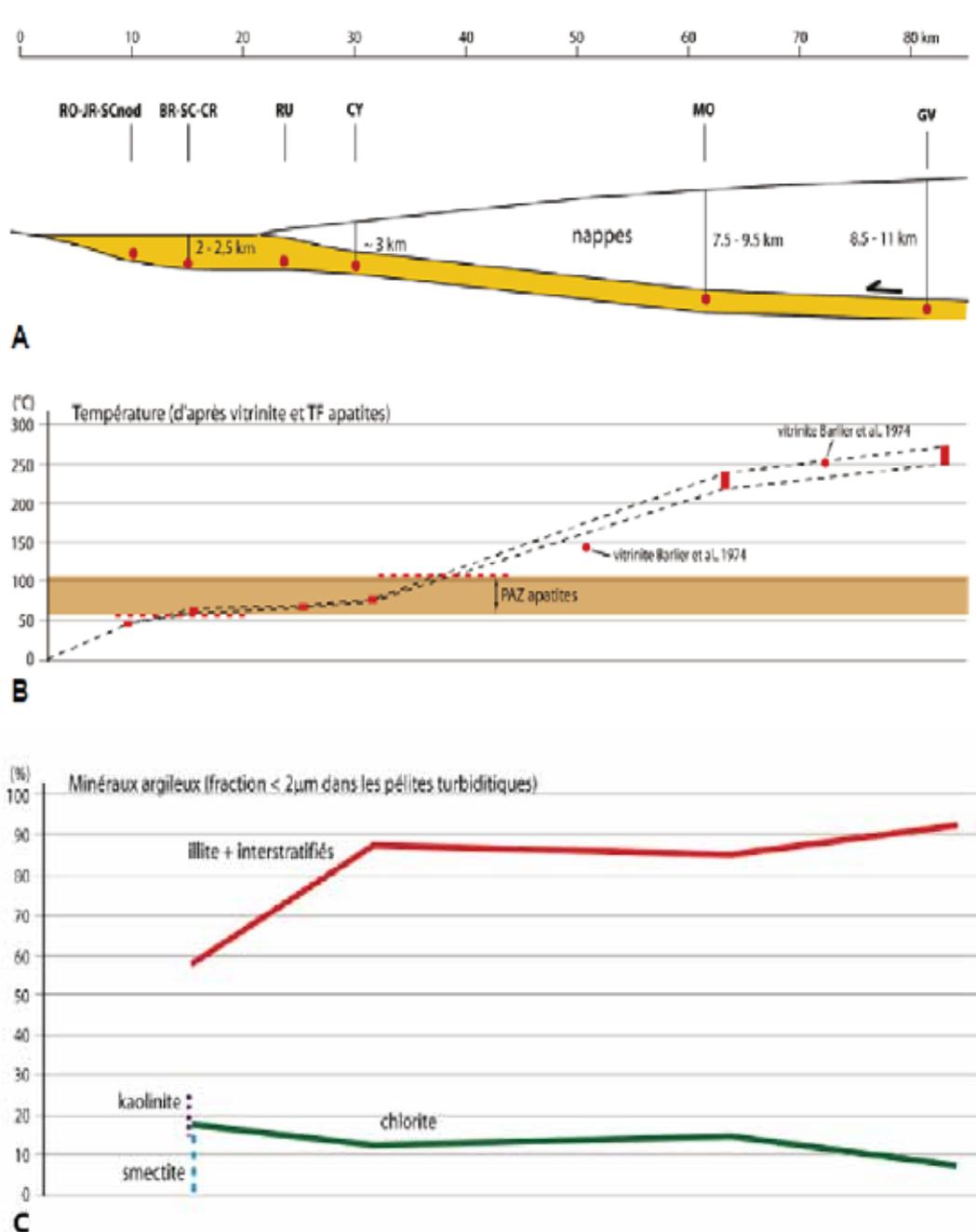


Figure II – 10 : Synthèse de l'évolution diagenétique des Grès d'Annot sur la transversale Annot – Bersezio (affleurements étudiés localisés sur la Figure II-9) (Labaume et al., 2008b) : (A) Profil du front chevauchant déduit du profil des températures maximales (B) ; les couples d'épaisseurs sont calculées pour un gradient géothermique de 25°C/km et 30°C/km. (C) Transformation des minéraux argileux. L'échelle horizontale correspond à la distance actuelle augmentée de 20% pour tenir compte du raccourcissement post-nappe.

La diagénèse précoce se matérialise également par la précipitation de kaolinite et la préservation des smectites d'origine sédimentaire issues de la dissolution des feldspaths et des grains de roches volcaniques (Fig. II – 10-C).

(2) L'augmentation de température liée à l'enfouissement sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye se manifeste clairement à partir du secteur intermédiaire (Le Ruch, Grand Coyer), avec une intensité croissante vers le NE (La Moutière, Gias Vallonetto):

- Le développement de la pression-solution du quartz est matérialisé par les imbrications des grains avec stylolitisations des contacts entre grains. Néanmoins, les surcroissances de ciment de quartz sont systématiquement absentes, à l'exception d'un banc arkosique massif au Grand Coyer).

- La transformation des argiles est matérialisée par la disparition de la smectite et de la kaolinite. L'illitisation des interstratifiés apparaît dès le Grand Coyer et l'augmentation de leur indice de cristallinité aboutit à leur transformation en micas blancs (séricite) dans la zone la plus enfouie (Fig. II – 10C).

- Le degré d'altération des feldspaths est croissant avec l'enfouissement.

- La distribution des ciments de carbonates est peu affectée par la diagénèse d'enfouissement sous les nappes, les concentrations de ciment restant essentiellement à l'interface grès-pélites. Néanmoins, une remobilisation des carbonates par dissolution-précipitation est indiquée par la diminution de la proportion en fossiles, la diminution du nombre d'échantillons sans ciment de carbonates et la présence de grandes plages cristallines.

- La diminution vers le NE du rapport isotopique de l'oxygène du carbonate est interprété comme traduisant l'augmentation du rapport isotopique de l'oxygène de l'eau sous l'effet des interactions fluide-roche associées à l'augmentation de la température.

- La diminution de porosité (autour de 2% dans la zone interne) est associée à l'enfouissement tectonique des Grès d'Annot sous les Nappes de l'Embrunais-Ubaye. Notons que l'inflexion de la courbe se situe autour de 3 km mais n'est pas associée à la fermeture des pores par surcroissance de quartz comme habituellement décrit dans la littérature pour les bassins sédimentaires gréseux (Medina et al., 2011 et références citées) (Fig. II – 11). D'après l'étude microstructurale, la fermeture mécanique des pores par compaction liée à l'enfouissement aurait été réalisée avant la cimentation de quartz, empêchant cette dernière de se développer. Ce fait serait dû à la composition arkosique favorisant une compaction mécanique plus rapide que pour un grès quartzeux. Une vitesse de mise en place des nappes rapide aurait également pu contribuer à une

compaction mécanique rapide par rapport à la cinétique lente de la pression solution alimentant la cimentation.

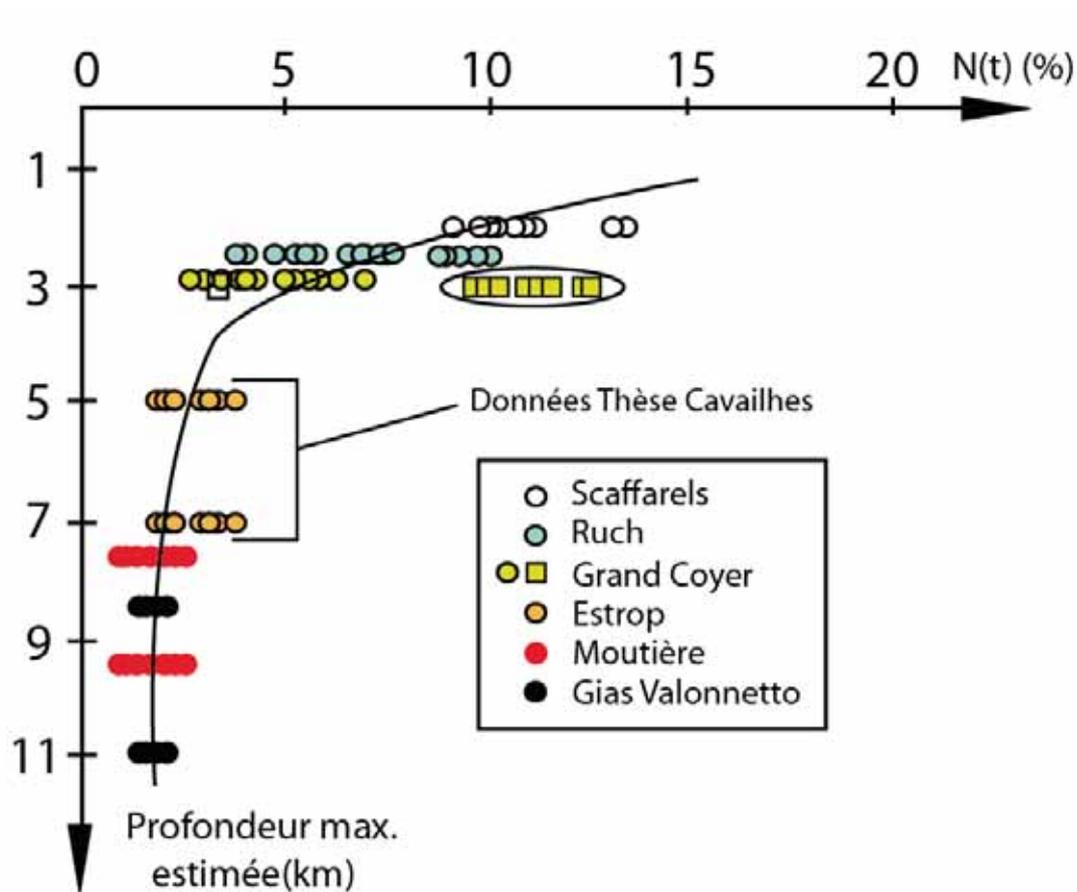


Figure II – 11 : Profil de porosité en fonction de la profondeur d’enfouissement maximum des arkoses de la série des Grès d’Annot. Les profondeurs sont déduites des valeurs de réflectance de la vitrinite (cf. Fig.II-10). Cette synthèse graphique est réalisée à partir des données de Labaume et al. (2008b) complétées par des données issues de cette thèse pour les profondeurs intermédiaires (cf. Chapitre III). Les données sont reportées deux fois dans le cas des zones de l’Estrop et de la Moutière (chaque couple correspondant à la fourchette de profondeurs déduite en Chapitre III.)

II – 2 – 3 L'exhumation

Les études thermobarométriques et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas synchronématiques des zones de cisaillement montrent que le massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument permotriassique ont subi la même histoire tectonométamorphique, avec un pic d'enfouissement à 15-18 km autour de 34 Ma. Ce pic de métamorphisme est lié au sous-charriage du massif sous les unités métamorphiques internes (Corsi *et al.*, 2004 ; Tricart *et al.*, 2004 ; Sanchez *et al.*, 2010) (Fig. II – 12). L'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour à environ 0.8mm/an s'est effectuée en deux temps suivant une transition entre une tectonique transpressive puis transtensive dextre durant le Miocène (26 à 4 Ma) en relation avec le poinçonnement N-S mantellique (Corps d'Ivrée) et les mouvements rotationnels de la plaque adriatique (Sanchez *et al.*, 2010) (Fig. II – 13).

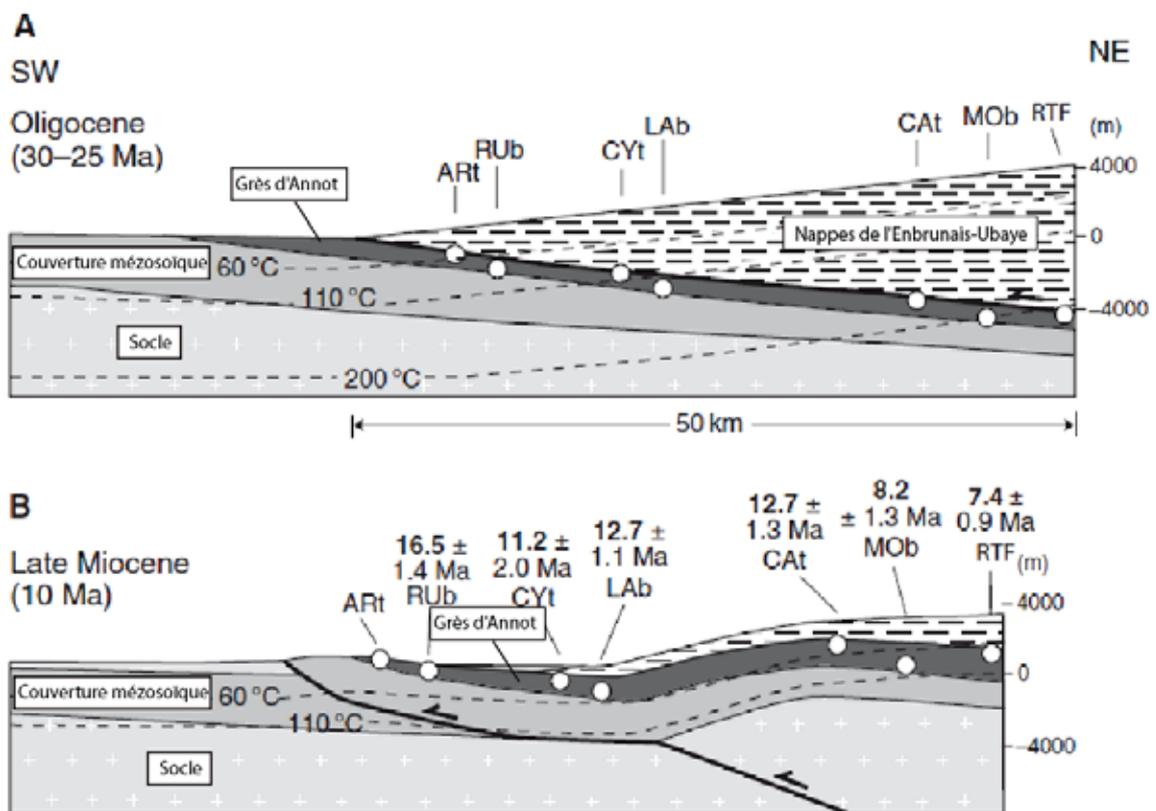


Figure II-12 : Modèle tectonique schématisé d'enfouissement et d'exhumation de la formation des Grès d'Annot. (A) Enfouissement sous les Nappes de l'Embrunais-Ubaye. (B) Exhumation associée aux chevauchements de socle sous-jacents. Modifié de Labaume *et al.* (2008a).

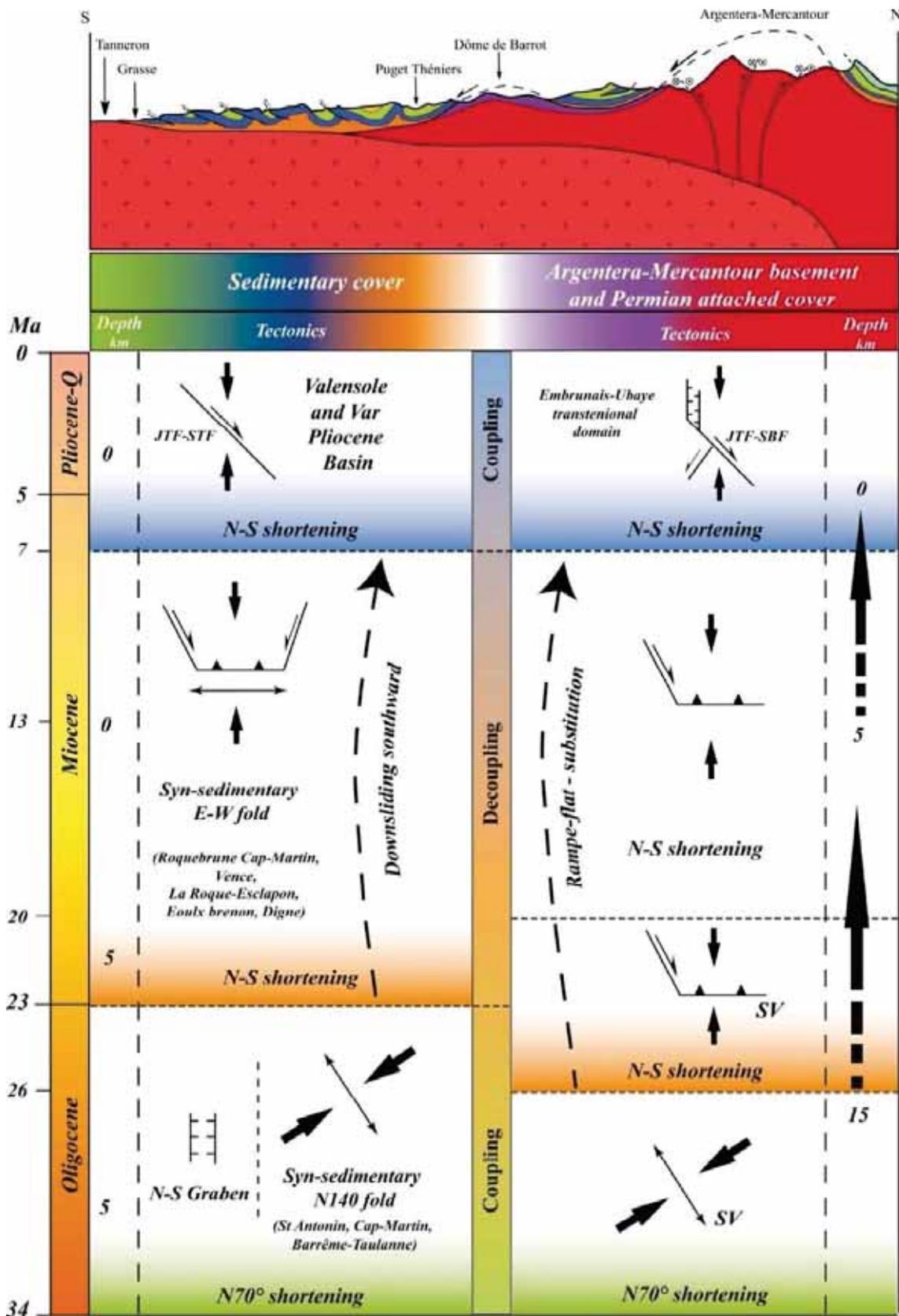


Figure II-13 : Synthèse et comparaison des données structurales et pétrographiques dans le socle du massif de l'Argentera-Mercantour, sa couverture permienne, et la couverture sédimentaire sus-jacente (Sanchez et al., 2010)

La couverture sédimentaire est raccourcie et se déplace vers le sud-ouest et ce durant tout le Miocène (23-8 Ma) (Tapoul, 1977 ; Giannerini, 1980 ; Laurent et al., 2000). Le décollement basal dans le Trias évaporitique serait enraciné dans les chevauchements de socle du massif de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot (Lickorish et Ford, 1998), la pente résultant du soulèvement du socle étant également favorable au découplage et au glissement de la couverture sédimentaire sus-jacente selon Bigot Cormier et al. (2000,2006) et Sanchez et al. (2010). Les travaux de Labaume et al. (2008a) montrent, au travers d'une étude des traces de fission sur apatites, que les Grès d'Annot ont été exhumés au Miocène supérieur en relation avec l'érosion des nappes consécutive au soulèvement lié à cette tectonique compressive (Fig. II – 12&13).

Après 8 Ma, le socle de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sont couplés, comme l'indiquent des âges trace de fission sur apatite identiques dans la couverture et le socle (Sanchez et al., 2010). La tectonique récente affectant à la fois la couverture et le massif de l'Argentera-Mercantour est caractérisée par un système principal N140° décrochant dextre et des failles N-S extensives minoritaires, à l'origine de mouvements transtensionnels dans la région de l'Embrunais-Ubaye. L'initiation de ce jeu normal à 4-5 Ma est contrainte par les âges U-He au mur de la faille du Camp des Fourches (Sanchez et al., 2010). Ce système de faille toujours actif (sismicité et activité gravitaire associée) assure 40-60% de la rotation de la plaque adriatique. Il est mis en évidence par des morphologies glaciaires holocènes décalées, datées par la méthode ¹⁰Be à 12-13Ka, les surfaces de failles étant datées à 11-8ka et les glissements gravitaires à 10-2ka (Sanchez et al., 2010).

II- 3 – Les failles affectant les grès d'Annot

De nombreuses failles normales et décrochantes affectent le domaine de l'Embrunais-Ubaye, y compris les Grès d'Annot. Initialement toutes considérées comme post-nappes (Kerckove, 1969, Labaume et al., 1989), elles ont plus particulièrement été étudiées dans le secteur de la Moutière-Restefond, où elles sont particulièrement développées (Fig.II-14).

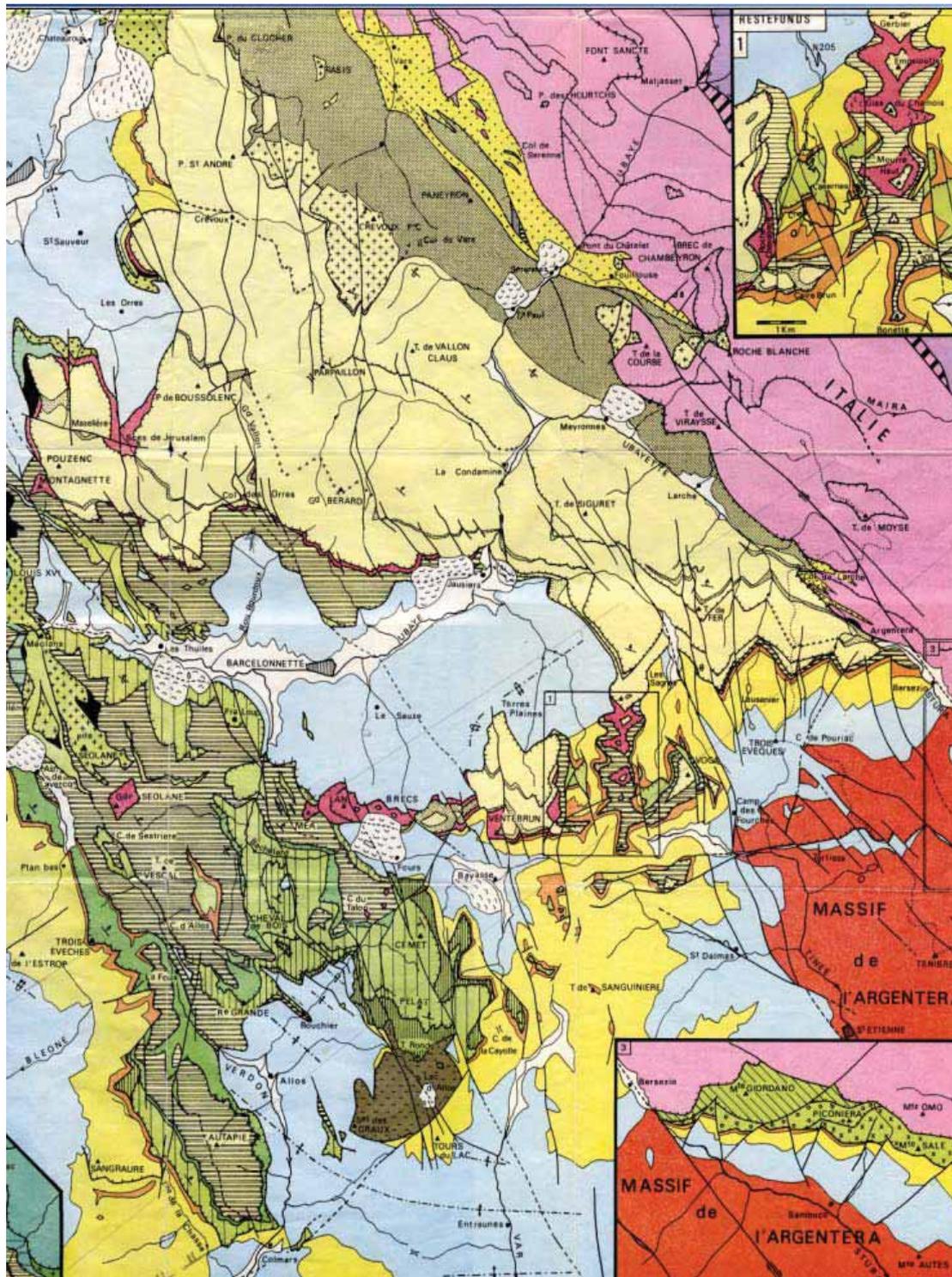


Figure II-14 : Les failles normales et décrochantes affectant le domaine de l'Embrunais-Ubaye et localisation de la zone d'étude de la Moutière (Point Vert-Restefond dans ce manuscrit) (Kherchove, 1969).

I-3-1-Les failles syn-sédimentaires

Trois grandes familles de failles ont été décrites dans le secteur de la Moutière – Restefond sur la base de la cartographie et des relations tectonique-sédimentation (Lansigu, 2000 ; Bouroullec et al., 2004) (Fig. II-15):

- Des failles d'orientation NE-SW interprétées comme synsédimentaires du dépôt des Grès d'Annot.
- Des failles d'orientation E-W interprétées comme synsédimentaires du dépôt des Schistes à Blocs. Celles-ci seraient responsables d'escarpements topographiques donnant lieu à des canyons contrôlant spatialement la sédimentation de l'olistostrome.
- Des failles d'orientation N-S postérieures à la mise en place des nappes et recoupant l'intégralité du système structural.

Différents auteurs ont décrits les failles NE-SW à rejets métriques à décimétriques de la Tête Ronde, sur le versant sud du vallon de la Moutière, comme ayant eu une activité synchrone du dépôt des grès d'Annot (Pochat, 2003 ; Guillocheau et al. in Joseph et al., 2005 ; Pochat & Van Den Driessche, 2007) (Fig. II-16). Ces conclusions sont basées sur l'étude détaillée des changements d'épaisseur, de faciès et de direction des paléocourants d'un intervalle turbiditique d'épaisseur métrique au niveau des failles. D'autre part, Pochat & Van Den Driessche (2007) notent que les surfaces de failles sont pauvres en striations, structures de déformation et veines : ces constatations sont compatibles avec un jeu précoce de ces failles à basse température et dans un matériau peu lithifié.

Les failles NE-SW de la Mauvaise côte, sur le versant nord du vallon de la Moutière, ont des rejets décimétriques à hectométriques. Elles semblent montrer des relations tectonique-sédimentation de même nature que les failles de la Tête Ronde pour certains intervalles stratigraphiques des Grès d'Annot (Bouroullec et al., 2004). L'analyse des profils de rejet basés sur un lever de coupes stratigraphiques détaillées de part et d'autre de ces failles a également été utilisée par (Bouroullec et al., 2004) pour interpréter ces failles comme étant synsédimentaires (Fig. II-17). Notons néanmoins que Lansigu (2000) propose que les failles de la Mauvaise Côte aient également eu un jeu synchrone du dépôt des Schistes à Blocs.

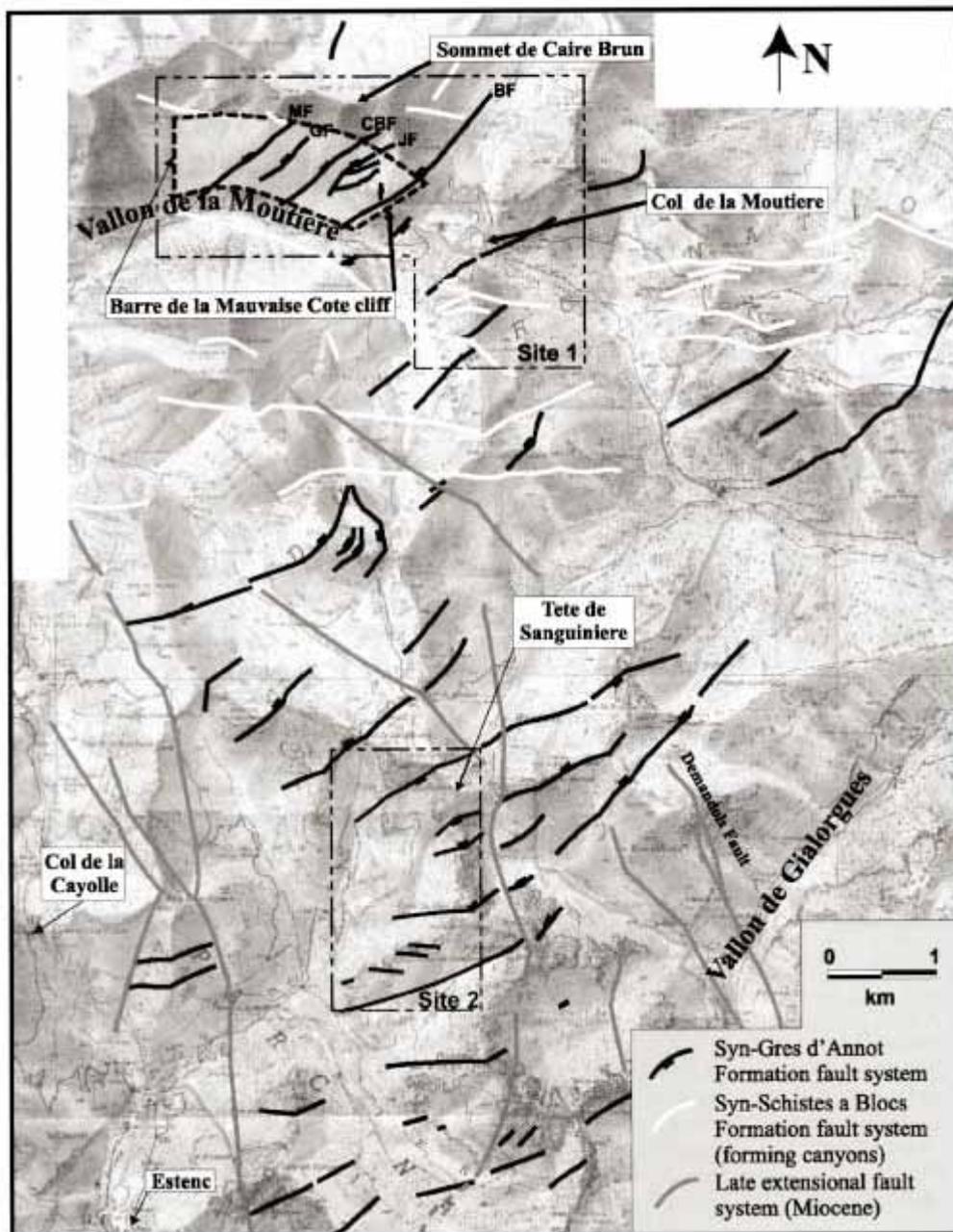


Fig. 2. Location map of the Barre de la Mauvaise Côte/Col de la Moutière and Tête de la Sanguinière study sites. The three distinctive extensional fault systems affecting the regional geology are shown as black, white and grey curves (see text for comments). The main studied faults are located within the Barre de la Mauvaise Côte/Col de la Moutière site. They are the Bergère Fault (BF), the Joubarde Fault (JF), the Caire Brun Fault (CBF) and the Musique Fault (MF) (topographic map of the region as background).

Figure II- 15 : Les trois générations de failles (syn-Grés d’Annot, syn-Schistes à Blocs et post-nappes) du secteur Moutière-Sanguinière d’après Bouroullec et al. (2004).

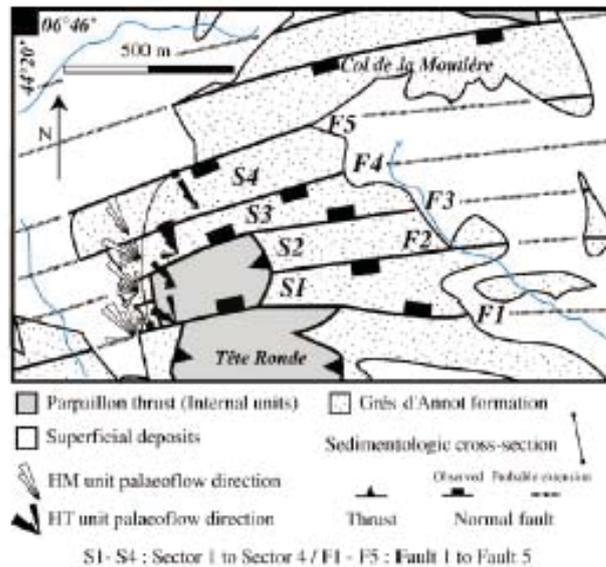


Fig. 3. Simplified geological map of the studied area showing the Grès d'Annot and the Schistes-à-Blocs formations (the lower part of the Nummulitic Trilogy composed by the Calcaire Nummulitique and the Mame Bleues formations are not represented) (modified from Kerckove et al., 1974). Note the presence of E-W trending normal faults, several kilometres length, and spaced out of some hundred metres.

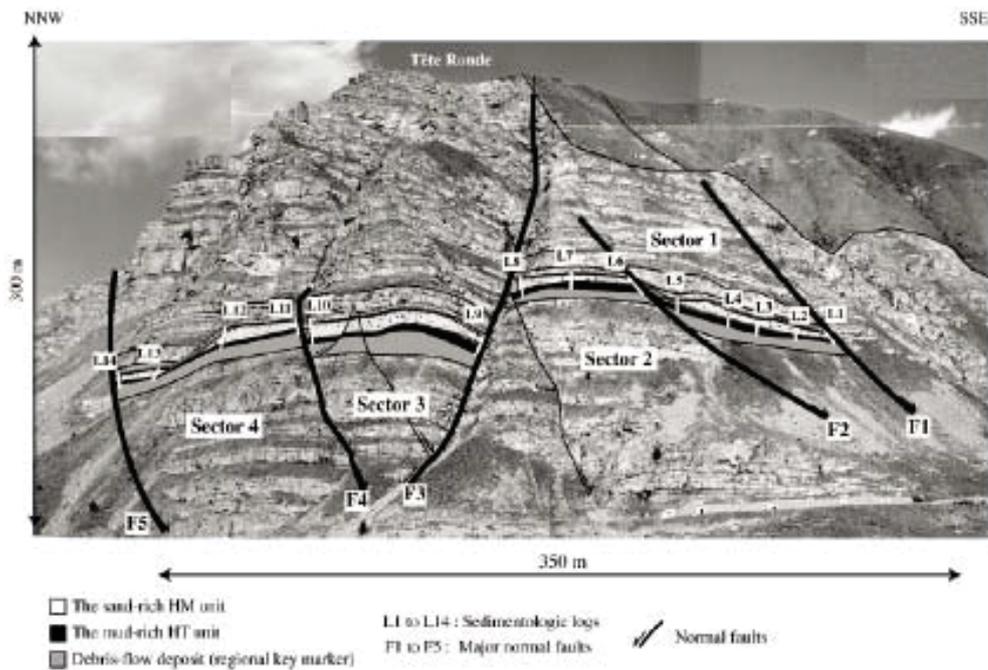


Fig. 4. Photomontage of the Tête Ronde cliff. The Tête Ronde outcrop is a N-S trending cliff of approximately 300 m height and almost 350 m long, approximately parallel to the regional palaeoflow direction. The Grès d'Annot Formation is affected by E-W conjugate normal faults. These faults delimit 4 major tectonic sectors (S1 to S4): the upstream tilted block (S1), the central horst (S2), the downstream graben (S3) and the downstream tilted block (S4). The sand-rich unit (HM) (in white) and the mud-rich unit (HT) (in black) overlie a debris regional key-marker (in grey). These units can be physically correlated from Log 1 (L1) to Log 14 (L14) across the faults. Note strong submarine erosion of the Grès d'Annot by the overlying Schistes-à-Blocs (upper right corner).

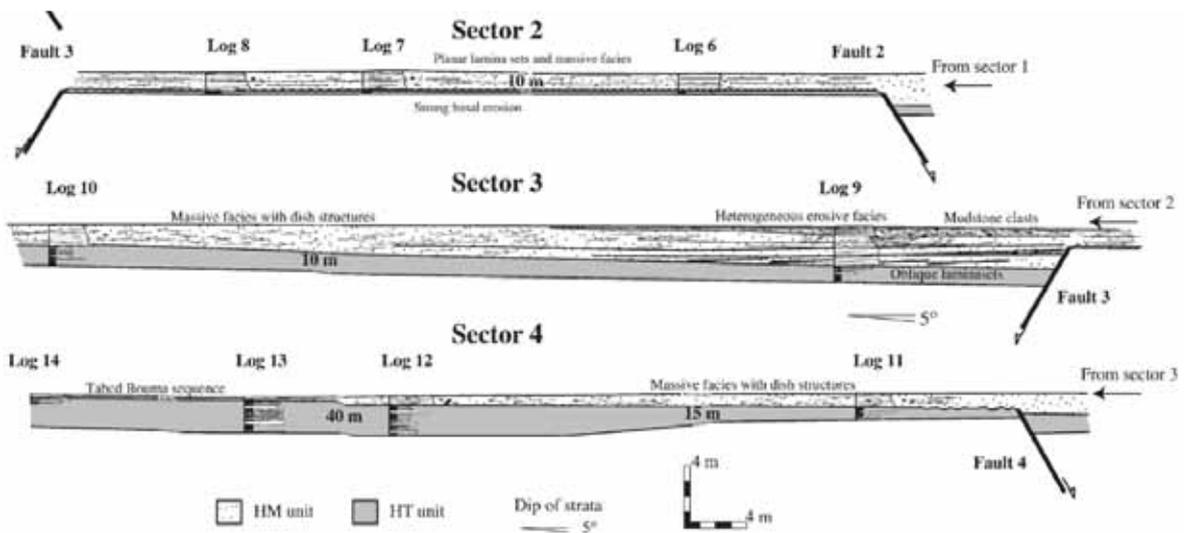


Figure II- 16 : Les failles synsédimentaires de la Tête Ronde : cartographie, vue d’affleurement et restauration de la géométrie synsédimentaire (Pochat & Van Den Driessche, 2007).

Travé et Calvet (2000) ont réalisé une analyse pétrologique et géochimique des veines associées aux failles de la Mauvaise Côte, notamment la faille de Point Vert-Névé étudiée en détails dans ce manuscrit et décrite comme synsédimentaire par Bouroullec et al. (2004). Ces travaux montrent que ces veines se sont formées après la compaction mécanique du sédiment et avec des interactions fluide-roche non compatibles avec un jeu précoce :

- Le faible volume intergranulaire occupé par les ciments dans le grès hôte des veines suggère que celles-ci se sont formées après compaction mécanique du sédiment.
- Les veines montrent un remplissage mixte de calcite et de quartz. La dolomite, la barite, la celestite, la pyrite et la sphalérite sont localement présentes.
- Le remplissage syncinématique de quartz est abondant dans les failles à fort rejet (NB : ce qui suppose une température supérieure à 80-90°C).
- Les rapports molaires de la calcite des veines (Mg/Ca, Mn/Ca, Fe/Ca, et Sr/Ca) montrent que la calcite a précipité à partir d’une eau météorique transformée en eau de formation au cours de l’enfouissement.
- Les différences de rapport molaire entre les veines de failles à petit rejet et les veines de failles à fort rejet indiquent une température plus élevée dans ces dernières.

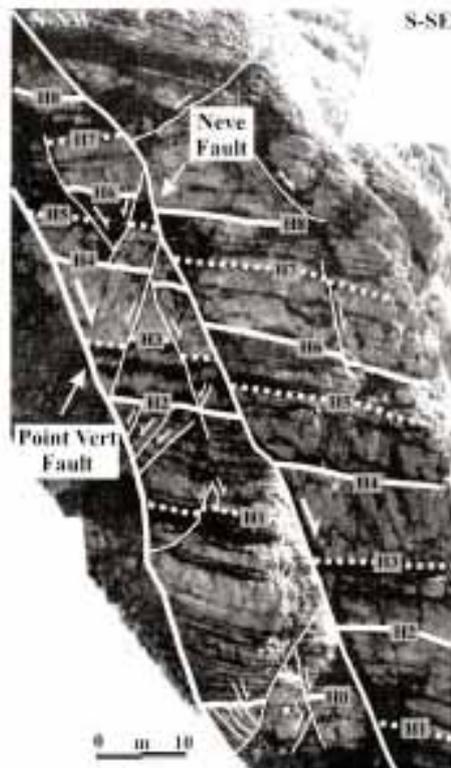


Fig. 9. The Neve and Point Vert Faults. These faults are located in the footwall of Jouberte Fault. Nine horizons have been correlated across Neve Fault and used for kinematic analysis.

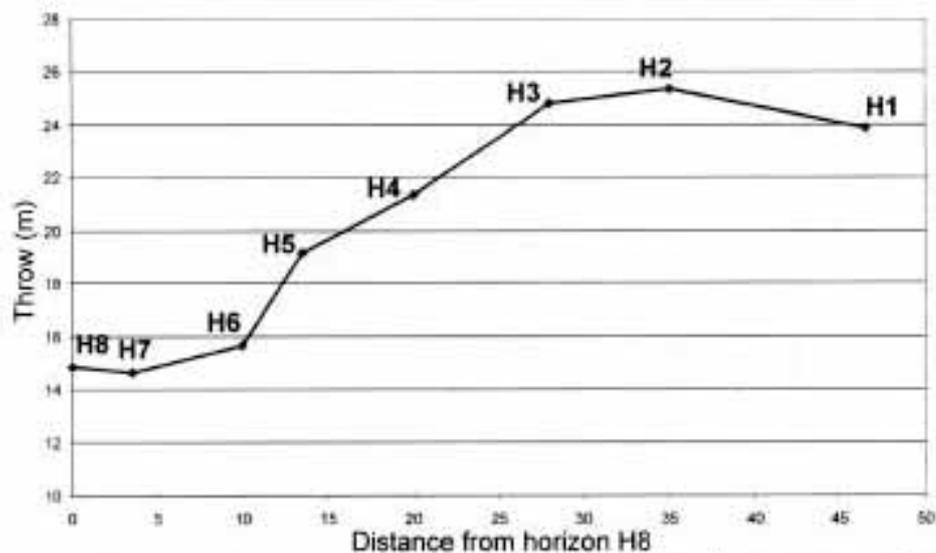


Fig. 10. Throw evolution along the Neve Fault. The throw for each of the correlated horizons was measured on photomosaic panels and calibrated using vertical sedimentary section measured along the Point Vert Fault.

Figure II- 17 : Les failles synsédimentaires de Point Vert-Névé et profil de rejet associé, d'après Bouroullec et al. (2004).

Synthèse sur l'activité des failles de la Mauvaise Côte

La formation des veines de calcite et de quartz associées au fonctionnement des failles et leurs signatures géochimiques, ne sont pas compatibles avec le jeu précoce déduit de l'analyse sédimentologique et des profils de rejet de failles. De plus, les profils de rejet non linéaires décrits par [Bouroullec et al. \(2004\)](#) pourrait être associé à des géométries de croissance associées aux connexions de segments de failles dans un milieu stratifié à contraste rhéologique important (gréso-pélimitique).

Ainsi, l'activité décrite par [Travé & Calvet, 2000](#) ne correspondrait pas à celle décrite par [Lansigu, \(2000\)](#), [Bouroullec, \(2001\)](#) ; [Bouroullec et al., \(2004\)](#), et [Lansigu & Bouroullec \(2004\)](#) et concernerait un jeu postérieur de la faille dans des conditions de pression-température plus élevées.

II-3-2-Les failles post-sédimentaires

Deux familles de failles normales d'orientations différentes affectent la partie interne de la nappe de Digne : (1) des failles transverses à la chaîne, E-W à NE-SW et (2) des failles longitudinales, NNW-SSE ([Fig. II-18, 19&20](#)). Ces failles ont des rejets verticaux métriques à pluri-hectométriques et des longueurs pouvant dépasser la dizaine de kilomètres. Ces failles ont été cartographiées par [Kerckhove \(1969\)](#) qui les a identifiées comme des structures tardives affectant l'intégralité du système structural, du socle paléozoïque jusqu'au nappes de l'Embrunais-Ubaye ([Labaume et al., 1989](#) ; [Champagnac et al., 2006](#) ; [Tricard et al., 2006](#) ; [Sue et al., 2007](#)) ([Fig. II-18,19&20](#)). Les failles de ces deux familles ont été identifiées comme des failles normales bien que certaines montrent aussi un jeu décrochant.

(1) Les failles transverses à la chaîne sont particulièrement bien développées dans la couverture à la terminaison nord-ouest du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et sur la bordure sud de la zone d'affleurement des nappes de l'Embrunais-Ubaye. [Labaume et al., \(1989\)](#) ont proposé que ces failles normales aient un âge oligocène, argumenté par des chronologie de recoupement, postérieur à la mise en place des nappes mais antérieur à la surrection du massif de l'Argentera ([Fig. II-19](#)).

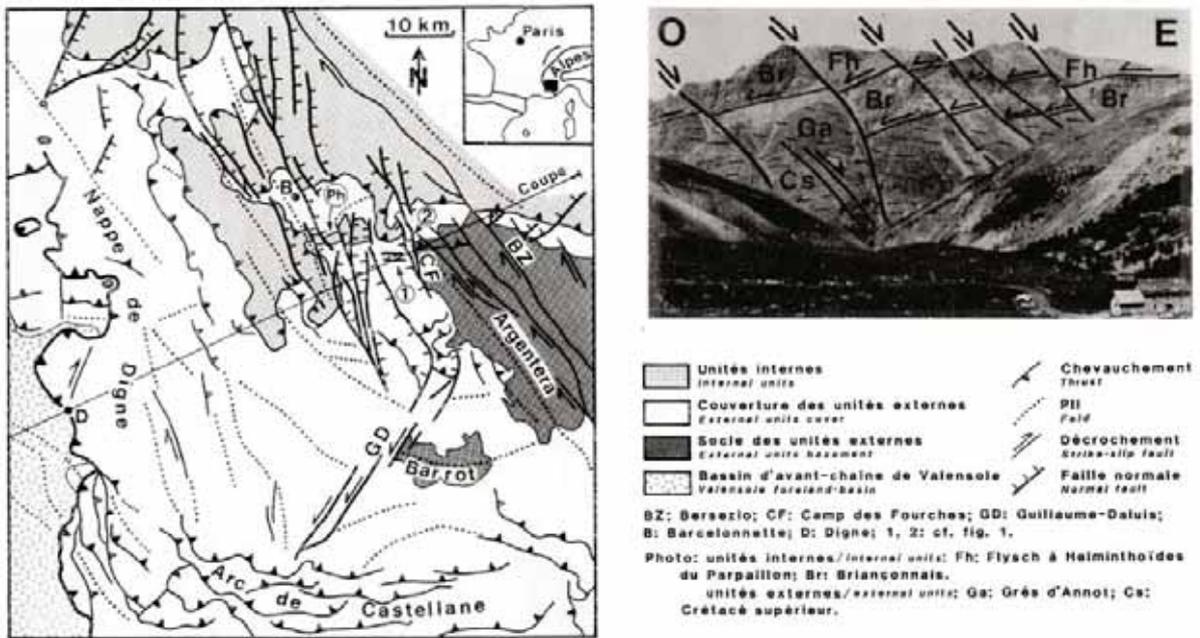


Figure II- 18 : Localisation des failles normales principales dans un schéma structural des Alpes Occidentales et sur une coupe de la nappe de Digne (Labaume et al., 1989).

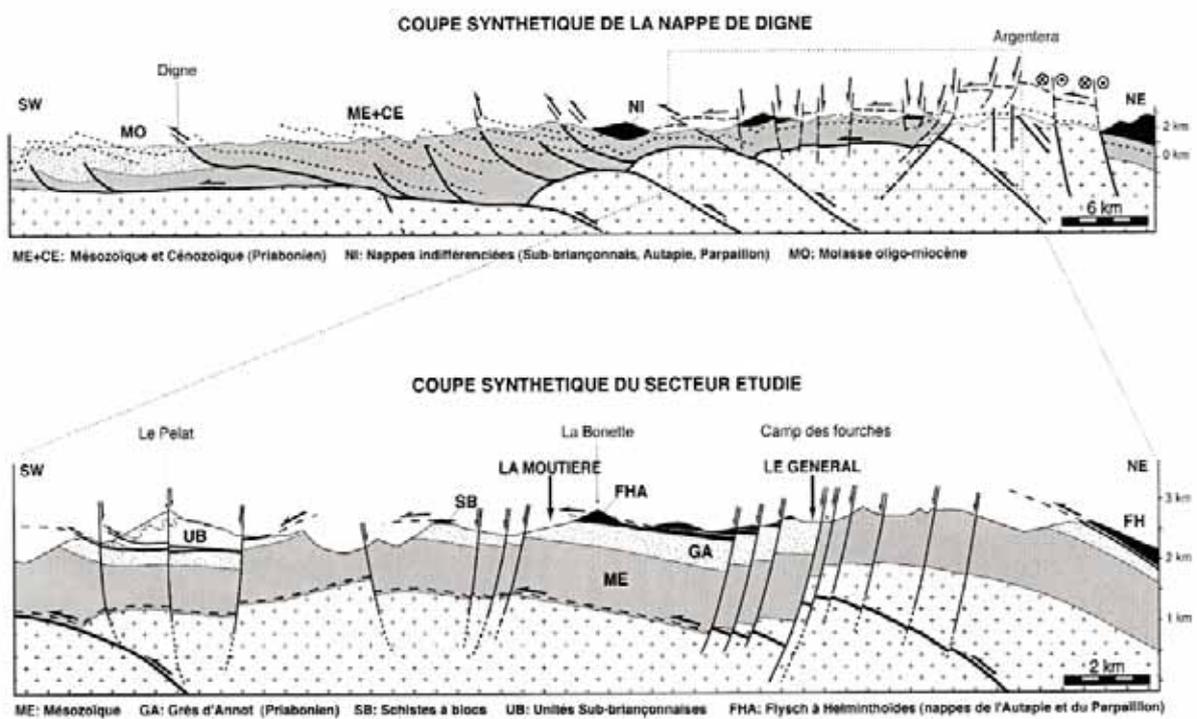
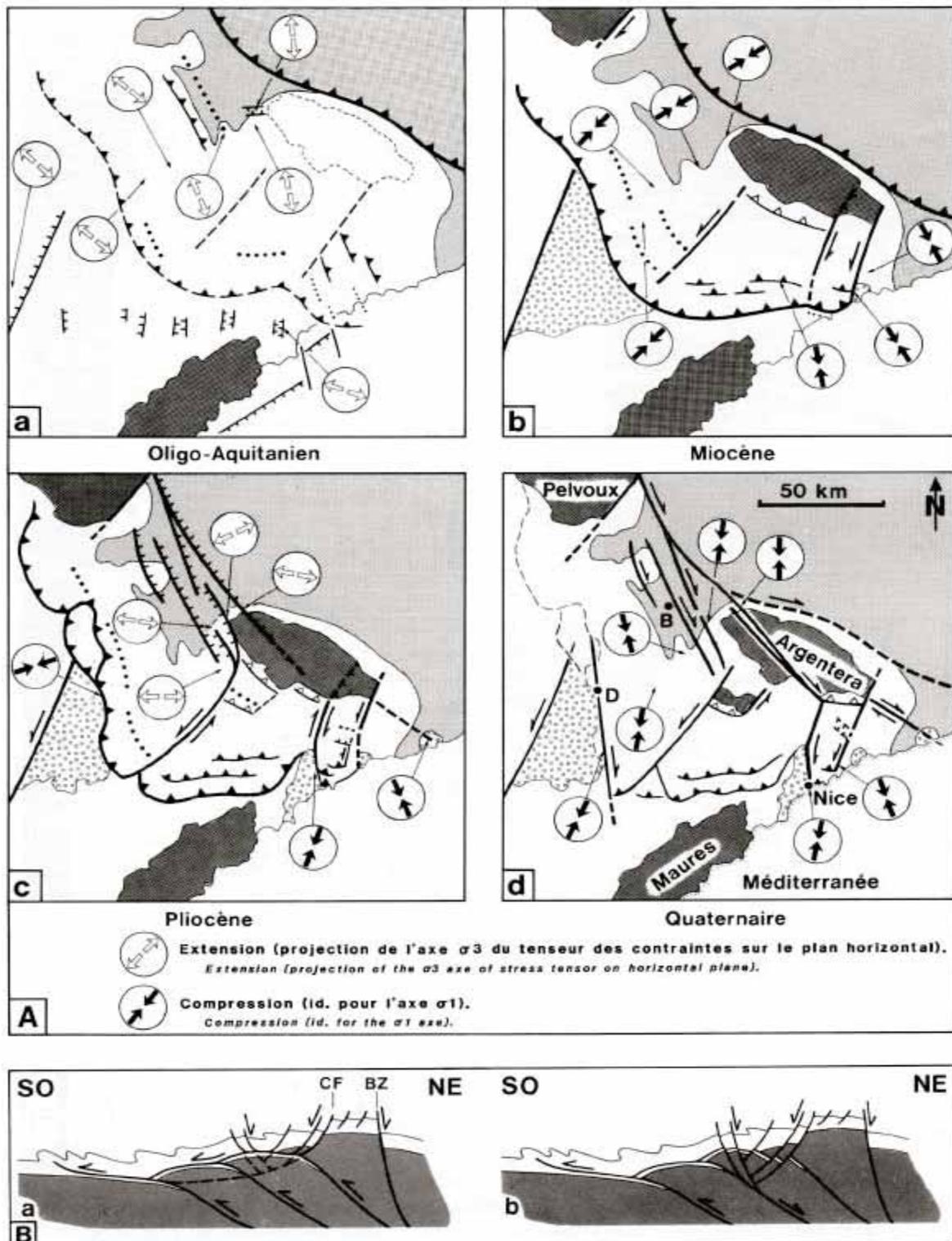


Figure II- 19 : Coupes structurales de la nappe de Digne modifiée de Labaume et al., (1989) (cf. Figure II-16) par Dubernard (2002).



B: deux modèles alternatifs pour le comportement en profondeur des failles normales SW-NE

Figure II-20 : Séquence de la formation des failles post-nappes du domaine alpin externe d'après Labaume et al. (1989).

Une partie des travaux de [Bordarier \(1998\)](#), [Labaume et al. \(1998\)](#), [Du Bernard Rochy \(2002\)](#), [Chirouze \(2007\)](#), [Labaume et al. \(2008\)](#), [Leclère \(2008\)](#) et [Leclère et al. \(2012\)](#) ont porté sur les failles E-W des Casernes de Restefond et du Col de la Moutière. Ces travaux montrent que ces failles ont eu un comportement principalement cassant gouverné par la fracturation transgranulaire et affectant un matériau déjà lithifié ([Fig. II-21](#)). Outre la fracturation, ces auteurs montrent que la déformation s'est effectuée avec d'importants transferts de matière assistés par les fluides, avec stylolitisation des grès et remplissage des fractures par des ciments de quartz et de calcite et néoformation de micas blancs et chlorites synkinématiques, aboutissant à l'acquisition d'une foliation localement très développée. La température d'activité de la faille E-W des Casernes de Restefond est chiffrée à 200°C par [Leclère et al. \(2012\)](#) à partir de la modélisation de la composition chimique des chlorites syn-cinématiques.

(2) Les failles subparallèles à la chaîne se branchent au nord sur le front briançonnais et au sud sur les failles d'orientation NE-SW de Rouaine et Colmar. [Labaume et al. \(1989\)](#) proposent que ces failles résultent soit de glissements gravitaires consécutifs au soulèvement du socle par la compression alpine, soit de la réactivation en extension de chevauchements de socle. Cette extension aurait débuté à l'Oligocène dans le domaine piémontais et aurait progressé vers l'ouest au cours du Mio-Plio-Quaternaire en conséquence de la migration vers l'ouest du front d'épaississement crustal de la chaîne. Le jeu normal de la faille du Camp des Fourches, l'une des failles N-S les plus importantes, est datée à 4-5 Ma par le thermomètre basse température U-He ([Sanchez et al., 2010](#)). Sur la base des chronologies de recoupement, le jeu de ces failles a été daté au Pliocène inférieur par [Labaume et al. \(1989\)](#) puisque postérieures à la surrection Miocène du massif de l'Argentera ([Fig. II-19&20](#)).

[Du Bernard \(2002\)](#) montre que la faille NNW-SSE du Général, une faille mineure dans les Grès d'Annot structurellement associée à la faille du Camp des Fourches, ne présente pas d'évidences de transfert de matière (stylolite ou veines) associées à la déformation. Cette faille, interprétée comme une faille à température d'activité « froide » (par rapport aux failles E-W), montre des mécanismes de déformation uniquement cassants aboutissant à la formation de bandes d'épaisseurs centimétriques de brèche ou gouge cataclastiques dans lesquelles se concentre le glissement ([Fig. II-22](#)).

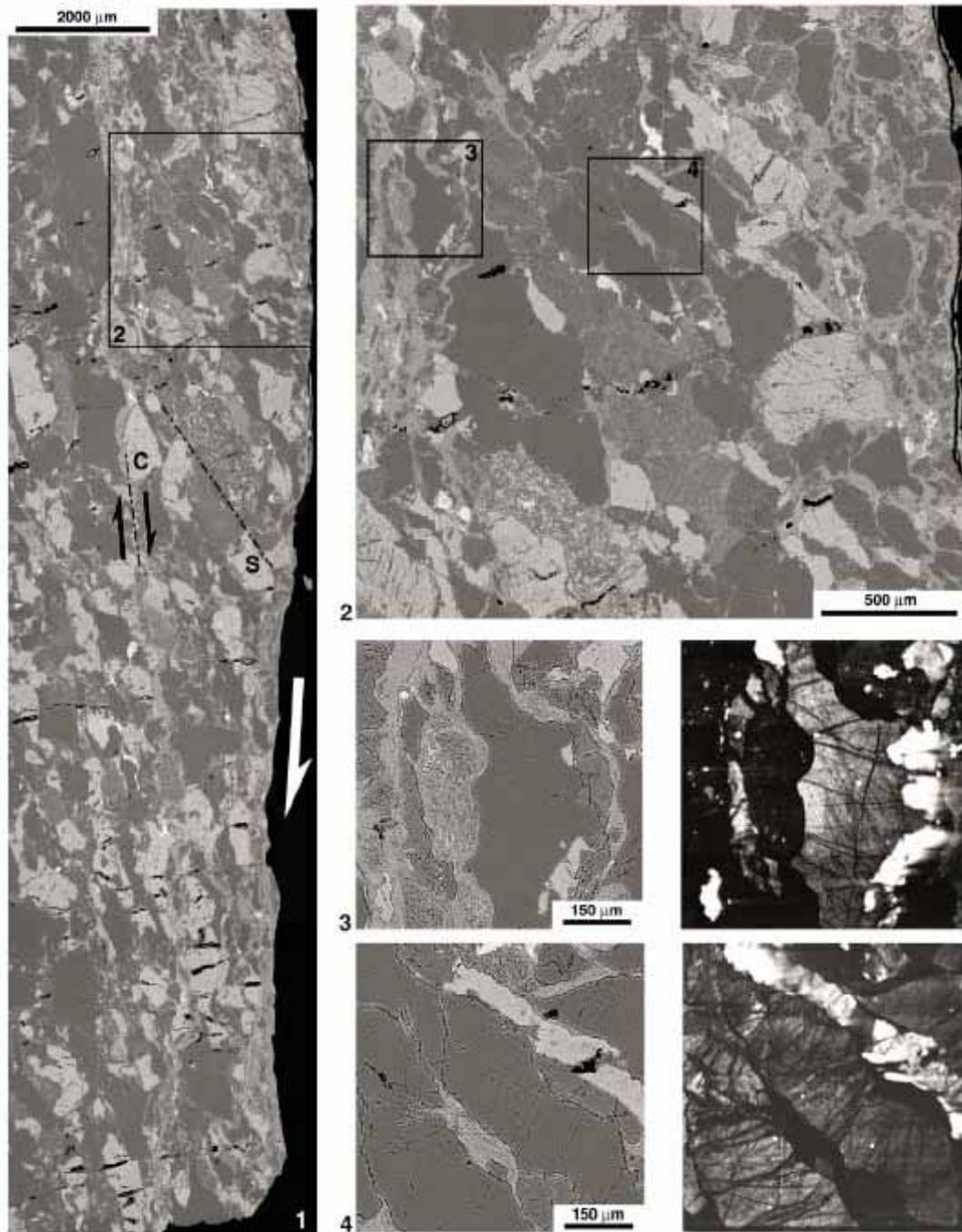


Figure II- 21 : La faille E-W des Casernes de Restefond : microstructures et pétrologie le long de la surface de glissement principal (Du Bernard Rochy, 2002) : évidences pour la fracturation intra et transgranulaire post-compaction, la stylolitisation des silicates, le scellement des fractures par le quartz et la néoformation de phyllosilicates. Images MEB (mode rétrodiffusé + mode cathodoluminescence pour les deux images en bas à droite).

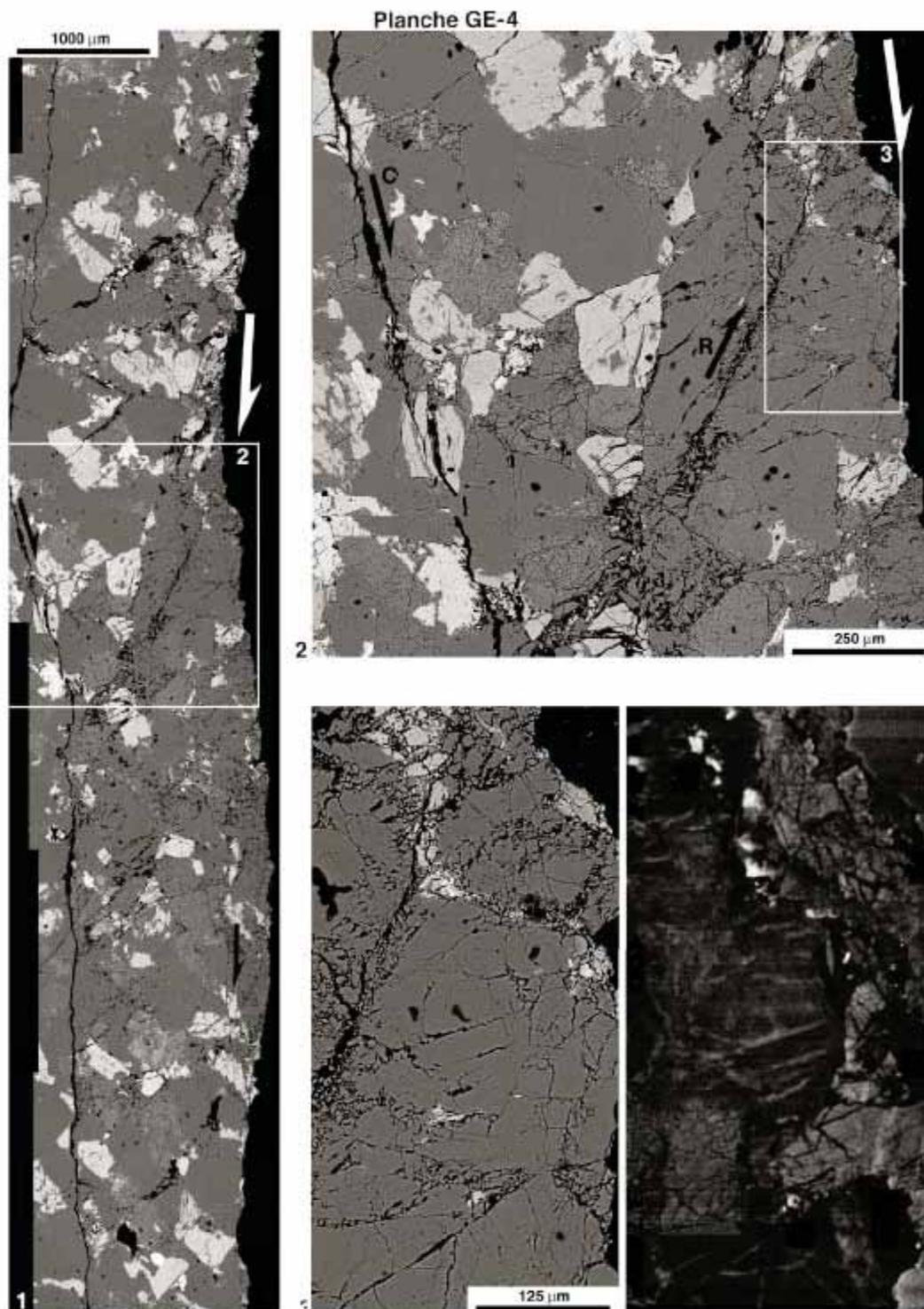


Figure II- 22 : La faille N-S du Général : microstructures et pétrologie le long de la surface de glissement principale (Du Bernard Rochy, 2002) : évidences pour la fracturation transgranulaire post-compaction et l'absence de remplissage des fractures ou scellement de la bande déformée. Images MEB (mode rétrodiffusé + mode cathodoluminescence pour l'image en bas à droite).

Labaume et al. (1989) démontrent que ces deux familles de failles ont été réactivées en décrochement, dextre pour les failles NNW-SSE et sénestre pour les failles NE-SW. Ce rejeu est attribué à la compression nord-sud qui affecte l'Arc alpin au Quaternaire (Fig. II-20).

III- PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE ET PRECISION DES CONDITIONS D'ENFOUISSEMENT DES GRES D'ANNOT

III-PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE ET PRECISION DES CONDITIONS D'ENFOUISSEMENT DES GRES D'ANNOT

III-1- Choix des zones d'étude

Compte tenu des travaux présentés dans le [chapitre II](#) et préalables à la présente thèse, le sujet initial (rédigé en 2008) proposait d'étudier des zones de failles ayant été actives dans des conditions (1) de réservoirs profonds (5-8km) et (2) de réservoirs de profondeur intermédiaire (2-4km).

Sur la base des résultats de [Labaume et al. \(2008b ; 2009\)](#) et [Leclère \(2009\)](#), la fenêtre thermique profonde (1) correspondait à la zone de la Moutière-Restefond, où (i) la température maximale du protolithe a été d'environ 240°C et (ii) les failles de Restefond et Point Vert, transverses à la chaîne, avaient fait l'objet de différentes études structurales et pétrographiques ayant établi leur activité sous des températures importantes (>200°C pour la faille de Restefond ; cf. [Chapitre II](#)).

La zone géographique correspondant à la fenêtre thermique intermédiaire (2) paraissait, en 2008, suffisamment large pour y trouver des affleurements pertinents ([Fig. III-1](#)). Par projection parallèle au front des nappes de l'Embrunais-Ubaye vers le nord des paléo-isothermes établis par [Labaume et al. \(2008b ; 2009\)](#), le chaînon des Trois Evêchés semblait se situer dans cette fenêtre thermique intermédiaire. Dans ce chaînon, le cirque de l'Estrop est apparu comme un candidat adéquat pour cette étude, car il présente une vaste zone d'affleurement des Grès d'Annot, relativement bien accessible et présentant des failles transverses à la chaîne, i.e. aux mécanismes de déformation plus « chauds » que les failles tardives longitudinales (cf. [chapitre II](#)). Une mission de reconnaissance au printemps 2010 a permis de vérifier qu'au moins une partie de ces failles étaient bien des failles normales, avec des veines de quartz témoignant de températures de fonctionnement relativement élevées.

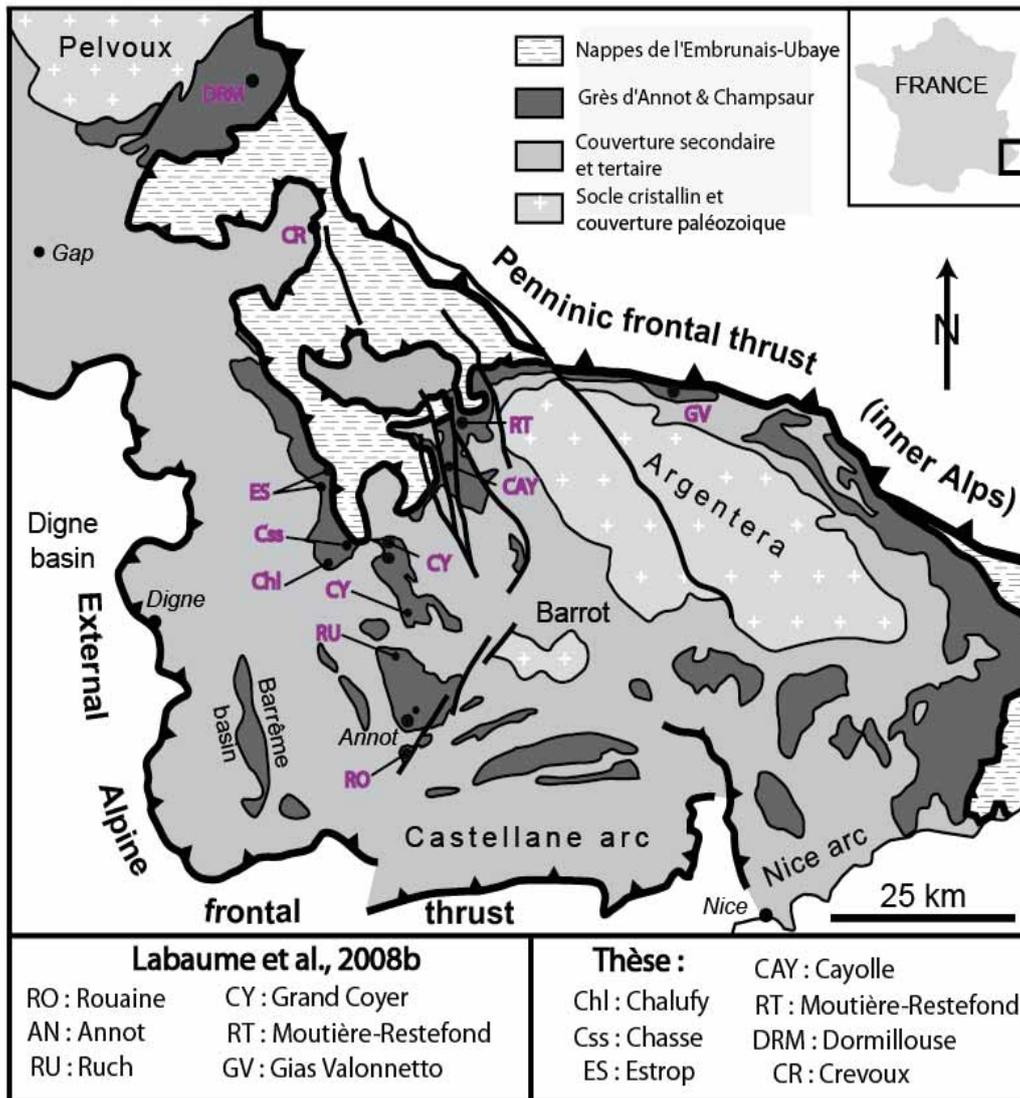


Figure III-1 : Schéma structural des Alpes Externes (Labaume et al., 2008b) et Localisation des zones d'étude de réflectance de la Vitrinite dans les Grès d'Annot.

Ainsi furent choisies les deux zones d'études au commencement de la thèse. Il restait à chiffrer les conditions d'enfouissement des Grès d'Annot dans la zone de l'Estrop, qui n'avait pas été étudiée lors des travaux antérieurs. Les nouvelles données de Tmax acquises au cours de la thèse montreront que le profil thermique à l'échelle du bassin n'est pas linéaire comme supposé dans les travaux précédents et que la zone de l'Estrop a subi un enfouissement plus élevé qu'attendu (cf. Figure II-9).

III – 2 - Réflectance de la vitrinite et température maximale du protolithe : nouvelles données.

Dans le but de quantifier et discuter les conditions de températures maximales atteintes par les Grès d'Annot au cours de leur diagénèse, nous présentons ici les résultats issus de l'analyse des degrés de maturité de la matière organique sur les échantillons des différents sites d'études. Cette analyse reprend les données de Labaume et al. (2008, 2009) et présente de nouvelles données acquises au cours de cette thèse. Notons que la température est l'un des paramètres de premier ordre concernant la caractérisation de l'état diagénétique d'une roche hôte (Ajdkiewicz & Lander-2010). Il est donc primordial de la caractériser avant d'aborder les problèmes liées aux déformations (Faulkner et al., 2010). Dans un second temps, les températures maximales issues de l'analyse de la maturité de la matière organique seront interprétées en termes de profondeur d'enfouissement des Grès d'Annot sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye dans le prisme orogénique Alpin.

III-2-1-La Vitrinite

La vitrinite est un groupe macéral dérivant de débris ligno-cellulosiques gélifiés. Un groupe macéral est l'un composant organique des charbons. De teinte généralement grise, son pouvoir réflecteur est couramment utilisé pour déterminer le rang des charbons (Baudin et al., 2008).

III-2-2-La réflectance de la vitrinite (Ro)

Le rang des charbons désigne le degré de carbonification d'un charbon. Il s'agit d'une grandeur qui ne peut être quantifiée directement. En conséquence, sa détermination se rapporte à une propriété physique ou chimique qui varie de façon significative au cours de la houillification. Le Pouvoir Réflecteur de la Vitrinite (noté PR ou PRV), ou réflectance, est le paramètre de rang le plus en usage et est classiquement utilisé comme indicateur de maturité et de paléo-température dans les roches sédimentaires (Vassoyevitch et al., 1970 ; Lopatin, 1971; Wapples, 1980; Larter, 1989; Sweeney et Burnham,1990; Barker et Pawlewicz, 1994; Tobin et Claxton, 2000). La réflectance d'un corps est le pourcentage de

lumière réfléchi par celui-ci. Dans le cas de la vitrinite, cette grandeur peut être mesurée dans l'air (R_a) ou dans l'huile (R_o pour R_{oil}) en microscopie optique en réflexion. Dans cette étude, nos données correspondent à des R_{oil} .

La réflectance de la vitrinite est fonction de plusieurs paramètres dont les principaux sont listés ci-dessous ([Huang, 1996](#)) :

- Température
- Temps
- Teneur originelle en oxygène
- Pression d'eau
- Chimie du fluide
- Ecoulement de fluide
- Présence d'huile
- Type de matière organique
- Présence de méthane
- Pression partielle de CO₂
- Déformation de l'échantillon ([Littke et al., 2012](#))
- Oxydation et altération ([Nzousii-Mbassani et al., 2004](#))

[Huang \(1996\)](#) démontre que le paramètre de premier ordre contrôlant la réflectance de la vitrinite est la température. Il l'oppose ainsi au temps en portant à maturation pendant 305 jours un échantillon plongé dans une eau de mer et porté à des températures allant de 250°C à 450°C (pour une même durée). Son expérience démontre le faible délai nécessaire à l'enregistrement de la température maximum par l'échantillon. De fait, l'acquisition du R_o peut être considérée comme instantanée à l'échelle temporelle géologique. Ainsi, dans ce travail, le R_o sera considéré uniquement comme fonction de la température maximale subie par l'échantillon au cours de son histoire géologique.

Le rôle de la déformation sur R_o

[Littke et al. \(2012\)](#) proposent que la déformation joue un rôle sur le R_o mesuré pour des grauwackes à haut degré diagénetique (5000 m de profondeur - 220°C). L'augmentation du PRV au sein d'un échantillon est anisotrope et les domaines foliés et non foliés n'auraient pas la même réflectance.

III-2-3-Les méthodes de calibration thermique pour les Ro mesurées

Il existe plusieurs méthodes permettant d'estimer quantitativement la température maximale atteinte par un échantillon. Cinq d'entre elles sont comparées en **figure III - 2**.

a) La calibration de Vassoyevitch et al. (1970)

La calibration de **Vassoyevitch et al. (1970)** est basée sur une corrélation entre la réflectance de la vitrinite mesurée dans l'air (R_a) et mesurée dans l'huile (R_o) et des données de profondeur et de température acquises dans différents puits. Les courbes de calibration établies sont définies pour des R_a compris entre 6% et 17% et des R_o compris entre 0% et 7%.

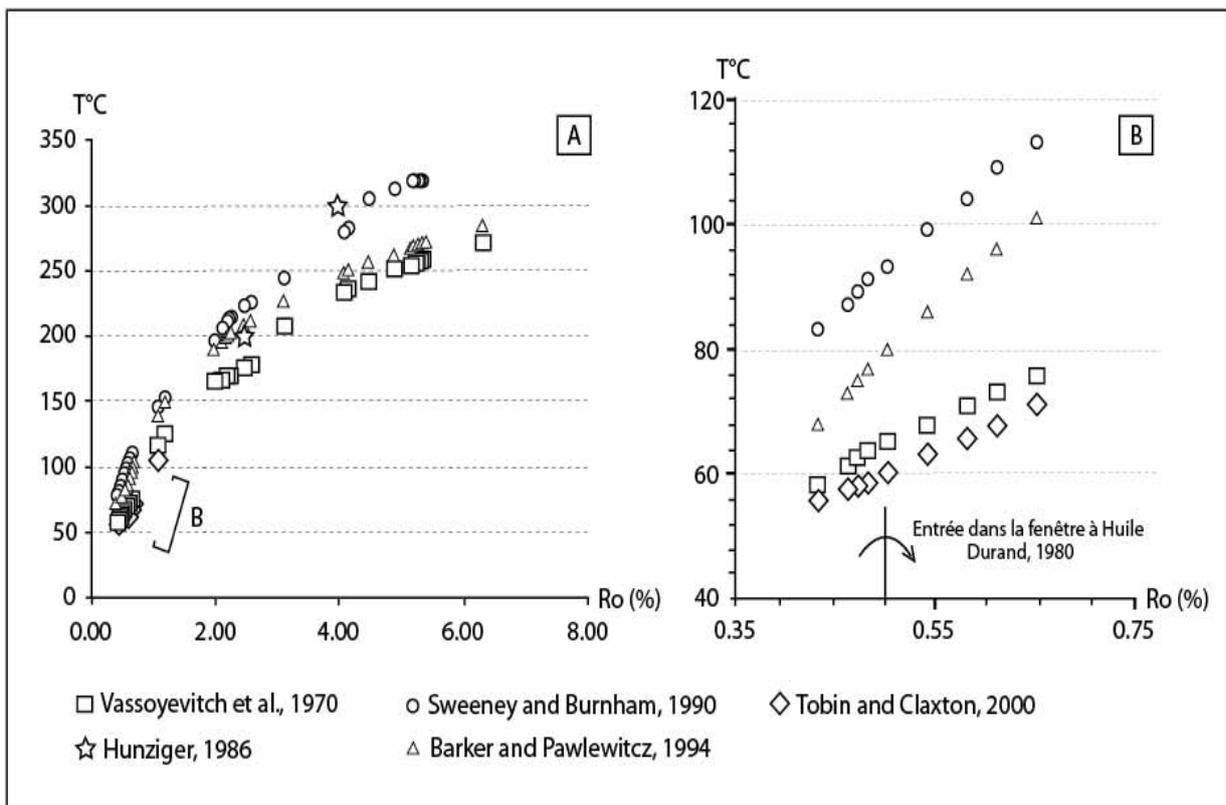


Figure III – 2: Comparaison de 5 méthodes de calibration thermique à partir des Pouvoir Réflecteurs de la Vitrinite mesurés (R_o).

b) Les corrélations de Hunziker (1986)

Hunziker (1986) corrèle différents thermomètres conventionnels comme les indices de cristallinité de l'illite, les inclusions de fluides et les compositions isotopiques des micas avec la réflectance de la vitrinite. Les R_0 sont données pour 2.5% et 4%.

c) La méthode de Sweeney and Burnham (1990)

La méthode de Sweeney et Burnham (1990) est basée sur un modèle numérique thermodynamique dans lequel interviennent la température, le temps et les propriétés chimiques de la vitrinite. Ce modèle est valable pour des R_0 compris entre 0.3% et 4.5% et des vitesses de chauffage comprises entre 1°C par semaine à 1°C par dizaine de million d'années.

d) La méthode de Barker et Pawlewicz (1994)

La méthode de Barker et Pawlewicz (1994) se base sur la comparaison entre un modèle cinétique et un géothermomètre conventionnellement bien admis, la microthermométrie sur inclusions fluides. Cette méthode distingue le chauffage par enfouissement (*burial heating*) et le métamorphisme hydrothermal (*hydrothermal metamorphism*) et donne les températures correspondant à des R_{oil} compris entre 0% et 7%.

e) La calibration de Tobin et Claxton (2000)

La calibration de Tobin et Claxton (2000) est basée sur des données de microthermométrie sur inclusions de fluides. Il s'agit une approche empirique appuyée sur un jeu de données issues du monde entier et démontrant une corrélation logarithmique discutée pour un jeu d'échantillons décrit comme « idéal » et un jeu d'échantillons décrit comme « non idéal ». Les R_{oil} pris en compte par cette méthode sont compris entre 0.3% et 1.5%.

f) Synthèse sur les méthodes de calibration thermique

La figure III - 2 montre les gammes de température couvertes par les différentes méthodes et les courbes de calibration thermique du Ro correspondantes. Ces courbes ont toutes un morphotype logarithmique sauf la droite correspondant à la méthode de Hunziger (1986). Cette droite recoupe les courbes logarithmiques, qui ne se recoupent pas entre elles. Pour des Ro inférieurs à 1%, la calibration de Tobin et Claxton (2000) donne les températures les plus faibles et la méthode de Sweeney et Burnham (1990) donne les températures les plus hautes. L'écart maximum entre les différentes courbes est de 40°C pour les Ro inférieur à 1%. Dans le cas des Ro supérieur à 1%, l'écart maximum atteint 70°C pour les Ro proches 5.7% (Fig. III -2). Dans ce cas, le minima de température provient de la calibration de Vassoyevitch et al. (1970) tandis que le maxima est donné par la méthode de Sweeney et Burnham (1990).

III-2-4-Résultats

Notre analyse compile 49 nouvelles données avec les 19 données de Labaume et al. (2008 ; 2009) (cf. section III-2 ci-dessus). Les PRV correspondent à des R_{oil} , mesurés par l'équipe de Gilles Nicolas à Total-Pau. Les 49 nouveaux échantillons sont répartis dans les zones suivantes : Estrop (24), Moutière-Restefond (16), Chalufy (3), Chasse (1), col de la Cayolle (2), Crevoux (Grès du Champsaur ; 2), Dormillouse (Grès du Champsaur ; 1) (Fig.III-1, 3&4). Pour les zones de l'Estrop et de la Moutière-Restefond, certains échantillons ont été prélevés dans ou à proximité des zones de failles et d'autres à l'écart des zones de failles (protolithe). Pour les autres secteurs, tous les échantillons ont été prélevés à l'écart des zones de failles.

Les résultats sont reportés dans le tableau de la figure III -3, sur la carte de la figure III-4 et sont projetés sur un profil SW-NE dans la figure III-5A. Les nouvelles valeurs s'inscrivent bien dans le profil d'augmentation du Ro du SW vers le NE, depuis 0.4% pour la zone de Rouaine à 7.5% pour la zone de Gias Valonetto (Labaume et al., 2008 ; 2009). Cependant, elles montrent que ce profil n'est pas linéaire comme suggéré par Labaume et al. (2008 ; 2009) et possède deux ruptures de pente au niveau des zones Grand Coyer-Estrop, le

gradient de maturité de la vitrinite étant plus important sur ce secteur de quelques kilomètres de large.

Les deux principales zones d'études de ce manuscrit possèdent des valeurs de Ro comprises entre 1.97% et 2.5% pour la zone de l'Estrop et des valeurs comprises entre 3.0% et 5.5% pour la zone de la Moutière-Restefond. Au premier ordre, les valeurs obtenues dans les zones de failles restent dans la même gamme que les valeurs de protolithe du même secteur, i.e. ne mettent pas en cause le profil général d'augmentation du Ro du SW vers le NE (voir détail ci-dessous).

III-2-5- Du Ro à la température maximale

La **figure III -5 B** montre le profil de température maximale dérivé du profil de Ro selon la calibration de [Vassoyevitch et al. \(1970\)](#). Ce profil de température reproduit les ruptures de pente au niveau des zones Grand Coyer-Estrop, avec une forte augmentation de la température dans ce secteur. Une conséquence importante pour ce travail est que l'écart de température maximale entre les zones de l'Estrop (160 à 190°C) et de la Moutière (240 à 260°C) est moins important que celui anticipé par [Labaume et al. \(2008 ; 2009\)](#).

III-3- Les apports sur la géométrie d'enfouissement du bassin

III-3-1-De la température à l'enfouissement

Dans le but de remonter à l'enfouissement des Grès d'Annot et en assumant que la température maximale qu'ils ont subie (hors failles) est associée à l'épaississement du prisme tectonique et la subsidence sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye, nous utilisons un gradient géothermique classique dans les fronts de chaîne, compris entre 25°C et 30°C par kilomètre ([Zeyen & Fernandez, 1994 ; Metcalf et al., 2009 ; Meresse, 2010 ; Surace et al., 2011](#)) (**Fig. III -5C**). Ainsi, de façon cohérente avec les deux graphiques précédents, le profil d'enfouissement n'est pas linéaire et montre un plus fort gradient d'épaississement au niveau des zones Grand Coyer - Estrop. L'épaisseur des nappes sur la zone de l'Estrop serait comprise entre 5 et 6 kilomètres tandis que celle de la zone Moutière-Restefond serait comprise entre 8 et 10 kilomètres.

REFERENCE DE L'ECHANTILLON	R OIL MESURE (%)	SOURCE DES DONNEES	NATURE DES ECHANTILLONS	LOCALISATION
CR1 Annot Chambre du roi (MG)	0,43	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Annot Chambre du roi (MG)
SC13 Annot vire Scaffarels	0,48	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Annot vire Scaffarels
BR3 Annot route de Braux	0,46	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Annot route de Braux
BR10 Annot route de Braux	0,47	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Annot route de Braux
BR14 Annot route de Braux (MG)	0,43	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Annot route de Braux (MG)
RU1p Nord Annot Le Ruch	0,50	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Nord Annot Le Ruch
RUmb Nord Annot Le Ruch	0,54	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Nord Annot Le Ruch
CY1p Nord Annot Grand Coyer	0,61	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Grès	Nord Annot Grand Coyer
CY3p Nord Annot Grand Coyer	0,65	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Grès	Nord Annot Grand Coyer
CY3p Nord Annot Grand Coyer	1,07	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Grès	Nord Annot Grand Coyer
10CH1 Chalufy	0,58	Thèse CAVAILHES	Pélite	Chalufy
10CH4 Chalufy	0,65	Thèse CAVAILHES	Pélite	Chalufy
10CH5 Chalufy (MG)	0,65	Thèse CAVAILHES	Pélite	Chalufy
11CHA1 - Chasse	1,87	Thèse CAVAILHES	Pélite	Chasse
10ES3 base Estrop	2,20	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES4 base Estrop	2,19	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES7 base Estrop (MG)	2,24	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
3EV-4-24	1,97	Thèse CAVAILHES - Ech, Thèse Etienne	Calcaire - Mudstone	Estrop
10ES8a	1,48	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES8b	1,80	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES11a	2,10	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES11b	2,18	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES45	2,56	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10ES46	2,45	Thèse CAVAILHES	Pélite basculée dans faille	Estrop
11ES04	2,16	Thèse CAVAILHES	Pélite basculée dans faille	Estrop
11ES07	1,98	Thèse CAVAILHES	Pélite basculée dans faille	Estrop
11ES07 bis	2,08	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES15	2,04	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES16	1,97	Thèse CAVAILHES	Pélite basculée dans faille	Estrop
11ES19	2,02	Thèse CAVAILHES	Pélite contre faille	Estrop
11ES22	2,10	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES23	2,01	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES24	2,24	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES25	2,07	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES27	2,13	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES28	2,05	Thèse CAVAILHES	Pélite contre faille	Estrop
11ES29	2,11	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
11ES31	2,02	Thèse CAVAILHES	Pélite	Estrop
10CAY1 col Cayolle	1,18	Thèse CAVAILHES	Pélite	Col de la Cayolle
10CAY2 col Cayolle	3,09	Thèse CAVAILHES	Pélite	Col de la Cayolle
MT12 La Moutière	4,06	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Moutière
MT29 La Moutière	4,13	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite à 1 m de faille	Moutière
10PV02	4,14	Thèse CAVAILHES	Pélite à 50 m de faille	Faille de Point Vert
10PV33	4,46	Thèse CAVAILHES	Grès à plaquage de phyllosilicates	Faille de Point Vert
11PV01	//	Thèse CAVAILHES	Grès folié dans gouge	Faille de Point Vert
11PV02	//	Thèse CAVAILHES	Pélite plaqué dans gouge	Faille de Point Vert
11PV03	3,01	Thèse CAVAILHES	Pélite à 20 m de faille	Faille de Point Vert
11PV15	3,79	Thèse CAVAILHES	Pélite	Faille de Point Vert
11PV30	4,75	Thèse CAVAILHES	Pélite	Faille de Point Vert
11PV31	3,28	Thèse CAVAILHES	Pélite	Faille de Point Vert
11PV32	4,30	Thèse CAVAILHES	Pélite	Faille de Point Vert
RTp1 Caserne Restefond	4,87	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Casernes de Restefond
10DRM1	5,13	Thèse CAVAILHES	Pélite	Lac Faravel - Domillouse
11CREV01	4,92	Thèse CAVAILHES	Pélite	Creux
11CREV02	5,50	Thèse CAVAILHES	Pélite	Creux
RTp2 Caserne Restefond	5,22	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Casernes de Restefond
RTp3 Caserne Restefond	5,27	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Casernes de Restefond
RTp4 Caserne Restefond	5,32	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Casernes de Restefond
RTb-10p Caserne Restefond	5,20	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite contre faille	Casernes de Restefond
11RT07	//	Thèse CAVAILHES	Pélite	Casernes de Restefond
11RT09	//	Thèse CAVAILHES	Pélite	Casernes de Restefond
11RT22	4,54	Thèse CAVAILHES	Pélite à 1 m de faille	Casernes de Restefond
11RT23	4,78	Thèse CAVAILHES	Pélite	Casernes de Restefond
11RT24	4,37	Thèse CAVAILHES	Pélite	Casernes de Restefond
11RT25	4,46	Thèse CAVAILHES	Pélite > 100 m de la faille	Casernes de Restefond
11RT26	4,48	Thèse CAVAILHES	Pélite	Casernes de Restefond
GV1 Gias Vallonetto	6,29	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Gias Vallonetto
GV11 Gias Vallonetto	7,47	Labauve et al., 2008 - Rapport diagénèse	Pélite	Gias Vallonetto

Figure III – 3: Valeurs des R_{oil} (%), source des données, nature lithologique, situation structurale par rapport aux failles (absence de précision = hors zones de failles) et localisation géographique des échantillons.

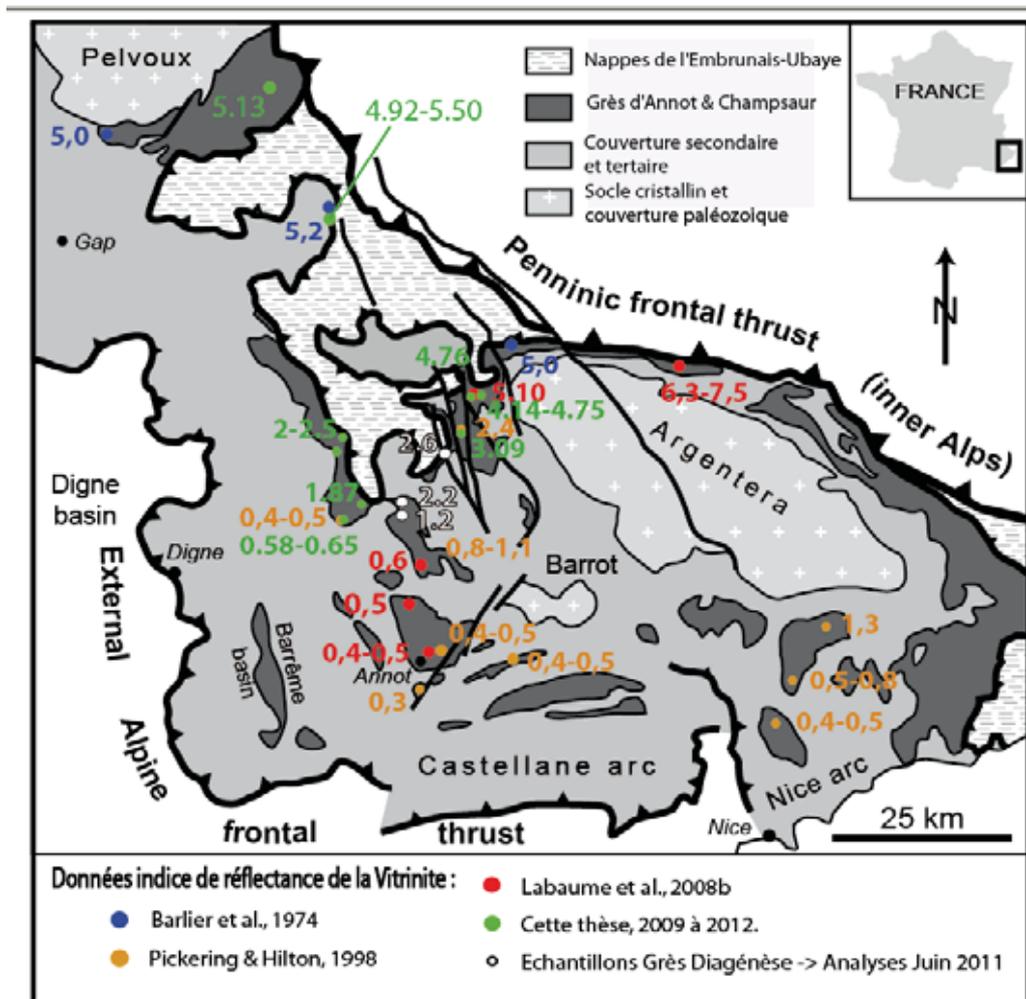


Figure III-4 : Schéma structural des Alpes du Sud-Ouest (modifié de Labaume et al., 2008b) et distribution des indices de réflectance (R0) de la vitrinite. Les nouvelles données acquises pendant cette thèse sont en vert.

Notons que les zones étudiées dans les Grès du Champsaur ne sont pas situées sur le profil de la Figure III –5C mais sont représentées sur le bloc diagramme de la figure III –5D. Si l’on projette ces données sur le profil étudié parallèlement au front actuel moyen des nappes, ces données sont en cohérence avec le profil. De fait, à cette échelle, le prisme tectonique montre une géométrie cylindrique entre les deux massifs cristallins externes de l’Argentera et du Pelvoux.

Le saut d’enfouissement présent quelques kilomètres à l’Ouest de la zone de l’Estrop est aligné (selon l’axe du front des nappes) avec le front d’érosion connu le plus à l’Ouest de la nappe du Parpaillon, dans le Champsaur. Ainsi, l’accident structural responsable de la rupture de pente en Figure III-5C&D pourrait être le chevauchement de base de la nappe du Parpaillon (mise en place en Miocène inférieur).

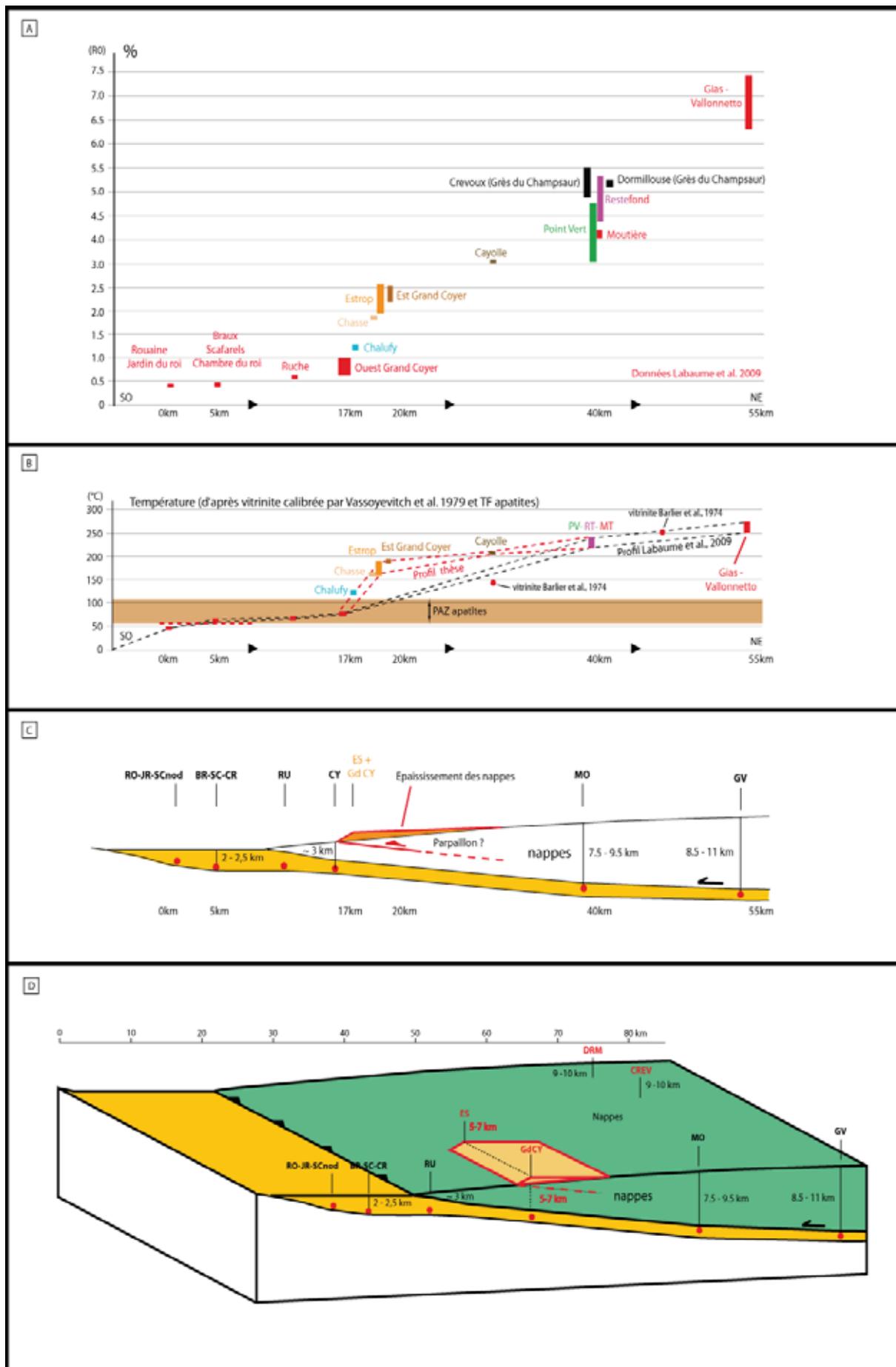


Figure III –5 : (A) Distribution des mesures du Pouvoir Réflecteur de la Vitrinite (R_{o1l}) sur un profil NE-SW transverse au bassin des Grès d’Annot (cf. figure III-2-3). (B) Distribution sur le même profil des températures maximales déterminées à partir de la

III-3-2-Synthèse sur l’état des protolithes des deux zones d’étude

Les deux zones d’étude montrent des évidences de haut degré diagénétique. La zone de l’Estrop a subi des températures maximales d’enfouissement sous les nappes comprises 160 et 190°C tandis que la zone de la Moutière-Restefond a subi une température maximale d’enfouissement comprise entre 240 et 260°C. Nous verrons dans le [chapitre IV](#) (descriptions structurales et microstructurales) et [V](#) (pétrophysique) de ce manuscrit que les états diagénétiques et mécaniques des roches hôtes des deux zones sont similaires. Nous verrons également que pour une roche hôte ayant les mêmes caractéristiques diagénétiques et mécaniques, le type de roche de faille obtenue peut être très différent en fonction du type de déformation dans la zone de faille.

IV- ARCHITECTURE DES ZONES DE FAILLE ETUDIEES ET MECANISMES DE DEFORMATION

IV- ARCHITECTURE DES ZONES DE FAILLE ETUDIEES ET MECANISMES DE DEFORMATION

Les zones d'étude de l'Estrop et de Point Vert-Restefond, sont localisées sur la [figure IV-1-1A&B](#). La zone de l'Estrop est située 25 kilomètres au W-SW de la zone de Point-Vert Restefond. Cette partie du manuscrit donne une description des deux zones d'étude.

IV-1-Zone de l'Estrop

La zone de l'Estrop se présente sous la forme d'un cirque ouvert vers le sud-ouest, aux sources de la Bléone. Ce cirque est essentiellement incisé dans la Trilogie Nummulitique (calcaires à Numulites, Marnes Bleues, Grès d'Annot et Schistes à Blocs ; [Fig. IV-1-1](#)) qui affleure entièrement. Les nappes de l'Embrunais-Ubaye sont présentes sur les crêtes sommitales de l'Est du cirque. Les Grès d'Annot ont atteint dans cette zone une température maximale comprise entre 170°C et 200°C, estimée à partir de l'analyse du pouvoir réflecteur de la vitrinite et correspondant à un enfouissement sous les Nappes de l'Embrunais-Ubaye compris entre 5.5 et 8 km si on assume un gradient géothermique de 25 à 30°C/km (cf. [Partie III](#)).

Après une description générale détaillée du faisceau de faille de l'Estrop, nous décrirons successivement les principaux éléments structuraux et les mécanismes de déformation associés responsables des différents degrés de développement des zones de failles.

IV-1-1- Données cartographiques et coupes structurales

Le cirque de l'Estrop

La [Figure IV-1-1B](#) montre une coupe d'orientation E-W qui recoupe les structures d'échelle kilométrique de la partie interne de la nappe de Digne, la zone de l'Estrop correspondant à la partie ouest de cette coupe ([Fig. IV-1-1C](#)). Les calcaires crétacés (plissés à l'échelle déca-hectométrique) ont un pendage général vers le N-E et sont recouverts en discordance par la Trilogie Nummulitique qui présente un pendage moyen de 30° vers le NE.

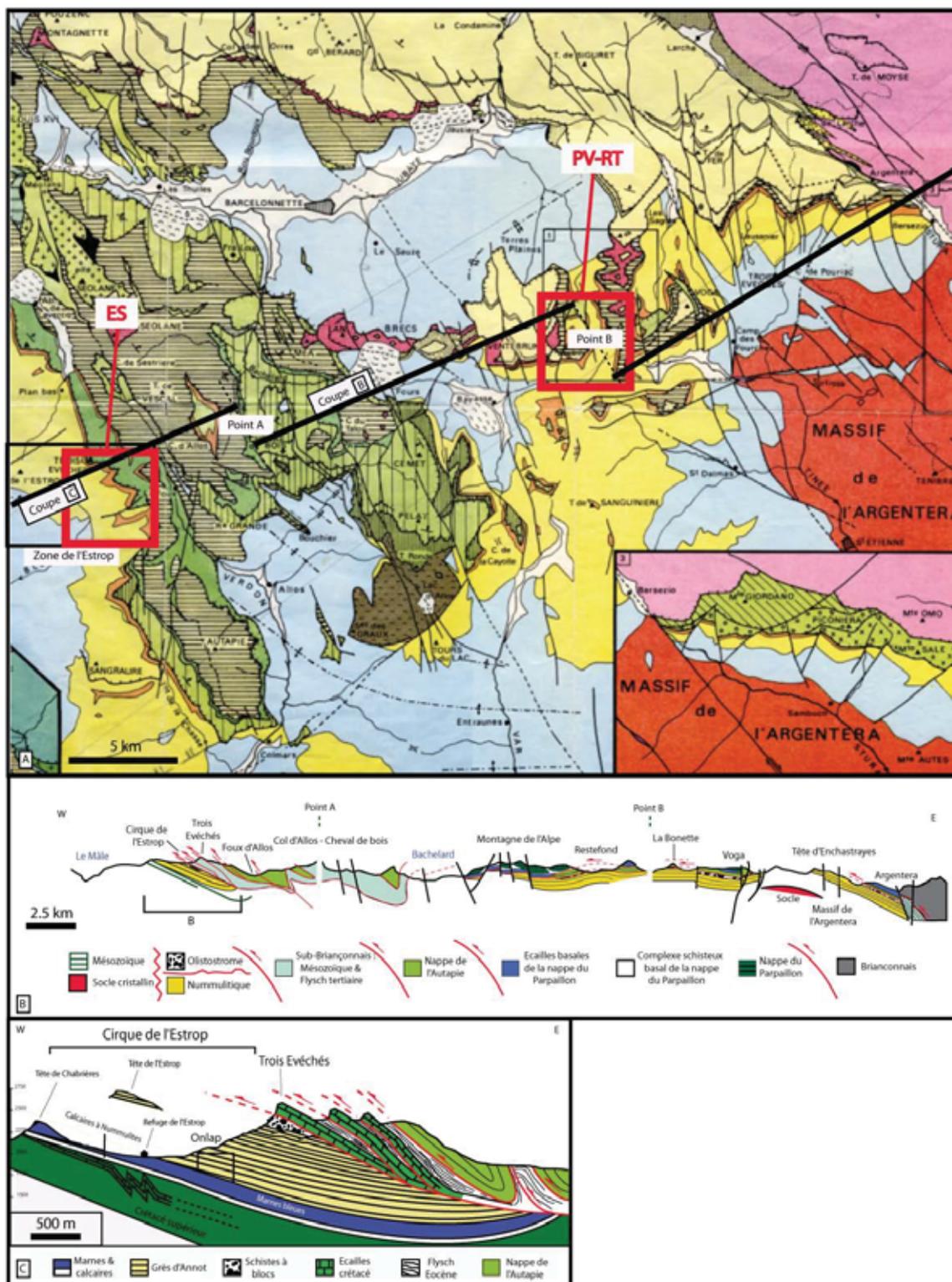


Figure IV – 1- 1 : (A) Schéma structural de la zone de l'Ubaye, du Haut Verdon et de la Haute Tinée (Kerckhove, 1969) et localisation de la zone d'étude de l'Estrop (ES) et de Point Vert-Restefond (PV-RT). (B) Coupes structurales associées modifiées de Kerckhove (1969) et localisation de (C) la coupe structurale de la zone de l'Estrop.

Les Grès d'Annot reposent en d'overlap sur les Marnes Bleues. La partie sommitale des Grès d'Annot et les schistes à blocs sont affectés par des failles normales à pendage faible vers l'Ouest (voir [Chapitre IX-3](#)). Ceux-ci sont surmontés par trois écailles sub-Briançonnaises, chacune composées du couple lithologique calcaires crétacés (formant la cime des Trois Evêchés) – flysch Eocène. Enfin, le flysch dissocié de l'Autapie, d'âge Crétacé Supérieur (Sénonien) chevauche ces écailles subbriançonnaises et conditionne les morphologies peu escarpées du Col d'Allos ([Kerckhove, 1969](#)). Le chevauchement des nappes de l'Embrunais-Ubaye possède un pendage similaire à celui de la stratification générale de son substratum. Il correspond à un palier de bloc supérieur (base des carbonates crétacé) sur un palier de bloc inférieur (sommets des Schistes à Blocs). Le pendage général vers le NE correspond au plissement de la Nappe de Digne, postérieur à la mise en place des Nappes de l'Embrunais-Ubaye.

La cartographie de la zone du cirque de l'Estrop a été réalisée à partir de campagnes de terrain et de photographies aériennes (BRGM FD04x029_01934 ; résolution de 30 cm/pixel ; [Fig. IV-1-2A](#)). Le schéma structural présenté en [figure IV-1-2B](#) synthétise les observations.

Deux principales familles de failles ont été identifiées :

(1) Des failles d'orientation N-S à cinématique normale et à faible pendage vers l'Ouest (inférieur à 15°) recoupent les bancs turbiditiques sommitaux de la série des Grès d'Annot et les schistes à blocs. L'épaisseur de ces derniers est supérieure dans le bloc de toit de ces failles normales. Ces failles sont interprétées en [partie IX-3](#) comme antérieures au plissement général responsable des pendages observés sur la zone.

(2) Deux familles principales de fractures et de failles de fort pendage sont présentes sur la zone de l'Estrop. La première est orientée N020-N030E, la seconde est orientée N050-070E. Ces fractures se recoupent entre elles et semblent, de ce fait, avoir eu des activités synchrones. Dans le but de discuter leur répartition spatiale, nous avons réalisé des histogrammes de densité de fractures dans les intervalles gréseux à partir des photographies aériennes (résolution 30cm/pixel). A échelle kilométrique, ces fractures sont distribuées en groupe de longueurs d'onde hectométriques dans lesquels la densité de fracturation est relativement homogène ([Fig. IV-1-3](#)).

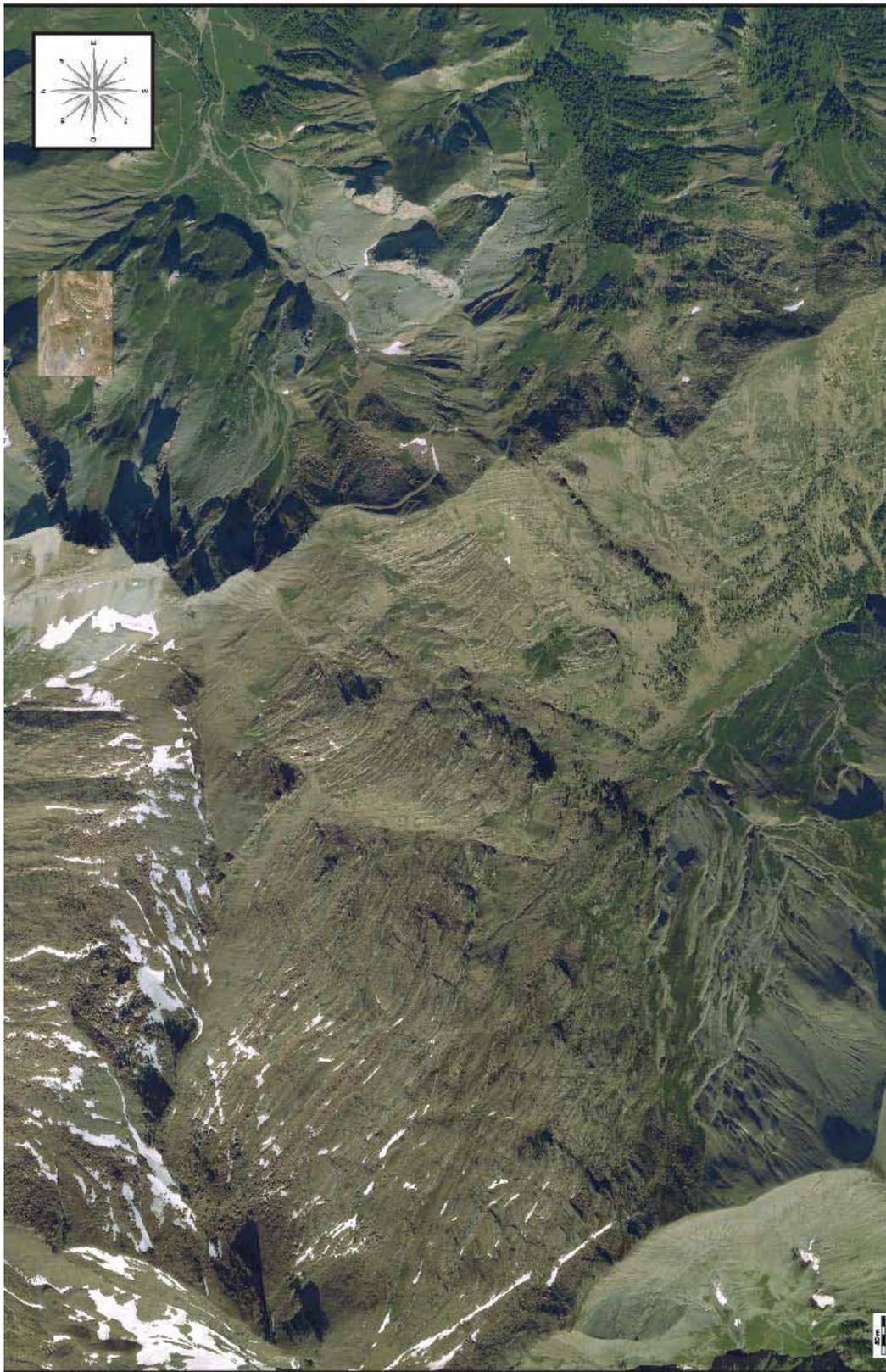


Figure IV – 1- 2A : Photographie aérienne du cirque de l’Estrop correspondant à notre zone d’étude. Photographie BRGM FD04x029_01934. Le pixel correspond à un carré de 30 cm de côté.

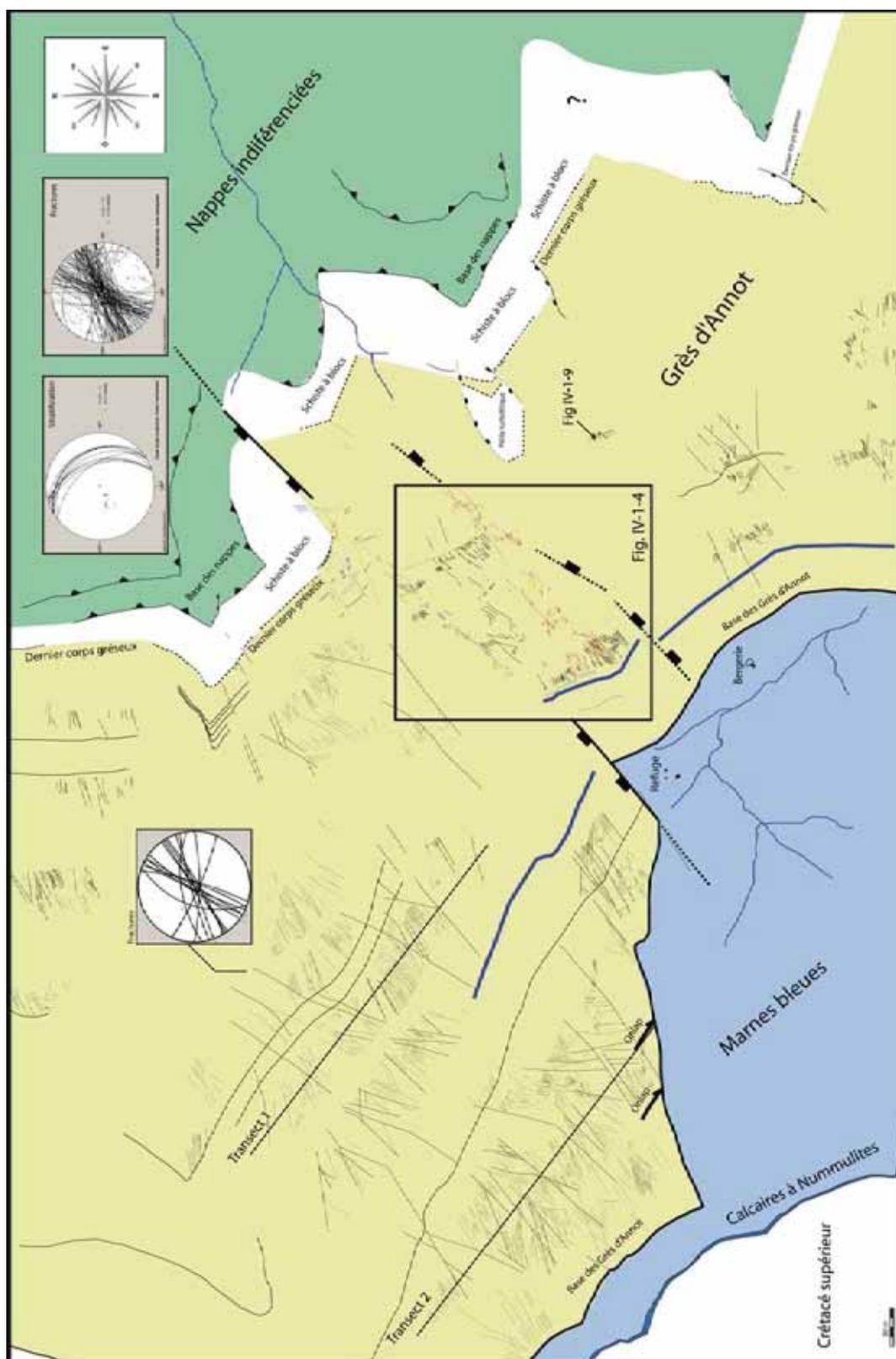


Figure IV 1-2B : Schéma structural du cirque de l'Estrop établi à partir de la Photographie BRGM FD04x029_01934. Voir texte pour commentaires.

A l'échelle hectométrique, les intervalles pélitiques montrent une plus faible quantité de fractures. Ce fait est principalement dû aux moins bonnes conditions d'affleurement des niveaux pélitiques, géomorphologiquement moins marqués. Nous verrons qu'à l'échelle de l'affleurement, une fracturation des pélites est néanmoins présente.

Cette densité relativement homogène de fracturation constitue une hétérogénéité structurale de premier ordre dans le système étudié.

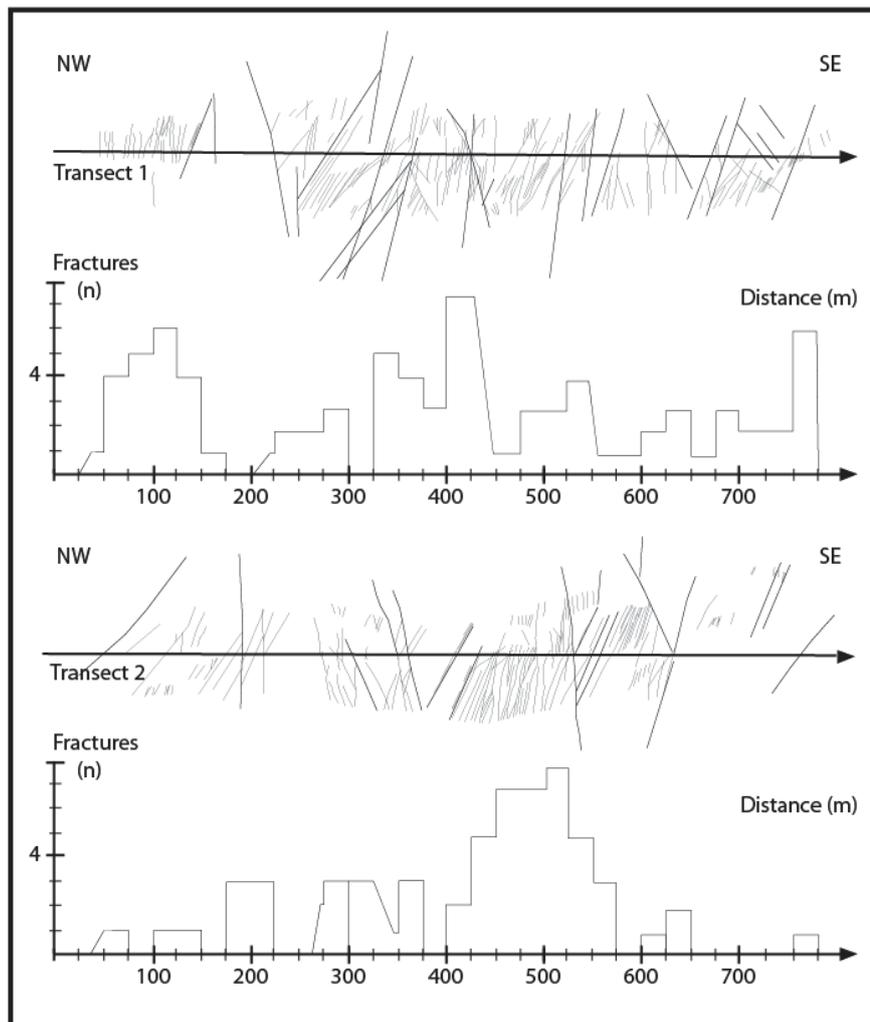


Figure IV – 1- 3 : Densité de fracturation dans les bancs gréseux de la partie ouest du cirque de l'Estrop. Les transect 1 & 2 sont situés sur la Figure IV-1B.

La photo aérienne interprétée (Fig. IV-1-4) et la coupe (Fig. IV-1-5) montrent deux zones de failles principales (N030E) d'une largeur pluridécamétrique, recoupant toute l'épaisseur des Grès d'Annot, , et espacées d'environ 300m. La zone de failles nord a un rejet de l'ordre de 50 m avec le compartiment nord-ouest abaissé tandis que la zone de failles sud a un rejet de 35 m avec le compartiment sud-est abaissé. Ces zones de failles apparaissent très segmentées. Ces segments de failles sont d'orientation N030E et N060E et coexistent dans une même zone de failles. Les cinq principales zones d'étude présentées dans ce chapitre sont localisées sur la figure IV-1-4 : les zone du Cairn, du Replat, de la baisse de l'Aiguille et la zone à « *Sandstone smear* », ainsi que la surface structurale de la Tourbière, dans le compartiment séparant les deux zones de failles.

Les zones du Cairn et du Replat sont situées sur la zone de failles nord. La faille du Cairn correspond à la faille principale, alors que la faille du Replat est une faille satellite abaissant son bloc sud avec un rejet plurimétrique (Fig. IV-1-5). La zone à « *sandstone smear* » est située dans la partie extérieure de la zone d'endommagement sud de la zone failles nord et possède un rejet métrique.

La zone de failles sud est d'orientation générale N030E mais est cependant fortement segmentée entre les deux orientations majeures de la zone, N030 & N060E. La faille nord de la baisse de l'Aiguille est orientée N030E tandis que la faille Sud est orientée N060E. Ces failles, espacées d'une quarantaine de mètres, possèdent un rejet de 25 m pour la faille nord et 16 m pour la faille sud, avec les blocs sud abaissés (Fig. IV-1-5). .

Entre les faisceaux de failles du Cairn et de la Baisse de l'Aiguille, les bancs grésopélitiques de la Tourbière sont affectés par 5 failles à rejets métriques (Fig. IV-1-6). La fracturation en périphérie y est très bien développée, dans des couloirs fracturés d'épaisseur centimétrique à plurimétrique et nés à partir de l'interaction entre les deux orientations principales N030E et N060E.

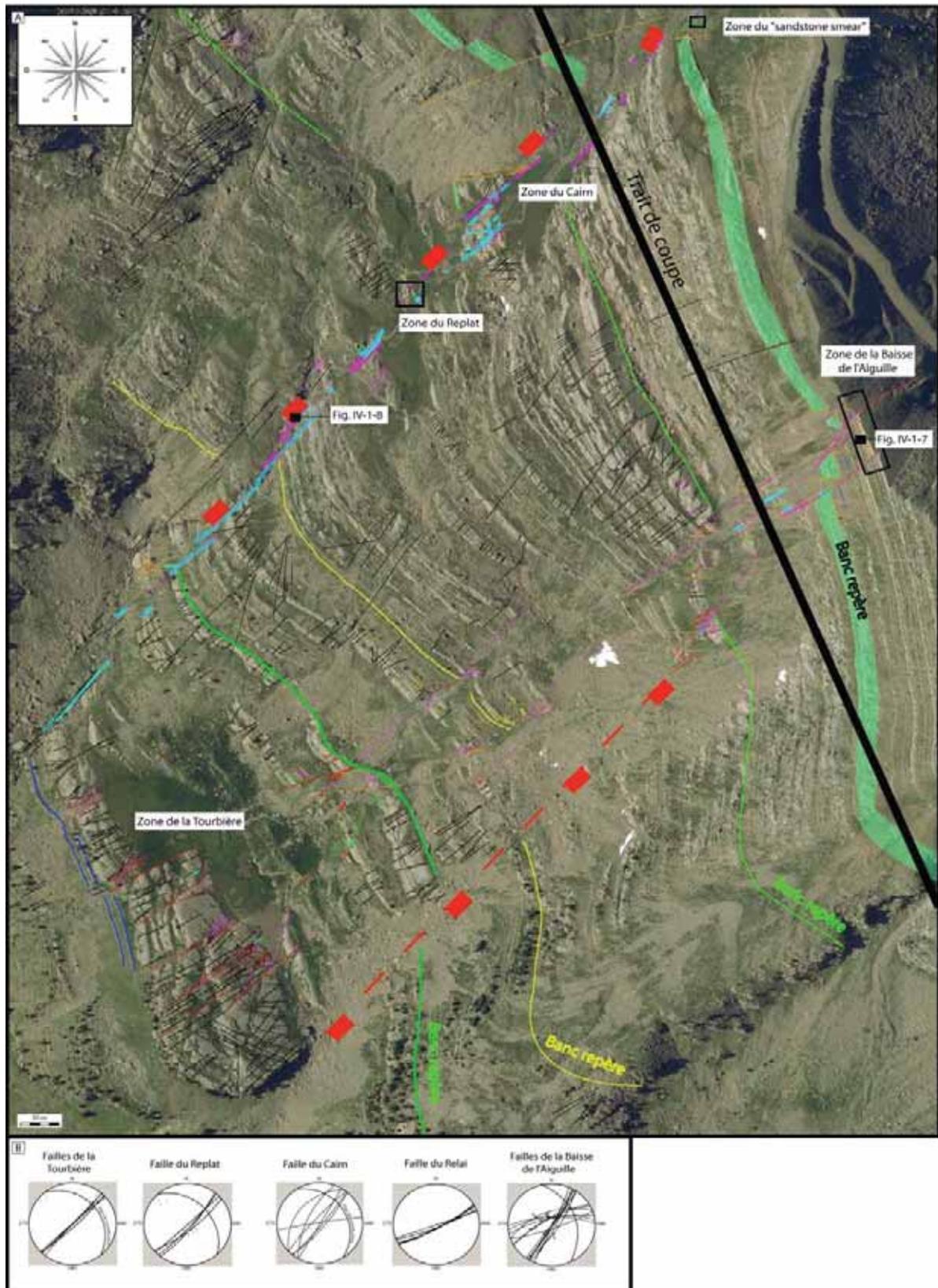


Figure IV – 1- 4 : Schéma structural de la zone d'étude de l'Estrop et localisation des principaux affleurements de failles étudiés : zones du Cairn, du Replat, de la Baisse de l'Aiguille, de la Tourbière et du « *Sandstone smear* ». Localisation sur la [figure IV 1-2B](#).

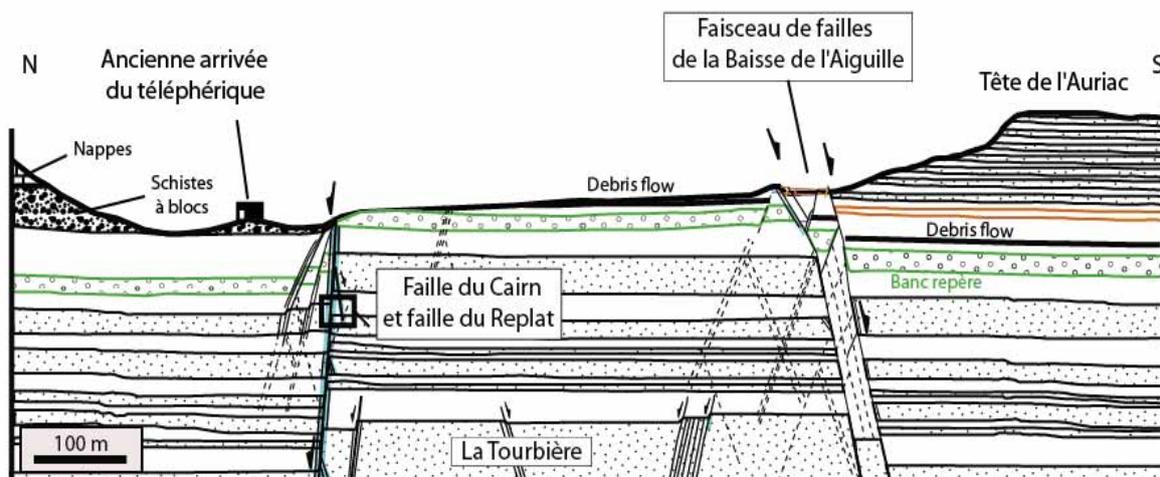


Figure IV – 1- 5 : Coupe structurale de la zone d'étude et ses deux faisceaux de failles principaux, nord (faisceau de la faille du Cairn) et sud.(faisceau de failles de la Baisse de l'Aiguille). Les pointillés représentent les principaux couloirs fracturés. Localisation de la coupe sur la [figure IV-1-4](#).

IV-1-2- Description d'affleurements et géométries de zones de failles associées

Dans cette section, nous présentons différents affleurements sélectionnés comme représentatifs de failles de différents degrés de développement et permettant de décrire les principaux motifs structuraux observés à l'échelle de l'affleurement. Les structures correspondantes d'échelle centi-millimétrique sont présentées à partir des échantillons et lames minces décrits dans la section suivante.

a) Géométries d'initiation de failles -

Les interactions entre les deux orientations (N030 et N060E) de fractures affectant la zone de l'Estrop sont illustrées sur la [Figure IV-1-6B](#). Dans cet exemple choisi comme représentatif, la géométrie en plan des fractures en échelons de l'une des deux directions (N065E) définit l'orientation générale des accidents de plus grande échelle orienté selon l'autre direction (N030E). La réciproque a également été observée. Ces observations démontrent l'intime association entre les deux orientations de fractures et leur genèse commune.

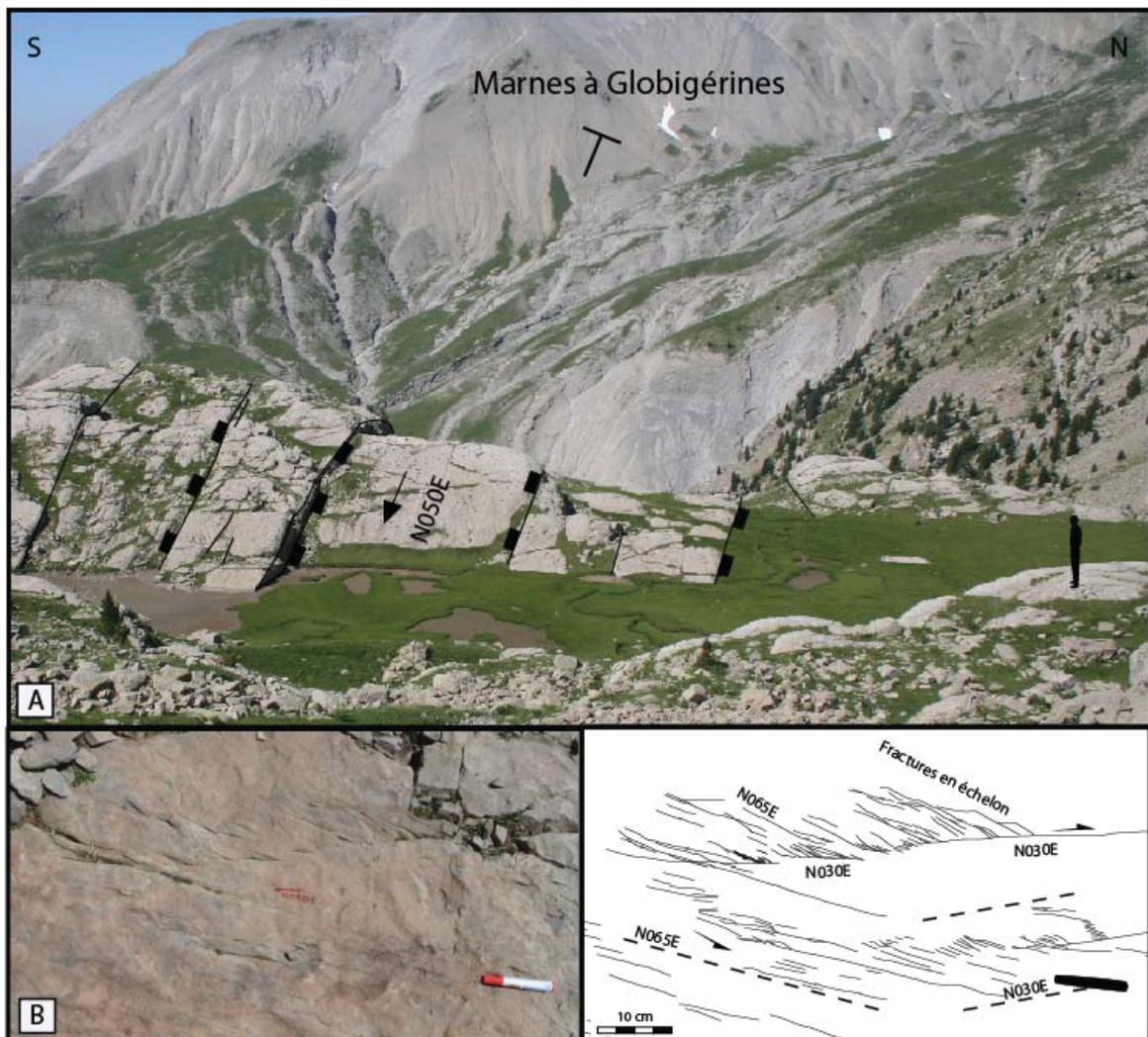


Figure IV – 1- 6 : (A) Surface structurale de la Tourbière et couloirs fracturés associés (localisation sur la figure IV-1-4). (B) Relations entre les deux orientations principales de fractures (N030E et N060E) typiques de la zone Estrop, observées sur la dalle de la Tourbière. La géométrie en échelons de l’une (N060E) contrôle l’orientation de l’autre (N030E).

La [Figure IV-1-7](#) montre la géométrie en coupe suivant laquelle s’organisent les fractures dans le cas d’une faille normale à faible rejet (15 cm) affectant un corps hétérolithique composé de bancs centimétriques de grès fins et de niveaux pélitiques d’épaisseur équivalente. Les fractures subverticales s’organisent en échelons de faille normale dont l’enveloppe correspond au pendage de la future zone de faille ([Fig.IV-1-7A&B](#)). Dans ce cas, niveaux de grès d’épaisseur centimétrique et pélites sont affectés de façon similaire [IV-1-8](#) par ces fractures non scellées. L’accumulation du rejet induit la rotation des microlithons définis par les fractures centrales du couloir ([Fig.IV-1-7C](#)).

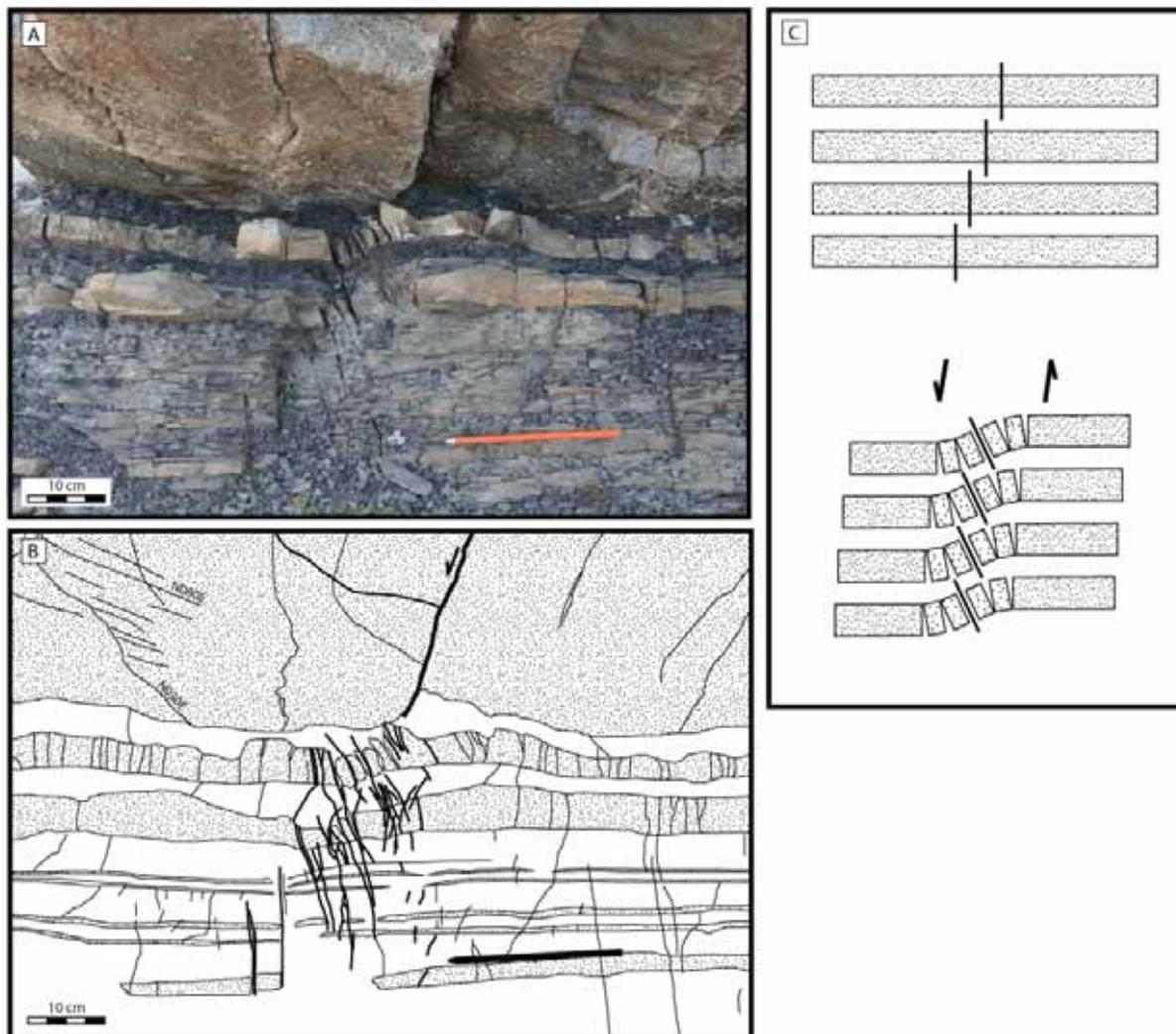


Figure IV – 1- 7 : Géométrie d’initiation d’une faille à rejet centimétrique (pendage nord) située entre les deux failles majeures de la Baisse de l’Aiguille (localisation sur la figure IV-1-4) . (A) Photographie d’affleurement. (B) Interprétation structurale. (C) Schéma conceptuel de la géométrie en échelons d’initiation et de son basculement ultérieur associé à l’accumulation du rejet.

La Figure IV-1-8 (localisation en fig. IV-1-5) montre l’initiation de deux failles normales à pendages antithétiques définissant un graben. La faille nord a un rejet décimétrique, la faille sud possède un rejet centimétrique. Ces failles affectent un banc de grès grossier d’épaisseur pluri-décimétrique, un banc de grès fin décimétrique, et un intervalle décimétrique à dominante pélitique. L’expression de la déformation associée à la faille est contrastée en fonction de la lithologie affectée : (1) dans les pélites, la faille se matérialise pour un plan franc à l’endommagement limité ; (2) dans les grès fins, la faille se matérialise

par un plan franc, une zone d'endommagement jusqu'à centimétrique définie par des fractures sub-perpendiculaires à la stratification ; (3) dans le grès grossier, la faille se matérialise par une zone d'endommagement plus large (décimétrique). A la base du banc épais, l'intense fracturation de la zone endommagée de bloc inférieur a permis l'initiation d'un crochon par rotation et entraînement des microlithons séparés par les fractures. Toutes les fractures sont scellées par du quartz.

Cette observation suggère que le type de déformation est contrôlé par au moins l'un des deux paramètres suivants : (1) l'épaisseur des couches de grès vs celle des niveaux pélitiques (2) la granulométrie.

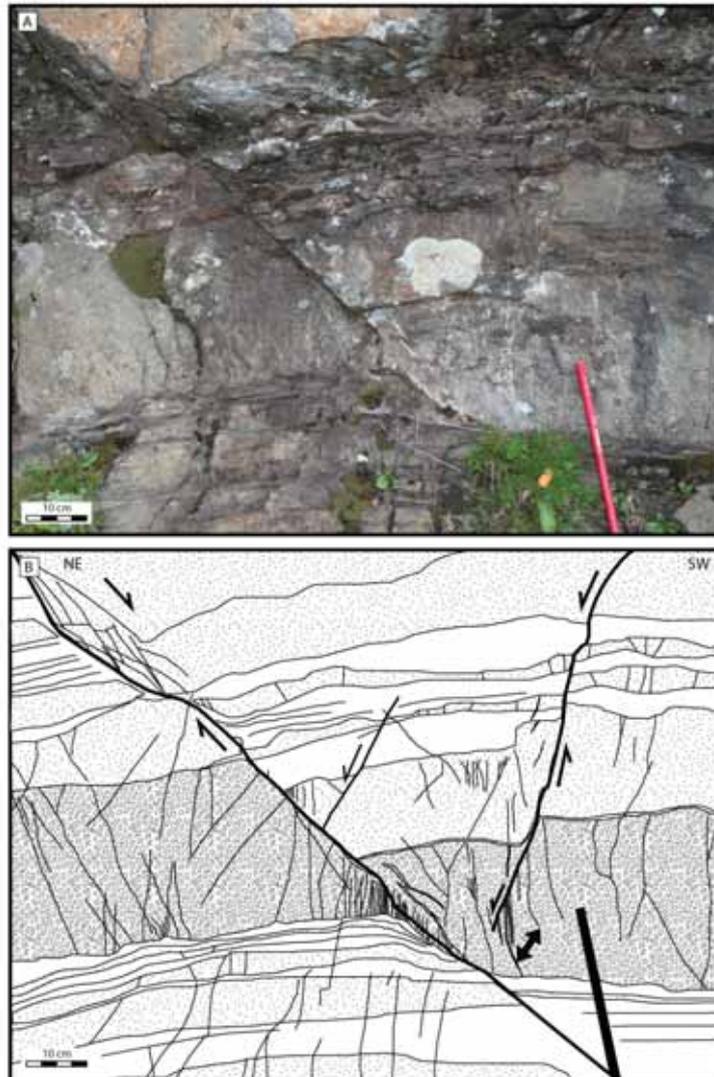


Figure IV – 1- 8 : Géométrie d'initiation d'une faille à rejet décimétrique située à 5 mètres de la faille du Cairn (localisation sur la [figure IV-1-4](#)). (A) Photographie d'affleurement. (B) Interprétation structurale. Les fractures à scellement de quartz sont situées dans les niveaux de gréseux.

b) Géométrie en « sandstone smear »

L'étirement des niveaux argileux par mécanisme de *claysmear* est fréquent dans les zones de failles affectant des séries stratifiées à fort contraste mécanique entre couches (Zee & Urai, 2005 ; Fossen, 2010). Dans le cas de la zone de l'Estrop, nous avons observé des géométries de même type, mais dans lesquelles se sont les bancs gréseux qui présentent un étirement permettant leur connexion à travers la zone de faille (Fig. IV-1-9&10). A l'échelle de l'affleurement, nous nommons cette géométrie « *sandstone smear* », mais nous verrons à l'échelle centimétrique que les mécanismes de la déformation responsables de ce type de géométrie sont bien des mécanismes cassants. A notre connaissance, de telles structures n'ont jamais été décrites. Cependant, la figure IV-1_9-E montre un exemple similaire que nous avons observé dans la formation turbiditique de Lungtong (Eocène supérieur), dans le nord-est de l'île de Taiwan.

Les bancs de grès arkosiques présentés en Figure IV-1-9 & 10 sont d'épaisseur pluridécimétrique (C) à métrique (A, B & C) et sont affectés par des failles normales de rejet compris entre 2 et 5m. Les plans de failles (N030E-70°S) montrent des plaquages de quartz et des stries à fort pitch (70-90°). Les bancs de grès décimétriques, i.e. d'épaisseur inférieure au rejet, affectées par la zone de faille montrent une « queue » étirée (Fig.IV-1-10A&C) ou sigmoïdale (Fig.IV-1-10B,E&F) assurant la continuité du banc à travers la zone de faille. Cette géométrie est systématique puisqu'observée pour plusieurs bancs le long de la même zone de faille (Fig. IV-1-9), ainsi que sur plusieurs autres failles du cirque de l'Estrop.

La roche de la zone cœur de faille est macroscopiquement constituée par un assemblage de grès et de ciment de quartz à texture majoritairement bréchique (Fig. IV-1-10). Les clastes de grès sont de taille centimétrique à millimétrique et de forme anguleuse (Fig. IV-1-10C, C' D, E & F). La quantité de ciment dans la roche de faille est variable et occupe environ entre 1/3 et 2/3 la surface totale en fonction de la zone observée (Fig. IV-1-10E). Les fractures, à remplissage de quartz, sont préférentiellement orientées avec un angle de l'ordre de 80° par rapport aux plans principaux (Fig. IV-1-10 E). Cette relation géométrique entre cisaillement et fractures suggère un lien génétique de type cisaillement C – fractures T au sens de Riedel (1929). En plan, on retrouve également deux familles de fracturations (N030E et N060E) se recoupant l'une et l'autre et se branchant sur les plans de cisaillements principaux.

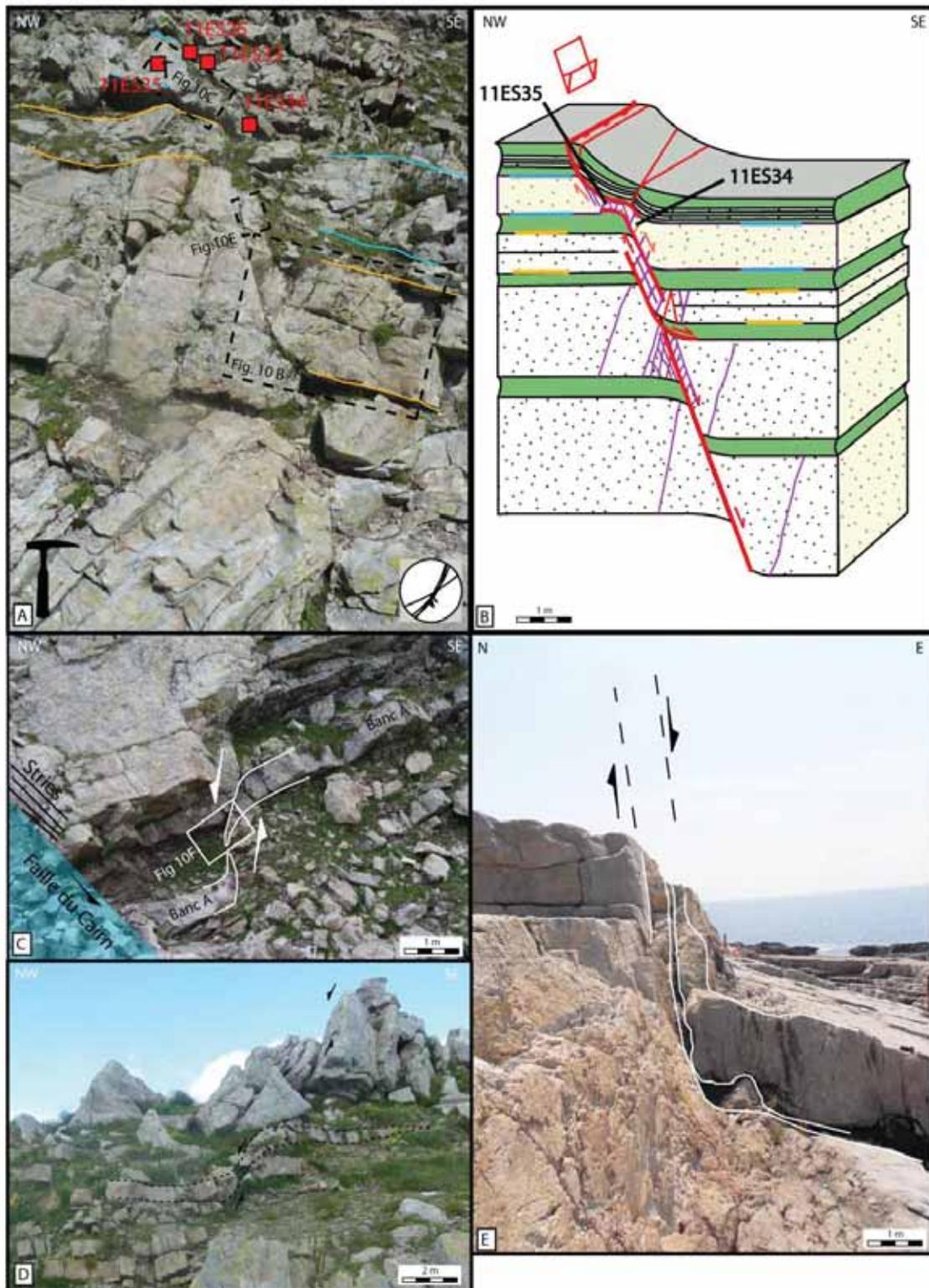


Figure IV – 1- 9 : Géométrie en « *sandstone smear* ». (A) Affleurement localisé sur la [figure IV-1-4](#). (B) Interprétation structurale de l’affleurement (A). (C) Géométrie similaire associée à une faille d’endommagement de la faille du Cairn (même localisation que [fig.IV-1-8](#)) (D) Géométrie similaire associée à une faille de rejet métrique à la Baisse de l’Auriac. (E)

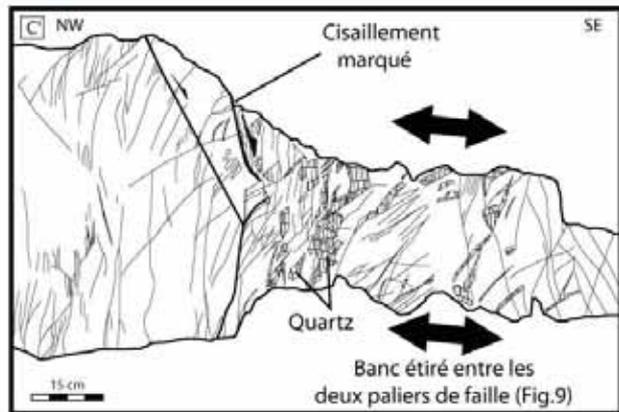
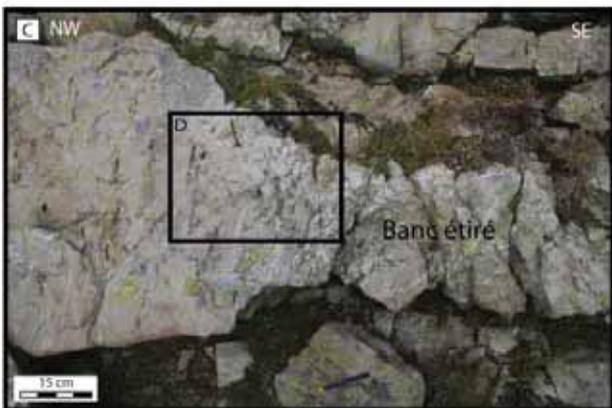
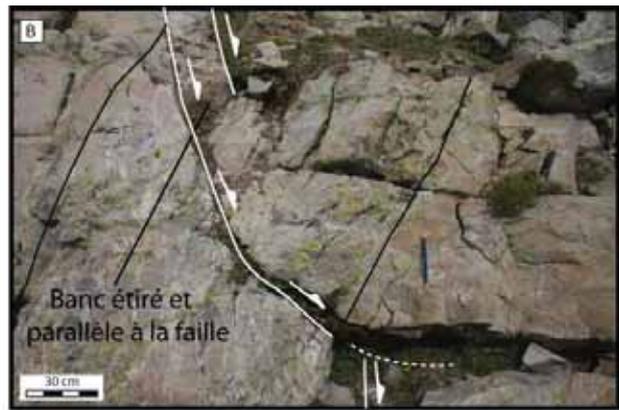
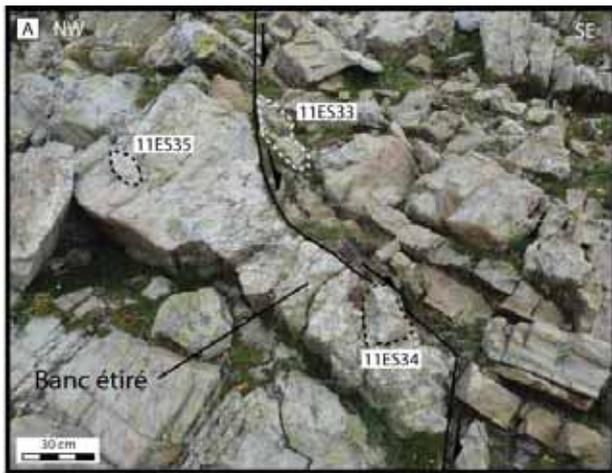


Figure IV – 1- 10: Détails de la géométrie macroscopique en « *sandstone smear* » (Photos localisées sur la figure IV-1-9). (A) Géométrie d'étirement de queue associé à un reliai extensif situé entre deux paliers de failles normales et localisation des échantillons. (B) Zone de relais entre la faille se couchant dans les pélites et le banc de grès étiré dans la zone de faille. (C&D) Détails de la queue (A) étirée, fracturée et scellée par le quartz. (E) Détails d'une queue étiré dans la zone de faille ; fracturation et bréchification selon des plans T de Riedel et scellement de quartz. (F) Evidences pour le comportement cassant des pélites ne montrant pas de crochons au voisinage de la faille.

Les pélites ne montrent pas de géométries d'étirement équivalentes mais sont recoupées par les surfaces de failles.

La zone d'endommagement est constituée par des fractures d'épaisseur millimétrique à centimétrique verticales ou à pendages antithétiques de pendages autour de 60°S et 60°N scellées par du quartz (Fig. IV-1-10). La densité de ces fractures augmente pour devenir maximale au voisinage de plans mieux marqués car permettant un passage franc au grès encaissant (Fig. IV-1-10C&C'). Les fractures se recoupent entre elles ou se branchent sur une fracture d'ordre supérieur. La courbure générale de la couche à l'approche du plan de faille principale est cohérente avec le mouvement de la faille normale et est en partie assurée par les fractures-failles à remplissage de quartz. le nombre de ces fractures est supérieur à proximité de la faille qu'à distance de la faille (Fig. IV-1-10C&C').

-c) Faille à rejet métrique affectant une lithologie mixte grès-pélites

La Figure IV-1-11 montre le rôle de l'accumulation de rejet (rejet métrique) sur la nature de la roche de faille en milieu stratifié grésopélitique. La faille, d'orientation N060E, met en contact le bloc de toit composé d'un banc de grès d'épaisseur décimétrique et le bloc de mur composé par ce même banc (rejet inférieur à l'épaisseur du banc) et des alternances centimétriques pélitico-gréseuses sous-jacentes. Deux principaux types de roches de failles sont présents ; (1) le premier type est systématiquement au contact des grès, i.e. soit lorsque la faille assure un contact grès-grès, soit du côté des grès lorsque la faille assure un contact entre grès et niveau hétérolithique, (2) le second type est systématiquement au contact du niveau hétérolithique (Fig. IV-1-11).

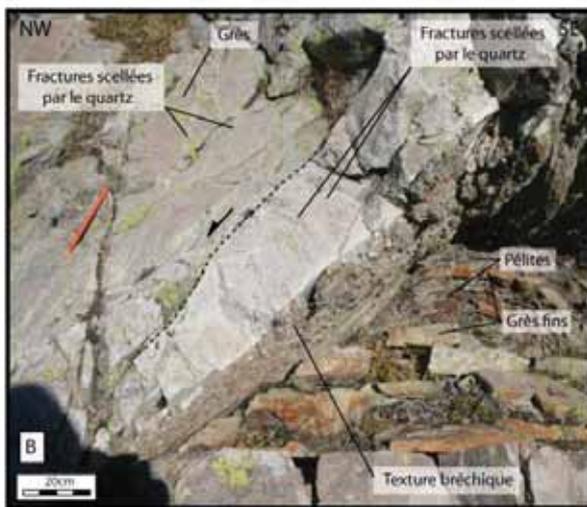
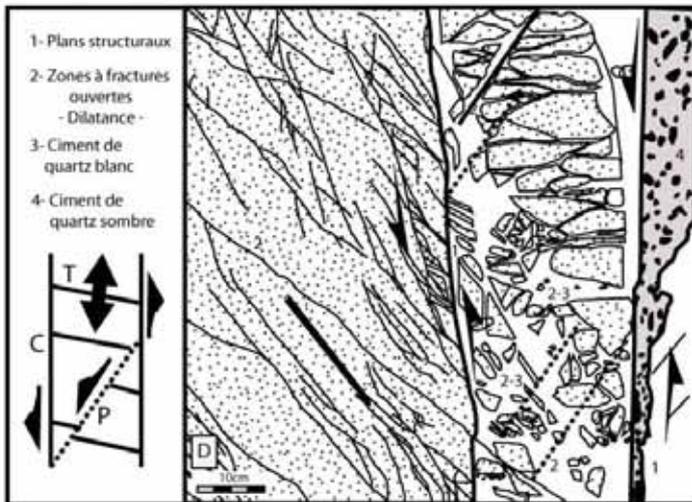


Figure IV – 1- 11: Relations entre le type de roche de faille et la lithologie du protolithe sur une faille à rejet métrique. (A) Vue générale de l’affleurement situé à 30 mètres au sud-est de l’affleurement du Cairn (localisation sur la figure IV-1-4). (B) Contact grès-pélite et roches de failles associées. (C&D) Détail des deux types de roches de failles respectivement au contact du grès et des niveaux hétérolithiques : (1) grès fracturé abondamment scellé par un ciment de quartz limpide et (2) brèche de pélites et de grès fin à ciment de quartz sombre.



(1) La roche de faille au contact des grès est composée d'une bande large d'une vingtaine de centimètres de grès fracturé abondamment minéralisé de quartz. Ces fractures sont espacées d'un à trois centimètres et individualisent des éléments de grès centimétriques. Une partie d'entre elles font un angle de l'ordre de 80° avec les deux plans de cisaillement principaux et se brachent dessus. Ce fait suggère un fonctionnement en fracture T au sens de Riedel (Riedel, 1929). Une autre partie des fractures font un angle de 20-25° ouvert dans le sens du cisaillement ; ceci suggère une géométrie de type plan P au sens de Riedel (1929 ; Nicolas, 1986).. L'ensemble des fractures individualisant les éléments de grès hôtes ont un déplacement d'ouverture jusqu'à centimétrique et un scellement de quartz total. Localement, la proportion de ciment est nettement supérieure à celle occupée par les grès.

(2) La roche de faille au contact du niveau hétérolithique est d'épaisseur décimétrique et composée d'un mélange de clastes arrondis de grès fin de taille jusqu'à centimétrique, de clastes de pélites millimétriques à centimétriques et d'un ciment de quartz sombre. Les clastes de grès fins ne sont macroscopiquement pas déformés et sont de lithologie similaire à celle des bancs de grès minces présents dans les niveaux hétérolithiques.

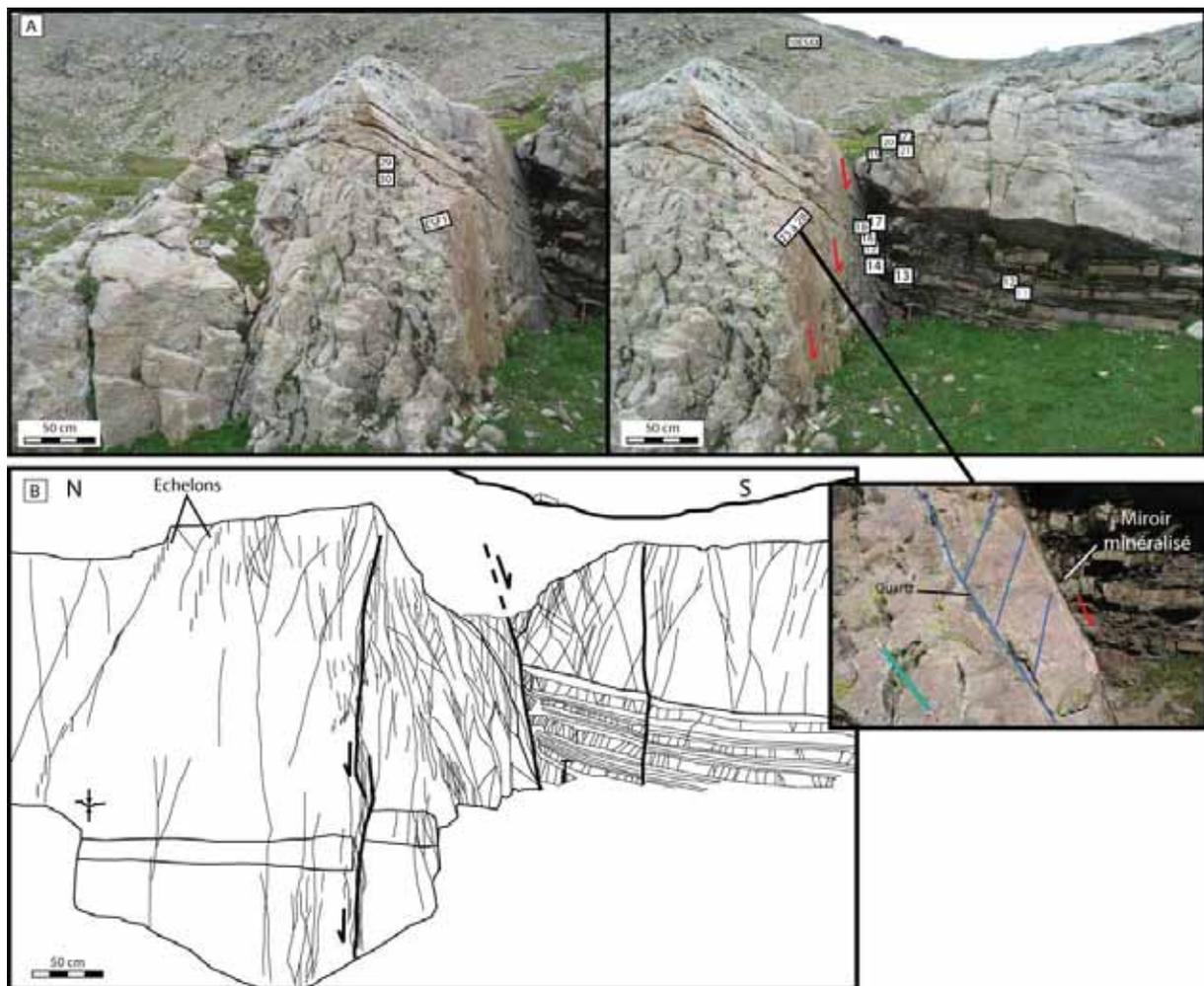
Ainsi, le fait que le premier type de roche soit systématiquement au contact du grès faillé et que le second type se trouve au contact d'un corps hétérolithique suggère que ces différents types de roche de faille ont un lien génétique simple avec la lithologie affectée dans le cas d'une faille à faible rejet.

d) Faille à rejet plurimétrique affectant une lithologie mixte grès-pélites

- Affleurement de la faille du Replat -

La faille du Replat fait partie de la zone de failles majeure nord (Fig. IV-1_4) et correspond à une faille secondaire à rejet entre 3 et 5 mètres antithétique de la faille principale (Fig. IV-1-12). Cette faille met en contact un bloc de toit composé d'un niveau hétérolithique grésopélitique et d'un banc de grès métrique sus-jacent, et un bloc de mur composé d'un niveau de grès massif d'épaisseur plurimétrique. Du côté du bloc inférieur, la

faille est composée d'un plan principal minéralisé de quartz strié (5 mm à 1 cm d'épaisseur). Au mur de celui-ci, se trouve une zone endommagée de 2 mètres d'épaisseur intensément fracturée dont les fractures, orientées N030 et N060E à pendage sub verticaux (75° à 90°), se recoupent mutuellement. Cette zone est limitée au nord par une faille normale antithétique à rejet décimétrique. Plus au nord, la fracturation est de faible densité, avec des fractures scellées par du quartz isolées ou disposés en échelons de failles normales. Le banc de grès du bloc de toit est fracturé, par des fractures à pendage subvertical, sur quelques décimètres de largeur le long du plan principal, et est affecté par une faille normale secondaire à pendage sub vertical et rejet décimétrique (bloc nord affaissé). Les bancs gréseux fins et les pélites de l'intervalle hétérolithique sont fracturés, de façon homogène par des fractures à pendage subverticaux et séparées de quelques centimètres.



e) Faille à rejet décimétrique affectant une lithologie mixte-

- Affleurement de la faille de la Baisse de l'Aiguille -

La **Figure IV-1-13** est une photographie interprétée sur laquelle le pendage des couches et la pente du versant autorisent une vision en coupe géologique. La planche de la **Figure IV-1-14** montre les deux failles principales et l'intervalle d'une trentaine de mètres les séparant.

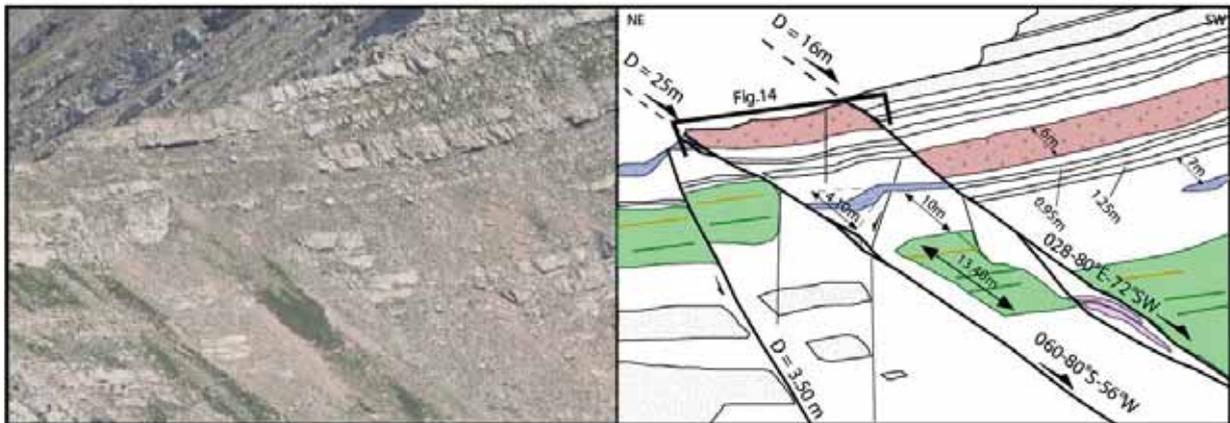


Figure IV – 1- 13 : Interprétation structurale de la zone de failles de la Baisse de l'Aiguille (localisation sur la figure IV-1-4). Celle-ci est composée de deux failles principales à pendage vers le sud et à rejet décimétrique. Le niveau de grès massif schématisé en vert est figuré en vert sur les figures IV-1-4 & 5.

Les plans principaux de ces deux failles sont orientés $060-80^{\circ}S-56^{\circ}W$ pour la faille nord et $028-80^{\circ}E-72^{\circ}SW$ pour la faille sud. Les rejets, vers le sud, sont de 25 m pour la faille nord et 16 m pour la faille sud. Dans les grès, les zones « cœur de faille » prennent la forme d'un plan individualisé, strié et minéralisé de quartz, bordées sur quelques décimètres de largeur par une brèche minéralisée de quartz dans le cas des failles principales. Dans les pélites, un ou deux plans de glissement non minéralisés sont présents. Dans ce second cas, les pélites sont basculées entre les deux plans de glissements en cohérence avec le mouvement de la faille (partie abaissée vers le bloc de toit).

La zone intermédiaire entre les deux failles principales comporte 3 failles à rejet métrique espacées d'environ 7 mètres, d'orientation $N060E$, $N030E$, $N060E$ et possédant leur propre zone d'endommagement (**Fig. IV-1-13,14 & 15**). La zone d'endommagement de ces failles à rejet métrique s'étend de façon symétrique de part et d'autre de la faille.

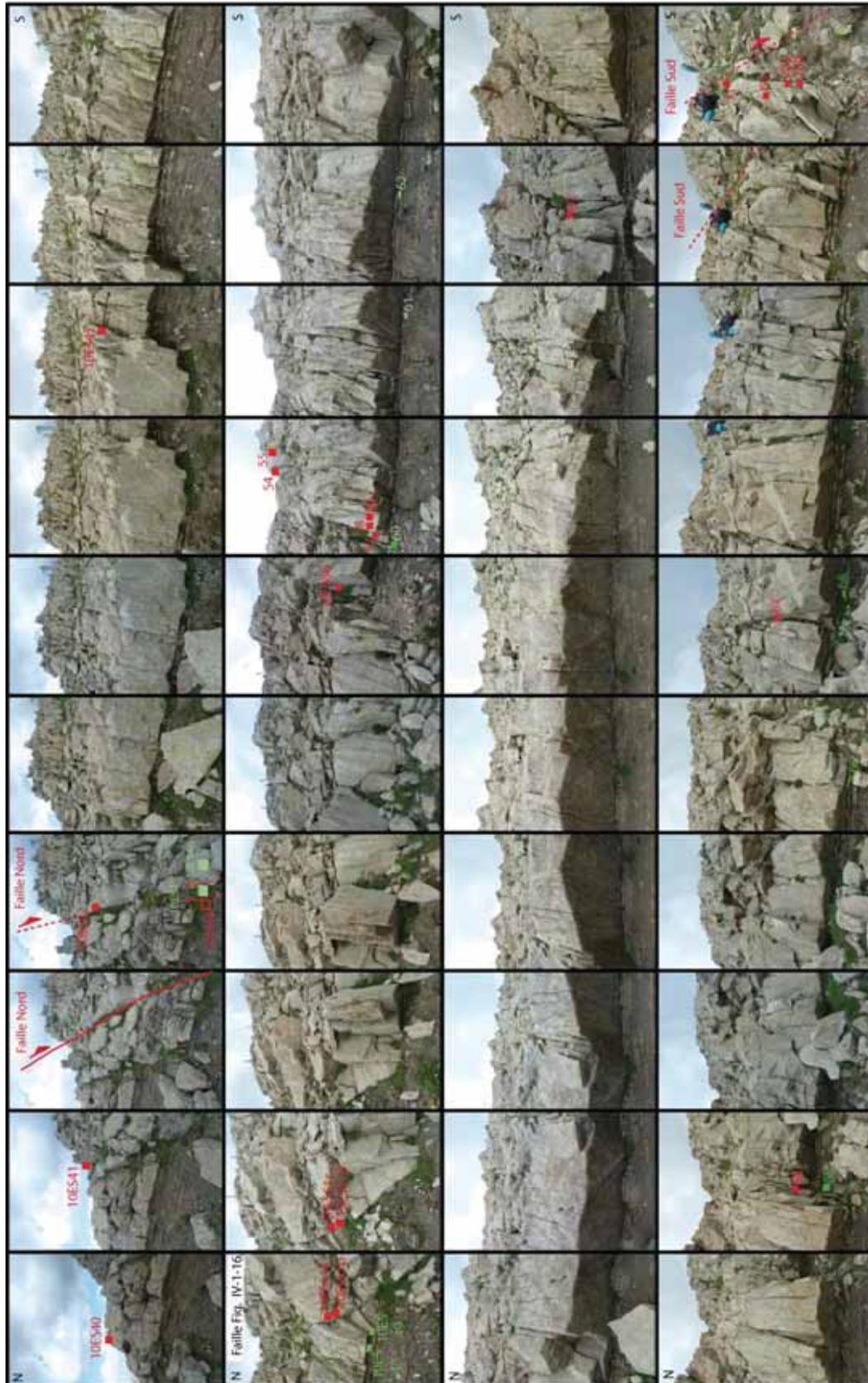


Figure IV – 1- 14 : Faisceaux de failles de la Baisse de l’Aiguille et localisation des échantillons. Le banc de grès présent sur la mosaïque de photos correspond à la crête du versant ouest de la Baisse de l’Aiguille. Les deux failles majeures bordent cette mosaïque de photos. La faille nord a un rejet de 25 m et la faille sud a un rejet de 16 m.

Cependant, une géométrie de crochon acquise au cours de la déformation par une faille d'un rejet métrique et affectant un banc de grès d'épaisseur plurimétrique montre une densité de fracture plus élevée (Fig. IV-1-15&16). Ceci est probablement associé à deux phénomènes successifs liés au fonctionnement de la faille : (1) la fracturation initiale à la périphérie du plan de faille et (2) à l'interface grès-pélites de base de couche, le basculement des microlithons définis par ces fractures, générant le crochon et favorisant une fracturation d'extrado ou intrado (Fig. IV-1-16). Une fracturation de fond est présente entre les deux failles principales de la Baisse de l'Aiguille. Ces fractures sont classiquement espacées d'un ordre de grandeur décimétrique à métrique (Fig. IV-1-14).

L'ensemble des fractures décrites ci-dessus est partiellement ou totalement scellée par des prismes limpides de quartz euhedraux. Le scellement total semble se localiser à proximité des failles.

Les pélites sont affectées par une fracturation de fond au moins aussi importante que dans les grès ; cependant, le scellement des fractures n'est macroscopiquement pas apparent.

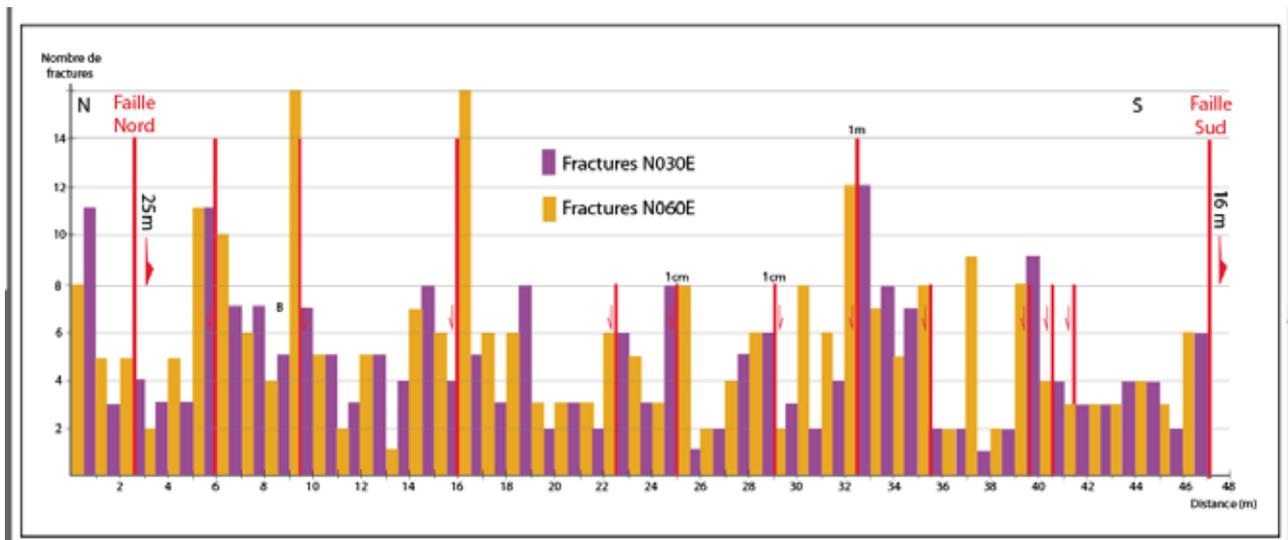


Figure IV – 1- 15 : Densité de fracturation le long du banc de grès assurant la partie sommitale de la crête de la Baisse de l'Aiguille (cf. Figure IV-1-13). Les deux failles majeures, nord et sud, bordent ce transect. Les essais de haute densité de fracturation se situent à proximité des failles à rejet métrique. Une fracturation de fond est présente. Les variations de densité des deux directions de fractures (N030E & N060E) sont corrélées, ce qui témoigne de leur génèse commune.

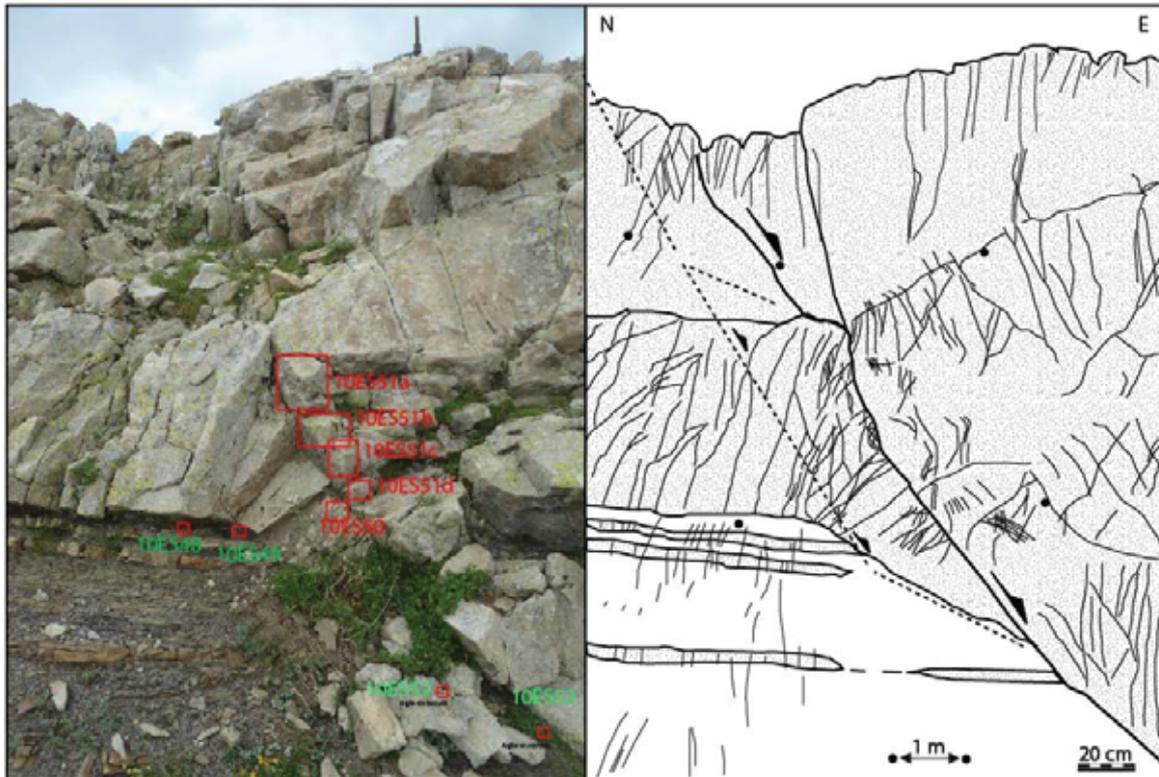


Figure IV – 1- 16 : Exemple d’une faille à rejet métrique présente dans la zone d’endommagement présente entre les deux failles majeures de la Baisse de l’Aiguille (cf. figure IV-1-14). L’entraînement de la couche gréseuse s’oppose au comportement cassant des niveaux hétérolithiques.

f) Faille à rejet pluridécamétrique affectant une lithologie mixte grès-pélites

- *Affleurement de la faille du Cairn -*

La planche **Figure IV-1-17** montre la faille du Cairn et la structure macroscopique de ses zones « cœur » et « d’endommagement ». Le rejet est de l’ordre de 50 m. La faille met en contact deux bancs de grès d’épaisseur métrique. La zone cœur, large de 2 m, est constituée d’une brèche à clastes centimétriques de grès et de quartz, cimentés par un ciment sombre de quartz et recoupée par les deux familles de fracturation N030E et N060E.

La zone d’endommagement est d’épaisseur métrique et composée de fractures N030E et N060E subverticales à remplissage de prismes géodiques de quartz. Le plan délimitant les deux zones est minéralisé par une épaisseur de 1-4 cm de quartz blanc intensément strié sur sa bordure externe (N040E 77°SE 64°SW).

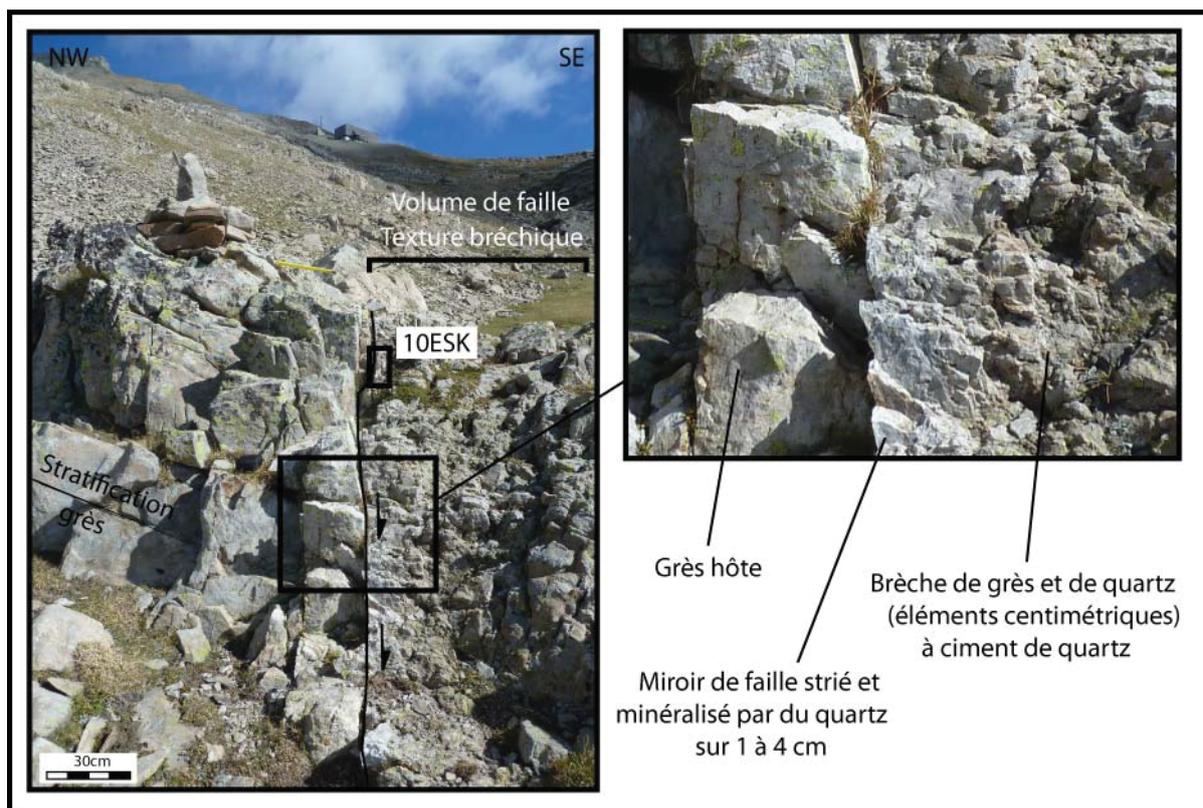


Figure IV – 1- 17 : Affleurement de la faille du Cairn et texture bréchique à minéralisation de quartz associée (localisation sur la [figure IV-1-4](#)). Le rejet est de l'ordre de 50 mètres, soit le plus fort rejet du secteur étudié. La texture de la roche de faille est similaire sur plusieurs centaines de mètres.

IV-1-3- Etude des échantillons et microstructures associées

Dans le but de préciser la structure et de décrire les microstructures des roches de failles présentées dans la section précédente, nous décrivons dans cette section une sélection d'échantillons représentatifs des différents degrés de développement de roche de faille inventoriés sur la zone d'étude.

a) Initiation de la déformation dans les grès – échantillons 10ES35 & 11ES2536

L'échantillon 11ES35 ([Fig.IV-1-18](#)) est situé à un mètre du crochon responsable de la géométrie en « *sandstone smear* » illustrée sur la [figure IV-1-9](#). L'échantillon est affecté par des plans à pendages antithétiques très bien individualisés et localisant des rejets normaux millimétriques. L'angle aigu entre ces plans mesure en moyenne 35 degrés. L'épaisseur du remplissage sur ces plans est millimétrique et ceux-ci sont scellés par du quartz ([Fig.IV-1-18](#)).

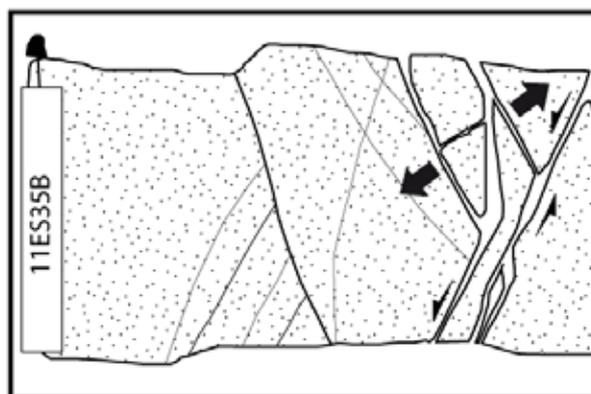
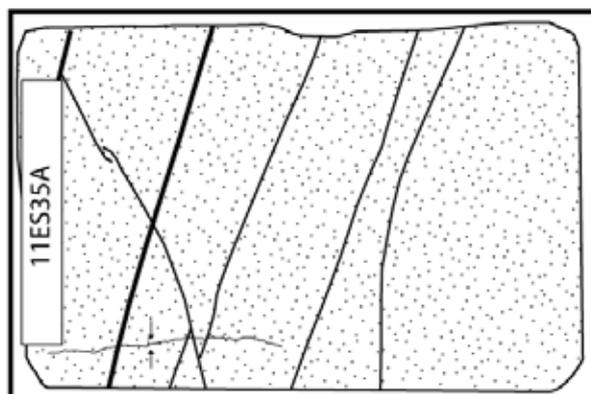
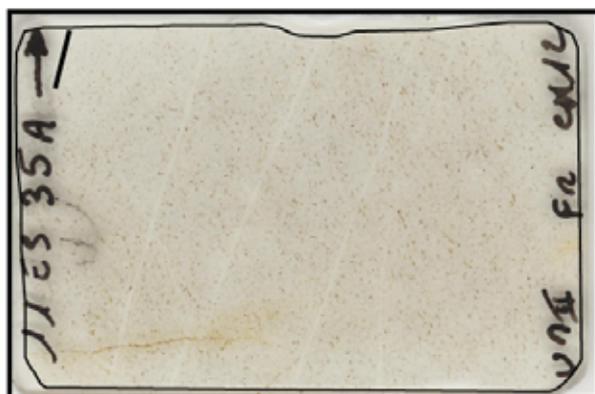
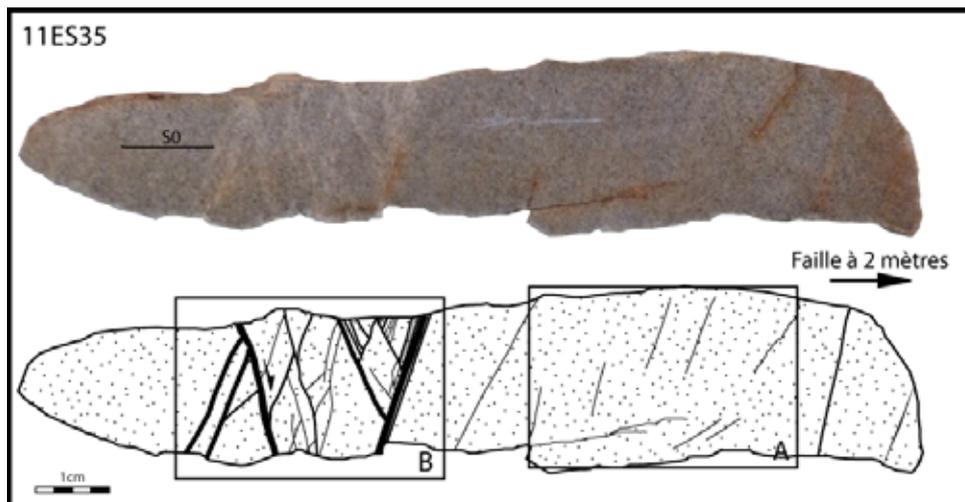


Figure IV – 1- 18 : Structures centimétriques en zone d'endommagement de la faille du « *sandstone smear* » (échantillon 10ES35, localisé sur la [figure IV-1-9](#)). Voir texte pour commentaires.

Le cisaillement à pendage NW illustré sur la [Figure IV-18-lame B](#) possède, dans le quadrant extensif du bloc de toit, des fractures à déplacement d'ouverture supérieur. Une géométrie de relais extensif est également présente le long du cisaillement principal.

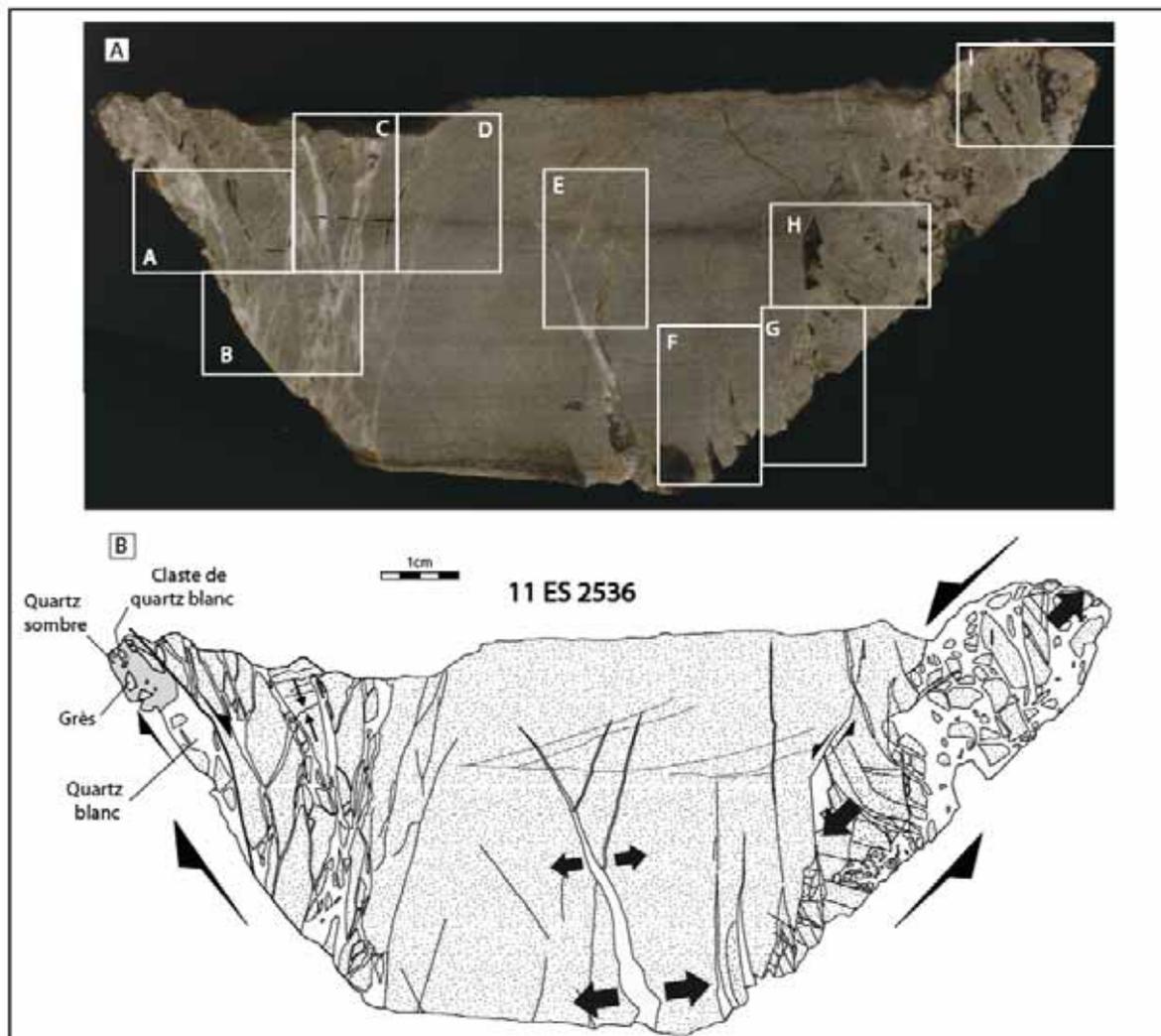


Figure IV-1-19 : Structures centimétriques d'endommagement associées à deux failles de l'affleurement du « sandstone smear » (échantillon 11ES2536, prélevé non en place sur l'affleurement illustré sur la figure IV-1-9). (A) photographie. (B) Interprétation structurale de la cinématique des déformations. Voir texte pour commentaire.

L'échantillon 2536 présenté sur la Figure IV-1-19 est un banc de grès d'épaisseur décimétrique correspondant à la partie abaissée d'un graben décimétrique. Il a été prélevé non en place, au pied du même affleurement. Cependant, les relations structurales et microstructurales en son sein nous permettent de discuter son degré de développement. Les bords de l'échantillon correspondent à des miroirs de failles normales striées. L'endommagement des failles s'étend sur 3 centimètres de largeur et est composée de fractures rectilignes à incurvées, à remplissage de quartz. Pour chacune des deux failles, la zone d'endommagement montre une organisation générale en relais extensifs entre le plan de cisaillement principal et des plans secondaires qui lui sont subparallèles. Entre ces plans,

les fractures montrent une orientation de type plans T au sens de [Riedel \(1929\)](#) par rapport aux cisaillements principaux. Ces fractures secondaires autorisent une ouverture millimétrique à centimétrique avec l'accumulation du rejet, ces ouvertures étant partiellement scellées par du quartz. L'ouverture en ciseaux d'une fracture en bas de l'échantillon suggère des géométries d'ouverture en extrado lors du plissement (crochon) du bloc affaissé.

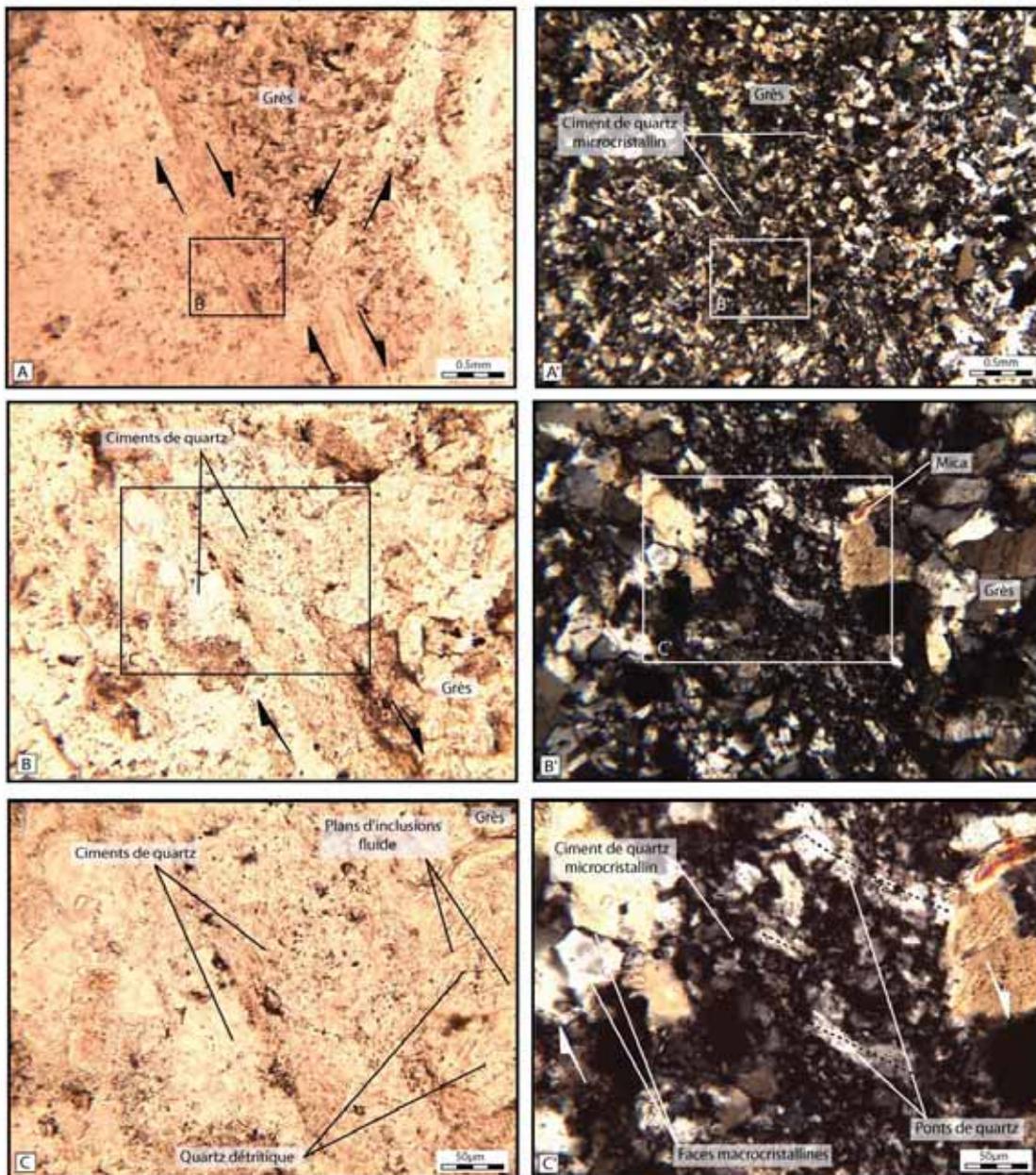


Figure IV – 1- 20 : Exemple d'un microcisaillement dans la lame mince B de l'échantillon 11E52536 (Fig. IV-1-19). Microscope optique en lumière naturelle (A,B&C) en lumière polarisée (A',B',C'). Voir texte pour commentaires.

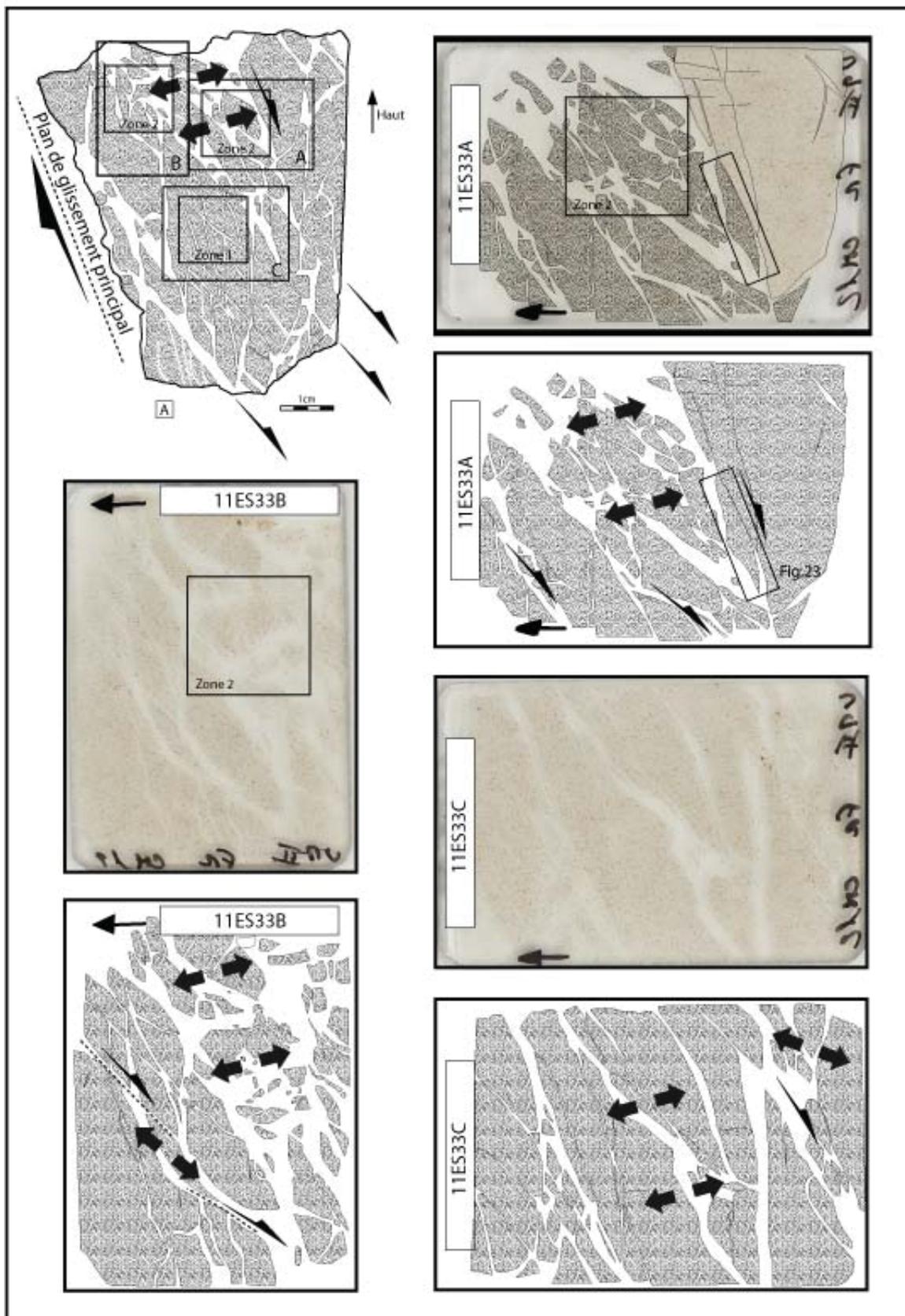


Figure IV – 1- 21 : Structure centimétrique en bordure de la faille principale de l’affleurement du « *sandstone smear* » (échantillon 11ES33, localisé sur la [Figure IV-1-9A](#)).

La **figure IV-1-20** illustre les microstructures présentes dans l'échantillon 11ES2536. Des éléments de roche hôte sont individualisés par des plans antithétiques cisailants à remplissage de quartz de texture microcristalline « *blocky* » (cristaux <10µm) (**Fig. 24 A&B**). Des géométries polycristallines rappelant les ponts de quartz assurent la connexion entre les deux épontes du cisaillement. Cette géométrie en pont est formée par des jointures de grains de texture microcristalline (**figure IV-1-20C&D**). L'alignement de ces microcristaux de remplissage (parallèle au déplacement) formant ces géométries de pont et l'orientation des plans d'inclusions de fluides présents dans le grès encaissant (**Fig. IV-1-20C**) suggèrent une ouverture oblique aux épontes au cours du remplissage de ce microcisaillement à cinématique de faille normale.

b) Déformation en « sandstone smear » dans les grès – échantillon 10ES33 -

L'échantillon **11ES 33** (**Fig. IV-1-21**) provient de la partie en crochon d'un niveau gréseux d'épaisseur décimétrique entraîné le long de la faille, illustrée sur les figures **IV-1-9 & 10**. Il est représentatif d'un degré de déformation supérieur à celui de l'échantillon 10ES35 présenté ci-dessus. La roche-hôte est composée par ordre d'abondance de quartz, de feldspaths, de phyllosilicates et des minéraux accessoires (ex : apatite) (**Fig. IV -1-24&25**). Une stratification est présente et soulignée par l'alignement des grains de quartz, de feldspaths et de phyllosilicates. Cette fabrique était déjà apparente au niveau macroscopique. Les feldspaths sont altérés, les quartzs ne montrent pas de figure de surcroissance.

Macro et mésostructures

L'échantillon montre une série de fractures transgranulaires, à pendages antithétiques, à déplacement d'ouverture jusqu'à centimétrique, et totalement scellées par du quartz ; l'angle moyen entre ces fractures est de 50° (**Figure IV-1-21**). La structure est déterminée par l'interférence de plans cisailants parallèles au plan de glissement principal (plans C) et de fractures extensives de deuxième ordre d'orientations proches de plans T de **Riedel**. La distribution des déplacements d'ouvertures sur ces fractures n'est pas homogène à l'échelle de l'échantillon. Dans le but de décrire plus en détail les déformations, nous nous intéresserons à deux zones localisées sur la **figure IV-1-21**.

Dans la zone 1 localisée en [figure IV-1-21](#), Les éléments définis par les fractures transgranulaires sont anguleux et de forme losangique. Ces clastes sont constitués par un grès de texture identique à celle de la texture de la roche encaissante. Le litage hérité de la dynamique sédimentaire et de la compaction est conservé (alignement des micas, granoclassement et légère fabrique de forme des grains de quartz et de feldspath)

Deux observations sont importantes sur cette zone ([Fig. IV-21-lame 11ES33C](#)). (1) La première d'entre elles concerne l'absence de foliation tectonique dans les clastes de grès. Les stylolithes sont absents tandis que les volumes minéralisés en bordure des clastes sont conséquents. (2) Le second point concerne le puzzle défini par la géométrie des fractures, qui se restaure sans rotation de clastes. De fait, les fractures semblent avoir uniquement fonctionnées en Mode I (ouverture), à un stade interprété comme initial de la déformation.

Les clastes de la zone 2 sont de taille millimétrique, inférieure à ceux de la zone 1 et de forme moins anguleuse, voire sub-arrondie ([Fig. IV-21-lames 11ES33A & B](#)). De même que les clastes de la zone 1, ils ne montrent pas de foliation tectonique. Le puzzle défini par les clastes est plus difficile à restaurer que pour la zone 1, en raison d'ouvertures de fractures plus importantes et de rotation de clastes témoignant d'un stade plus mature de la déformation.

En addition au mécanisme en ouverture, le mouvement relatif entre les clastes, montré en zone 2 est un marqueur de cisaillement. Ces cisaillements sont scellés ont un rejet millimétrique, une épaisseur millimétrique et sont scellés par du quartz ([Fig. IV-21-lames A, B&C](#)). Des textures macroscopiques dilatantes d'initiation sont localisées dans les quadrants extensifs de ces cisaillements, tandis que l'expression de la déformation au sein des quadrants compressifs est absente ([Fig. IV-1-21&22](#)).

Microstructures

Les photographies de microstructures présentées dans la lame mince 11ES33A montrent une géométrie classique en « ailette » (Rispoli, 1981) associée à ce quadrant extensif du cisaillement. Ce cisaillement délimite la bordure d'un claste centimétrique (localisation en Fig. IV-1-21, microstructures en fig. IV-1-23, 24, 25 & 26). Le cisaillement étudié présente deux géométries en relais extensifs (Fig. IV -1-23). Cette géométrie simple permet de discuter le type de remplissage des microstructures en fonction de leur cinématique.

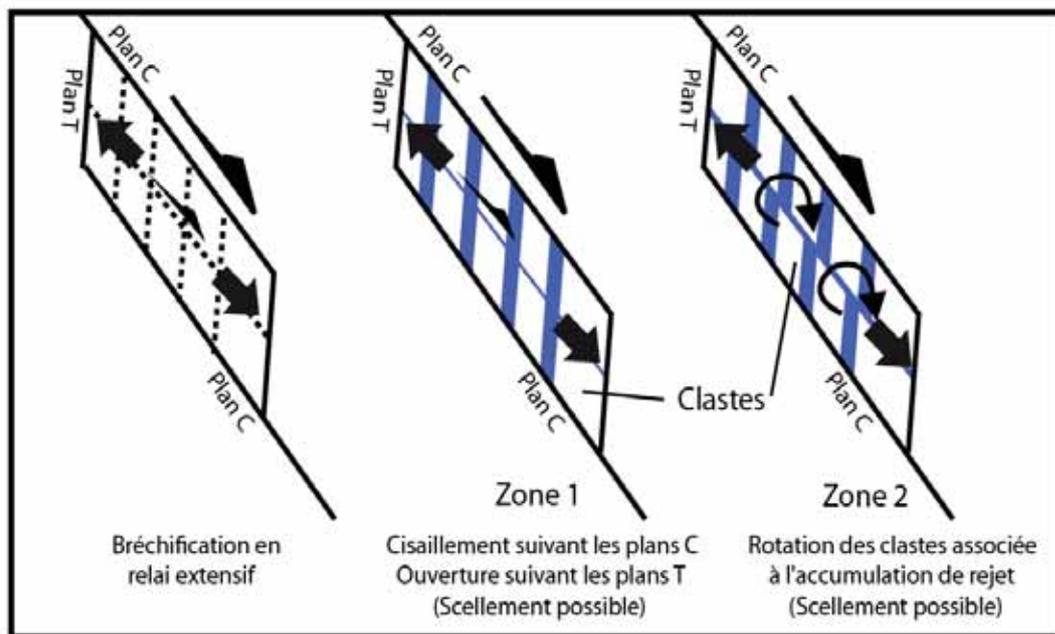


Figure IV – 1- 22 : Illustration conceptuelle de la cinématique macroscopique de l'échantillon 11ES33 (cf. figure IV-1-21) en bordure de la faille principale de l'affleurement du « *sandstone smear* ».

La veine à cinématique en ouverture (ailette du cisaillement) situé sur la partie droite de la figure IV -1-25 montre un remplissage de quartz dont les grains sont de tailles millimétriques). Les textures des veines sont de type *blocky* à *elongate blocky*. Notons que la bordure de la veine est occupée par une texture microcristalline d'une épaisseur de 50 microns (Fig. IV-1-26B). Le cisaillement responsable à cette géométrie en ailettes est scellé par une texture microcristalline de ciment de quartz à grain micrométrique. Les grains ont un rapport de forme proche de celui d'un disque et 5 à 10 fois inférieures à la taille de grains de la roche-hôte (Fig. IV-1-26F). Les inclusions fluides sont rares dans ces ciments et les plans

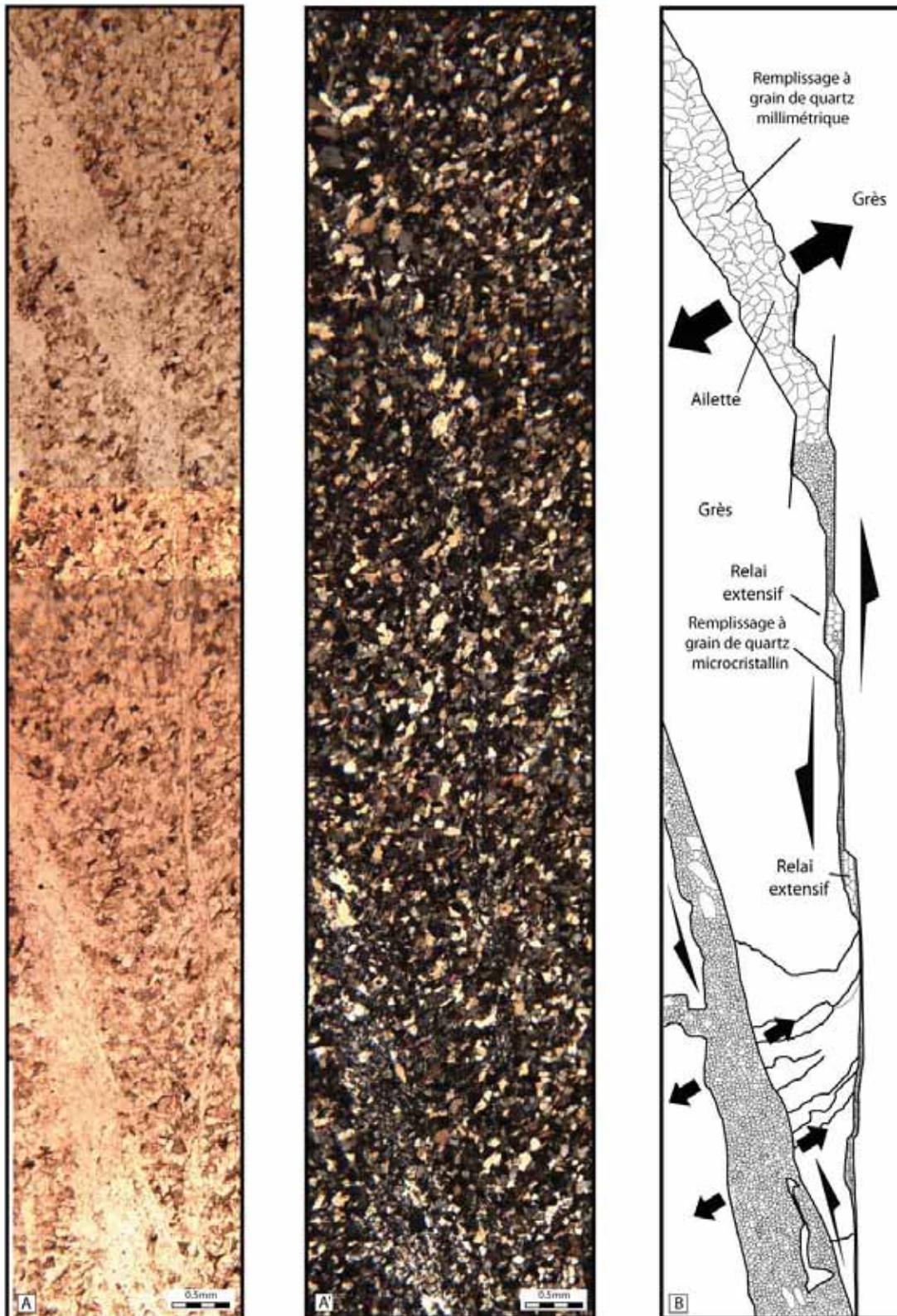


Figure IV – 1- 23 : Relais extensifs et terminaisons en ailettes le long d'un microcisaillement de l'échantillon 10ES33 (localisation sur la figure IV-1-21). Microscopie optique en lumière naturelle (A) et en lumière polarisée (B). (C) Interprétation de la cinématique du cisaillement.

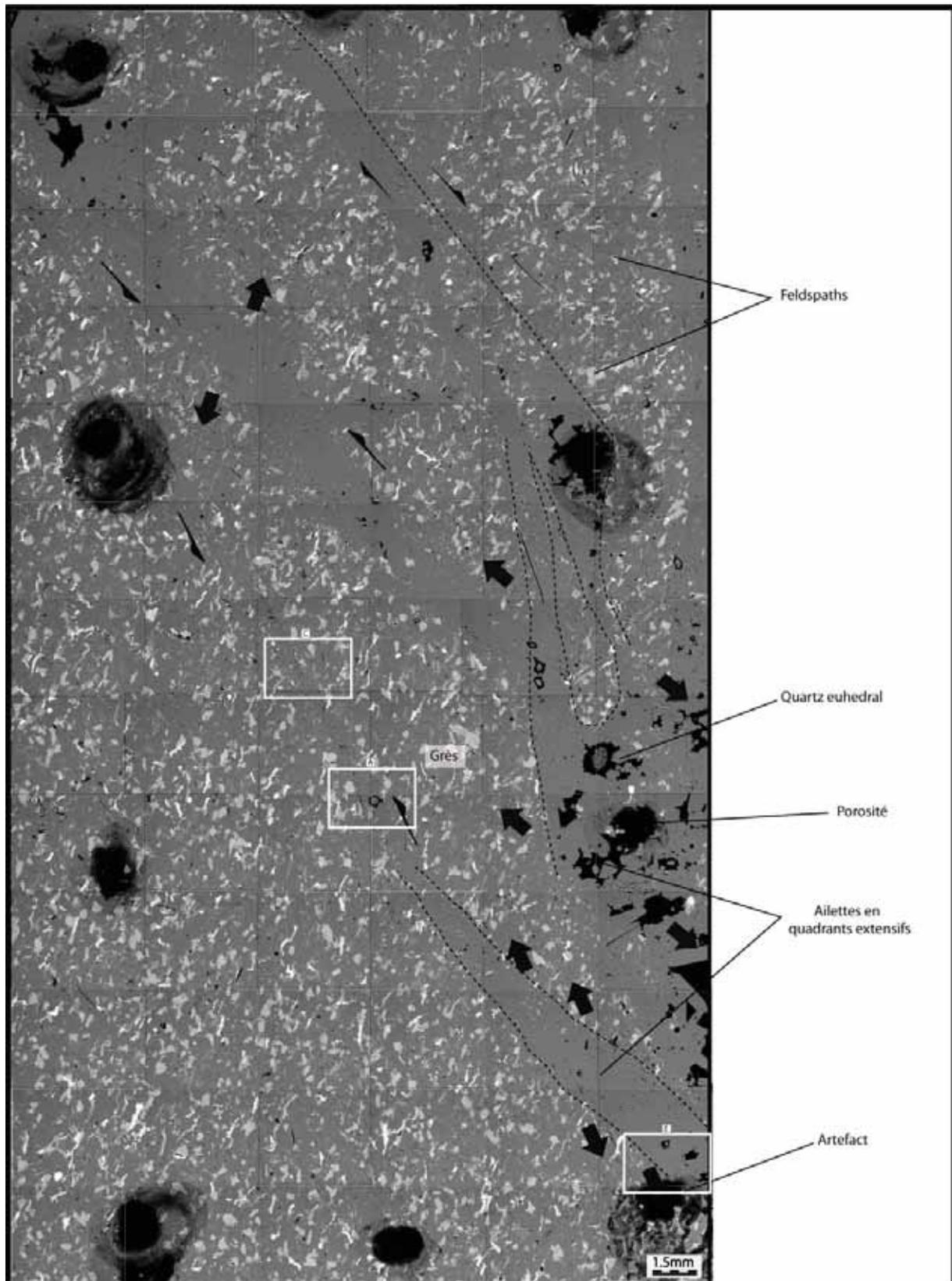


Figure IV – 1- 24 : Relais extensifs et terminaisons en ailettes le long d'un microcisaillement de l'échantillon 10ES33 (localisation sur la figure IV-1-21). Image MEB en électrons rétrodiffusés.

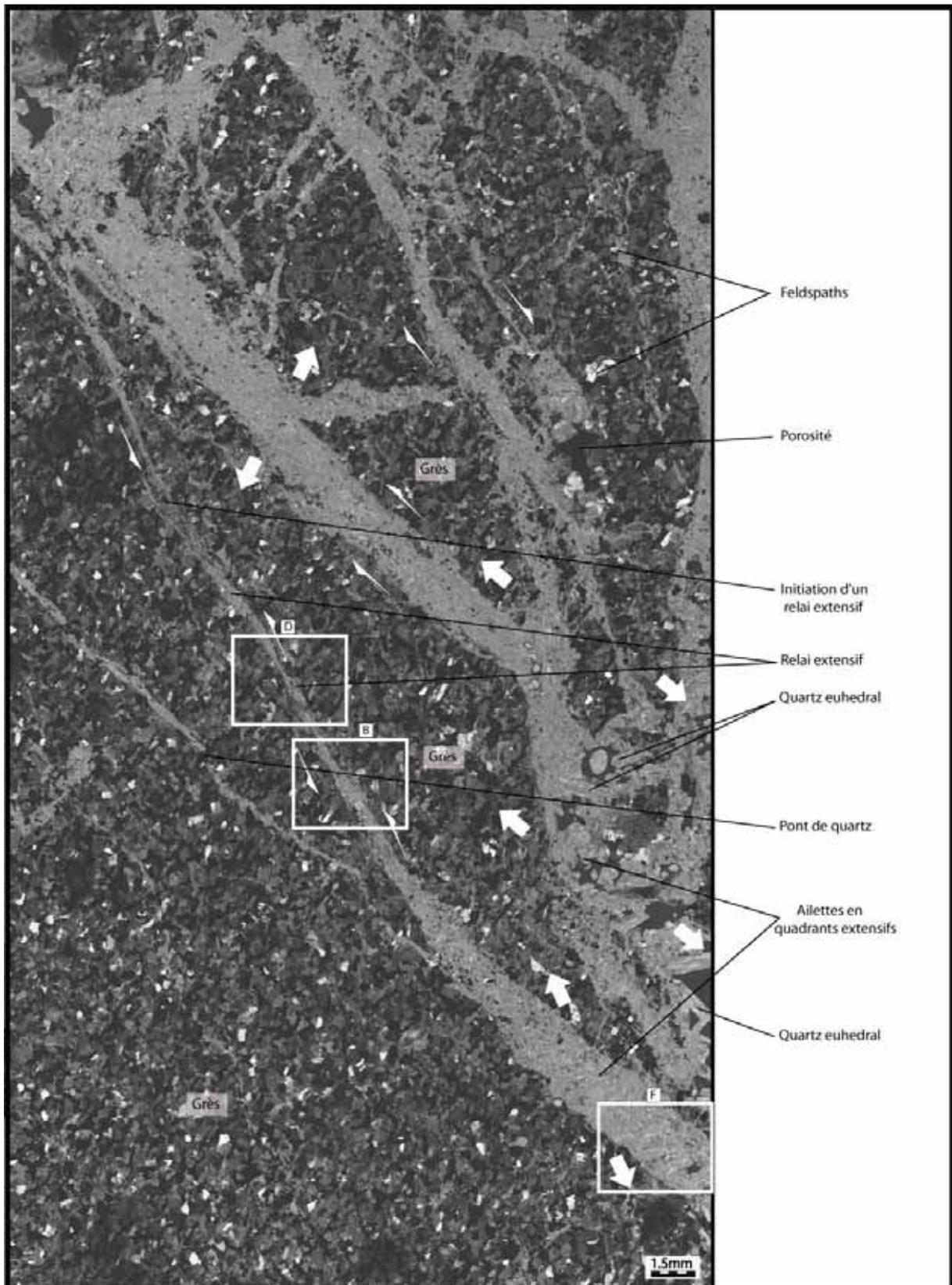


Figure IV – 1- 25 : Relais extensifs et terminaisons en ailettes le long d'un microcisaillement de l'échantillon 10ES33 (localisation sur la figure IV-1-21). Image MEB en cathodoluminescence.

d'inclusions fluides sont absents. Au voisinage de ce cisaillement, quelques rares plans d'inclusions fluides affectent les grains détritiques de l'encaissant; ceux-ci sont subparallèles (angle de 10°) aux épontes du plan de cisaillement et à l'orientation de son ailette (Fig. IV-1-26D).

Les relais extensifs ont un remplissage mixte de quartz et localement de calcite (Fig. IV-1-26). La texture est de type microcristalline en bordure des plans cisailants tandis qu'elle est de type blocky et millimétrique dans le reste du relai. Le quartz est dans ce second cas euhedral et recouvert par un remplissage postérieur de calcite (Fig. IV-1-23).

A l'exception d'une légère stylolitisation dans le quadrant compressif du microcisaillement (dont on ne peut exclure qu'elle soit d'origine diagénétique) (Fig. IV-1-23), les structures compressives sont absentes de cette lame mince (Fig. IV-1-26). La Figure IV-1-26 documente l'homogénéité minérale des remplissages dans les cisaillements et les veines (image MEB en mode rétrodiffusé) ainsi que les chronologies de remplissage (image MEB en cathodo-luminescence). Il apparaît que l'ensemble du ciment semble homogène dans cet échantillon à l'exception des figures de croissance internes à chaque minéral, en particulier dans le cas des remplissages de quartz euhedraux.

Dans les relais extensifs, le remplissage appuyé sur les épontes est de nature microcristalline sur environ 50 microns avant de devenir macrocristallin vers le centre du relai. Notons que le grès encaissant est fracturé et que le remplissage de ces fractures est également de quartz. Les remplissages ne montrent pas d'incorporation d'éléments de roche hôte. Cette observation suggère des mécanismes de déformation sans fracturation intragranulaire (Fig. IV-1-26).

-Recoupement entre cisaillements-

La planche de la figure IV-1-27 (zone 1 de la Fig. IV-1-21) illustre les microstructures de remplissage des cisaillements individualisant des clastes de grès hôte de l'échantillon 10ES33A. Le plan de cisaillement plongeant vers l'ouest recoupe et décale celui plongeant vers l'est. Les stylolithes sont rares à absents dans le grès hôte, celui-ci étant préservé de toute déformation hors celle subie lors de la diagénèse.

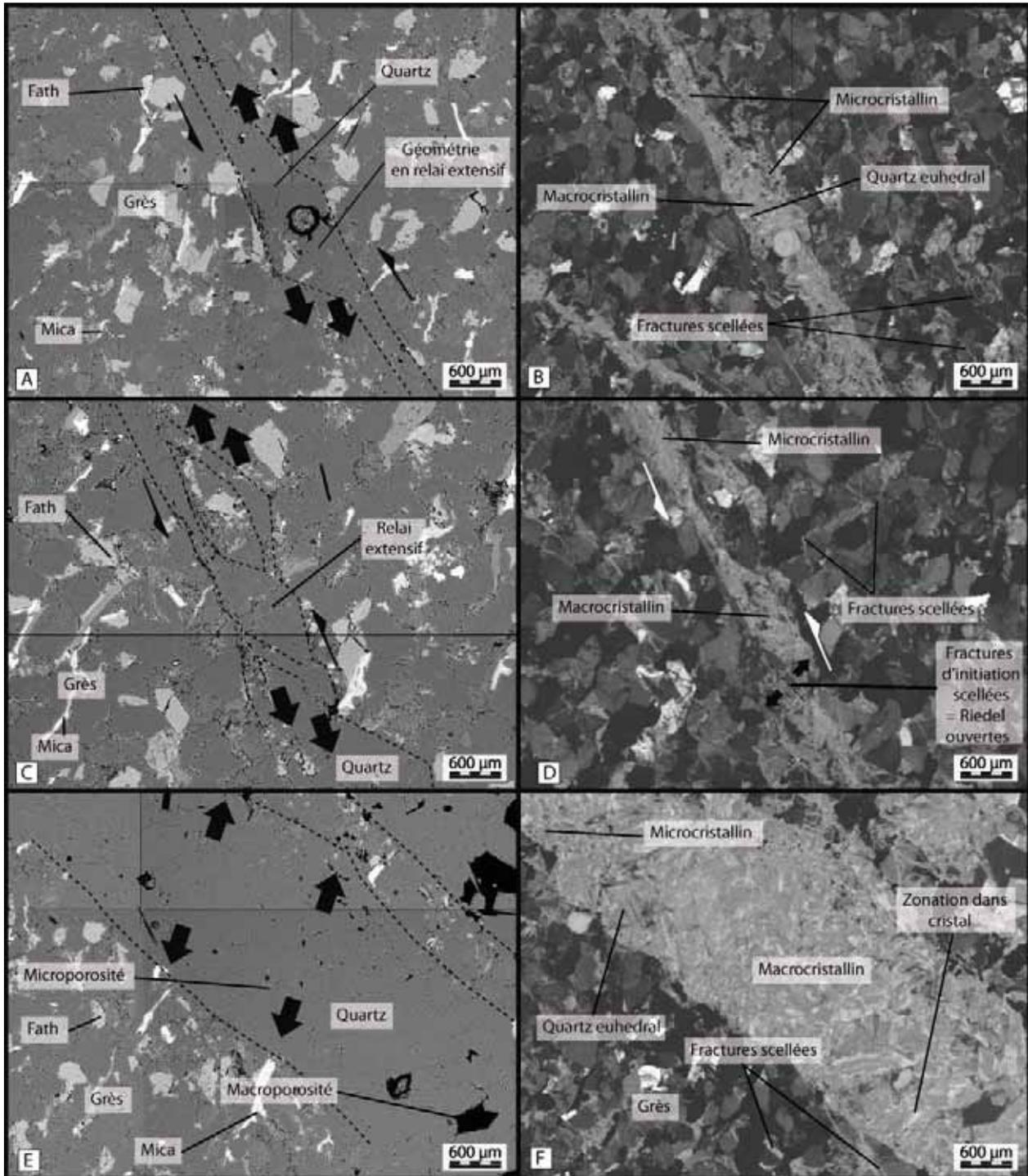


Figure IV – 1- 26 : Type de remplissage associées aux relais extensifs et terminaisons en ailettes le long d'un microcisaillement de l'échantillon 10ES33 (localisation sur la figure IV-1-21). Image MEB en électrons rétrodiffusés (A,C&E) et en cathodoluminescence (B,D &E).

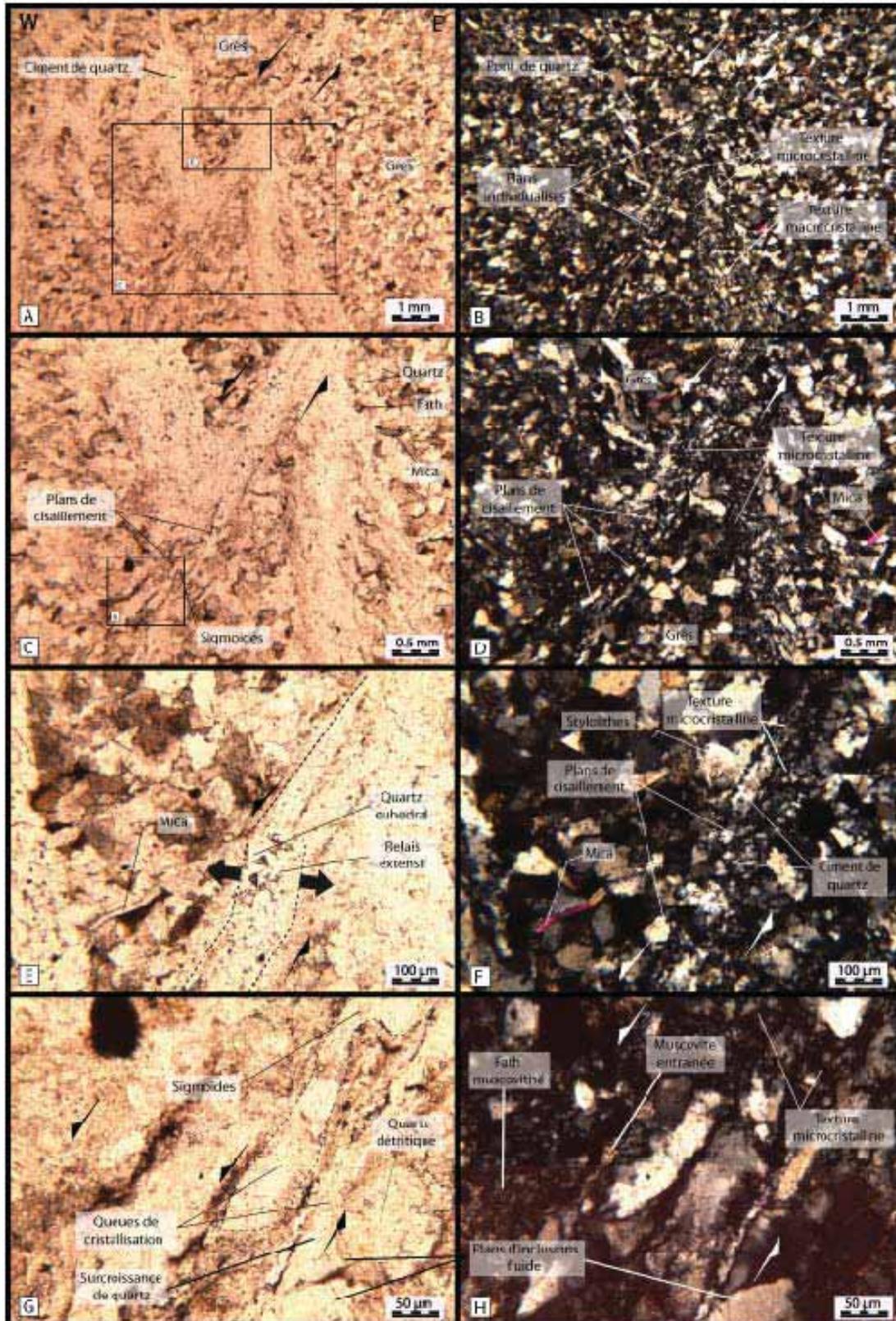


Figure IV – 1- 27 : Détails des microstructures de remplissage des microcisaillements de l'échantillon 10ES33 (Zone 1 - figure IV-1-21). Voir texte pour commentaires. Microscopie optique en lumière naturelle (A,C,E&G) et en lumière polarisée (B, D, F &H).

Le remplissage du cisaillement à pendage Est est de texture plus grossière (i.e. à texture quartzreuse blocky ou/et à quartz euhedraux accolés) que celui plongeant vers l'ouest.

Le plan de cisaillement plongeant vers l'ouest est d'une épaisseur infra-millimétrique et est limitée par deux bords francs. Le remplissage est de nature mixte, avec (1) des grains de ciment de taille micrométrique et (2) des grains millimétriques (Fig. IV-1-27C&D). Ces derniers peuvent avoir une forme sigmoïde caractéristique des structures cisailantes (Fig. IV-1-27C). D'autres plans de cisaillements subparallèles d'ordre inférieur sont présents entre les remplissages de la figure IV-1-27F. Ceux-ci délimitent ces remplissages de quartz et ces textures microcristallines montrées en figure IV-1-27G&H. Ce cisaillement à pendage ouest est donc post-clastes, post-remplissages massifs à texture blocky, et son rejet est millimétrique.

- *Remplissage de veines* -

La veine étudiée en figure IV-1-28 est située dans la zone d'endommagement de l'échantillon 10ES33 et associée à une ouverture en biseau de type extrado. Elle montre la nature mixte que peut avoir le remplissage dans le cas d'une même veine. Dans une même fracture ayant une cinématique en ouverture, le remplissage montre une variabilité de texture entre texture microcristalline et texture macrocristalline prismatique (i.e. quartz euhedral). En effet, la coexistence entre les deux types de texture, n'est, dans ce cas, pas corrélée à la cinématique d'ouverture de la veine, puisque observée dans une même veine à quelques millimètres de distance.

Dans un cas plus général, notons que la macroporosité dans les zones de faille de l'Estrop est présente dans le cas du remplissage à quartz euhedral (si la calcite est absente). Dans le cas des ciments microcristallins, les remplissages de fractures sont complets (Partie VII).

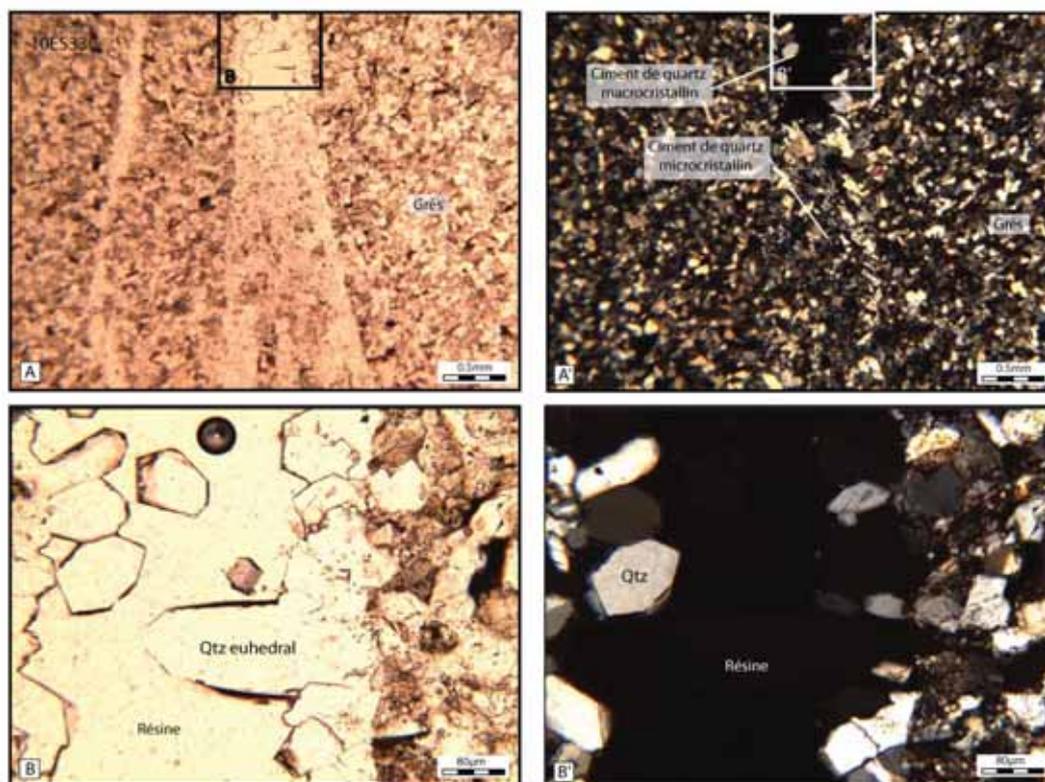


Figure IV – 1- 28 : Détails des microstructures de remplissage des veines associée à la zone d'endommagement de l'échantillon 11ES33 (Zone 2 sur la [figure IV-1-21](#)). Notons la coexistence au sein d'une même veine de textures à quartz euhedral et microcristalline. Microscopie optique en lumière naturelle (A&B) et en lumière polarisée (A'&B').

c) Initiation de l'association grès-pélites-ciments – échantillon 10ES26

Cette partie présente les arguments structuraux, microstructuraux et cinématiques relatifs aux interactions naissantes entre un grès déformé et des pélites pour un rejet de faille supérieur à la partie précédente.

La [figure IV-1-29](#) illustre l'échantillon 10ES26 prélevé le long du miroir principal de la faille du Replat dans le bloc inférieur (localisation sur la [figure IV-1-12](#)). A l'exception de sa fabrique diagénétique, le grès hôte n'est pas déformé. Le miroir principal est composé d'un volume minéralisé de quartz strié en surface (épaisseur = 5 mm). La zone d'endommagement du bloc de mur est composée de fractures en X. La bissectrice (angle aigu) de ces X et le plan de cisaillement principal définissent un angle cinématiquement cohérent avec le fonctionnement d'une faille normale (i.e. proches des fractures P au sens de [Riedel\(1929\)](#)). Une fracture pénétrative perpendiculaire au miroir et à remplissage de

quartz sombre recoupe l'ensemble des structures de cet échantillon. Ce type de remplissage est également présent sur le bord sud de l'échantillon (partie haute) où il recouvre la minéralisation du miroir.

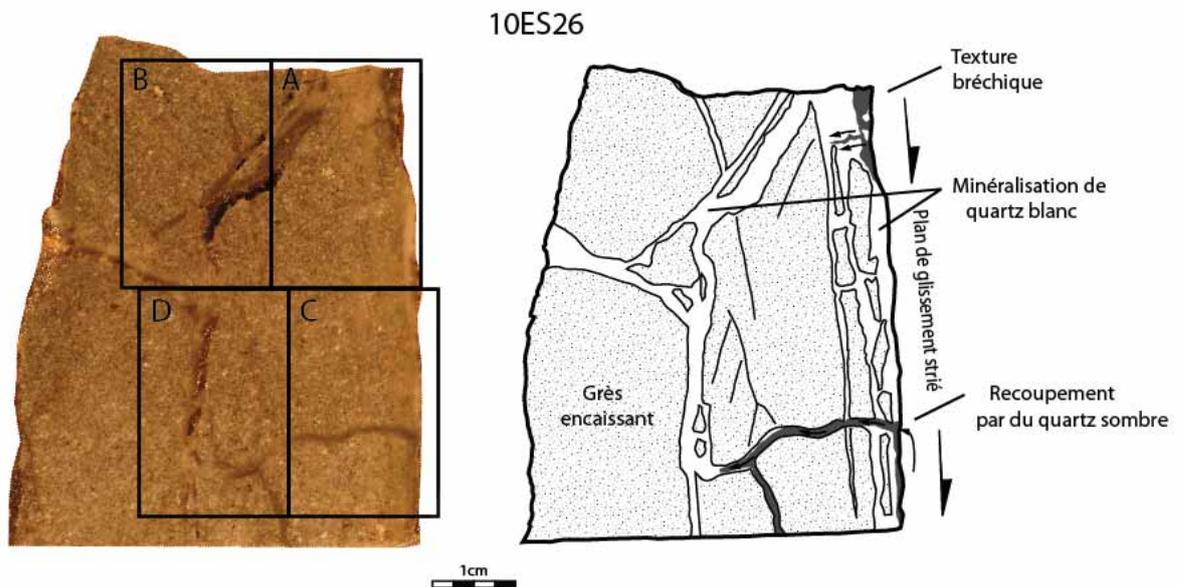


Figure IV – 1- 29 : Structure centimétrique le long du miroir principal (côté mur) de la faille du Replat et chronologie des remplissages de quartz associés (échantillon 10ES26, localisé sur la figure IV-1-12). (A) Echantillon. (B) Interprétation structurale.

-Microstructures-

Les fractures de l'échantillon 10ES26C ont des déplacements d'ouverture inframillimétrique à plurimillimétrique (Fig. IV-1-30&31). Deux principales teintes de remplissage sont présentes : Le remplissage à quartz clair et le remplissage à quartz sombre. La fracture perpendiculaire au miroir est tortueuse et montre le déplacement d'ouverture le plus important. Les épontes de cette fracture s'épousent en restaurant un déplacement d'ouverture perpendiculaire aux épontes ; cette relation démontre son ouverture sans composante cisailante. Les autres fractures sont subparallèles au miroir de faille ou en orientation suivant les plans P au sens de Riedel (1929). Ces fractures montrent des déplacements d'ouvertures moins importants (inframillimétriques) et ne décalent pas la roche hôte.

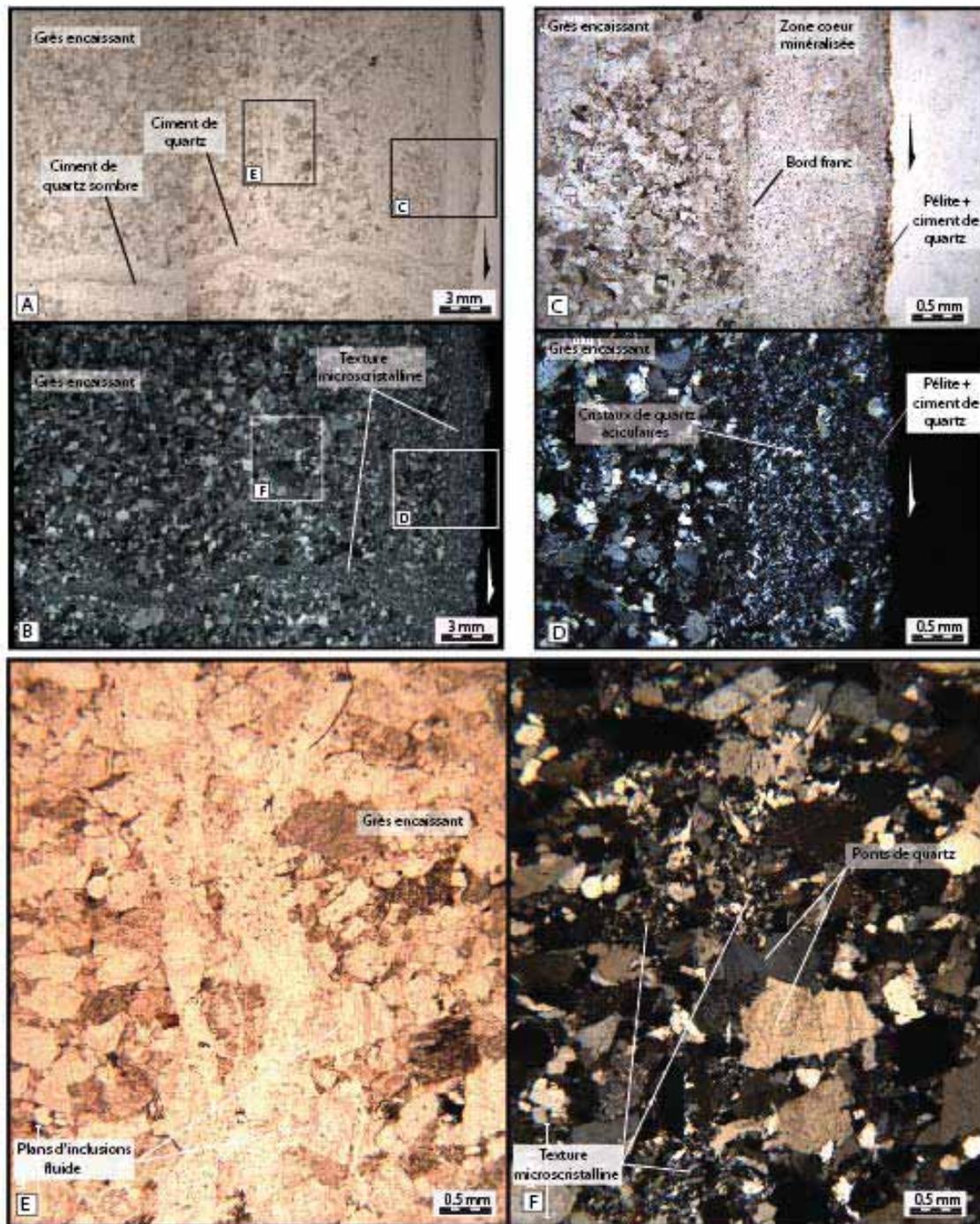


Figure IV – 1- 30 : Microstructures du miroir principal de la faille du Replat (lame 10ES26C) et fractures d'endommagement associées (localisation de la lame sur la [figure IV-1-29](#)). Le remplissage est principalement composé de quartz microcristallin. Une veine orthogonale au miroir à remplissage de quartz sombre recoupe l'ensemble des structures. Microscopie optique en lumière naturelle (A ,C&E) et en lumière polarisée (B ,D&F).

Le remplissage de ces fractures est principalement microcristallin (Fig. IV-30A&B). Le remplissage de ces fractures est de teinte claire à l'exception du remplissage central de la veine orthogonale au miroir. Ce dernier est sombre à même titre que le remplissage en extrême bordure du miroir principal.

Le remplissage principal du miroir de faille est de nature quartzeuse et microcristallin (20 à 300µm). Les cristaux ont en grande majorité une forme aciculaire ;certains semblent assurer localement des ponts entre des cristaux de plus petite taille. La très faible teneur en feldspath de ce volume de faille démontre qu'il ne s'agit pas de grains issus de la cataclase de la roche-hôte arkosique mais d'un ciment microcristallin (Fig. IV-1-30 C&D -31).

Les fractures d'endommagement du miroir principal (hors fracture perpendiculaire à remplissage sombre) ont une texture mixte : microcristalline et/ou en ponts de quartz. Ces derniers peuvent être associés aux textures microcristallines et démontrent une nouvelle fois la coexistence possible entre ces deux textures (Fig. IV-1-30-E&F). Le type de remplissage semble être, dans ce cas, une fonction de l'éponte sur lequel il s'appuie (grain de quartz central des figures IV-1-30-E&F) , i.e. la facilité que possède un cristal de quartz à croître à partir d'un grain détritique bien orienté.

L'ensemble de ces ciments et leurs relations sont décrits et synthétisés ci-dessous.

Remplissages des fractures et chronologies relatives

Quatre éléments majeurs, dont trois cimentations de fractures sont présents dans cet échantillon ; la chronologie de recoupement est la suivante : (1) le grès hôte est recoupé par (2) la cimentation 1 de quartz blanc, (3) la cimentation 2 et 3 de quartz blanc et (4) la cimentation de quartz sombre (Fig. IV-1—31&32) :

(1) Le grès hôte est de composition arkosique, de granulométrie comprise entre 100µm à 800 µm. Il ne montre pas de critère de déformation autre que la diagénèse.

(2) Le ciment 1 est composé uniquement de quartz. Celui-ci est essentiellement microcristallin, mais quelques quartz d'habitus euhedraux sont présents en zone centrale. Les fractures transgranulaires périphériques sont branchées sur les veines 1 et sont également scellées (Fig. IV-1-32 L & M).

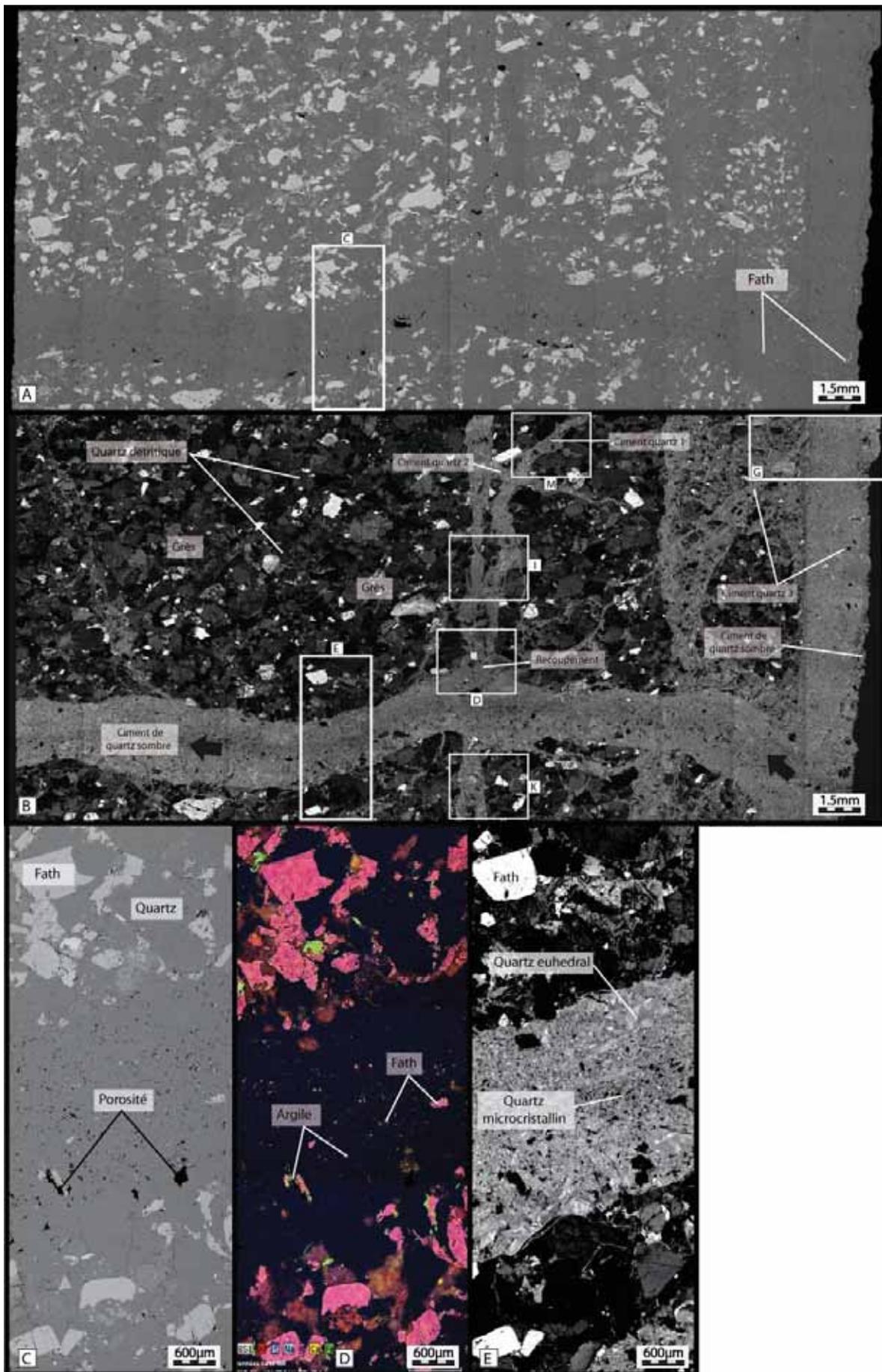


Figure IV – 1- 31 : Microstructures du miroir principal de la faille du Replat et fractures d'endommagement associées (lame 10ES26C sur la figure IV-1-29). Le remplissage est principalement composé de quartz microcristallin. Une veine orthogonale au miroir à remplissage de quartz sombre recoupe l'ensemble des structures. Cette veine est composée de microfragments d'argiles et de feldspaths sur lesquels nucléent les cristaux de quartz. Images MEB en électrons rétrodiffusés (A&C), en cathodoluminescence (B&E) et en cartographie chimique (D).

(3) Les ciments de quartz 2 et 3 montrent des textures micro (10 µm) à macro cristallines (500 µm). Ces dernières montrent des zonations dans les cristaux de quartz, caractéristiques de la signature d'une ouverture en crack-seal. En périphérie, quelques fragments détritiques des épontes peuvent être incorporées aux veines (Fig. IV-1-32 H& I).

(4) Le ciment de quartz sombre comprend (Fig. IV-1-30, 31 & 32) : (1) du quartz macrocristallin à habitus euhedraux aux épontes de la veine, (2) du quartz microcristallin en zone centrale, (3) des clastes déca-micrométriques d'argiles et feldspaths en zone centrale (Fig. IV-1-31 C, D, E). La taille des cristaux de remplissage de cette veine montre une corrélation inverse avec la quantité de fragments allochtones dans la veine i.e. les cristaux les plus petits sont associés aux micas et argiles en zone centrale (figure IV-1-31 C, D, E). Dans ce cas, les microfragments détritiques semblent contrôler l'occurrence de la texture microcristalline (voir chapitre VII).

d) Bréchification, cimentations, et interactions grès- pélites –échantillon 10ES71 –

Cette partie présente les arguments structuraux, microstructuraux et cinématiques relatifs à l'intensification des interactions entre clastes de grès, ciments, et pélites aboutissant à une roche de faille de texture bréchique. L'échantillon sélectionné est issu de la faille principale sud de la Baisse de l'Aiguille, à rejet décimétrique (Fig. IV-1-4 & 33).

L'échantillon 10ES71 est une brèche de faille cimentée par du quartz de couleur sombre (Fig. IV-1-33). Les éléments présents dans cet échantillon sont : le grès encaissant fracturé, des clastes anguleux de grès de granulométries diverses, des clastes de pélites, des clastes de ciment de quartz, des surcroissances de ciment de quartz et du ciment de quartz scellant la brèche.

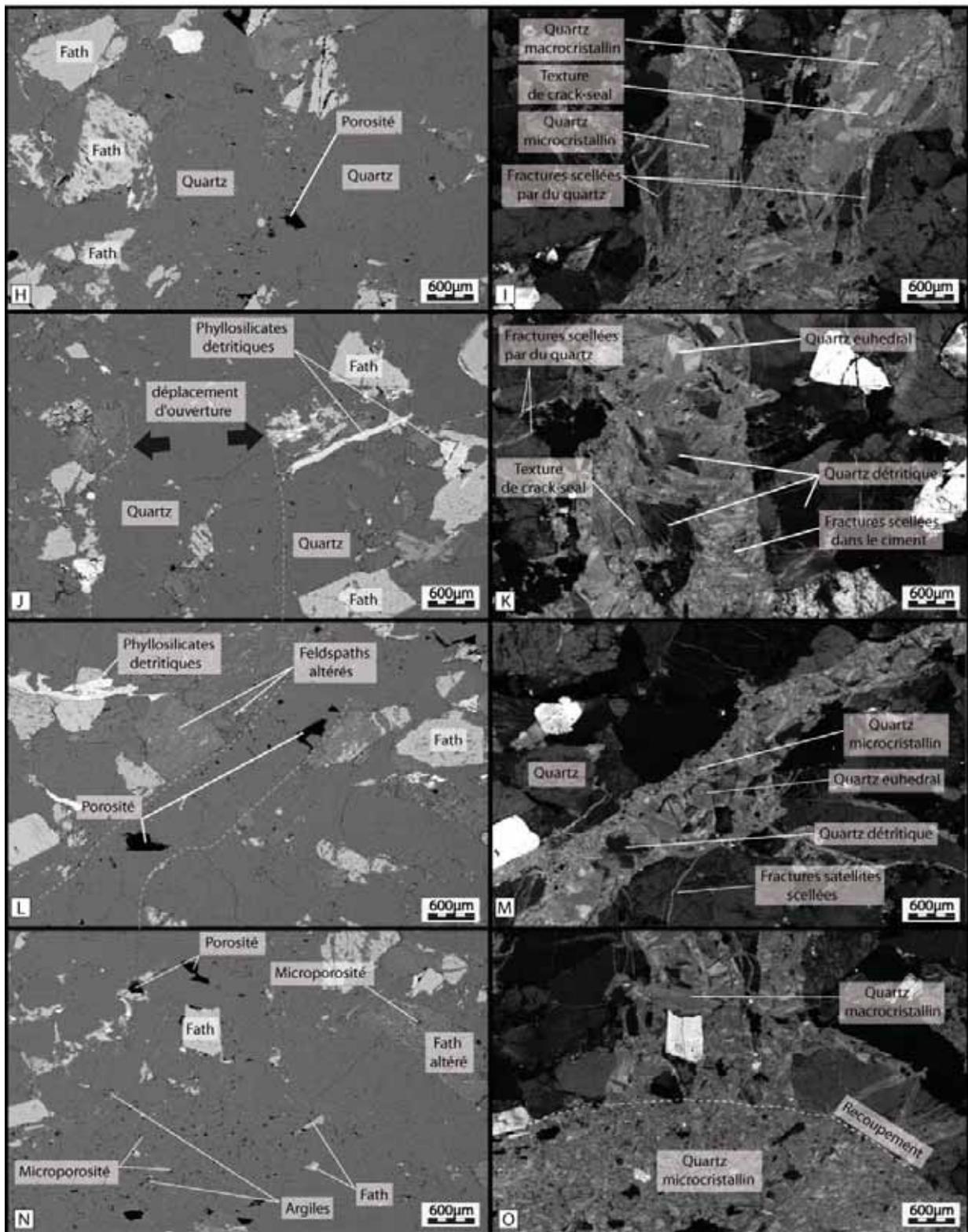


Figure IV – 1- 32 : Microstructures de remplissage des fractures d'endommagement associées au plan principal de glissement de la faille du Replat (localisation sur la [figure IV-1-29](#)). Images MEB en électrons rétrodiffusés (H,J,L&N) et en cathodoluminescence (J,K,M&O). Voir texte pour commentaires.

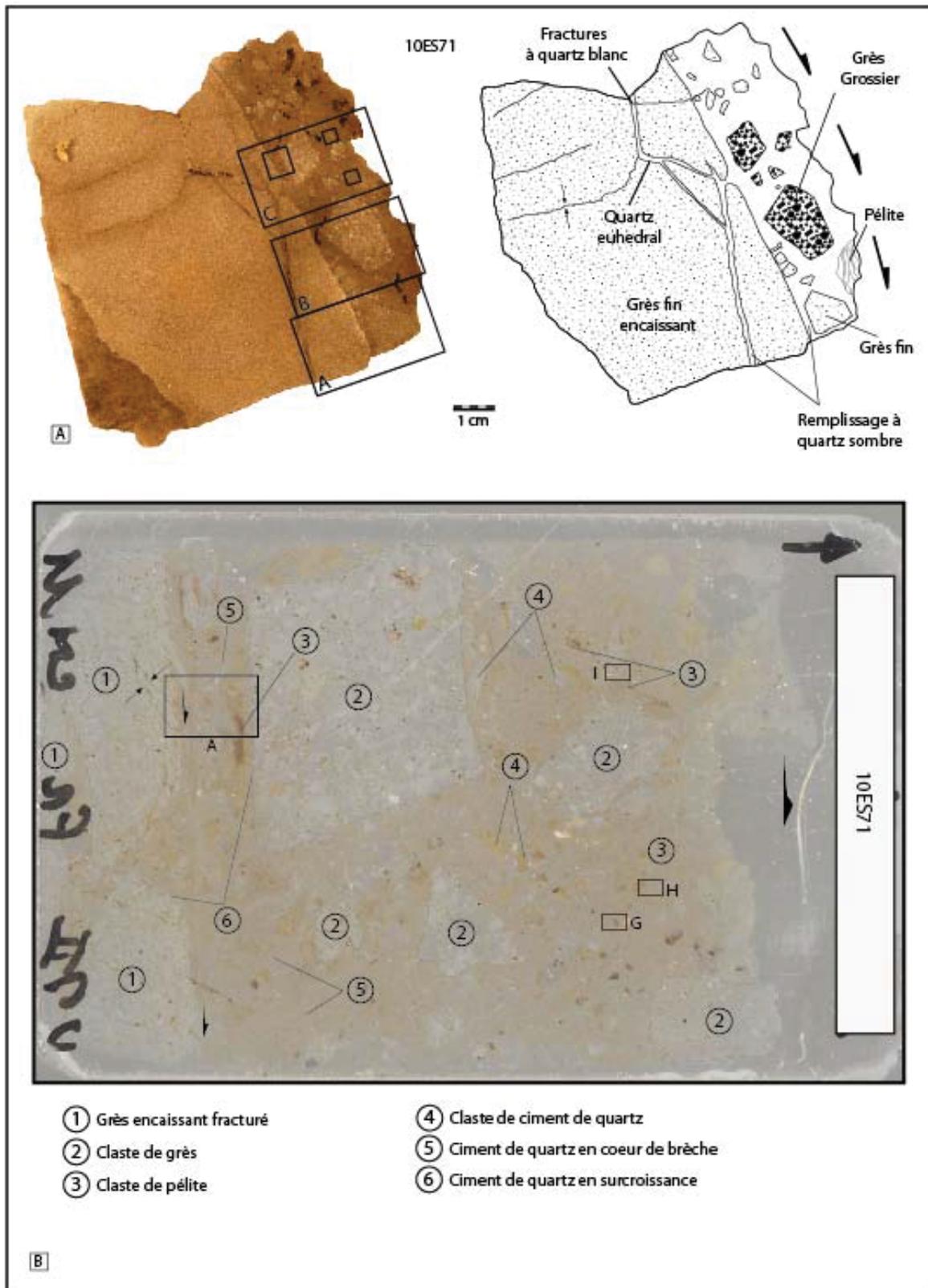


Figure IV – 1- 33 : Structure centimétrique de la brèche le long du le plan principal (flèches) de la faille sud de la Baisse de l'Aiguille, à rejet décamétrique (échantillon 10ES71, localisé sur la figure IV-1-4). (A) Echantillon et interprétation structurale. (B) Interprétation structurale de la lame mince 10ES71C.

Le grès encaissant est de granulométrie fine à moyenne. Les fractures l'affectant sont à pendages antithétiques et se branchent sur le plan de glissement principal; l'angle moyen entre ces fractures est de 28°. Cinq clastes de grès sont d'une granulométrie différente de celle du grès encaissant. Des clastes de pélites de taille millimétrique sont également présents. Cette variété lithologique indique une distance à la source de ces clastes incorporés supérieure à celle de la taille l'échantillon.

Un début de foliation tectonique est visible dans le grès encaissant en bordure de la brèche de faille de l'échantillon 10ES71 (Fig. IV-1-33&34A1). Celle-ci se matérialise par des stylolithes assurant la suture entre les grains de quartz, de feldspaths et de phyllosilicates. Ces stylolithes sont courbés au voisinage du cisaillement et présentent une géométrie générale en sigmoïdes (plans S) cohérente avec le jeu normal localisé sur le plan en bordure du volume cœur de faille (plan C) (partie gauche de la zone A sur la figure IV-1-33B).

En bordure de ce plan, dans le volume cœur de la faille se trouvent des clastes de pélites, des clastes de quartz, des cimentations et/ou surcroissances macroscopiques de quartz euhedraux, des cimentations microcristallines de quartz (Fig. IV-1-34 B à I).

La structure générale est un sandwich respectivement composée de (du bloc de mur au claste à droite de la photo IV-1-34-A1) : le grès encaissant folié, une zone à texture microcristalline où les pélites sont abondantes sous forme d'amas micrométriqueshomogènes, une zone cimentée de quartz contenant des clastes de pélites et de quartz, une seconde zone à texture microcristalline où les pélites sont abondantes, une zone de surcroissance de quartz basée sur un claste de grès présent dans la roche de faille.

Les clastes de pélites peuvent être de taille micrométrique à millimétrique. Certains sont de formes légèrement allongées (Fig. IV-1-34E) et arrondies, d'autres ont une morphologie plus anguleuse (Fig. IV-1-34C, F, H, I). Des zones de composition plus argileuse que les pélites sont entraînées de façon ductile dans la faille ; la cimentation de quartz associée possède une texture microcristalline dont les grains sont arrondis.

Les cimentations et surcroissance de macro-cristaux de quartz blanc sont limpides et les figures de croissance sont soulignées par des alignements d'inclusions fluides (Fig. IV-1-34C).

Les cimentations microcristallines dans le volume de faille ont des formes de cristaux aciculaires déjà décrites dans le cas de l'échantillon 10ES26C (Fig. IV-1-34G, H, I).

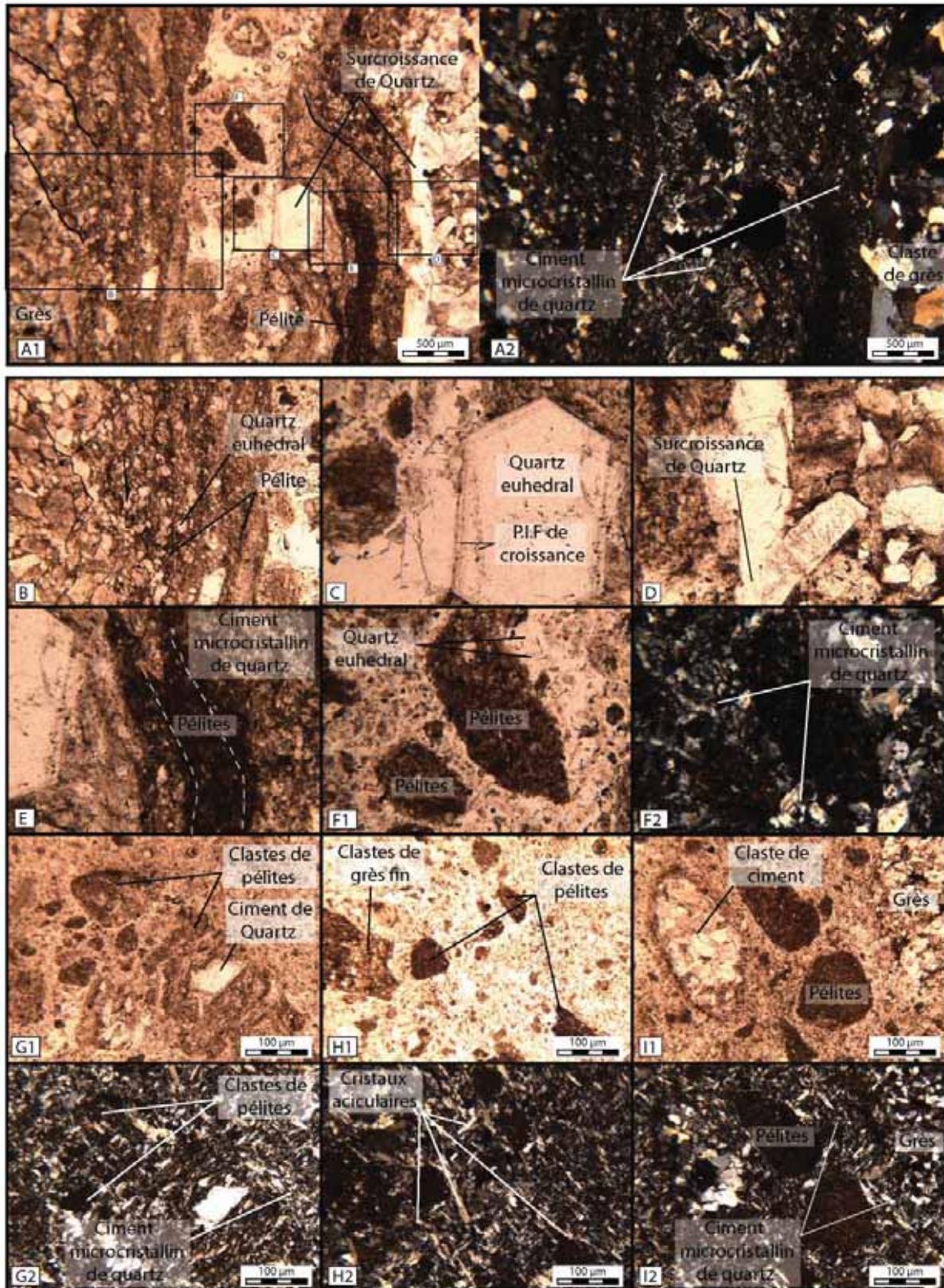


Figure IV – 1- 34 : Microstructures associées à l'échantillon 10ES71 (localisation sur la figure IV-1-33). Microscopie optique en lumière naturelle (A1, B, C, D, G1, H1, I1) et en lumière polarisée (A2, F2, G2, H2, I2). Voir textes pour commentaires.

e) Maturité de la brèche de faille et cyclicité de cimentation - échantillon 10ESK –

Cette partie présente les arguments structuraux, microstructuraux et cinématiques relatifs à la maturité de la roche de faille. La texture de roche de faille présentée ici est représentative de la texture de roche de faille observée sur plusieurs centaines de mètres en cartographiant la faille majeure nord (faille du Cairn, Fig. IV-1-4). L'échantillon sélectionné est donc issu de la faille principale de la zone Estrop, rappelons le, à rejet pluridécamétrique.

L'échantillon 10ESK (Fig. IV-1-35) provient de la zone coeur de la faille du Cairn. L'échantillon est composé de : (1) un miroir strié et minéralisé de quartz blanc et d'épaisseur centimétrique, (2) des clastes de grès arrondis de taille millimétrique à centimétrique, (3) un ciment de quartz blanc en gaine autour des clastes de grès ; cette cimentation est connectée au le miroir principal et (4) un ciment de quartz sombre composant un volume important de l'échantillon.

Les clastes de grès peuvent être entourés d'une gaine de quartz sombre comme d'une gaine de quartz blanc. Le ciment de quartz blanc peut être (1) considéré comme en place dans le cas du miroir minéralisé, (2) sous forme de claste , (3) sous forme de cimentation en gaine autour d'un claste de grès, de ciment sombre, ou des deux. Enfin, le ciment sombre peut être sous forme de (1) claste, (2) de ciment autour d'un claste ou (3) sous forme de cimentation générale (l'essentiel de la partie bréchique de l'échantillon) (Fig. IV-1-35).

L'ensemble de ces relations démontre la récurrence d'épisodes de cimentation, des deux types (ciment blanc et ciment sombre) puisque l'ensemble des objets structuraux décrits ci-dessus interviennent plusieurs fois au cours de l'acquisition de la fabrique finale de la roche.

Microstructures

La maturité microstructurale des relations entre le grès, les ciments de quartz et les pélites est présentée en Figure IV-35. La porosité est importante dans l'échantillon et non représentative de la porosité réelle, étant lié à des arrachements lors du litholamellage.

Le grès est composé de quartz, de feldspaths et de phyllosilicates (en particulier de micas). L'ordre de grandeur de la granulométrie est proche de 500 μm (Fig. IV-1-36A&B).

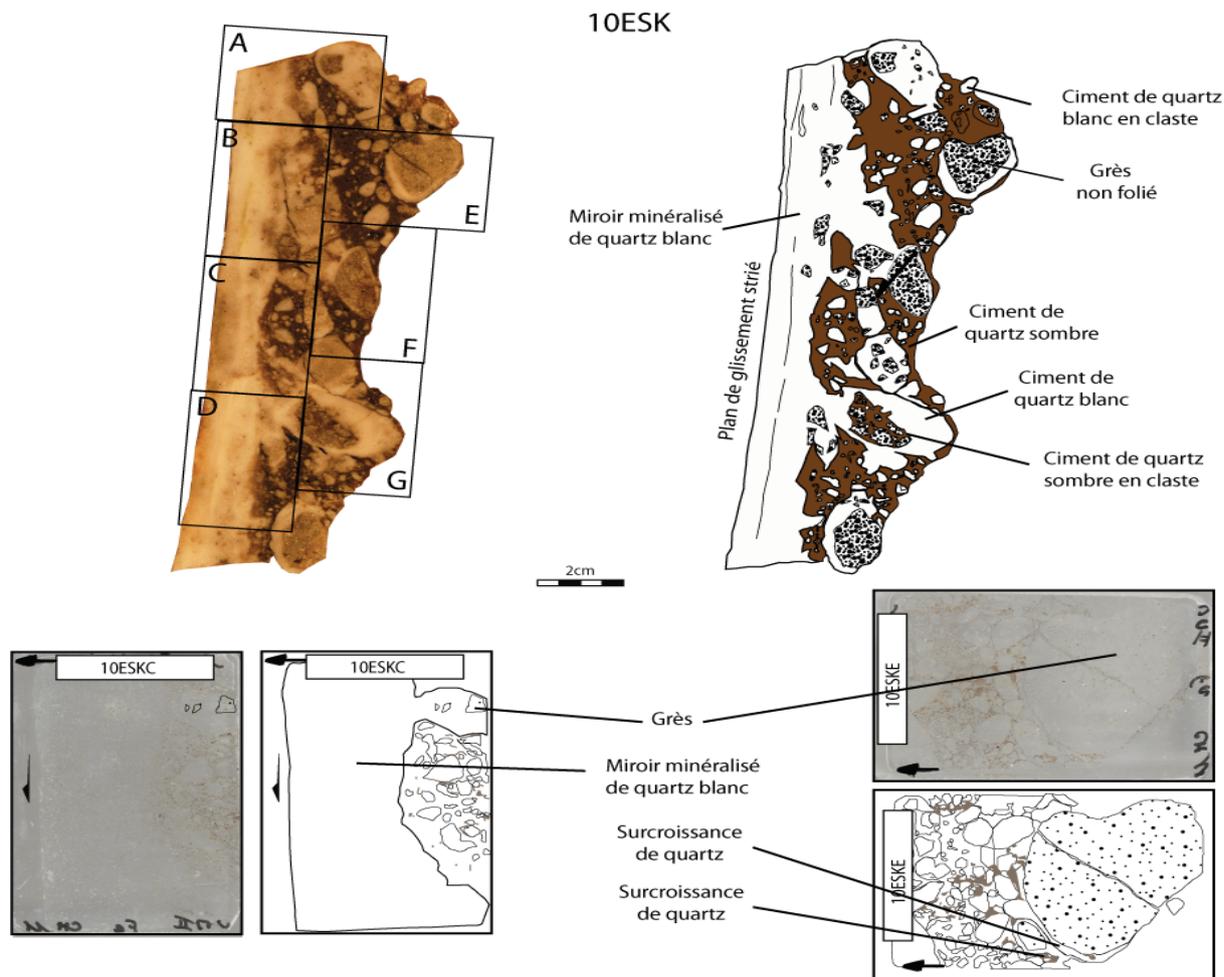


Figure IV – 1- 35 : Structure centimétrique de la brèche de faille le long du plan de glissement principal (bord gauche de l'échantillon) de la faille du Cairn, de rejet de l'ordre de 50 m (échantillon 10ESK, localisé sur la [figure IV-1-4](#)). Interprétations structurales de l'échantillon et des lames minces associées. Noter la cyclicité des cimentations de quartz sombre et blanc. Voir textes pour commentaires.

La cimentation de quartz blanc directement en contact avec les grès a une texture de remplissage de type blocky ; la taille moyenne des cristaux est de 200 μm . Quelques quartz à habitus prismatique sont cependant présents ([Fig. IV-1-36C&D](#)). Les surcroissances basées sur les grains de roche-hôte ne sont pas majoritaires.

La cimentation sombre est composée de pélites englobées dans un ciment de quartz ([Fig. IV-1-36D&E](#)), la couleur sombre générale étant donnée par ces pélites. Les clastes pélitiques mesurent de 5 à 40 μm de longueur et ont une forme légèrement allongée. Les teintes vives de 2^{ème} et 3^{ème} ordre en microscopie optique (lumière polarisée) attestent de la présence de phyllosilicates matures (illites).

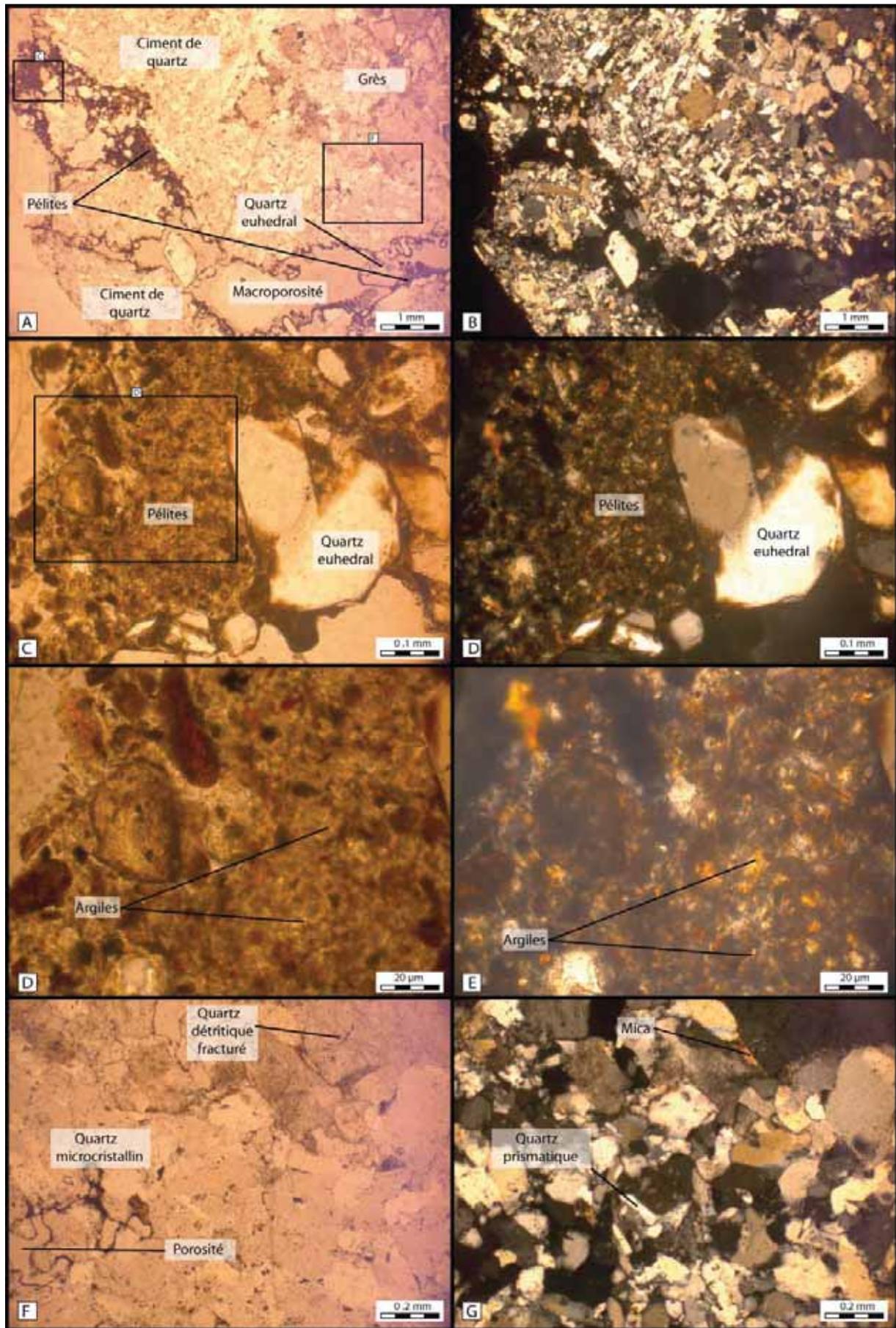


Figure IV – 1- 36 : Microstructures associées à l'échantillon 10ESK (localisation sur la figure IV-1-36). Microscopie optique en lumière naturelle (A, C, D&F) et en lumière polarisée (B,D ,E&G). La couleur sombre de la cimentation de quartz est donnée par la présence de pélites. Voir textes pour commentaires.

Quelques cristaux de quartz euhedraux (de 200 μm à 1mm) dont les faces cristallines sont bien exprimées semblent avoir grandi dans des cavités libres (Fig.IV-1-36C&D). Les ciments de quartz dans les zones péliteuses sont, quant à eux, de nature microcristalline (Fig.IV-1-36F&G).

f) Roche de faille foliée - échantillon 10ES54

L'échantillon de roche de faille présenté est le seul exemple de ce type de déformation observé sur l'ensemble de la zone de l'Estrop car unique dans notre campagne d'échantillonnage (80 roches de failles échantillonnées dans divers contextes structuraux). Cependant, celui-ci est très important dans la compréhension de l'expression des mécanismes associés à la déformation présente sur la zone ([Chapitre VIII](#)).

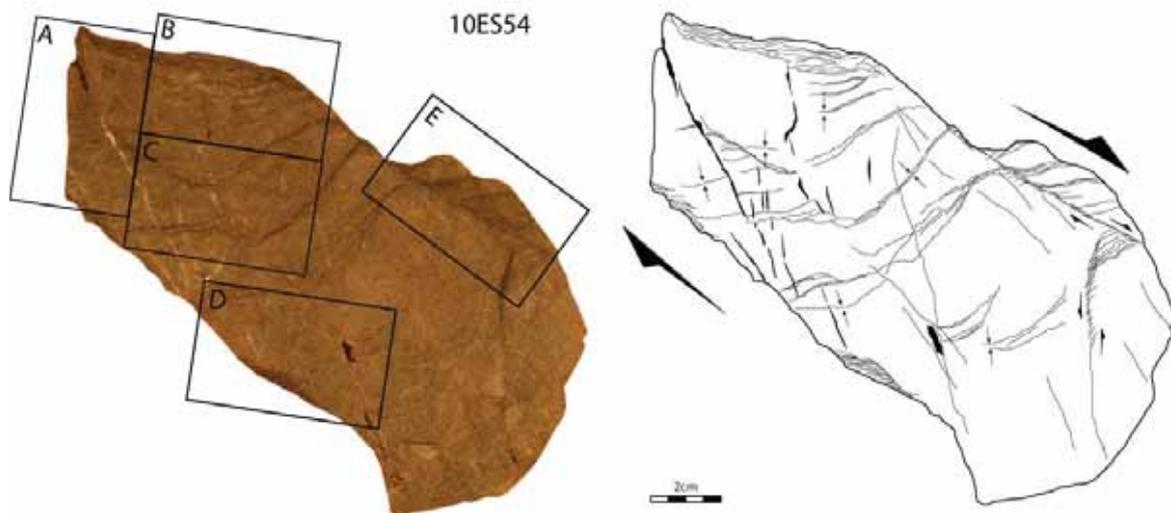


Figure IV – 1- 37 : Structure foliée associée à une faille mineure (rejet métrique) de l'affleurement de la Baisse de l'Aiguille (échantillon 10ES54, localisé sur la figure IV-1-14). Cet échantillon est l'unique exemple de foliation observée sur les roches de failles de l'Estrop. Cette déformation est située dans le quadrant compressif de la faille. La foliation résulte de la combinaison de la stylolitisation des quartz et des feldspaths, de la microfracturation intra et transgranulaire et de la néformation de phyllosilicates.

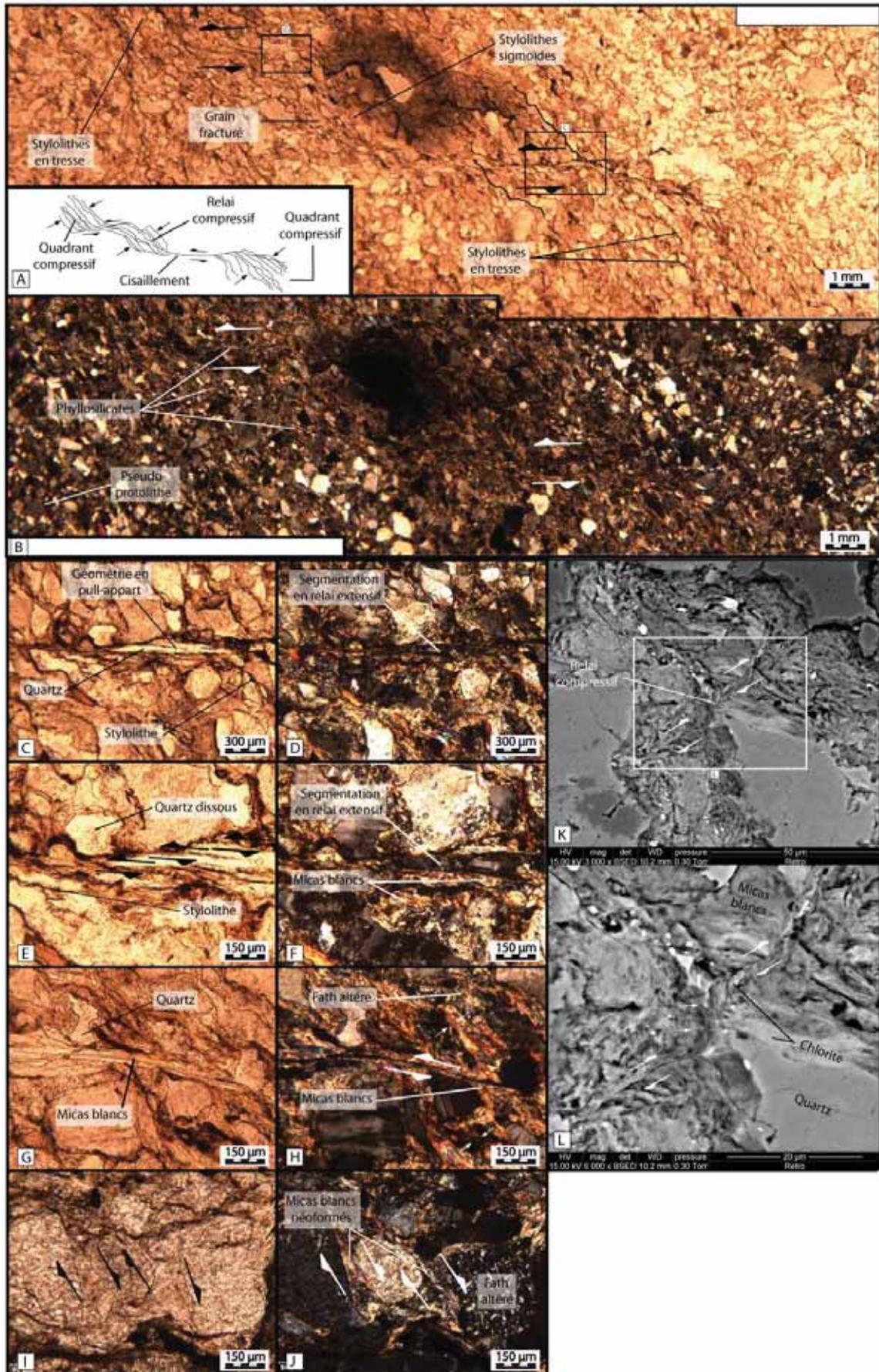


Figure IV – 1- 38 : Microstructures associées à l'échantillon folié 10ES54 (cf. [figure IV-1-38](#)). Microscopie optique en lumière naturelle (A, C, E,G&I) et en lumière polarisée (B,D ,F,H&J). (K&L) Image MEB électrons rétrodiffusés. Voir textes pour commentaires.

L'échantillon 10ES54 est structuralement situé dans un quadrant compressif d'une faille normale à rejet métrique (échantillon localisé en [Fig. IV-1-14](#) et présenté en [Fig. IV-1-37](#)). Les phyllosilicates, stylolithes et veines sont bien développés. L'ensemble de ces structures définissent des géométries en sigmoïde-cisaillement très bien exprimées. La densité de lits de phyllosilicates à stylolithes augmente au niveau de la lame mince B située en quadrant compressif d'ordre inférieur du plan de glissement du bord de l'échantillon. La proportion de phyllosilicates dans cette roche est qualitativement bien supérieure à celle des roche-hôte et roches de failles précédemment décrites.

-microstructures-

Le grès encaissant n'apparaît pas à l'échelle de l'échantillon ([Fig. IV -1– 38](#)) mais est similaire à celui décrit dans l'échantillon 10ES71 ([Chapitre IV-1-3d](#)).

L'échantillon montre une structure générale de type S-C (schistosité sigmoïde-cisaillement) ([Mattauer, 1973](#); [Nicolas, 1989](#)). La schistosité est marquée par des surfaces de pression-solution (stylolithes), une intense microfracturation intra et transgranulaire scellée par du quartz et orthogonale aux stylolithes ainsi qu'une muscovitisation syncinématique des feldspaths. La [figure IV-1-38](#) montre l'organisation de ces structures avec deux plans de cisaillements dont les terminaisons centrales déterminent un relais compressif à très haute densité de stylolithes. Les images [IV-1-38 K & L](#) montrent un relais compressif dans lequel la foliation est marquée par des micas blancs et chlorites syncinématiques sigmoïdes. Le long des cisaillements, on observe la présence de relais extensif (300µm de longueur pour 50 µm de largeur) scellé uniformément par du quartz ([Fig. IV-1-38 C, D, E & F](#)).

Les feldspaths peuvent être affectés par des zones de cisaillement dans lesquelles des micas blancs néoformés syn-cinématiques occupent des espaces fonctionnant en ouverture ou en cisaillements ([Fig. IV-1-38 I & J](#)).

Cette échantillon foliée montre une structure et des mécanismes de déformation en tous points similaires à ceux des roches de failles foliées détaillées dans le chapitre [IV-2](#) de ce manuscrit et caractéristiques de la seconde zone d'étude : Point Vert-Restefond.

IV – 2 – ZONE D'ETUDE DE POINT VERT-RESTEFOND

Cette partie du manuscrit décrit les zones de failles de Restefond et de Point Vert, dans la zone de Point Vert – Restefond (ou zone Moutière du rapport TOTAL sur diagénèse des Grès d'Annot ; Labaume et al., 2008b), localisée sur les figures IV-1-1 et IV-2-1A. Cette zone est située au nord-est du massif de l'Argentera, dans les environs de la cime de la Bonette. Rappelons que les Grès d'Annot ont atteint dans cette zone une température maximale comprise entre 240°C et 260°C, estimée à partir de l'analyse du pouvoir réflecteur de la vitrinite. Nous attribuons cette température maximale à l'enfouissement des Grès d'Annot sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye, compris ici entre 8 et 10 km si on assume un gradient géothermique de 25 à 30°C/km (cf. Chapitre III).

Après une description générale des zones de failles de Restefond et de Point Vert, nous décrivons successivement les éléments structuraux caractéristiques de ces zones de failles : les roches foliées, les brèches dilatantes, les gouges et les veines.

IV – 2 – 1 Données cartographiques et coupe structurale

Le schéma structural et la coupe géologique d'orientation nord-sud sont présentés sur la figure IV-2- 1B&C. la coupe est orthogonale au réseau de failles E-W étudiées et permet d'apprécier le plongement du chevauchement de base des nappes et du toit du socle vers le nord et la divergence du dépôt des grès d'Annot en onlap sur le flanc sud de l'anticlinal E-W de « Terre Plaine ».

Les failles E-W de la zone d'étude de Restefond affectent le sommet de la série des Grès d'Annot, les Schistes à blocs et les nappes de l'Embrunais-Ubaye (figure IV-2-2). Le réseau longitudinal à la chaîne est également bien exprimé (Figure IV-2-1B).

Plus précisément, il existe deux orientations préférentielles de failles dans le réseau transverse à la chaîne : N080-090E et N040-50E (Fig. IV-2-3). Ces deux orientations sont associées, puisque se recoupant mutuellement, et définissent un système de horst et de graben à l'échelle hecto-décamétrique. La faille étudiée (« faille de Restefond » par la suite) fait partie de celles orientées N080-N090E. Elle a un pendage vers le nord, avec un rejet d'environ 20 mètres.

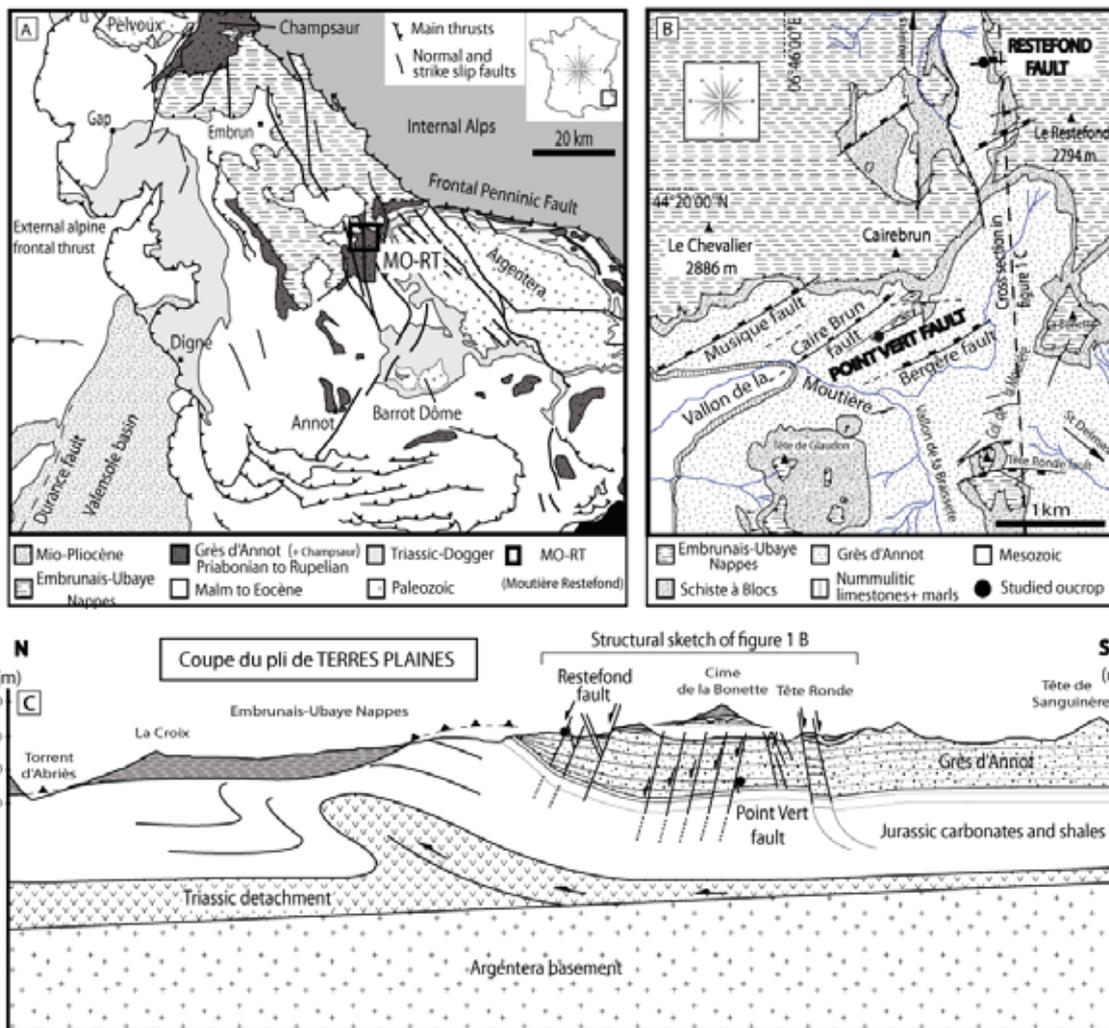


Figure IV- 2 – 1 : Localisation de la zone d'étude de Point Vert-Restefond. (A) Schéma structural des Alpes Occidentales du Sud Ouest. (B) Schéma structural de la zone d'étude. (C) Coupe géologique d'axe Nord – Sud du secteur de Point Vert-Restefond et localisation des affleurements des failles de Restefond et Point Vert. Notons qu'au nord de la zone d'étude, la base des nappes recoupe le pli E-W de Terres Plaines et le dôme de Barcelonette et descend ainsi (ii) en altitude d'environ 1 kilomètre et (ii) dans la stratigraphie depuis les Schistes à Blocs jusqu'au Terres Noires du Jurassique supérieur.

Les failles transverses à la chaîne du Vallon de la Moutière ont été cartographiées dans quatre travaux principaux (Lansighu, 2000 ; Bouroullec et al., 2004 ; Guillocheau et al., 2005 ; Pochat & Van den Driesche, 2007). A partir de ces travaux et de nos données de terrains, nous proposons une nouvelle interprétation cartographique du secteur (Fig. IV-2-4).

La faille de Musique affecte la barre de la « Mauvaise Côte » avec un rejet hectométrique. Elle décale les Grès d'Annot, les Schistes à Blocs et les nappes sus-jacentes (Sub-Brianconnais, Autapie et Parpaillon) avec un rejet d'au moins 250 mètres (Fig. IV-2-4 & Fig. IV-2-5). Son orientation moyenne est de N070-075E avec un pendage vers le N-NW.

Des failles de rejet inférieur (i.e. décamétrique à hectométrique) affectent également les Grès d'Annot et les Schistes à blocs : failles de Gendron, de Caire Brun, de Joubarde et de la Bergère. Les failles de Point Vert et Névé étudiées dans ce manuscrit ont des azimuths proches de N080E ; l'étude n'a pas permis de déterminer si celles-ci se branchaient au NE sur la faille de Joubarde (Fig IV-2-4 & 5).

Un point particulier issu de cette cartographie est la nature du contact entre les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs qui correspond tantôt à des surfaces d'érosion sécantes sur les Grès d'Annot, tantôt à des failles (Fig. IV-2-4&5).

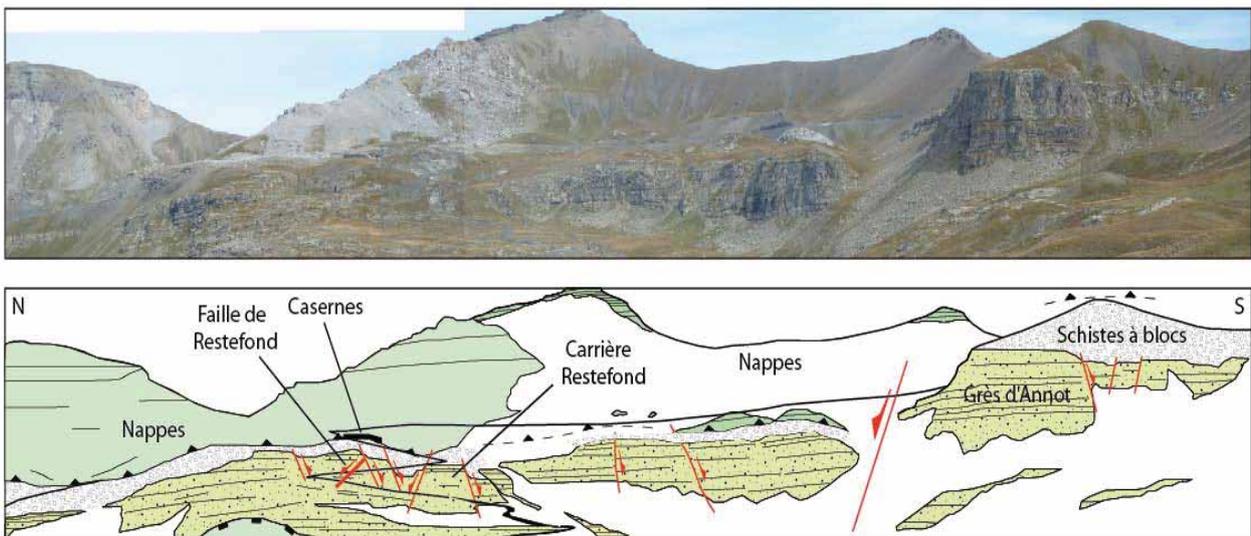


Figure IV – 2 -2 – Panorama des Casernes de Restefond (vue de l'est). Localisation des principales failles à rejet décamétriques et métriques.

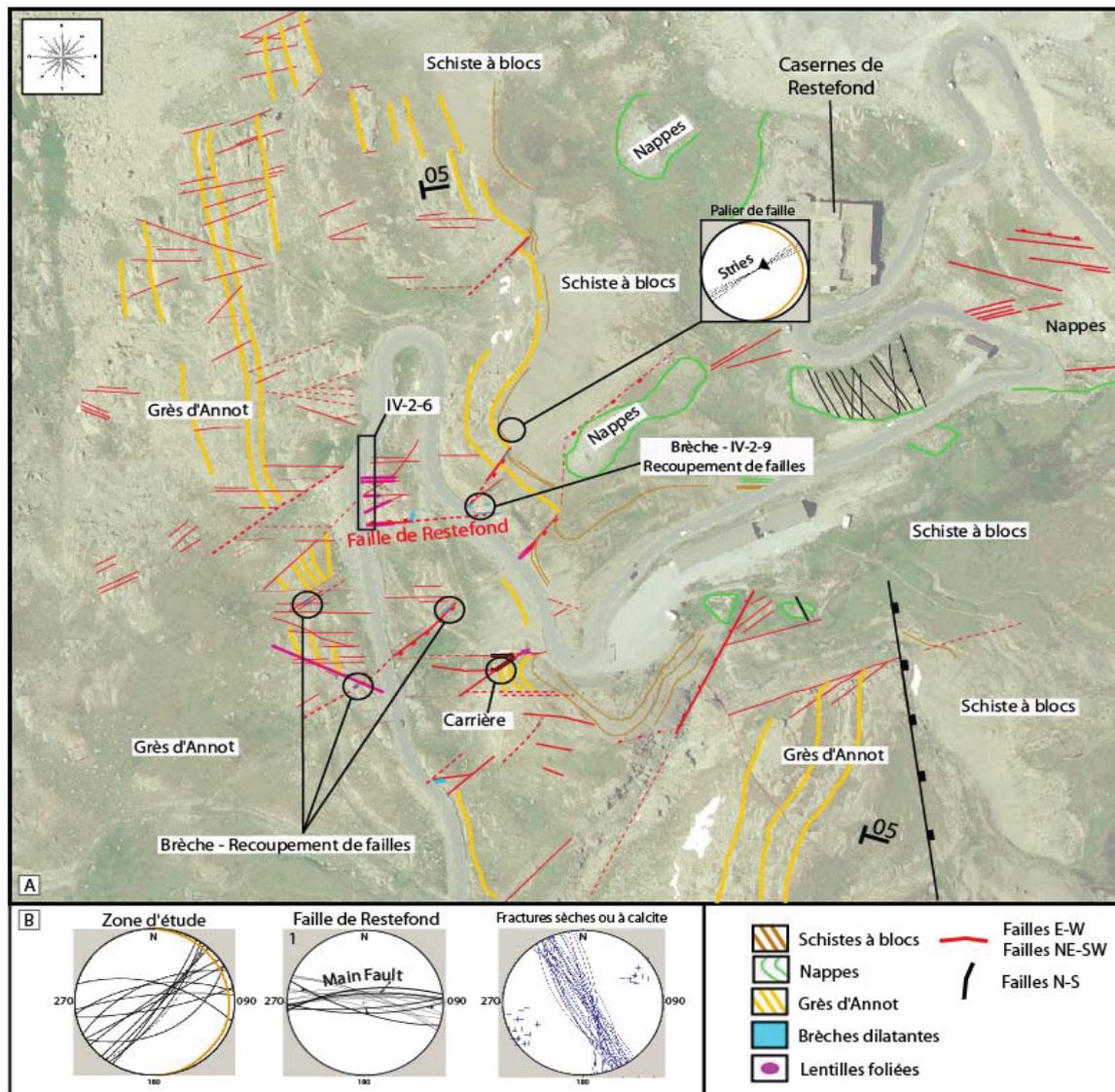


Figure IV – 2 -3 – (A) Interprétation structurale de la photographie aérienne du secteur des Casernes de Restefond et (B) projections stéréographiques des principaux accidents structuraux.

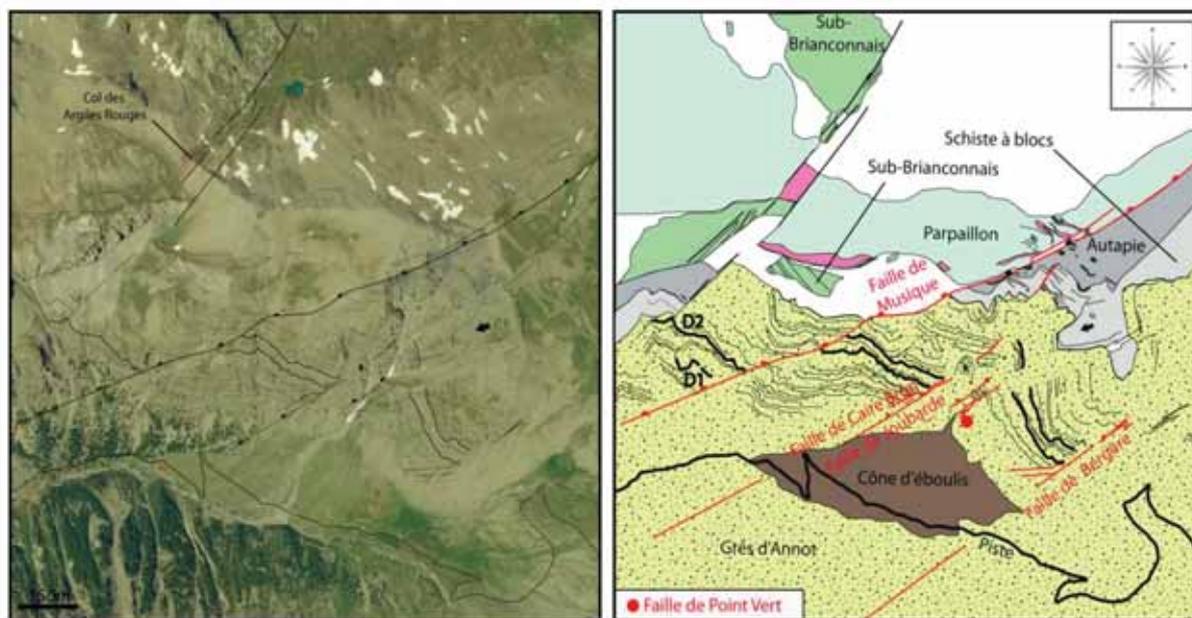


Figure IV – 2 -4 – Interprétation cartographique du secteur de la Mauvaise Côte (versant nord du vallon de la Moutière) et localisation des principales failles. La faille de Point Vert est située dans le bloc de mur de la faille de Joubarde.

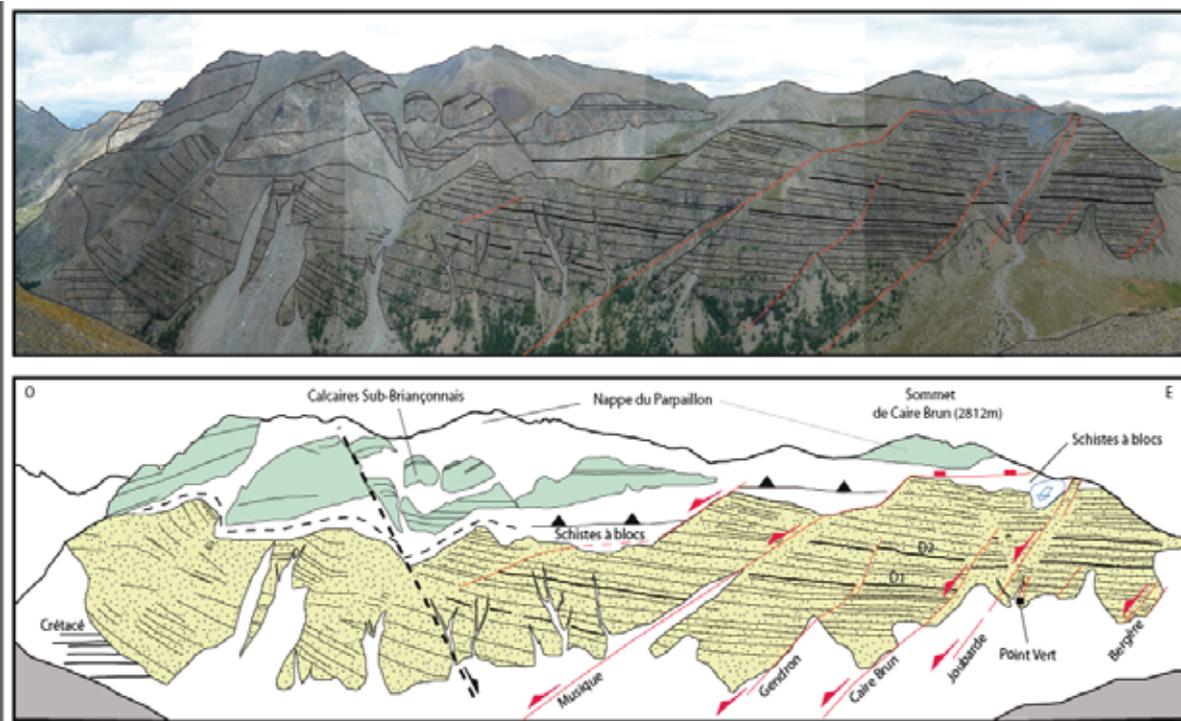


Figure IV – 2 -5 – Panorama de la Mauvaise côte (versant nord du vallon de la Moutière), avec localisation des deux « debris flows » repères D1 et D2 (Ravenne et al., 1987) et localisation des principales failles.

IV-2-2-Etudes d’affleurements

Deux principaux affleurements sont étudiés dans cette partie du manuscrit : l’affleurement de la faille des Casernes de Restefond et l’affleurement de la faille du Point Vert. Des failles satellites associées à ces failles ont également été étudiées.

- Faille de Restefond-

La faille de Restefond affecte une série subhorizontale grésopélique composée de bancs arkosiques (pluri)métriques et de bancs pélitiques décimétriques (Fig. IV-2-6&7). La surface de faille principale est orientée N080E avec un pendage de 70° vers le nord. Le déplacement n’a pas pu être mesuré précisément pour des raisons de manque de continuité d’affleurement. Il est estimé à 20-30m sur la transversale étudiée, le bloc supérieur est

composé d'un banc décimétrique de grès arkosique grossier à microconglomératique tandis que le bloc inférieur est composé de grès slumpé contenant des lentilles de pélites et galets mous.

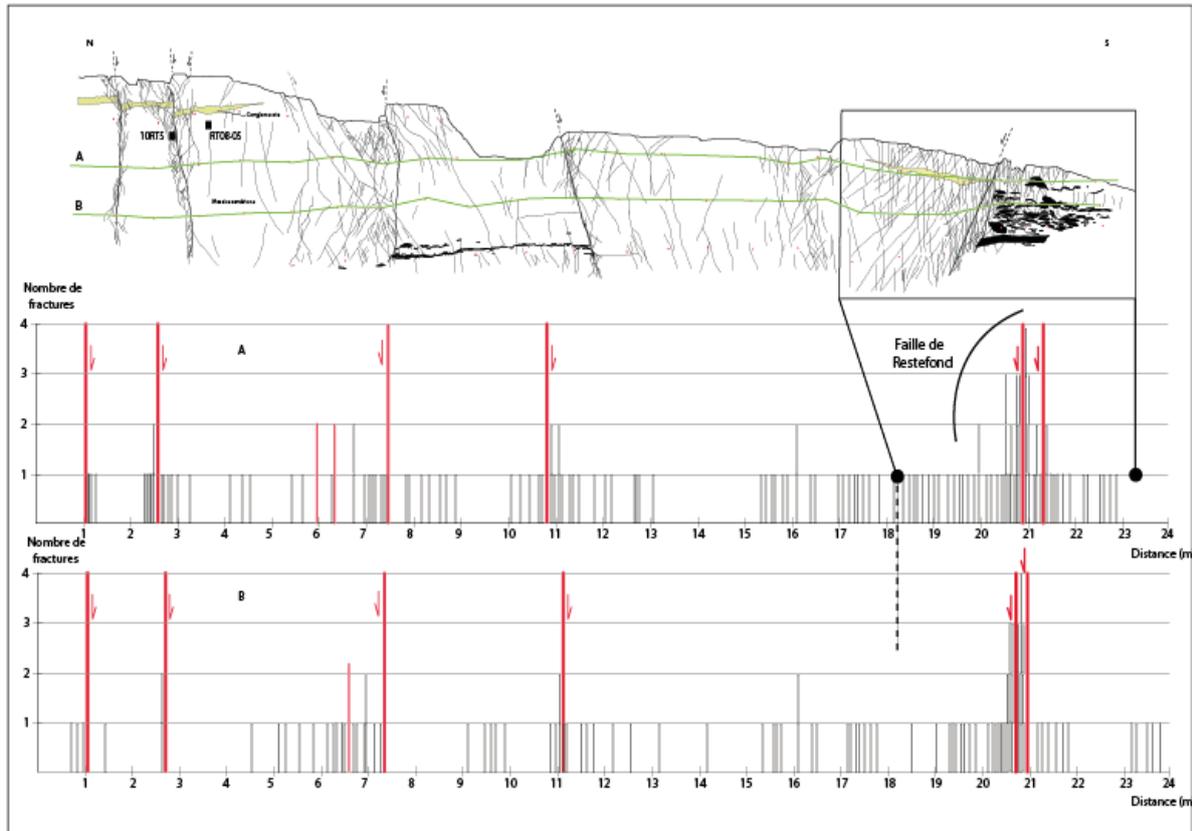


Figure IV – 2 -6 – Interprétation structurale de la faille de Restefond (localisation sur la figure IV-2-3) et histogramme de fracturation associée.

La zone cœur de faille est délimitée par deux plans de glissement. Elle mesure environ 1 mètre d'épaisseur et est composée de lentilles plus ou moins foliées de tailles décimétriques (Fig.IV-2-7). La foliation visible sur l'affleurement est composée de stylolithes, de niveau riche en phyllosilicates et d'une fabrique de forme de grains allongés. Les lentilles de grès foliés sont délimitées par des plans de glissement striés à pendage nord avec des plaquages de phyllosilicates abondants. À l'intérieur des lentilles, l'azimut de la foliation montre une orientation sub-parallèle à la direction de la faille et une géométrie sigmoïdale, définissant des structures de type S-C typiques de roches cisailées (Passchier et Trouw, 2005) (Fig. IV-2-7B). De nombreuses veines d'extension à remplissage de quartz ou de quartz-calcite, large jusqu'à 4 cm pour plusieurs dizaines de centimètres de long recourent la foliation avec un angle fort, i.e. témoignent d'une extension cohérente avec la direction de

raccourcissement déduite de la foliation (Fig. IV-2-7D). La densité des stylolites et des veines montre une corrélation positive à l'échelle du centimètre. Sauf pour les films pélitiques cisillés délimitant les lentilles foliées, les couches de pélites affectées par la faille ne montrent pas de déformation de cisaillement forte. Elles sont recoupées par les surfaces de glissement et les fractures sans structures de claysmear (Fig. IV-2-7B).

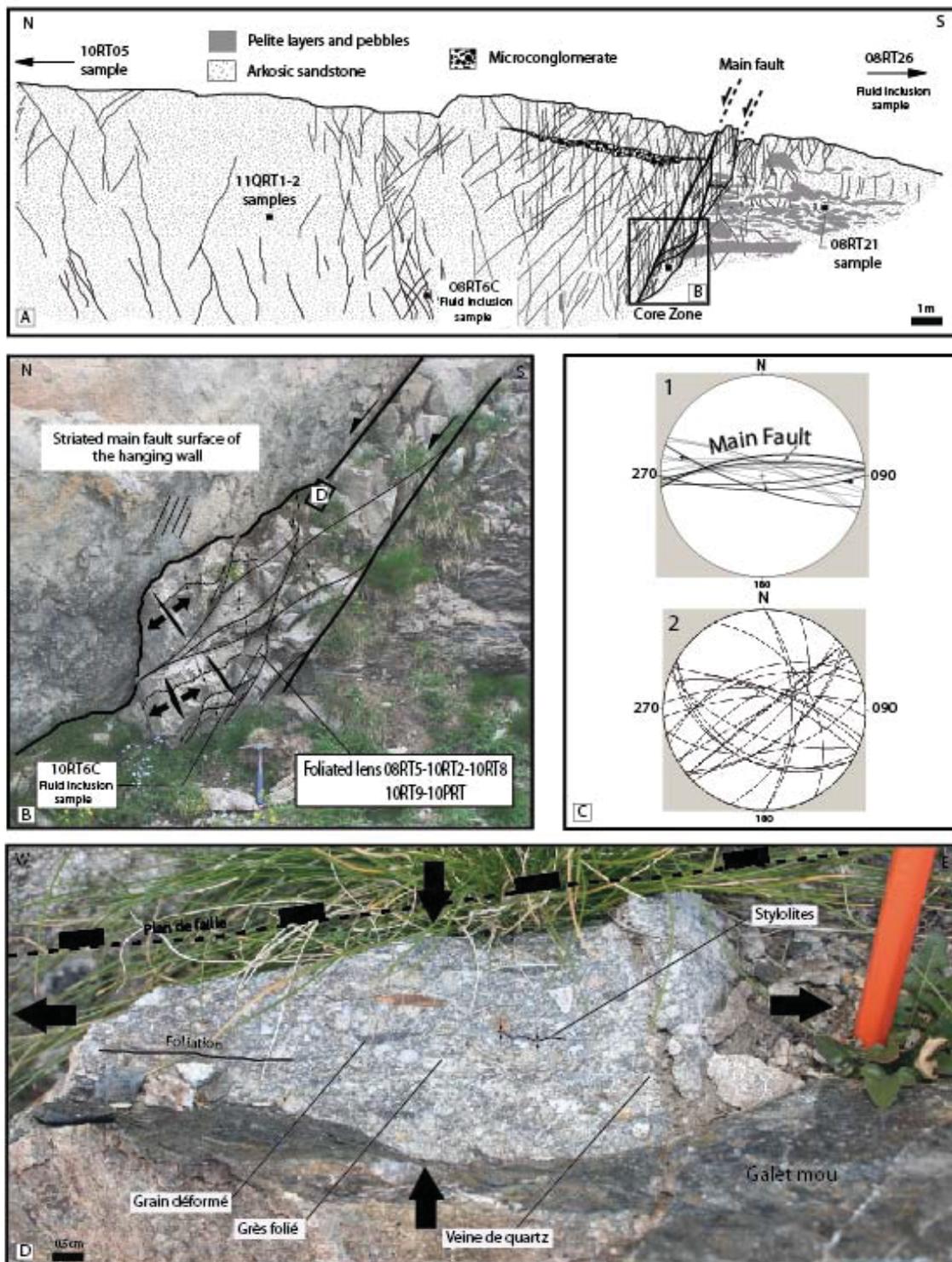


Figure IV – 2 - 7 – (A) Interprétation structurale de la faille de Restefond (localisation sur la figure [IV-2-6](#)) et (B) de sa zone cœur. (C) Projections stéréographiques des plans de glissement de l'accident principal (1) et des veines dans la lentille foliée centrale (2). (D) Détails d'une lentille foliée jouxtant le plan de glissement principal (localisée sur B).

Le plan de glissement bordant au nord la zone cœur de faille porte des cannelures de longueur métrique, d'une dizaine de centimètres de large et d'une profondeur de plusieurs centimètres. Ces cannelures présentent un pitch proche de la verticale et attestent du mouvement normal de la faille. Toutefois, ce plan de glissement principal et les plans secondaires dans la zone de faille portent aussi des stries de pitch variables, allant de l'horizontale à la verticale ([Fig. IV-2-7B](#)). Les directions des veines de quartz-calcite sont également variables, de parallèle à normale à l'orientation de la faille ([Fig. IV-2-7C](#)). Nous interprétons ces directions variables de glissement et d'extension comme résultant de mouvements locaux dus à la géométrie complexe des lentilles composant la roche de faille.

Des veines de calcite tardives d'orientation N-S recoupent la zone de faille et son encaissant. Nous associons leur présence à l'épisode d'extension tardif exprimé par les failles NNW-SSE décrites par [Kerckhove, \(1969\)](#) et [Labaume et al. \(1989\)](#) ([Fig. IV-2-3](#)).

La fracturation au voisinage de la faille (20 mètres de part et d'autre) peut être divisée en deux parties : la zone d'endommagement et la zone externe ([figure IV-2-6&7](#)). Elle est mieux exprimée dans le bloc supérieur que dans le bloc inférieur en raison du développement limité des fractures associé à l'hétérogénéité de la structure interne chaotique des couches slumpées. La zone d'endommagement dans le bloc supérieur fait environ six mètres de large et comporte des fractures de quartz (partiellement à totalement scellées) à pendage fort (environ 70 °), sub-parallèles et synthétiques ou antithétiques au plan de glissement principal. La densité de fractures diminue avec la distance au plan de glissement principal et la transition vers la fracturation de bruit de fond est progressive, l'espacement des fractures augmentant de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres dans cette zone.

Au delà de la zone endommagée, la déformation se matérialise par des fractures isolées et des failles à rejet décimétrique ayant chacune leur propre zone d'endommagement de largeur décimétrique. La présence de ces failles peut être interprétée de deux façons : (1) ces failles sont des failles satellites associées au fonctionnement de la faille de Restefond ou (2) ces failles correspondent à un bruit de fond généralisé sur la zone

étudiée. Les failles à rejet décimétrique à décamétrique sont fréquentes dans les Grès d'Annot de ce secteur. Une étude statistique sur une zone plus vaste que l'affleurement étudié ici serait nécessaire pour mieux comprendre les relations entre les failles d'échelles différentes.

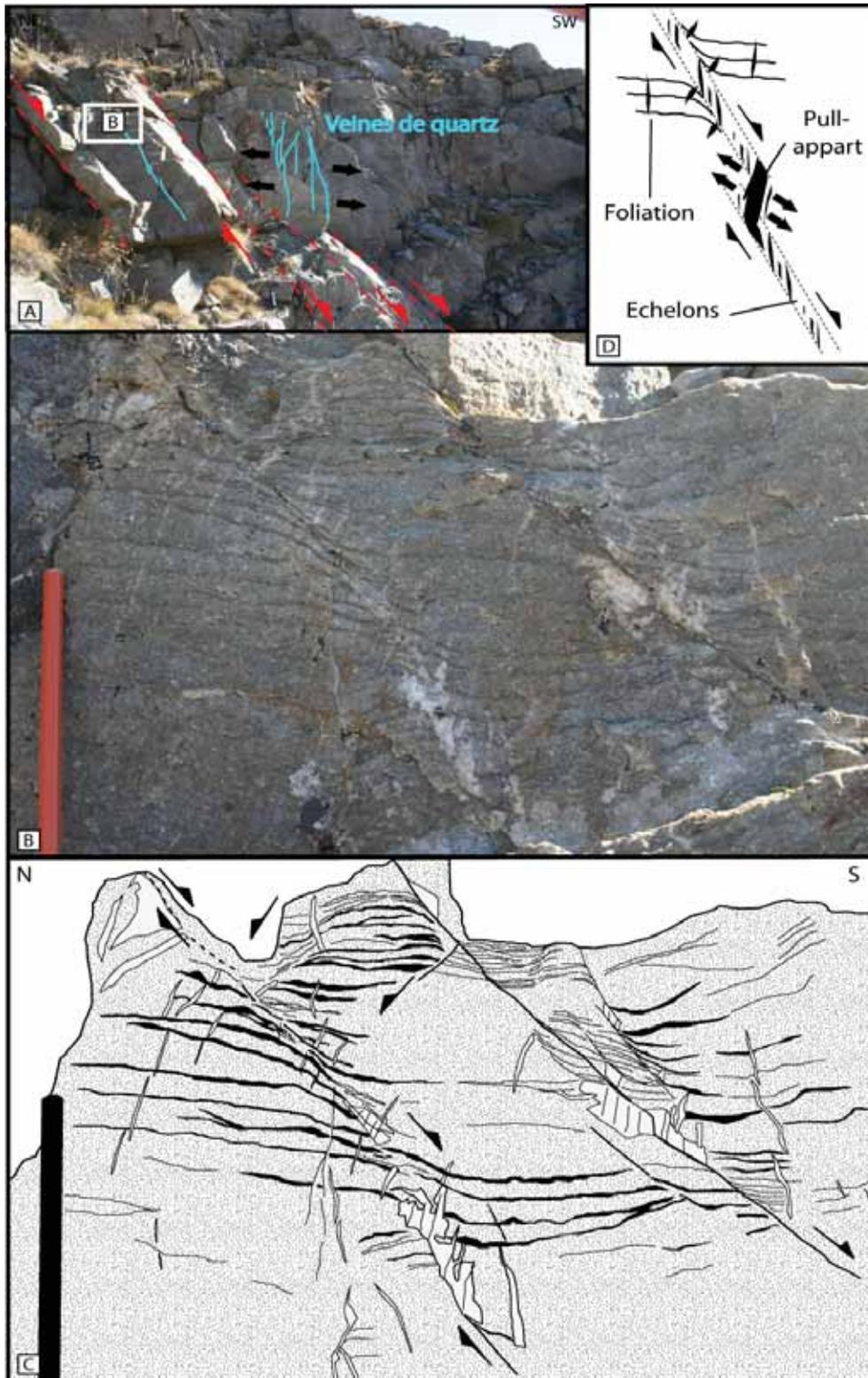


Figure IV – 2 - 8 – Interprétation structurale d'un volume de grès folié associé à des failles naissantes dans la carrière au sud de la faille des Casernes de Restefond (localisation sur la [Fig. IV-2-3](#)). (A) Schéma général. (B&C) Détails du volume de grès folié et relations géométriques entre les objets structuraux. (D) Modèle de distributions des principaux objets structuraux.

-Les types de roche de failles présentes sur le faisceau de failles de Restefond-

Deux principaux types de roches de failles, (i) les lentilles foliées et (ii) les brèches dilatantes caractérisent le faisceau de failles de Restefond ; celles-ci sont cartographiées dans la [figure IV-2-3](#). Les lentilles foliées se localisent le long du plan de glissement principal des différentes failles de tous rejets, tandis que les brèches dilatantes semblent se localiser dans des recouvrements cartographiques de failles, d'orientations N040-050E et N080-90E.

(i) *Lentilles foliées (i.e. [Fig. IV-2-7](#))*. La [figure IV-2-8](#) montre deux failles normales naissantes (rejet décimétrique) dans la carrière de Restefond (localisation sur la [Fig. IV-2-3](#)). La déformation au voisinage des failles est exprimée par un volume de grès intensément folié ([Fig. IV-2-8](#)). La foliation se matérialise par des lits stylolitiques très riches en phyllosilicates (couleur sombre sur la photo), sub-parallèles à la stratification et définissant des crochons très bien développées au voisinage des failles. Au voisinage des failles, la distribution des stylolites devient plus dense et ils sont recoupés orthogonalement par (ou limitent) des veines extensives de quartz à fort gradient d'ouverture ([Fig. IV-2-8B&C](#)). Les failles sont segmentées, les segments étant connectés par des zones de relais extensifs scellés par des minéralisations de quartz abondantes. Les motifs de croissance indiquent une évolution des relais extensifs à partir d'échelons de veines de quartz orthogonale à la foliation. En effet, des terminaisons longitudinales de celles-ci sont encore visibles à la périphérie de certains relais. Cette géométrie d'initiation de failles est similaire à celle décrite pour des failles affectant des carbonates par [Micarelli et al. \(2005\)](#) ([Fig. IV-2-8D](#)).

(ii) *Brèche dilatante*. La [figure IV-2-9](#) illustre le second type de roche de faille présent sur la faille de Restefond et les motifs structuraux conduisant à l'acquisition de la fabrique finale en brèche dilatante à clastes de grès non folié et à remplissage de quartz et/ou de quartz-calcite. Au premier

stade, les fractures à remplissage de quartz sont distribuées en échelon le long d'un plan de faille normale et minéralisé par du quartz (Fig. IV-2-9B).

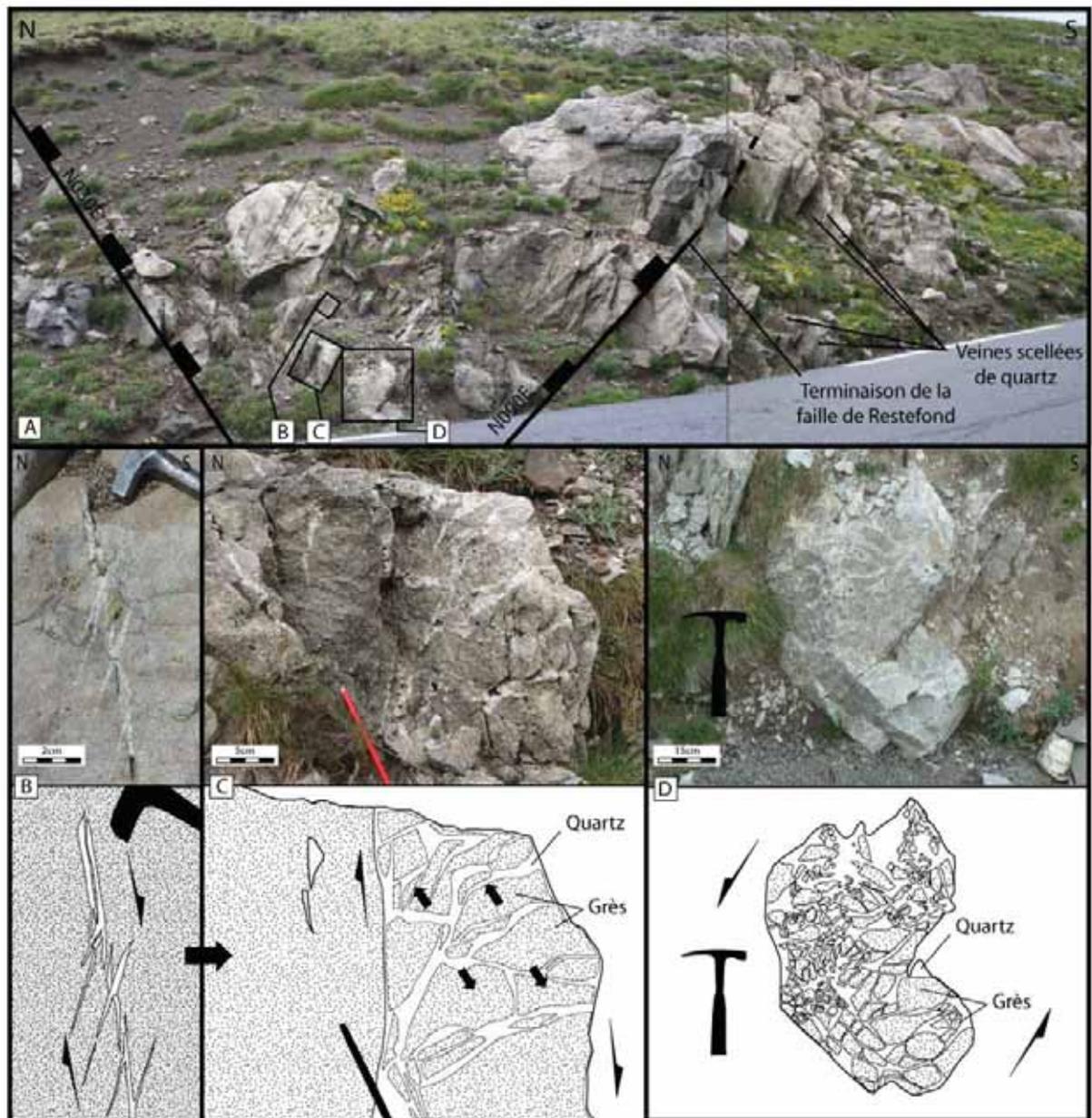


Figure IV – 2 -9 – Interprétation structurale et évolution d’une fracturation dilatante associée au cisaillement dans une zone de recoupement de failles entre la faille des casernes de Restefond et une faille antithétique (localisation sur la Fig. IV-2-3). (A) Vue générale de l’affleurement. (B, C&D) Stades évolutifs de l’acquisition de la texture de brèche.

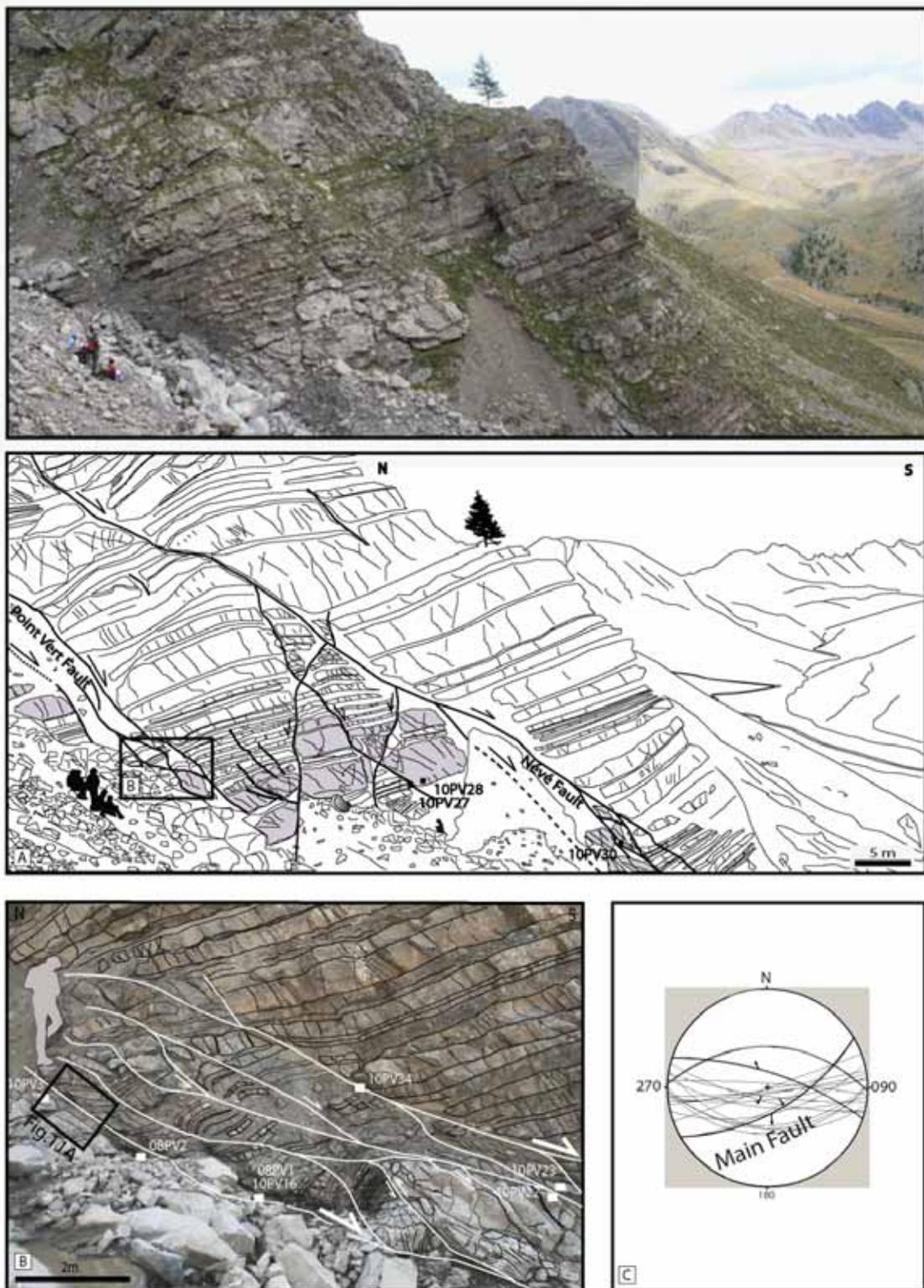


Figure IV – 2 - 10 – (A) Interprétation structurale des failles de Point-vert et Névé et (B) projections stéréographiques des plans de failles associés.

Avec l'augmentation du rejet, l'ouverture de chaque veine constituant l'échelon augmente, des fractures secondaires se connectent aux précédentes. La texture bréchique est acquise, cependant le puzzle défini par les clastes est encore géométriquement restaurable (Fig. IV-2-9C). La structure illustrée sur cette image est localisée dans le quadrant extensif d'une la faille seconadire à pendage sud et rejet décimétrique. La texture se développe avec l'augmentation de la part de ciment de quartz, mais les clastes ne semblent pas montrer de rotation les uns par rapport aux autres ; cette texture semble proche d'une texture d'éclatement de la roche guidée par les directions de deux failles principales qui se recoupent à cet endroit (Fig. IV-2-9A&D).

-Failles de Point Vert - Névé-

L'affleurement des failles de Point Vert - Névé expose deux failles normales principales, les failles Point-Vert et Névé (cette dernière divisée en deux branches), qui ont un pendage vers le sud respectivement autour de 70 ° et 60 ° (Fig. IV-2-10). Le déplacement normal est de 32 m sur la faille de Point-Vert et de 14 m de la faille du Névé. Trois failles normales à rejet métrique définissent un système de hosts-grabens entre ces deux failles majeures, auxquelles elles sont branchées. La succession turbiditique affectée est composée (i) de corps homolithiques comprenant des couches de grès d'épaisseur métrique et (ii) de corps hétérolithiques composés d'alternances décimétriques de bancs de grès et pélites.

La zone cœur de la faille de Point Vert comprend une bande de gouge d'environ 20 cm d'épaisseur bordée par quelques centimètres de grès folié (Fig. IV-2-10B&11). La gouge est macroscopiquement formée par une matrice sombre pélitique contenant des clastes de grès folié jusqu'à centimétriques. Elle présente dans son ensemble une forte fabrique S-C cohérente avec le mouvement en faille normale de grande échelle. Les grès foliés bordant la gouge sont macroscopiquement similaires à ceux décrits ci-dessus pour la faille de Restefond. La zone cœur de la faille du Névé présente une qualité d'affleurement moindre. Elle ne montre pas de gouge mais des grès foliés sont présents. Les zone cœur des failles à rejet métrique présentes entre les deux failles majeures montrent des miroirs striés sombres, lustrés et présentant une fabrique folié sur quelques centimètres de large.

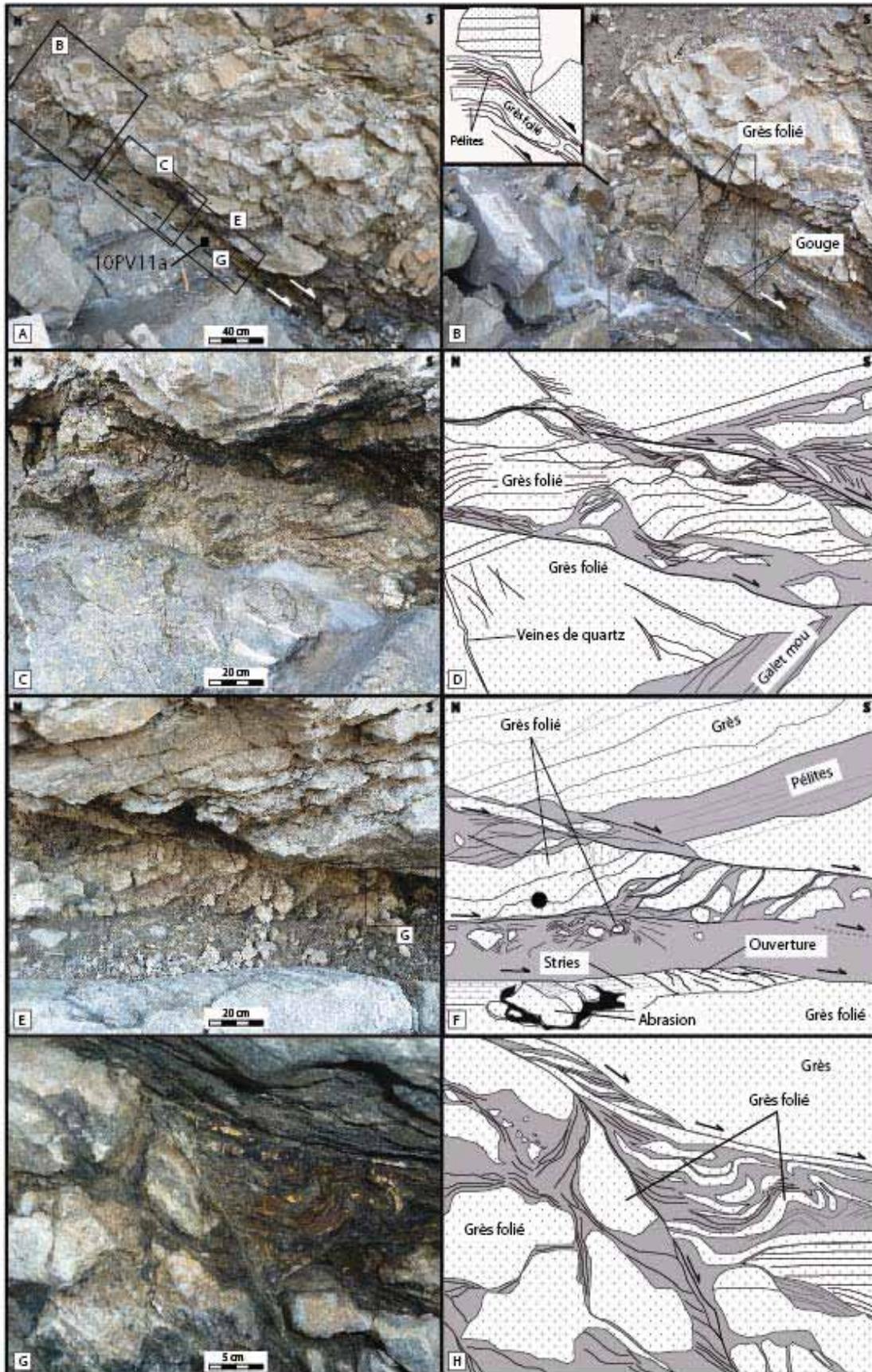


Figure IV - 2 – 11 – Détails des motifs structuraux de la gouge de Point-Vert (localisation sur la figure IV-2-10 ; commentaires dans le texte).

La zone d'endommagement de bloc supérieur de la faille de Point Vert mesure environ 3 mètres de large et comprend des failles normales à géométrie anastomosée et à rejets et espacements décimétriques, ainsi que des fractures à remplissage de quartz et calcite. Le mur de la faille est moins visible mais montre sur les 3 mètres apparents une fracturation éparse de veines à quartz-calcite (Fig. IV-2-10B). De façon similaire à la faille de Restefond, les pélites ne présentent pas de figure de « smearing » et montrent un comportement cassant.

Comme dans le cas de Restefond, il est délicat de faire la part entre une zone d'endommagement externe et un bruit de fond de fracturation et de failles mineures qui serait commun à l'ensemble de la zone.

La figure IV-2-11 détaille les éléments pétrologiques et les motifs structuraux présents dans la gouge de faille de Point Vert. La gouge possède une épaisseur comprise entre 16 cm et 31 cm et sa composition n'est pas homogène. La structure générale présente un litage dans lequel le grès folié est préférentiellement situé au centre tandis que les pélites feuilletées en tapissent les épontes, le passage d'une pétrologie à l'autre étant assurée par des cisaillements (Fig. IV-2-11C&D). Les clastes de grès foliés sont centimétriques et macroscopiquement composés de lit riches en phyllosilicates et de veines à quartz et quartz-calcite orthogonale à la foliation. La matrice est pélitique à argilo-pélitique et contient des clastes de grès millimétriques à centimétriques, spécialement dans la zone accolée à l'éponte du bloc inférieur (Fig. IV-2-11E&F). La zone de grès centrale montre des structures S-C grossières cohérentes avec le mouvement général de la faille normale. Les pélites des épontes de la gouge montrent le même type de fabrique mais avec une longueur d'onde plus petite. Des géométries plus complexes peuvent également être présentes, en particulier des plis affectant des bancs de grès lenticulaires (Fig. IV-2-11G&H).

IV-2-3 - Etudes des échantillons et des microstructures associées

Cette section décrit la typologie des roches de failles présentes dans les zones de failles de Restefond et Point vert. Dans un premier temps, nous présenterons les échantillons et les microstructures des échantillons de roche de faille foliée. Les caractéristiques microstructurales de ces grès foliés sont similaires dans les échantillons des deux failles. Dans un second temps nous présenterons la brèche dilatante de la faille de

Restefond et les microstructures qui y sont associées. Enfin, nous présenterons les éléments structuraux et microstructuraux identifiés dans la gouge de faille de Point Vert, ainsi que dans la faille voisine de Caire Brun.

a) Les roches foliées -

-Mésosstructures-

Les échantillons présentés sur la **figure IV-2-12** illustrent les différents degrés de développement de la foliation dans des échantillons représentatifs du cœur des failles de Restefond (RT6C et 08RT5) et Point Vert (10PV2). Ces échantillons représentent des lentilles bordées par des surfaces couvertes d'un enduit argileux lustré et strié de couleur verdâtre à noirâtre. La foliation est marquée par des lits riches en phyllosilicates localisant préférentiellement les stylolithes et une fabrique de forme des grains de quartz et feldspaths fracturés et étirés par des microcracks intra- et transgranulaires perpendiculaires à la foliation. Cette dernière est recoupée par des veines extensives transgranulaires à déplacement d'ouverture milli- à centimétrique à remplissage de quartz ou de quartz-calcite. L'échantillon 10RT6C montre des stylolites espacés associés à des veines centimétriques fibreuses à géométrie sigmoïdale. L'échantillon 08RT05 illustre une foliation sub-pénétrative, avec une densité de stylolithe et un déplacement d'ouverture des veines supérieurs à ceux de l'échantillon 10RT6C. L'échantillon 10PV2 illustre le tronçonnement des veines fibreuses macroscopiques par des microcisaillements le long desquels la foliation montre une géométrie sigmoïde. Une nouvelle génération de veines orthogonales à la foliation, à remplissage prismatique de quartz ou quartz-calcite, recoupe les veines fibreuses basculées par les cisaillements.

Dans le cas de l'échantillon 10RT6C, à intensité de déformation modérée, les stylolites et les veines syncinématiques fibreuses sont obliques aux plans de glissement bordant l'échantillon et cinématiquement cohérents avec ceux-ci. Dans les trois autres échantillons, à déformation plus intense, la foliation est sub-parallèle et les veines (fibreuses pour 08RT5 et prismatiques pour 10PV2) sub-perpendiculaires aux cisaillements de bordure.

L'échantillon 10RT02 illustre macroscopiquement la naissance de cisaillements naissants à rejet millimétrique dans une roche foliée d'intensité de déformation analogue à celle de l'échantillon 08RT5.

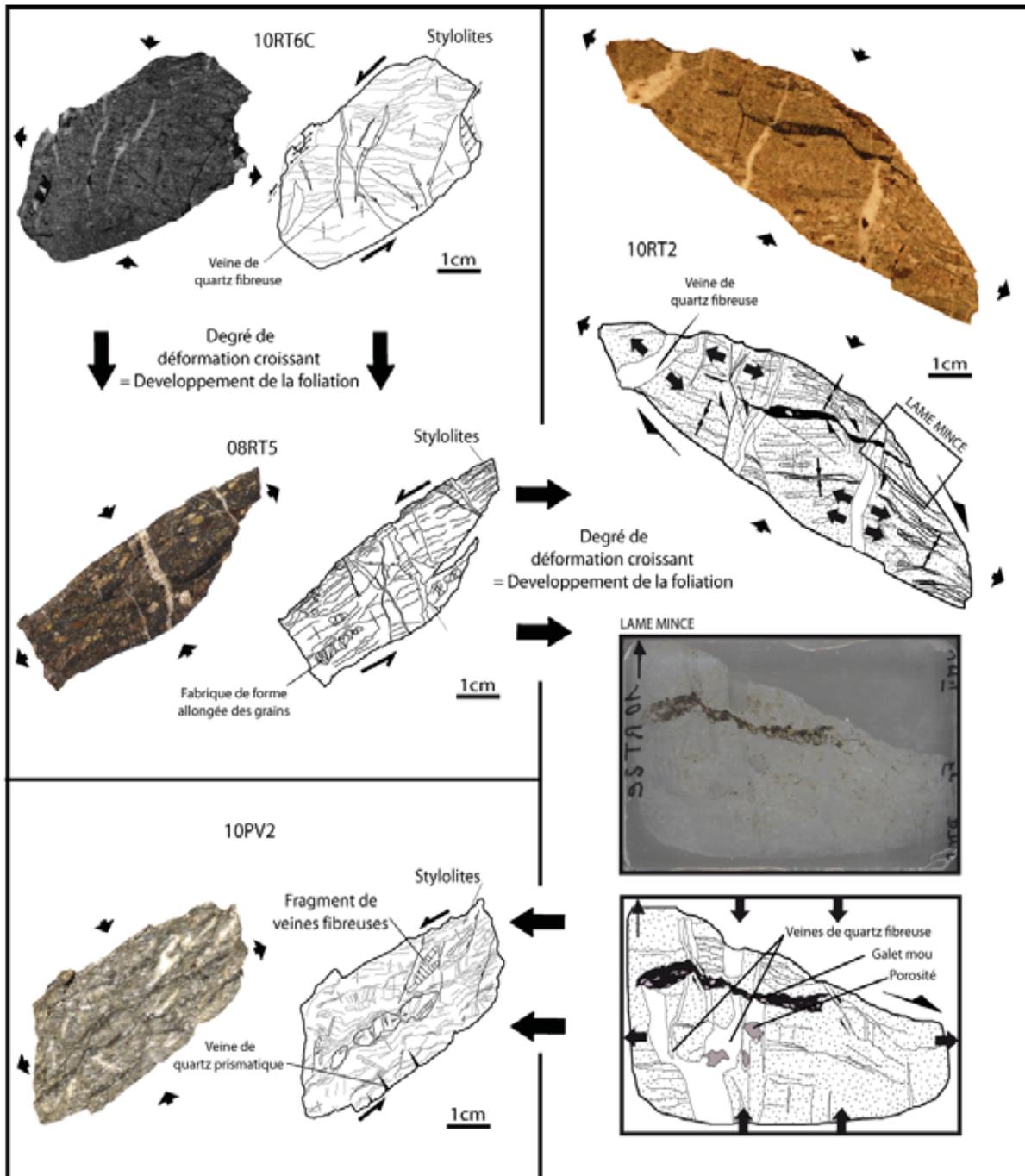


Figure IV - 2 - 12 – Evolution de l’acquisition de la foliation dans les lentilles de grès déformé dans les zones cœurs des failles de Restefond et Point-Vert (échantillons localisés sur les figures IV-2-7 et 10).

-Microstructures-

L’observation en lames minces montre que la fabrique foliée résulte l’association de plusieurs types de structures de déformation :

(i) Une fabrique de forme des grains de quartz et de feldspaths donnée par la combinaison (i) de la stylolitisation des contacts entre les grains parallèles à l'allongement de ceux-ci et (ii) de microfractures d'extension étroitement espacées et perpendiculaires à l'allongement des grains stylolitisés (Fig IV – 2- 13 & 14).

(ii) Des micro-cisaillements affectant le grès folié et participant à l'aplatissement de la roche (Fig. IV – 2- 15 à 18).

(iii) L'altération mécanique et chimique des feldspaths résultant dans le développement de lits riches en phyllosilicates, spécialement des micas blancs et des chlorites (Fig. IV-2-19 à 21)

(i)- Stylolithes, micro-fractures, et remplissages des micro-fractures

Les stylolites sont des structures discrètes qui marquent la fabrique macroscopique de la roche foliée (espacements millimétriques). A échelle microstructurale, les stylolites affectent les grains de quartz et de feldspath et sont omniprésents dans les roches de failles foliées étudiées (Fig. IV – 2- 13 & 14). Ils sont préférentiellement situés au contact entre grains et parallèles à l'allongement de ceux-ci. Les grains de micas détritiques sont généralement disposés parallèlement à l'axe d'allongement des grains de quartz et de feldspath (Figure IV-14-E&F). La présence de phyllosilicates dans le grès folié localise leur distribution spatiale et semble encourager leurs présences, comme suggéré par [Renard et Ortoleva, 1997](#) (Figure IV – 2- 13A&B)

Les micro-fractures affectant la roche de faille sont intragranulaires (i.e. limitées à un seul grain) à transgranulaire (i.e. affectant plusieurs grains) avec un déplacement d'ouverture inférieur au mm. Elles sont scellées principalement par des excroissances de quartz authigène se formant sur le quartz détritique (Fig. IV-13-A,B,C,D,G, H, & Fig. IV-14-A,B,C,D) ou, localement, par de petites (10-20 um) paillettes de micas blancs néoformés (Fig. IV-14-E&F). Les microfractures dans les grains de feldspath sont remplies par des micas blancs et/ou de quartz ; des surcroissances de feldspath sont également présentes localement.

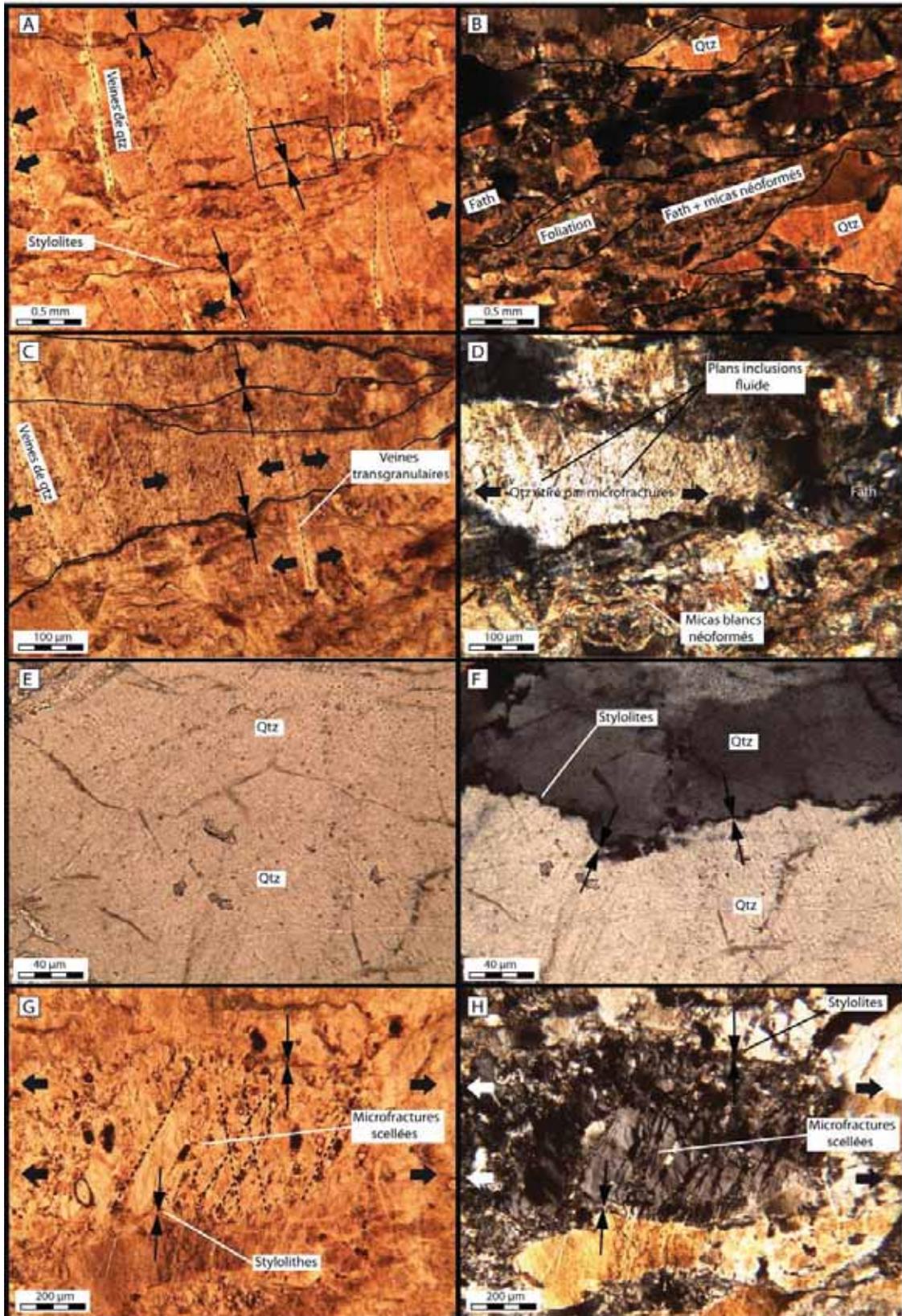


Figure IV - 2 – 13 – Les stylolithes et les micro-fractures d’extension intra- et transgranulaires scellées dans les arkoses foliées (échantillon 10RT26, localisation sur la figure IV-2-8). Commentaires dans le texte.

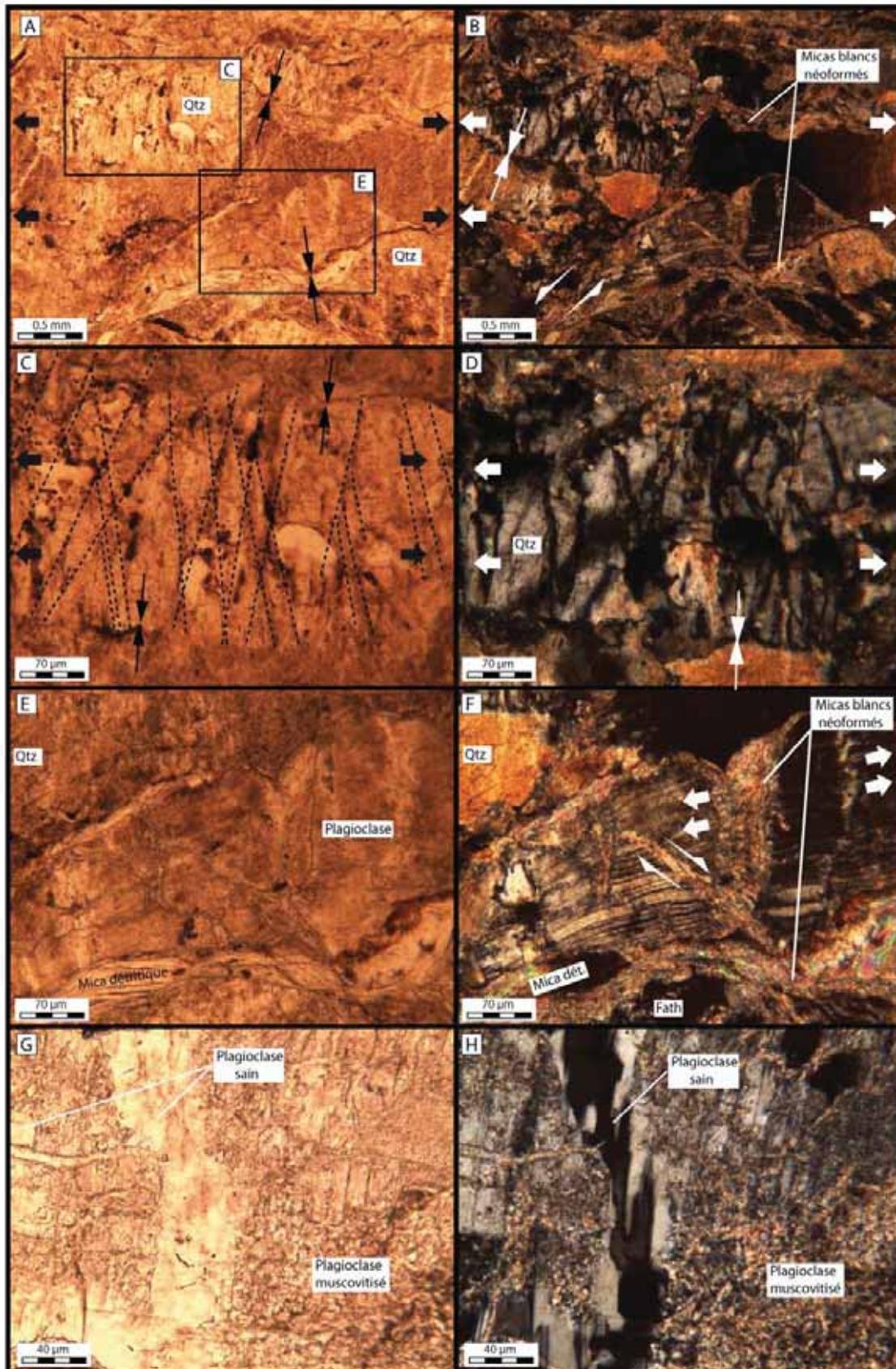


Figure IV - 2 - 14 – Les stylolithes, les micro-fractures d’extension intragranulaires et leurs remplissages dans les arkoses foliées (échantillon 10RT26, localisation sur la figure IV-2-8). Commentaires dans le texte.

Les fractures peuvent montrer différentes géométries en fonction du grain affecté. Au premier ordre, elles sont orientées orthogonalement aux stylolites quelque que soit le type de grains. Dans les feldspaths, elles ont néanmoins tendance à reprendre les plans de clivage ou naître avec un pendage. Enfin, dans certains grains de quartz, des fractures antithétiques peuvent naître non orthogonales aux stylolites, l'angle aigu entre ces fractures étant d'environ 30° (Fig. IV-2-14-C&D).

(ii)- Micro-cisaillements

La Figure IV-2-15 illustre un micro-cisaillement affectant un niveau principalement quartzeux. Les stylolithes et les micro-fractures associés à ce microcisaillement sont abondants, les micro-fractures étant scellées par du quartz. De part et d'autre de ce cisaillement, la rotation des stylolithes et fractures définit des crochons cinématiquement cohérent avec un mouvement en faille normale.

La zone cœur du micro-cisaillement correspond à une bande d'environ 0.5 mm de large et composée de fragments de grain de quartz et de feldspath détritiques scellés par des ciments de quartz et par un ciment de calcite. Les fragments de grains détritiques sont issus de la fracturation des épontes et certains d'entre eux contiennent des veines de quartz antérieures. Plusieurs teintes de ciment de quartz sont présentes et mettent en évidence des recoupements entre différentes générations de ciment (Fig. IV-2-15B&D).

En périphérie du cisaillement, les ciments de quartz sont exclusivement situés dans les micro-fractures de largeur jusqu'à quelques dizaines de μm . Le scellement des fractures est total, i.e. il n'y a pas de porosité ni de calcite associée au remplissage. La densité des fractures augmente au voisinage du cisaillement, de même que celle des stylolithes. Ces fractures sont majoritairement intragranulaires, appuyées avec un angle fort sur les stylolithes assurant les contacts entre les grains, ou branchées sur le cisaillement lui-même. Leur géométrie est variable, perpendiculaire aux stylolithes ou avec des pendages antithétiques (contemporains ou se recoupant, associé au crochon) ; la bissectrice de l'angle aigu entre les fractures étant alors perpendiculaire aux stylolithes. Cette dernière géométrie est plus développée à proximité du cisaillement et est probablement liée à la génération du crochon. Notons que ces fractures scellées ne sont pas visibles dans les grains de quartz sombres en cathodoluminescence. Plutôt qu'à une absence de fractures, ceci probablement

dû à un ciment également opaque, la source du ciment étant probablement le grain même. Cette hypothèse est étayée par le fait que ces grains ont également une forme allongée et en crochon caractéristique d'un étirement.

La [figure IV-2-16](#) montre un cisaillement dans l'arkose foliée. L'orientation générale de la foliation est donnée par l'allongement des grains et les stylolites. La foliation se branche sur le cisaillement et forme des crochons indiquant un cisaillement dextre sur la photo. Dans le cisaillement et à sa bordure, notons la forte altération des feldspaths et la grande proportion de phyllosilicates, micas blancs et chlorite. Ces derniers sont alignés dans le cisaillement ou présentent une géométrie sigmoïde à sa périphérie. Le mécanisme responsable de cette transformation minérale par rapport au grès folié encaissant est discuté dans la section suivante.

Les [Figure IV-2-17&18](#) (détail de la [Figure IV-2-12-10RT2](#)) illustrent la différence de style entre la déformation associée à un micro-cisaillement dans un niveau riche en argile détritique (galet mou) et celle affectant le grès folié. Le galet mou est cisailé et son litage montre une géométrie sigmoïde de claysmear bien exprimée ([Figure IV-2-17](#)). Des veines de quartz à texture « blocky » à « elongate blocky » d'épaisseur micro- à millimétrique tronçonnent le grès dans la continuité du cisaillement, avec un pendage sub-vertical perpendiculaire à la foliation. La base du grès folié étant décalée, un jeu cisailant est nécessairement localisé sur cette fracture bien que la texture de remplissage ne le suggère pas. Le grès folié contient des feldspaths muscovitisés de teinte vive de 2^{ème} et 3^{ème} ordre en lumière polarisée. Les photographies [IV-2-18G&H](#) montre une veine d'extension de largeur micrométrique recoupant à l'orthogonale le litage des argiles détritiques étirées et remplie de micas néoformés dont les particules sont orientées perpendiculairement aux épontes de la fracture. Vers le haut des images, cette veine suit la bordure d'un fragment de feldspath altéré, suggérant un lien génétique avec le feldspath sus-jacent (voir [partie VI](#)).

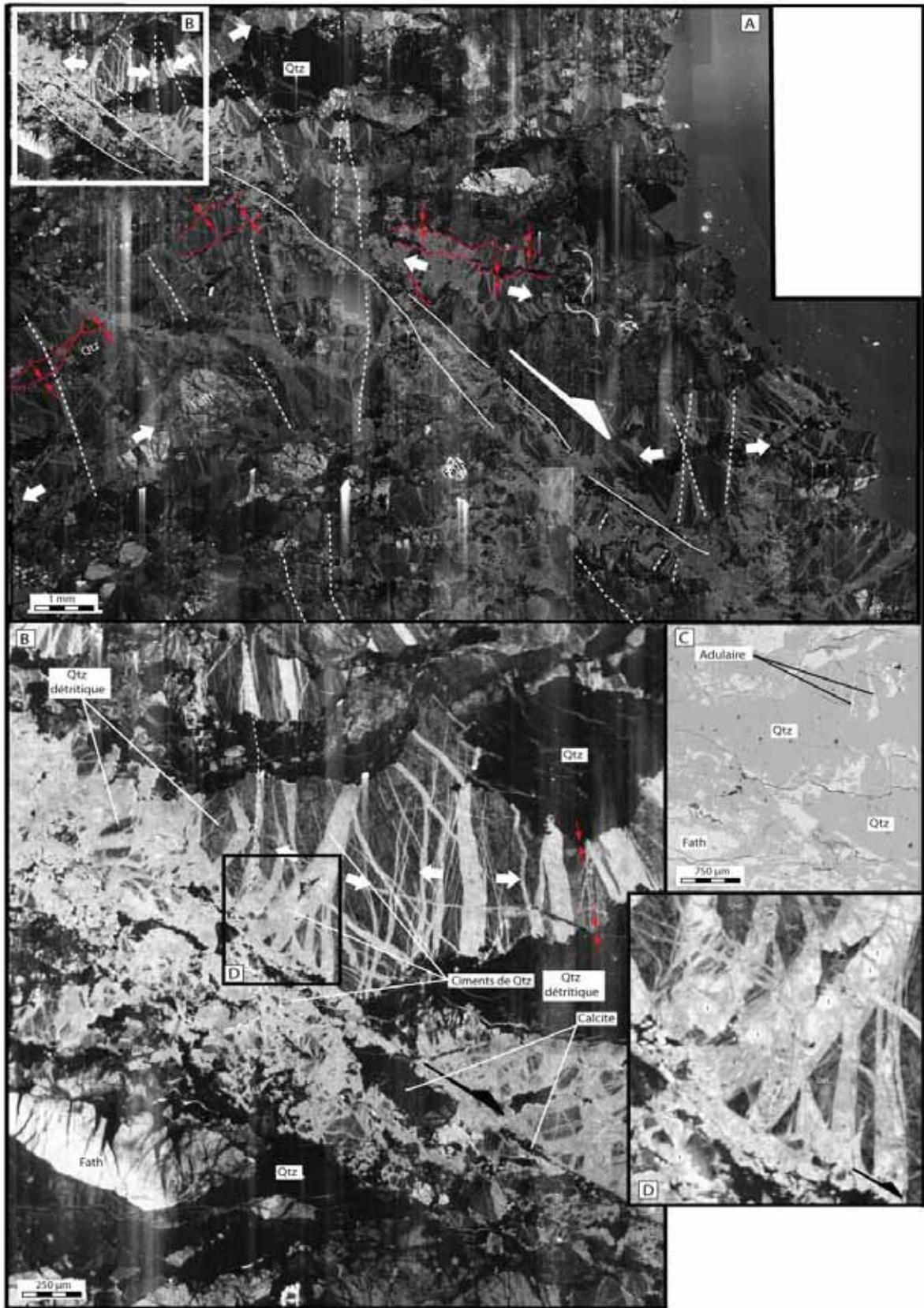


Figure IV - 2 – 15 – Organisation des microfractures associées à un microcisaillement dans un niveau quartzueux du grès folié (08PV2 en fig. IV-2-10&12). (A) Vue générale du microcisaillement. (B&C) Vue de détails d'une zone intensément fracturée et minéralisée par le quartz. (D) Evidences pour les multiples générations de fracturation et scellement de quart Image MEB en cathodoluminescence (A, B&D) et en électrons rétrodiffusés (C).

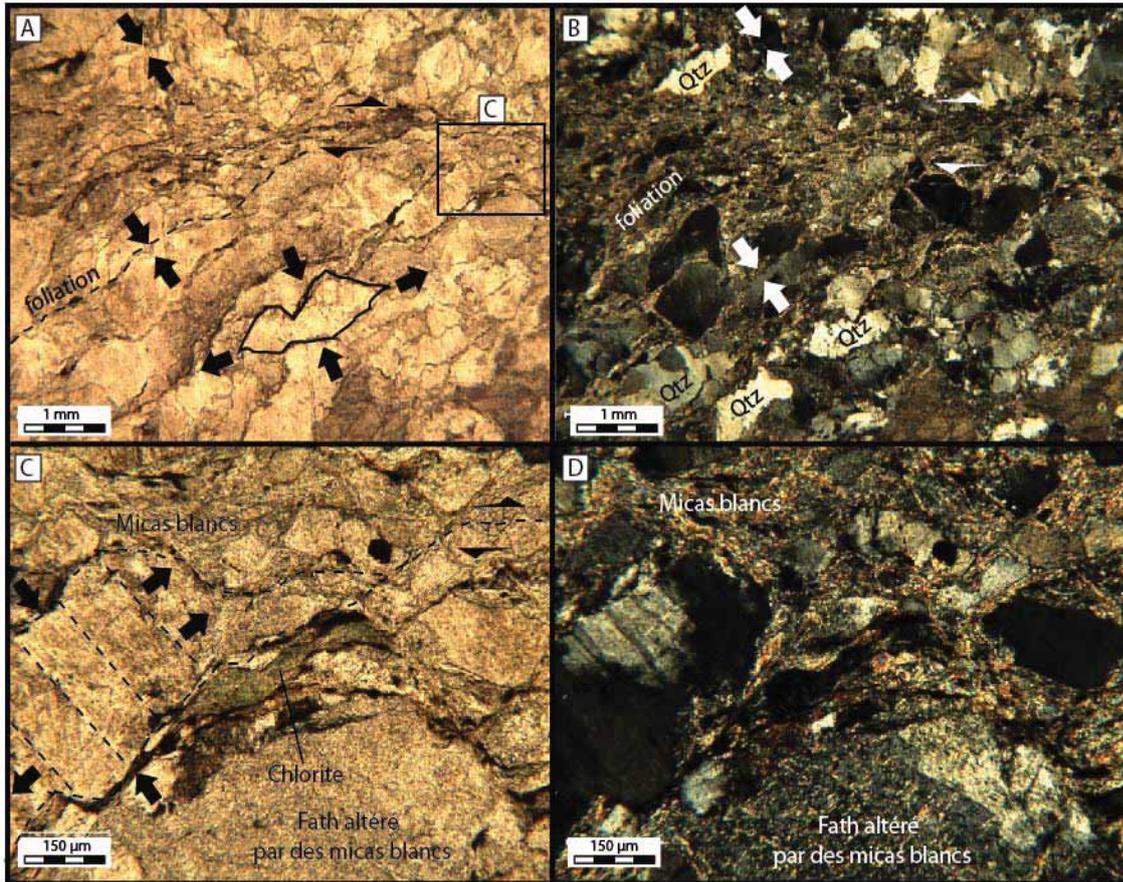


Figure IV - 2 - 16 – Microcisaillement dans un grès folié et structures S-C associées affectant les lits micacés composant la foliation. Microscopie optique en lumière naturelle (A&C) et en lumière polarisée (B&D) (08PV02, [fig. IV-2-12](#)).

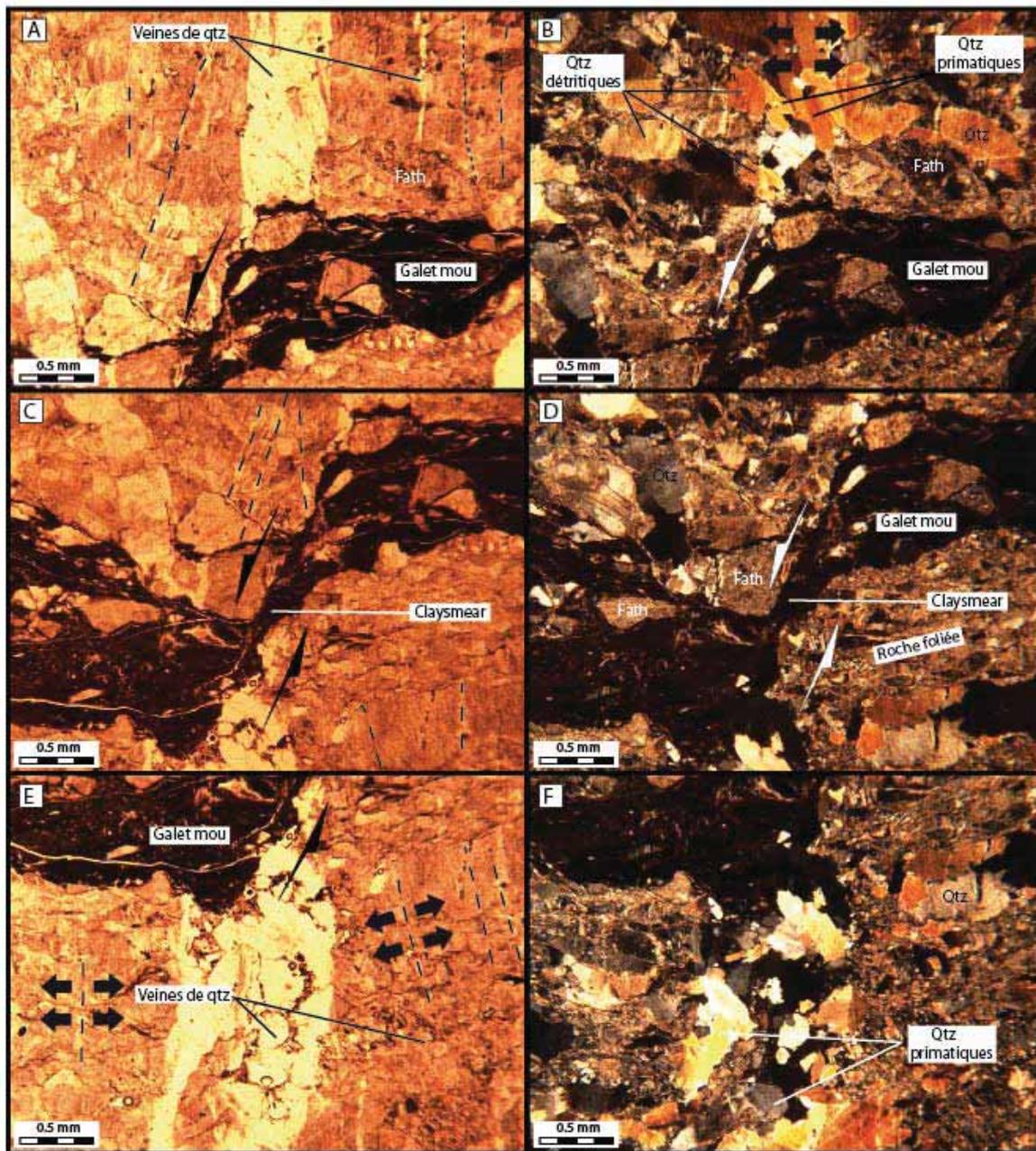


Figure IV - 2 – 17– Microcisaillement dans un grès folié et un galet mou au sein de la roche de faille (10RT2, Fig. IV-2-12). Evidences pour la différence de comportement entre le grès folié et le galet mou (claysmear). (Commentaires dans le texte).

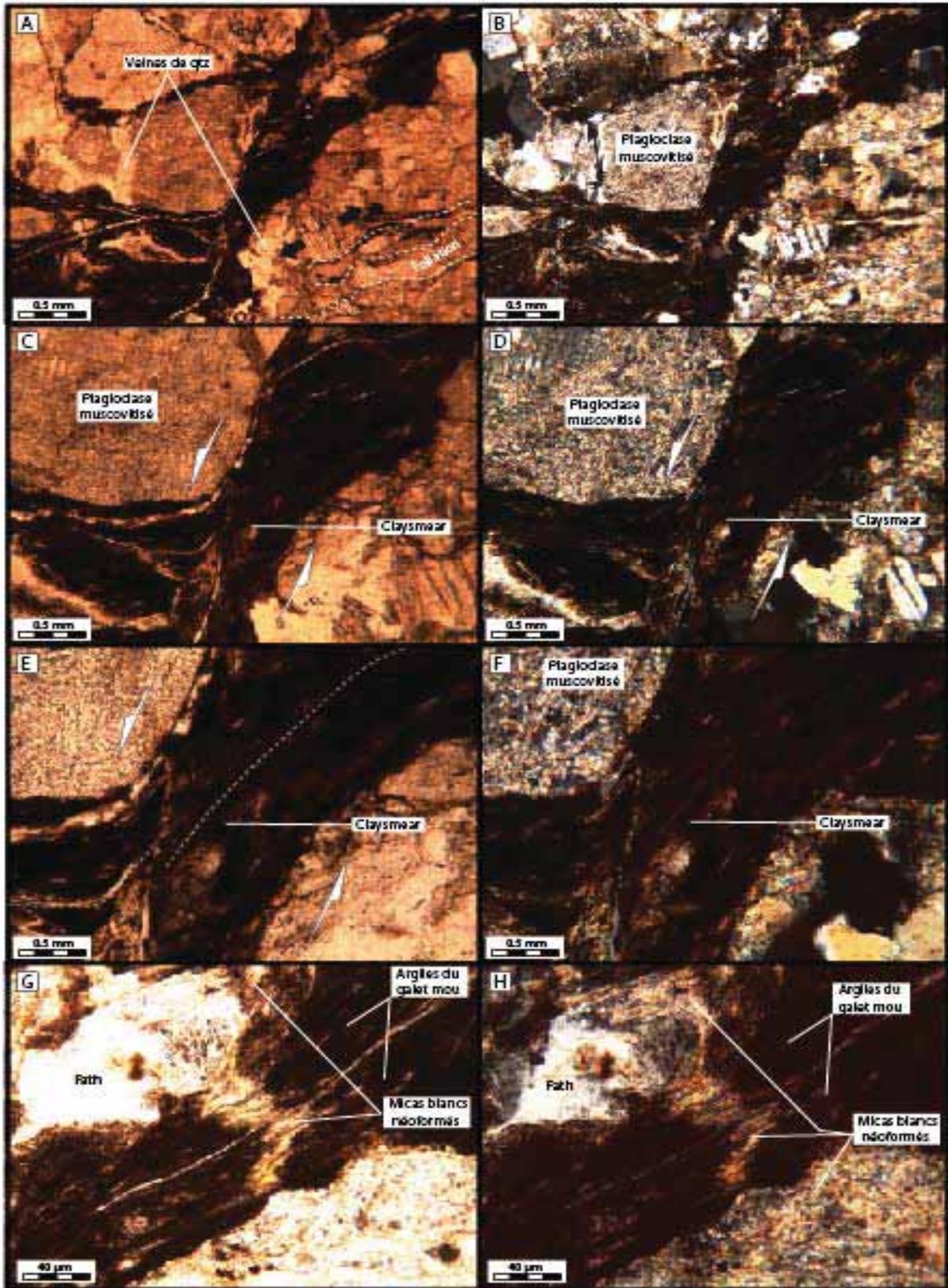


Figure IV - 2 –18 – Microcisaillement dans un grès folié et un galet mou au sein de la roche de faille (10RT2, Fig. IV-2-12). Evidences pour la différence de comportement entre le grès folié et le galet mou (claysmear). (Commentaires dans le texte).

(iii)- Désagrégation mécanique et altération chimique des feldspaths

La présence de micas blancs néoformés est un élément essentiel de la foliation des roches de failles étudiées. Les planches photos [IV-2-19, 20&21](#) détaillent les différents sites microstructuraux accueillant ces micas et présentent les différentes textures de précipitation associées.

La figure [IV-2-19-A&B](#) présente un miroir folié recoupé par une veine de quartz d'épaisseur millimétrique à texture « blocky ». La roche encaissante a une granulométrie inframillimétrique et une composition classique d'arkose.

Le coeur de faille correspond à la bande millimétrique foliée bordant le miroir. Elle est composée principalement de phyllosilicates, de quartz et de feldspaths. Par rapport à l'encaissant, la proportion de feldspaths est fortement réduite (environ 10%) et celle des micas est très supérieure, proche de 30% (cf. [Partie VI](#) pour la quantification de ces transformations minérales).

La base du cristal est finement entremêlée avec les paillettes de muscovite ([Fig. IV-2-19-C&D](#)). Notons que le cristal de quartz euhedral sur la gauche de la photo montre quelques golfes de corrosion au contact avec les micas mais pas de texture en peigne ; ce fait est du au sens de croissance du cristal, Ce dernier est basé sur les micas sur une partie gauche non visible du cliché. Des reliquats (10 μ m) de feldspaths sont présents dans et à proximité de ces essaims de micas recoupés par la veine à quartz ([Fig. IV-2-19-E&F](#)). La chronologie de recoupement (i.e veine recoupant la foliation donc post micas) permet d'apprécier la texture en « peigne » caractéristique d'une nucléation de quartz sur des micas de petite taille.

Un second site de présence des micas dans la roche de faille foliée se trouve dans les fractures ou zones en ouverture situées entre deux grains détritiques ([Fig. IV-2-20](#)). L'ouverture de ces espaces, dans les cisaillements responsables de l'étirement de grain de feldspath ([Fig. IV-2-20C, D, E, F](#)) et dans les quadrants extensifs d'ordre supérieur, ([Fig. IV-2-20C, G, H, I&F](#)) est liée à la déformation mécanique de la roche de faille. Ces espaces peuvent mesurer plusieurs centaines de microns et sont remplis par des paillettes de micas blancs de petite taille (10 μ m) parallèles au déplacement d'ouverture, ce qui suggère une croissance syn-cinématiques.

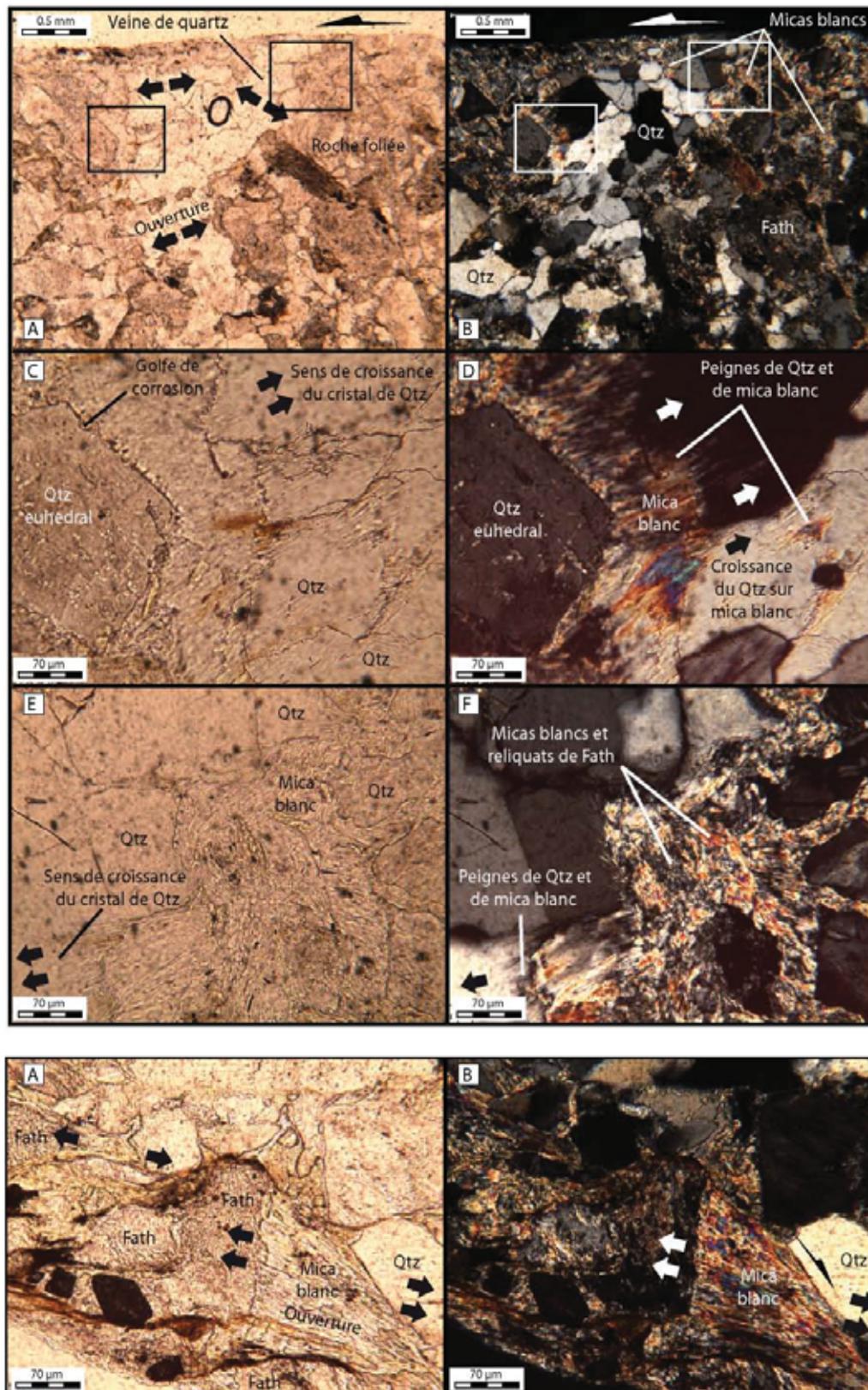


Figure IV - 2 - 19 – Néoformation de phyllosilicates associée au développement de la foliation – Inventaire des différents sites de nucléation. Microscopie optique en lumière naturelle (A, C,&E) et en lumière polarisée (B,D, &F). (Echantillon 10RT26, localisation sur la [figure IV-2-8](#)) et Figure IV - 2 - 20 (A&B) : Voir légende suivante.

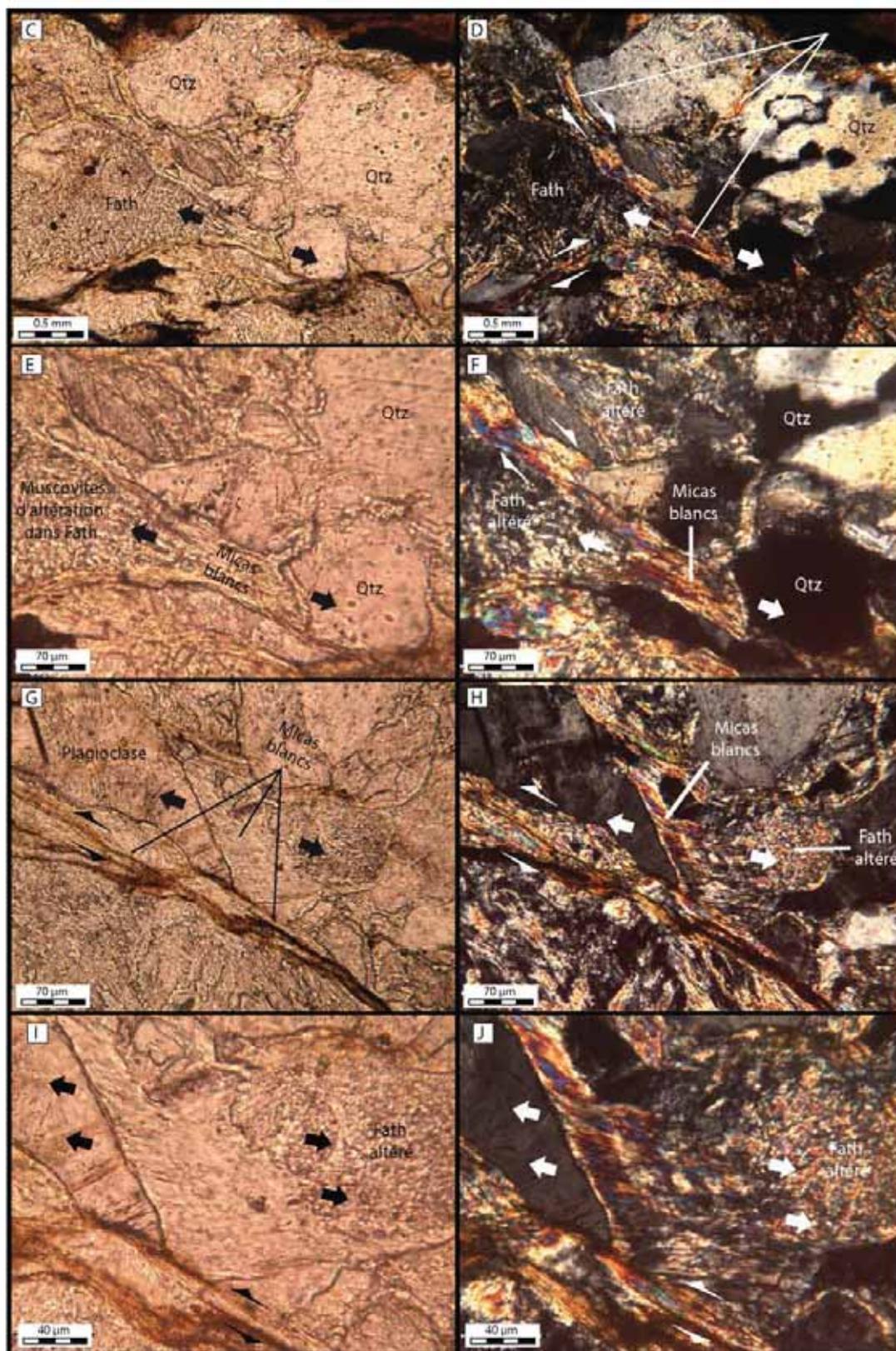


Figure IV - 2 - 20 – Néoformation de phyllosilicates associée au développement de la foliation – Inventaire des différents sites de nucléation. Microscopie optique en lumière naturelle (A, C,E,G&I) et en lumière polarisée (B,D,F,H&J) (échantillon 10RT26, localisation sur la [figure IV-2-8](#)).

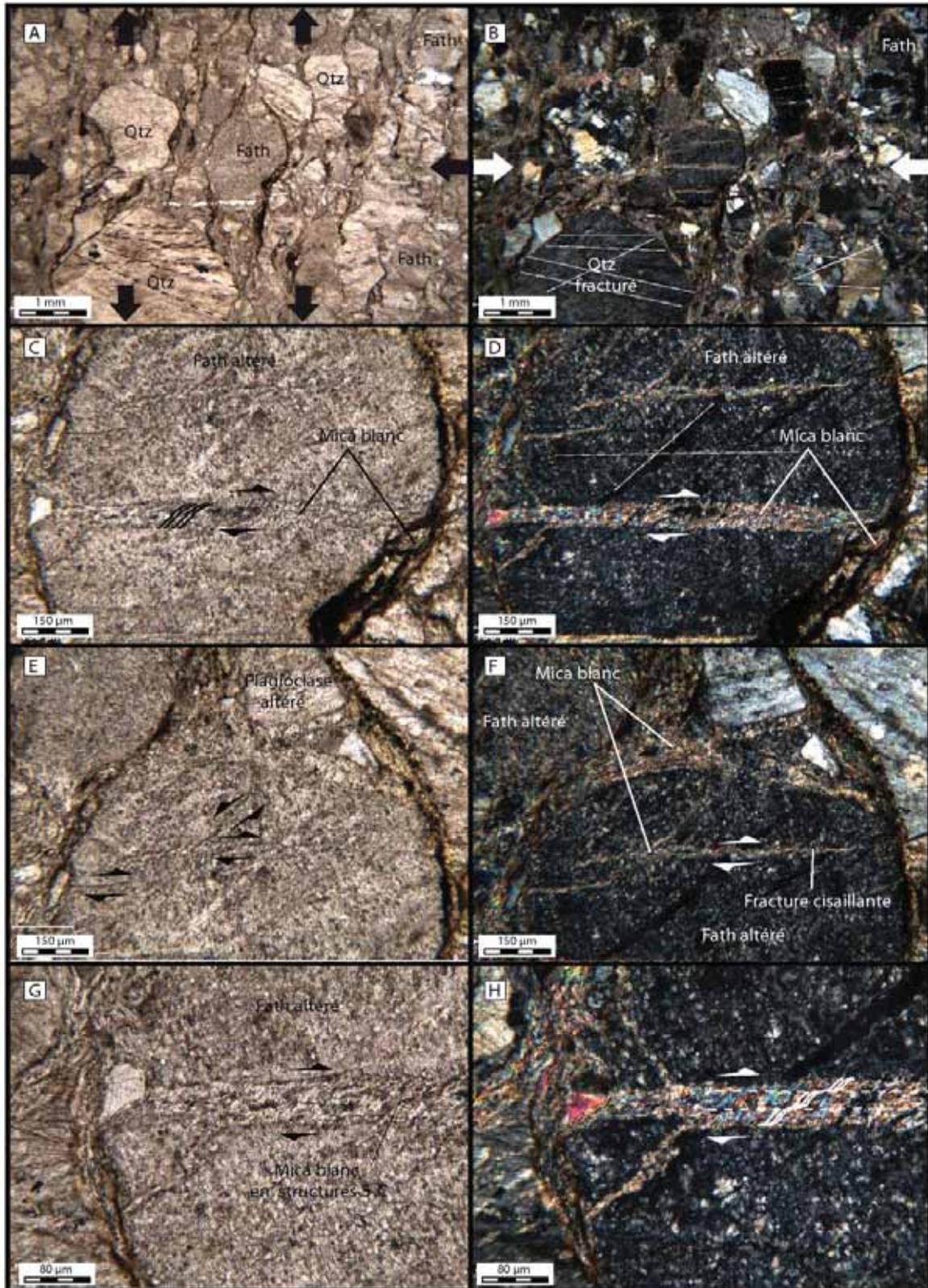


Figure IV - 2 – 21 – Evidences pour la présence de micas syncinématiques liés à la fracturation et à l’altération des feldspaths. (A, C,E&G) Image microscopie optique en lumière naturelle. (B,D,F, &H) Image en microscopie optique en lumière polarisée. (échantillon 08PV2, localisation sur la [figure IV-2-12](#)).

Notons que la présence de ces micas blancs est, dans la majorité des cas, associée à la présence de fantômes de feldspath situés à proximité (Fig. IV-2-20G, H, I & J).

La relation entre feldspaths et micas blancs néoformés est étayée dans la figure IV – 2 -21. La roche de faille est intensément foliée et la proportion de micas est bien supérieure celle de la roche hôte (Figure IV – 2 -21A&B). Le grain de feldspath au centre de l'image est tronçonné par des fractures de deux orientations correspondant aux plans de clivage du minéral. Des micas d'altération sont dispersés dans la masse du feldspath ainsi que le long de ces fractures (Fig.IV – 2 -21C, D, E &F). Dans les fractures, les micas correspondent au seul remplissage et montrent une texture fibreuse sigmoïde indiquant une ouverture en cisaillement. Le remplissage d'une des fractures comporte trois lits de micas sigmoïdes délimités par des plans de cisaillement intermédiaires (Fig. IV-2-21G&H).

L'augmentation de proportion des phyllosilicates au détriment des feldspaths, la proximité des fantômes de feldspaths avec les phyllosilicates et leurs relations microstructurales démontrent une relation intime de ces deux minéraux. La muscovitisation des feldspaths (ou néoformation de micas blancs) est un mécanisme de déformation primordial dans les roches de faille étudiées et sera discutée dans le chapitre XI de ce manuscrit.

b) Les brèches dilatantes

Les brèches à texture macroscopique dilatante situées dans les recoupements de failles (Fig. IV-2-9) sont formées de clastes de grès non folié anguleux et de taille centimétrique et d'un ciment de remplissage essentiellement de quartz et plus occasionnellement de la calcite (Fig. IV-2-22). Le ciment peut contenir des cavités géodiques sur les bordures desquelles les cristaux présentent des géométries euhédrales. Ces cavités sont vides ou, plus rarement, remplies de ciment de calcite. Le ciment de quartz a une texture « blocky » à « elongate blocky ».

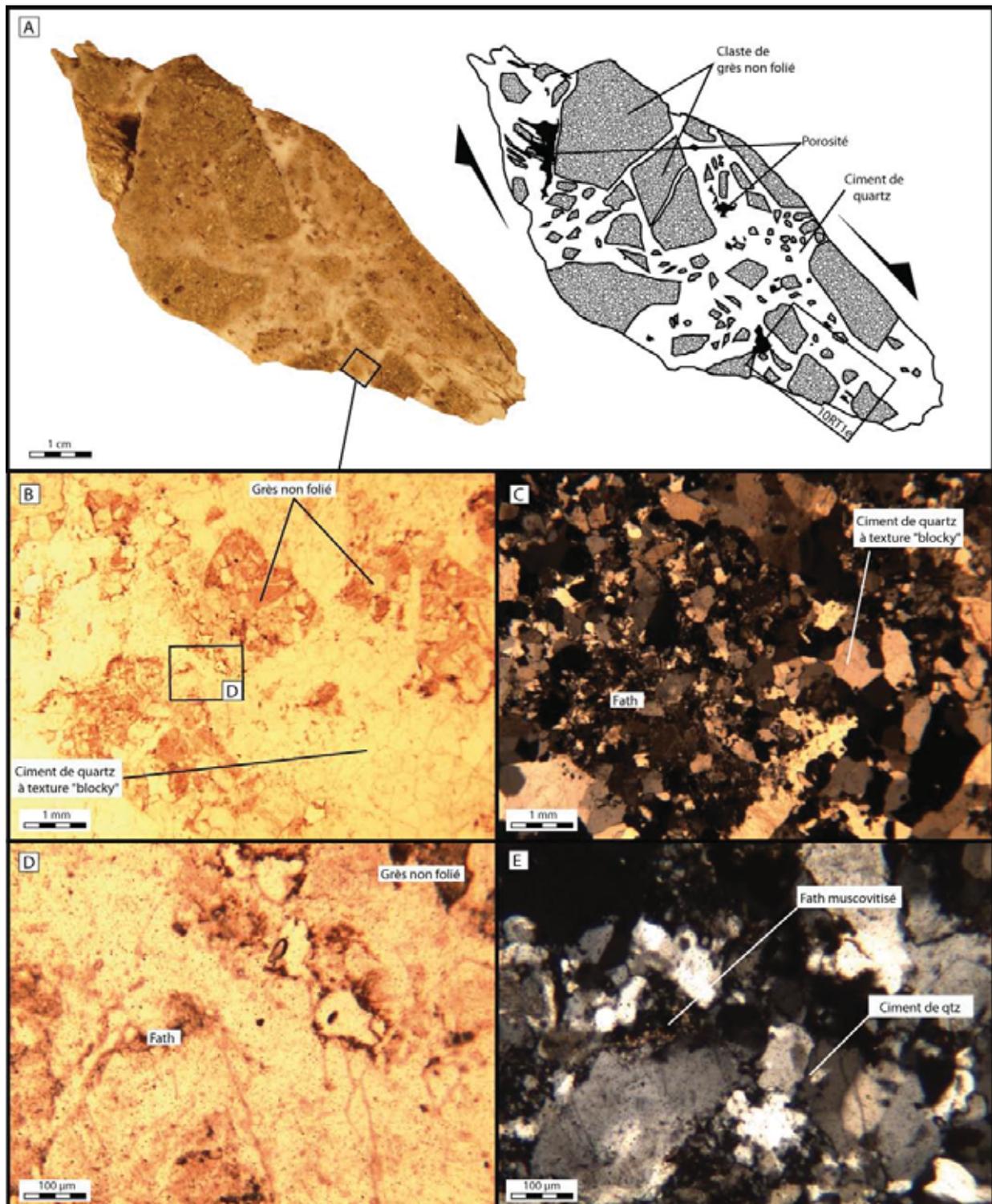


Figure IV - 2 – 22 – Méso- et microstructures des brèches dilatantes et évidences pour l'absence de foliation dans ce type de roche de faille. Localisation en figure IV-2-3&9.

c) Les gouges de faille de Point Vert et Caire Brun

-Faille de Point Vert-

L'étude de l'affleurement de la gouge de Point-Vert montre que celle-ci est composée de clastes de grès folié incorporés dans une matrice pélitique, l'ensemble présentant une structure de cisaillement S-C grossière (Figure IV-2-11).

La figure IV-2-23 montre les géométries microstructurales d'initiation et de scellement de la gouge de Point-Vert. Les clastes de grès sont encore majoritairement orientés de la même façon, sauf l'un d'entre eux (situé au centre de la lame mince interprétée sur la figure IV-2-23) qui a subi une rotation et est enrobé de pélites.

Des veines recoupent la totalité de l'échantillon soit les grès (remplissage de la veine par du quartz euhedral-calcite) et les pélites (remplissage de la veine par de la calcite). Le remplissage de quartz euhedral est antérieur au remplissage de calcite mais présent dans la même veine (fracturation d'ensemble donc synchrone). Cette lacune de remplissage de quartz est interprétée comme associée à l'absence de site de nucléation des cristaux de quartz dans la matrice argileuse. La fracture recoupant le grès folié et la gouge atteste ainsi d'un scellement de la gouge (Fig. IV-2-23C, D, E & F).

La Figure-IV-2-24 illustre un stade plus avancé de la déformation dans lequel les foliations présentes dans les différents clastes ne sont plus géométriquement cohérentes à l'échelle de l'échantillon. Les veines de quartz-calcite sont internes aux clastes de grès et ne scellent pas la gouge. Les clastes ont subi une rotation les uns par rapport aux autres et sont incorporés dans la matrice pélitique. Notons également la présence de claste de pélites (Fig. IV-2-24E, F, G & H).

Une question importante est de déterminer si la gouge contient des phyllosilicates néoformés. La figure IV-2-25 A, B, C & D illustre une zone de transition entre micas détriques de la matrice de la gouge et les micas néoformées d'un claste de grès foliés. Ces derniers (teinte vive de 2^{ème} et 3^{ème} ordre) sont situés dans la partie inférieure gauche des images tandis que la matrice pélitique (de couleur sombre) est située la partie supérieure droite. Au contact entre ces deux ensembles, quelques micas néoformés se mélangent mécaniquement aux pélites et quelques micas de teinte vive (néoformés) sont présents au sein des pélites de couleur sombre (Fig. IV-2-25E&F).

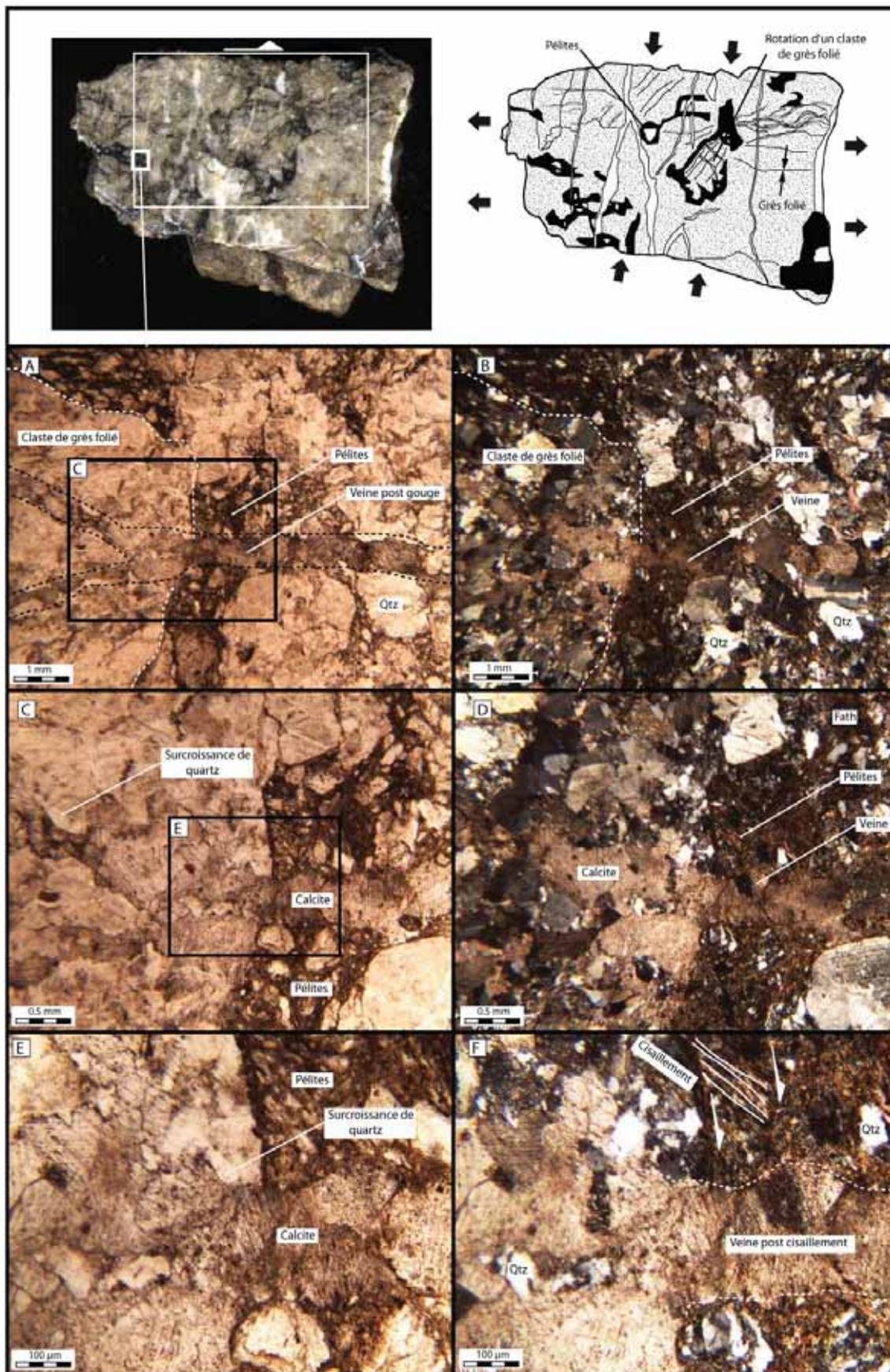


Figure IV - 2 – 23 – Détails des microstructures et évidence pour le scellement de la gouge de faille de Point Vert par une veine à quartz-calcite. Microscopie optique en lumière naturelle . (A, C,&E) et en lumière polarisée (B,D, &F). 10PV01 sur [Fig. IV-2-10](#).

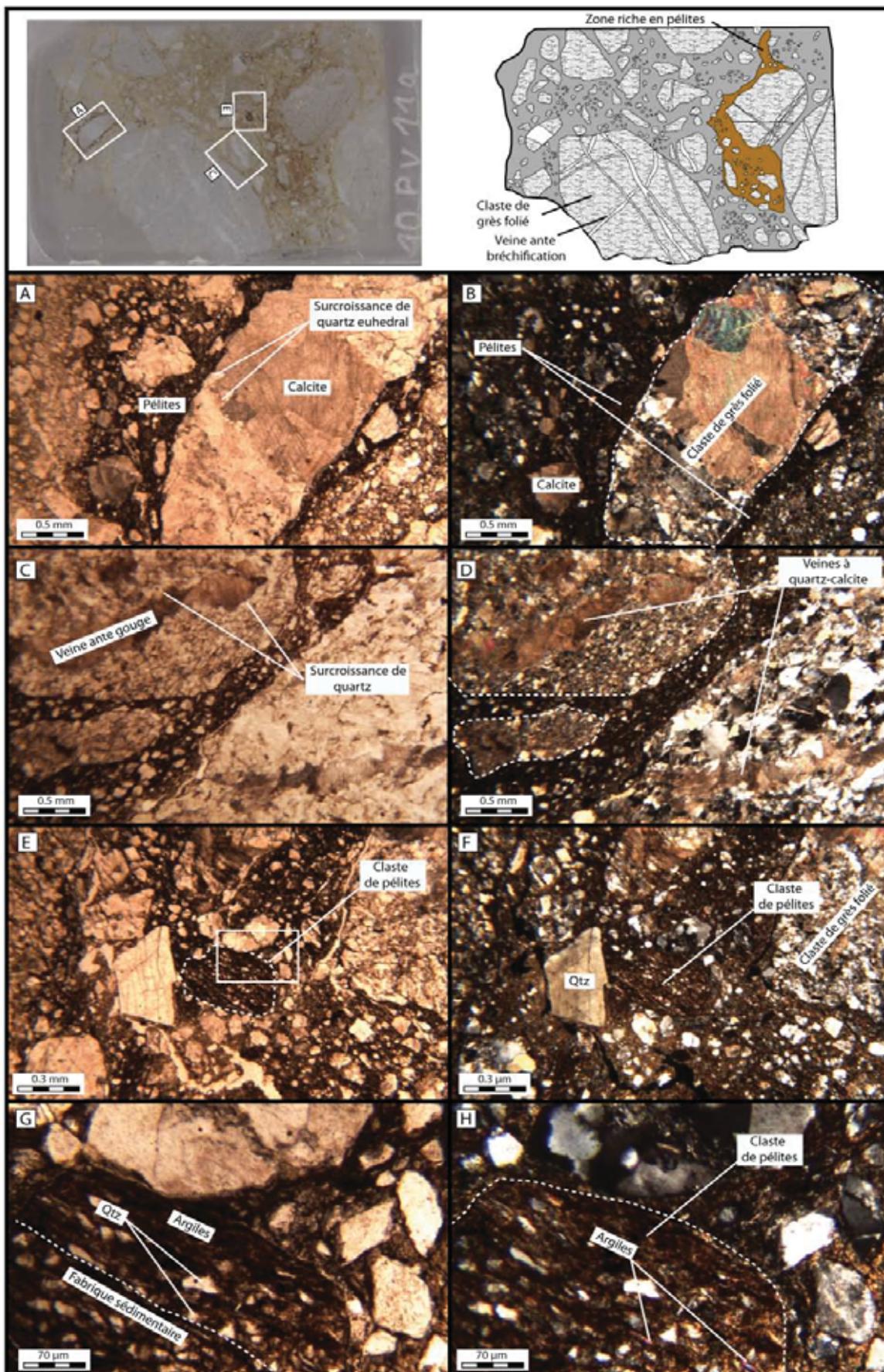


Figure IV - 2 – 24 – Détails des microstructures de la gouge de Point Vert et pétrologie des clastes entrainés mécaniquement dans celle-ci. Microscopie optique en lumière naturelle (A, C, E, &G) et en lumière polarisée (B,D, F&H). 10PV11a sur Fig. IV-2-11.

Cependant, ces observations ne nous permettent pas de trancher définitivement sur la part de néoformation de phyllosilicates dans les pélites constituant la matrice.

-Faille de Caire Brun-

La faille de Caire Brun est une faille majeure de la barre de la Mauvaise Côte et appartient au même faisceau de failles que la faille de Point Vert (Fig. IV-2-4&5). Son orientation moyenne est N075E 45°N et son rejet est hectométrique. La zone de faille affleure de façon très incomplète, mais on observe néanmoins une gouge située à la partie supérieure de la zone cœur de faille et surmontée d'une zone d'endommagement à haute densité de fracturation (interne) et d'une zone d'endommagement à faible densité de fracturation (externe) (Fig. IV-2-28A). Dans le but de discuter les microstructures de cette gouge, nous avons procédé à un échantillonnage par carottier de 3 cm de diamètre poussé à la main.

La gouge affleure sur une épaisseur de 30 cm. Elle est de couleur beige à verdâtre et montre une intense foliation dont la structure de type S-C indique un cisaillement en faille normale (Fig. IV-2-26 A). Cette gouge est essentiellement composée d'une matrice pélitique et de clastes de grès millimétriques. Le passage à la zone d'endommagement se fait par l'intermédiaire d'un plan de faille strié verdâtre très bien individualisé. La zone d'endommagement interne mesure 35 centimètres d'épaisseur et est composée de grès fortement fracturés et cisailés dont la géométrie générale s'organise en structures S-C (sans évidence macroscopique de foliation de la roche). Vers le haut, la zone d'endommagement interne est limitée par un plan de glissement franc la séparant de la zone d'endommagement externe. Cette dernière est composée du grès encaissant fracturé (pendage E&W) et peut également être interprétée comme une fracturation de fond du grès encaissant.

L'échantillon prélevé est essentiellement composé de phyllosilicates présentant une structure S-C, de clastes de grès millimétriques et de grains isolés de feldspaths et de quartz (Fig. IV-2-26 C,D, E&F). Ces éléments sont interprétés comme mécaniquement incorporés dans la gouge par abrasion des épontes.

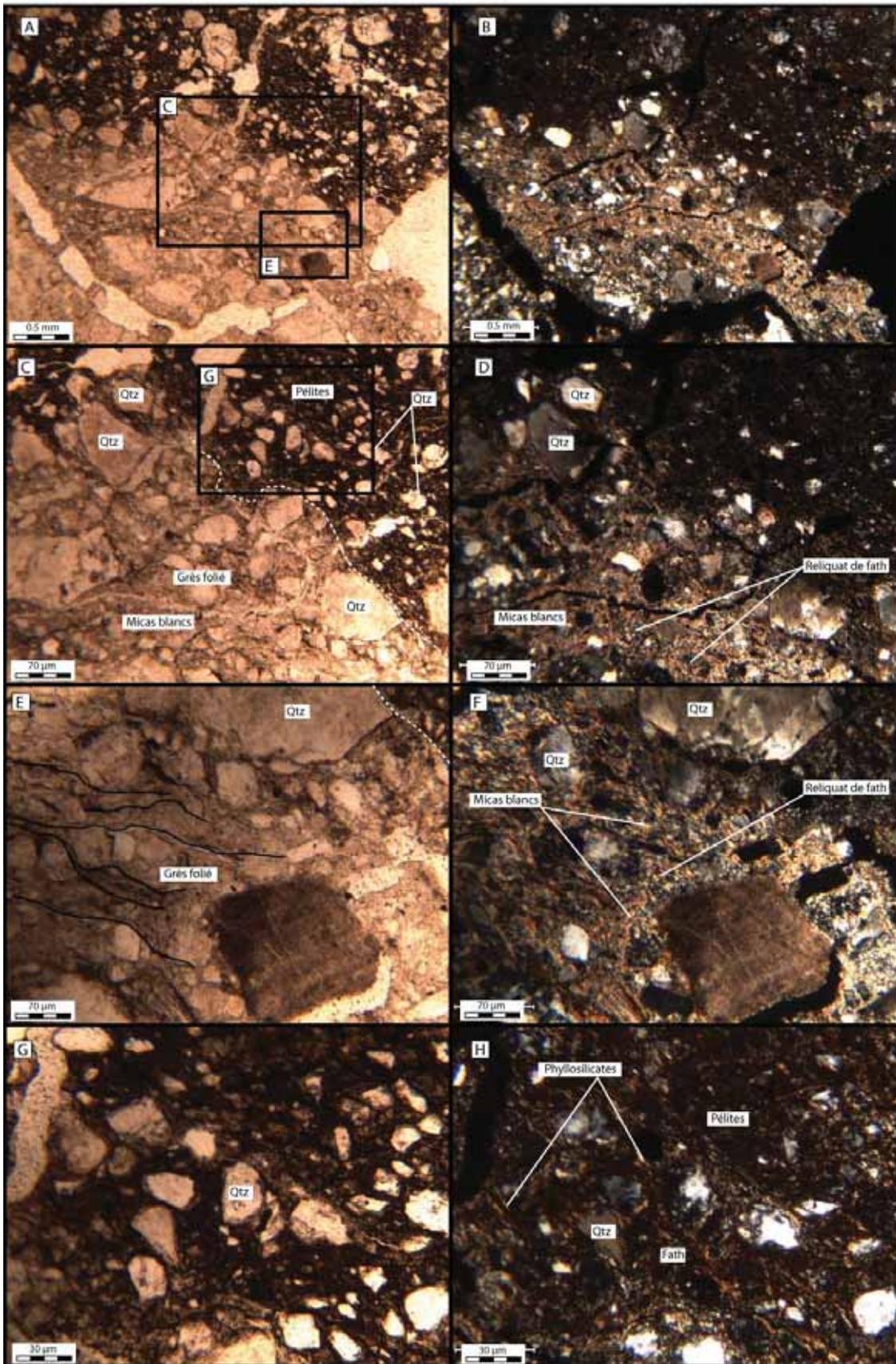


Figure IV - 2 – 25 – Détails des microstructures de la faille de Point Vert et mise en évidence des différences entre micas blancs néoformés et pélites entrainées mécaniquement dans la faille. Microscopie optique en lumière naturelle (A, C, E, &G) et en lumière polarisée (B,D, F&H). 10PV11a sur [Fig. IV-2-11](#).

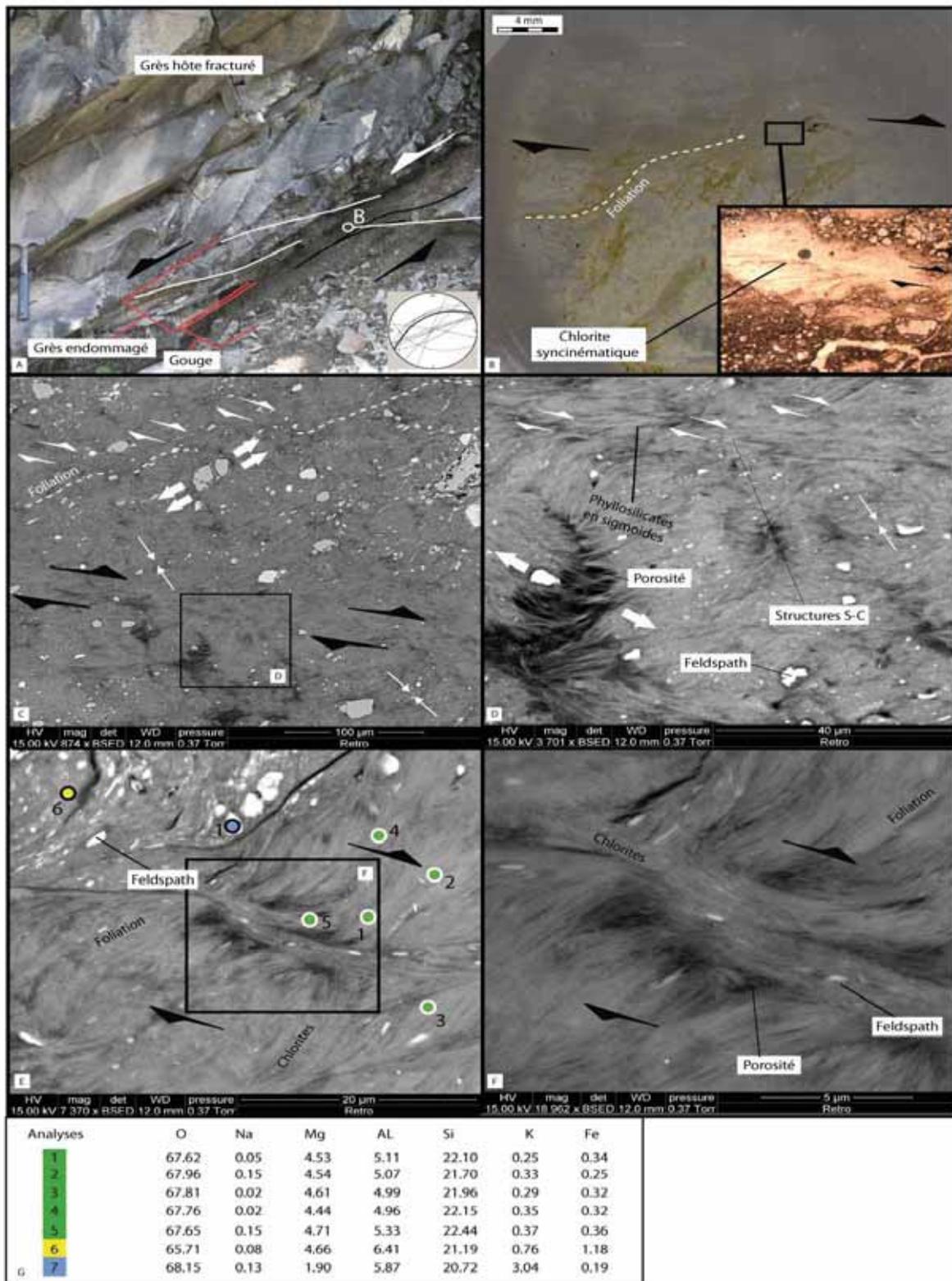


Figure IV-2-26 : Structures et microstructures de la faille de Caire Brun (localisée sur les Figures IV-2-4&5). (A) Affleurement de la gouge et de la zone endommagée du bloc supérieur et localisation de l'échantillon. (B) Microstructures de l'échantillon (scan de lame mince et image microscopie optique en lumière naturelle). (C,D,E&F) Structures en cisaillement S-C dans un minéral magnésien synkinématique (images MEB en mode rétrodiffusées). (G) Analyses semi quantitatives (%) en poids d'oxyde (MEB).

Le minéral présent sur le plan de glissement principal de l'échantillon est une phase en feuillet à forte teneur de magnésium interprétée comme un minéral de type phyllosilicate (Fig. IV-2-26G). Ce minéral présente une texture fibreuse, avec des empilements de particules mesurant entre 10 et 20µm de longueur et 2 à 5 µm d'épaisseur. Les plans 001 de ce phyllosilicates sont orthogonaux au plan d'observation (plan X-Z de la déformation finie). Ce minéral est, dans sa masse et à toutes les échelles, fortement structuré suivant une géométrie de type S-C (Fig. IV-2-26 C, D, E&F). Quelques reliquats de grains de feldspaths micrométriques sont présents. Notons que l'un d'entre eux montre une géométrie d'étirement dans le plan de foliation par fracturation (Fig. IV-2-26 C). L'implication de ces phases le long du plan de glissement selon des structures S-C très développées témoigne de leur caractère syn-cinématique.

-Synthèse des observations sur les gouges de Point Vert et Caire Brun –

Les clastes présents dans les gouges des failles de Point Vert et Caire Brun sont issus du protolithe (pélite) et du protolithe déformé (grès folié). Les grès non déformés n'ont pas été observés sous forme de claste dans la gouge. Les géométries structurales présentes dans la gouge sont cohérentes avec un jeu en faille normale (Structures C-S). Ce mélange entre roche de faille foliée et pélites est associé à l'incorporation mécanique (i.e. par abrasion) des épontes avec l'accumulation du rejet de la faille. Enfin, la gouge est scellée par des veines prismatiques à remplissage de quartz-calcite, caractéristiques de la déformation des grès foliés.

Les différents objets présents dans les gouges étudiées et leurs chronologies sont synthétisés ici:

(1) La gouge est composée de pélites et de clastes foliés ; elle est donc postérieure au développement de la foliation (220°C ; [Leclère et al., 2012](#) ; [Cavailhes et al., submitted](#)).

(2) La gouge de Caire Brun montre des évidences pour la néoformation d'un phyllosilicate syncinématique magnésien le long du plan de glissement principal. Si ce minéral est une chlorite magnésienne, ceci suggère une activité des failles à température élevée (>150°C ([Spotl et al., 1994](#))).

(3) La fabrique structurale de la gouge montre uniquement une cinématique en faille normale.

(4) La gouge est localement scellée par les veines à quartz-calcite prismatique dont la température de précipitation est chiffrée à 200°C sur la faille de Restefond, qui fait partie de la même famille de failles.

Les travaux de [Lerat et al. \(2012\)](#) montrent que la composition minéralogique des argiles de la gouge est la même que dans les grès déformés (illite et chlorite). Cependant le pic à 10 Å montre une largeur à mi hauteur plus importante qui traduit par un indice de cristallinité plus élevé. Cette cristallinité plus élevée peut être liée à une diminution de la taille moyenne des particules d'illite (par fragmentation ou néoformation) ou à la présence de quelques feuillet gonflants au sein des particules d'illite (IS). Les observations MEB sur les échantillons de Point Vert, issues des travaux de [Lerat \(2012\)](#), ne montrent pas d'évidence de néoformation, même si la gouge présente parfois une texture foliée qui peut être liée à une réorientation mécanique des particules. Ces données ont été interprétées par [Lerat \(2011\)](#) comme étant le résultat d'une réactivation de la faille à plus faible température et profondeur lors de l'exhumation.

Cependant, aucun argument ne démontre que les illites recristallisées dans la gouge à plus basse température soient syn-cinématiques du fonctionnement de la faille. Des recristallisations tardives (de plus basse température) associées à des migrations de fluides dans la gouge pourraient en être la cause.

Ainsi, une nouvelle interprétation pourrait être en cohérence avec les deux types de données. Les arguments structuraux sont en faveur de l'hypothèse selon laquelle la gouge est née au cours du jeu « chaud » (150-200°C) de la faille de Point Vert et également scellée au cours de ce même épisode d'activité. Cependant, tardivement, au cours de l'exhumation du système, des recristallisations de phyllosilicates ont pu avoir lieu en son sein à plus basse température sous l'effet de migrations de fluides.

IV - 2- 4- Les veines dans les roches des failles de Restefond et Point Vert

Il existe deux types distincts de veines dans les zones de failles de Restefond et Point Vert : les veines à textures fibreuses et les veines à texture prismatique (Fig. IV -2 – 27 & 28).

a) *Les veines fibreuses-*

Les veines fibreuses sont transgranulaires et ont une texture de type *blocky* à *elongate blocky* (Fig. IV-2-27). Leur épaisseur est millimétrique à centimétrique et elles sont cinématiquement cohérente avec le raccourcissement macroscopique des échantillons (e.g. échantillon 08RT5 sur figure IV-2-12). Dans certains cas, elles sont recoupées par des structures cisailantes postérieures qui les tronçonnent et rendent leur orientation incohérente avec le raccourcissement macroscopique de l'échantillon (e.g. échantillon 08PV2 sur figure IV-2-12).

Le remplissage des veines est essentiellement à fibres de quartz (Fig. IV -2 – 27). Quelques fibres de calcite sont parfois présentes entre les fibres de quartz mais ne sont pas majoritaires dans les échantillons étudiés (Fig. IV -2 – 27 E&F). La calcite peut également être présente en partie centrale de la veine, où les extrémités des cristaux de quartz au contact de la calcite peuvent avoir des habitus euhedraux. L'allongement des fibres est sub-perpendiculaire à l'allongement de la veine (Fig. IV -2 – 27 A&B) ou représentatif du mouvement cisailant sur celle-ci (Fig. IV -2 – 27 E&F). Dans certains cas, et ce en fonction de l'orientation des grains détritiques présents dans les épontes, les fibres peuvent avoir des orientations quelconques par rapport aux épontes. Les plans d'inclusions de fluides dans les fibres de quartz sont orientés parallèlement aux épontes et sont peu espacés (30 μm). Les inclusions de fluides composant ces plans mesurent environ 10 μm de diamètre. Les plans d'inclusions de fluides peuvent également être d'orientations antithétiques, avec un angle aigu de l'ordre de 40 degrés. Dans ce cas, l'orientation de la bissectrice de l'angle aigu est parallèle à l'éponte de la veine. Dans ces deux cas, ces observations microstructurales suggèrent des ouvertures incrémentales suivant un mécanisme de crack-seal (Fig. IV-2-27 A, B , C &D) (e.g. Becker et al., 2010 , Laubach, 2003,2006).

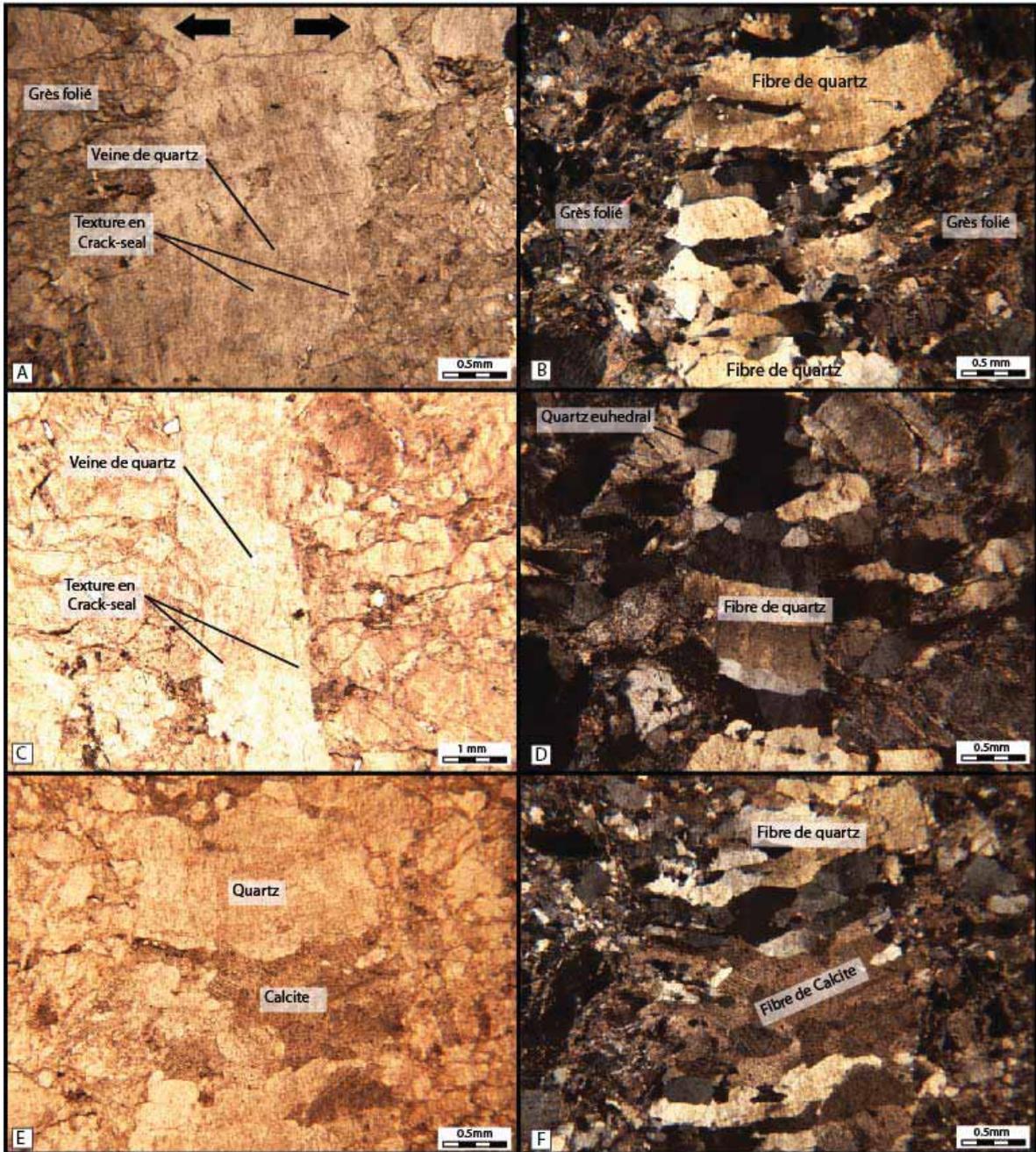


Figure IV-2 –27 : Les veines fibreuses des failles de Restefond de Point Vert. (A&B) Veine fibreuse à texture de crack-seal (10RT6). (C&D) Veine fibreuse à texture à crack-seal (08PV2). (E&F) Veine fibreuse à fibres de quartz et de calcite (10RT5). Microscopie optique en lumière naturelle (A, C&E) et en lumière polarisée (B,D&F). Echantillons sur la [figure IV-2-12](#).

b) Les veines prismatiques -

Les veines prismatiques sont, comme les veines fibreuses, sub-perpendiculaires à la foliation générale et d'orientation cohérente avec le raccourcissement des échantillons (Fig. IV -2 – 28). Ces veines sont intragranulaires ou transgranulaires et d'épaisseur millimétrique à infra-millimétrique. Leur texture est fonction de leur déplacement d'ouverture. Les veines à fort déplacement d'ouverture ont une texture prismatique, les veines à faible déplacement d'ouverture ont une texture uniforme, scellée par un monocristal de quartz. De fait, pour des raisons de rapport déplacement/longueur, seules les veines transgranulaires sont à texture prismatique.

Le remplissage est réalisée par du quartz seul ou, souvent, par du quartz et de la calcite. Le quartz est toujours situé aux épontes, de forme prismatique à euhédrale. Il se présente souvent sous forme de surcroissances initiées sur les grains de quartz détritiques. Ces derniers sont riches en plans d'inclusions de fluides orientés subparallèlement à l'ouverture de la veine, alors que les cristaux de remplissage de veines ne montrent pas de tels plans (Fig. IV-2–28 A). Les images en cathodo-luminescence attestent de zonations au sein des cristaux prismatiques de quartz. Cette zonation est probablement liée à la croissance du cristal puisque que ces figures sont subparallèles aux bordures du cristal. En lumière naturelle, les cristaux prismatiques de quartz sont très limpides, sans impuretés et avec peu, voire pas, d'inclusions de fluides.

Dans certains cas, des textures à quartz prismatiques naissent sur des granulométries très diverses (i.e la base de la surcroissance appuyée sur un ou plusieurs grains) avec le même habitus prismatique que celui germant en surcroissance d'un mono grain (Fig. IV -2 – 28 F). Dans le cas des surcroissances sur des feldspaths, les surcroissances sont principalement de quartz, mais peuvent être dans quelques rares cas de nature feldspathique (adulaire, avec une signature chimique potassique par analyse semi-quantitative au MEB).

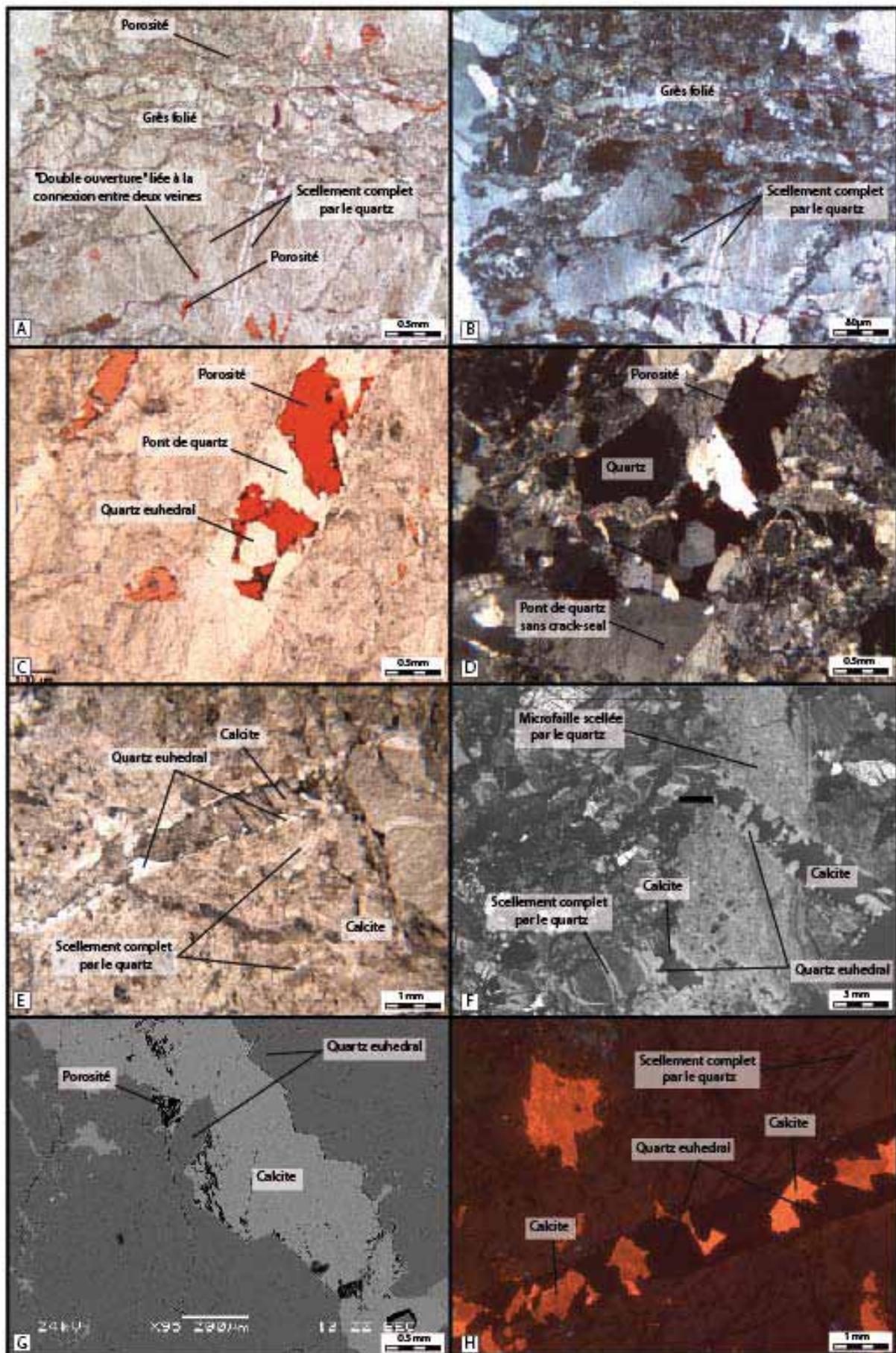


Figure IV -2 – 28 : Les veines prismatiques des failles de Point Vert et Restefond. (A&B) Veines transgranulaires à remplissage de quartz (10RT2). (C&D) Veines prismatiques à quartz euhedral et à pont de quartz limpide (la porosité est en rouge) (10RT2). (E, F, G&H) Veines prismatiques à quartz euhedral et calcite (08PV2). (A, C, &E) Image microscopie optique en lumière naturelle. (B&D) Image en microscopie optique en lumière polarisée. (F) Image MEB en cathodoluminescence. (G) Image MEB en électrons rétrodiffusés. (H) Image microscopie optique en cathodoluminescence. Voir texte pour commentaires.

Lorsqu'il est présent, le remplissage de calcite intervient au centre de la veine, en recouvrement des prismes de quartz (**Fig. IV -2 – 28 E**). Les cristaux sont millimétriques et sans allongement particulier. Ils possèdent parfois des inclusions de fluides biphasées alignées selon les macles du cristal (**partie V-2**). Ce remplissage de calcite n'est pas toujours présent (absente ou dissoute (**Partie V-2**)), des pores vides pouvant exister au sein du remplissage de quartz (**Fig.IV-2-28C ; Partie VII**).

Il est important de noter que lorsque les veines ont une ouverture faible (i.e. $>30\mu\text{m}$), le remplissage est uniquement de quartz. Dans un cas d'ouverture intermédiaire, les prismes de quartz forment des « ponts » qui peuvent avoir une orientation quelconque, dépendant de l'orientation de l'axe c du quartz des grains détritiques sur lesquels se font les surcroissances (**Fig. IV -2 – 28 C, D & F**).

c) Chronologies

Les veines prismatiques recoupent les veines fibreuses. Elles recoupent également des microfailles scellées par le quartz (**Fig. IV -2 – 28 F**) ou y sont cinématiquement associés (**Partie IV-2-3 ; description des microfailles en figure IV-2-15**). Des veines prismatiques recoupent également la gouge de la faille de Point-Vert. Notons que la microthermométrie sur inclusions de fluides présentée dans la **partie V** du mémoire a été réalisée sur les deux types de veines, fibreuses et prismatiques. Les températures de piégeage des inclusions de fluides dans les deux minéraux, quartz et calcite, et dans les deux types de veines sont équivalentes i.e. comprises entre 195 à 268°C.

Les veines de type « fibreux » et « prismatique » montrent chacune une chronologie de remplissage « quartz puis calcite ». Ce fait témoigne d'une composition minéralogique

mixte (quartz-calcite) propre à l'histoire de remplissage de chaque veine. Cette composition est donc liée à l'histoire cinématique et chimique de chaque veine. Le quartz ayant un habitus pseudo-automorphe à automorphe, et nucléant sur l'éponte de la veine, il est considéré comme précoce par rapport à la calcite qui remplit des cavités géodiques résiduelles au centre de la veine (la calcite pouvant être absente). Des golfes de corrosion du quartz sont souvent visibles à l'interface entre les deux minéraux. Ces golfes sont de petite échelle et témoignent probablement d'une variation de chimie du fluide au cours de l'histoire de la veine, favorable à la précipitation de la calcite et en déséquilibre thermodynamique avec le quartz.

La foliation générale dans les arkoses déformées (i.e. néoformation de phyllosilicates et stylolitisations) semble être associée, au moins en grande partie (Fig. IV-2-8&12), à la croissance des veines fibreuses, cinématiquement cohérente avec la géométrie des déformations dans les lentilles foliées. Ces veines sont systématiquement recoupées par les veines prismatiques, parfois basculée par des cisaillements (08PV2) (Fig. IV-2-12). Les veines prismatiques sont à leur tour cinématiquement cohérentes avec l'orientation des déformations aux limites de l'échantillon. Cette dualité de texture et cette chronologie systématique sont probablement associées à une évolution de la cinétique d'ouverture et de remplissage des veines et donc de cinétique de déformation dans la roche de faille (Partie VIII).

IV-3 Thermicité dans les zones de failles à partir de la réflectance de la Vitrinite

Dans cette section, nous montrons les résultats issus d'un échantillonnage effectué sur les roches de failles de la zone Estrop et Point Vert-Restefond. Dans le but de discuter la variabilité de T max enregistré par les roches en fonction de leur localisation par rapport à la faille, des analyses de l'indice de réflectance de la vitrinite ont été réalisées. Ces résultats sont discutés en fonction de la distance à la faille.

La figure IV – 3 – 1 montre la variabilité de Ro en fonction de la distance à la faille pour les trois failles étudiées en détail dans ce manuscrit. La méthodologie et le tableau de résultats sont présentés dans la Partie III-2. Trois cas de figure sont présents :

- Dans le cas de la faille de Point Vert, les Ro montrent une évolution irrégulière avec la distance à la faille. Cependant, si l'on excepte le point le plus éloigné, on peut observer une augmentation du Ro avec la distance à la faille.

- Dans le cas de la faille de Restefond, les valeurs de Ro montrent une décroissance claire avec la distance à la faille. Les valeurs se stabilisent au-delà d'une distance décimétrique.

- Dans le cas de failles de l'Estrop, les Ro restent stables indépendamment de la distance à la faille.

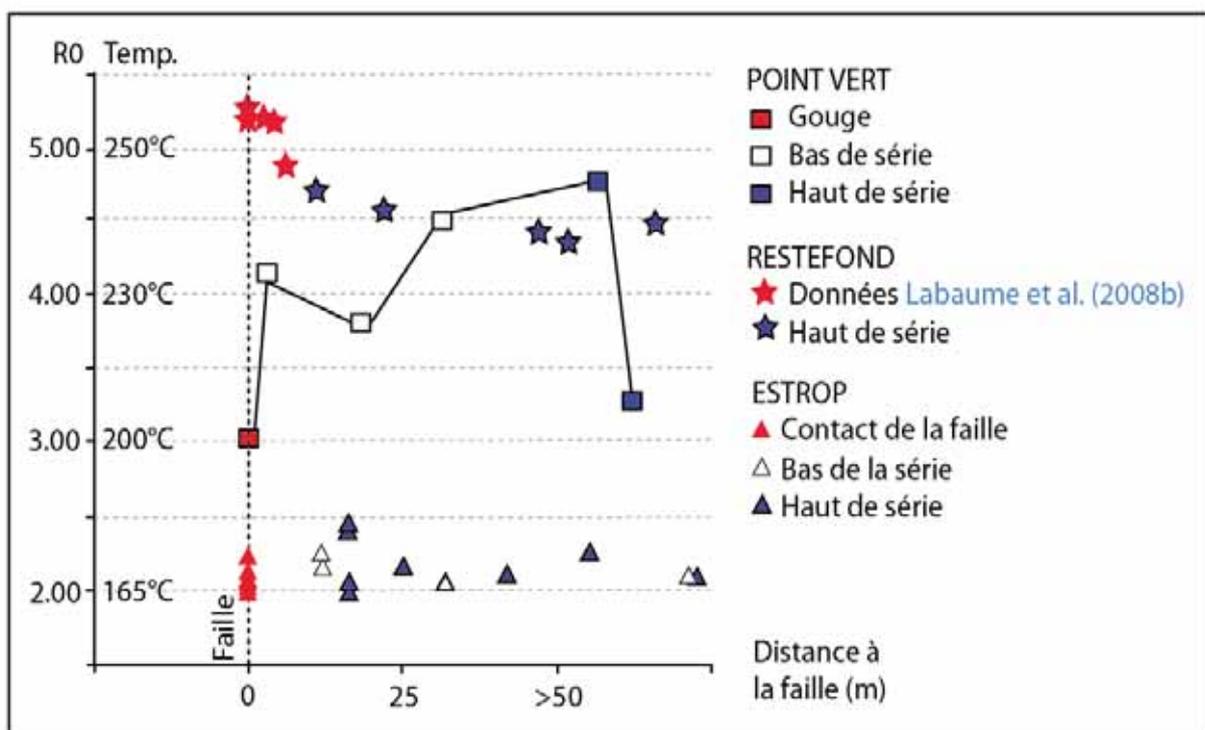


Figure IV-3 -1 : Variabilité de l'indice de réflectance de la vitrinite (R0) et de la température (calibration de [Vassoyevitch et al., 1979](#)) en fonction de la distance à la faille. Avec une augmentation de la distance à la faille, la faille de Restefond montre une décroissance des R0, la faille de Point Vert montre une augmentation des R0, les failles de l'Estrop montre une stagnation des R0.

Ainsi, la corrélation entre le R_o et la distance à la faille peut être de trois types : (1) Le R_o augmente avec la distance à la faille ; (2) Le R_o diminue avec la distance à la faille ; (3) Le R_o est stable avec la distance à la faille. Cependant, nous interprétons cette variabilité comme non-significative pour 3 raisons : (1) nous avons vu par ailleurs qu'une importante variabilité de valeurs de R_o (+ou-1%) peut se trouver dans une même zone ayant subi un même degré de diagénèse ; (2) le haut degré diagénétique peut entraîner des anisotropies de réflectance de la vitrinite en fonction de l'orientation de l'analyse (Gilles Nicolas, Com. Pers.) ; (3) la déformation et l'acquisition de la foliation par une roche modifie et amplifie l'anisotropie de réflectance de la vitrinite (Littke et al., 2012 ; Baudin et al., 2008 ; Tissot and Welte, 1984).

Ainsi, les variations de réflectance de la vitrinite au voisinage des zones de faille ne sont pas significatives ; les valeurs obtenues correspondent globalement aux températures maximales du massif. Ce constat argumente l'absence d'anomalie thermique positive même brève (i.e. supérieures au T max du massif) dans les zones de failles .

V. PETROPHYSIQUE DES ROCHES DE FAILLE

|

V- PETROPHYSIQUE DES ROCHES DE FAILLES

Les roches de failles présentées sur les zones de l'Estrop et de Point Vert –Restefond ([Chapitre IV](#)) constituent les principales hétérogénéités structurales affectant la série des Grès d'Annot. Quantifier l'impact de la déformation matricielle subie par ces roches sur leurs propriétés pétrophysiques est primordial dans le but de discuter les conséquences de celle-ci sur les circulations de fluides.

Après une présentation des méthodologies relatives aux mesures de porosité et de perméabilité, nous présenterons les résultats issus des roches de faille de l'Estrop, de Point Vert-Restefond. Nous comparerons les messages pétrophysiques associés au deux types de roche de faille dans la dernière section de cette dernière partie.

V – I- Méthodologie

V-I-I-Mesures de porosité

La porosité totale (porosité connectée) de l'ensemble des échantillons a été mesurée en utilisant la méthode d'Archimède ([Monicard, 1975](#), [Zinsner & Pellerini, 2007](#)) dans le but de caractériser les relations porosité-perméabilité. Les carottes ont été séchées à 60°C jusqu'à ce qu'elles atteignent une masse stable (M_d), puis placées dans un dessiccateur sous un vide primaire (2.6 Pa) pendant 24h à température ambiante. Ensuite, elles ont été progressivement imbibées depuis leur base avec de l'eau distillée préalablement désaérée, en maintenant dans le système un vide dynamique ([Fig. V-1](#)).

La porosité totale est donnée par : $\Phi (\%) = [(m_1 - m_d) / (m_1 - m_2)] \times 100$ ([Richard et al., 2007](#)), où m_1 est la masse de l'échantillon saturé en eau, m_2 est la masse de celui-ci saturé d'eau et pesé dans l'eau et m_d est la masse de l'échantillon sec.

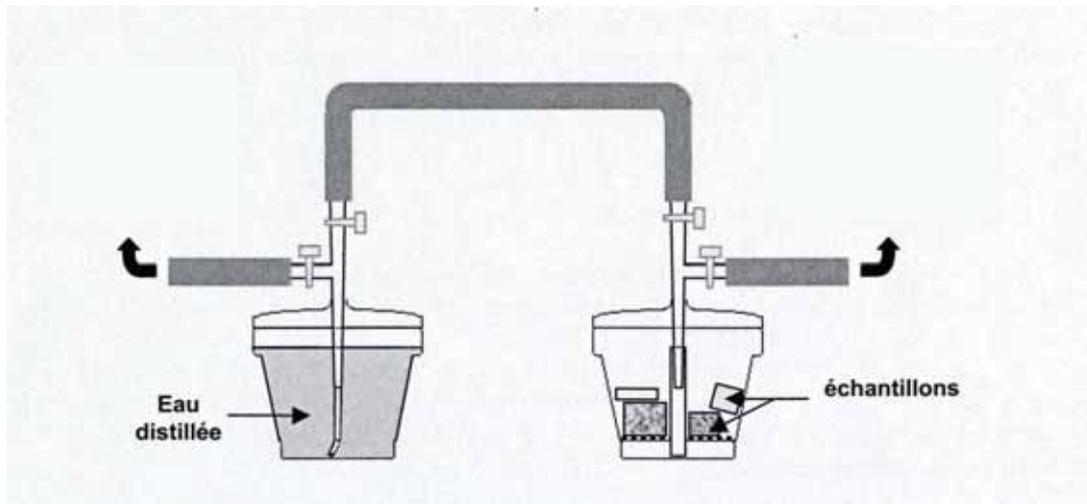


Figure V-1 : Dispositif de mesure de porosité totale à l'eau selon la méthode d'Archimède (Monicard, 1975, Zinsner & Pellerini, 2007)

V-I-II-Mesures de perméabilité

Les mesures de perméabilité ont été réalisées avec un perméamètre à charge constante utilisant de l'azote comme fluide. L'appareil est composé principalement d'une cellule, dite cellule de Hassler (Mertz, 1991 ; Sizun, 1995), dans laquelle on glisse la carotte cylindrique à analyser (Fig. V-2). Les échantillons sont préalablement séchés dans une étuve à 60 °C puis, à température ambiante, sont revêtus d'un manchon de caoutchouc suffisamment souple pour une adhésion parfaite contre la surface de l'échantillon. Le fluide appliqué sur la section supérieure de l'éprouvette avec une pression P_{amont} le traverse de part en part et ressort à la base avec une pression P_{aval} ; simultanément, une pression de confinement P_c supérieure à la pression fluide (ici de 20 bars) est appliquée latéralement autour du manchon afin d'empêcher les écoulements sur les bords de l'éprouvette.

La pression est contrôlée sur le circuit de fluide au moyen de manomètres disposés en amont et en aval de l'échantillon, ainsi que sur le circuit de confinement. Le débit d'azote est mesuré à l'aide de débitmètres à bille. La perméabilité intrinsèque (K) est déterminée par l'application de la loi de Darcy (1858) :

$$Q = \frac{K}{\eta} \cdot S \cdot \frac{\Delta P}{L}$$

où Q est le débit d'azote à la sortie de l'échantillon, K est la perméabilité intrinsèque de l'échantillon, S est la surface de la section de l'échantillon, ΔP est la différence de

pression appliquée entre les extrémités de l'échantillon, η est la viscosité dynamique du gaz à la température standard et L est la longueur de l'échantillon.

Dans un écoulement laminaire, les particules fluides se déplacent dans une même direction et avec une vitesse constante suivant les filets ou les lignes de courant continues. Au cours de nos mesures de perméabilité, le caractère laminaire de l'écoulement a été vérifié par la détermination du nombre de REYNOLDS (1883), qui doit être inférieur à 2000. Dans un milieu poreux naturel, l'écoulement est considéré comme laminaire lorsque l'énergie cinétique du fluide en mouvement est négligeable par rapport à son énergie visqueuse, ce qui correspond à des valeurs de Re inférieures à 1 (notre cas) (Yale, 1984 ; Guegen & Palciauskas, 1992). Dans ces conditions, le nombre de REYNOLDS se calcule de la manière suivante :

$$Re = \frac{\rho \cdot v \cdot \sqrt{K}}{\eta \cdot N_t} \quad \text{et} \quad v = \frac{K}{\eta} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L}$$

avec : K : perméabilité (m^2) ; N_t : porosité totale (%) ; ρ : masse volumique du fluide ($\rho_{N_2} = 1.293 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) ; η : viscosité dynamique du fluide ($\eta_{N_2} = 17.6 \cdot 10^{-6} \text{ Po}$) ; v = vitesse d'écoulement moyenne.

L'une des différences fondamentales entre l'écoulement d'un liquide et celui d'un gaz dans un tube est liée au fait que la vitesse d'écoulement du gaz n'est pas nulle le long des parois où se produisent des glissements des molécules de gaz (Monicard, 1975). Sous des pressions voisines de la pression atmosphérique, des chocs ont lieu, d'une part entre les molécules elles-mêmes et d'autre part entre les molécules et les parois du tube. Les glissements prennent d'autant plus d'importance que le libre parcours moyen des molécules est du même ordre de grandeur que la taille des pores (Dullien, 1979). Quand la pression diminue, le libre parcours moyen des molécules augmente considérablement, les chocs entre les molécules diminuent et deviennent négligeables par rapport aux chocs contre les parois : ce phénomène est appelé l'écoulement Knudsen (Knudsen, 1909) ou régime moléculaire. Ce type de flux où la notion de viscosité perd toute sa signification, semble se produire pour des rapports *libre parcours moyen / rayon des pores* inférieurs à 0.1. L'application de la loi de DARCY devient alors discutable.

Afin de pallier à ce problème, [Klinkenberg \(1941\)](#), en transposant ces résultats à l'étude des corps poreux, a établi une relation entre la perméabilité mesurée avec un gaz et celle mesurée à l'eau (perméabilité "réelle" (K)), où le type d'écoulement précédent n'existe pas et la perméabilité mesurée au gaz, ou perméabilité "apparente" (K_A) ([Fig.V-3](#)) :

$$K_A = K_L \left(1 + \frac{\beta}{P_F}\right)$$

où β est une constante pour une roche donnée et P_F est la pression fluide moyenne ($(P_{\text{amont}} + P_{\text{aval}})/2$).

Autour de 10 mesures de perméabilité à différents gradients de pression ont été réalisées pour chaque échantillon dans le but d'appliquer la correction de l'effet Klinkenberg en utilisant la méthode graphique décrite par de nombreux auteurs ([Riepe et al. 1983](#) ; [Rushing et al., 2004](#) ; [Zinsner et Pellerin, 2007](#)).

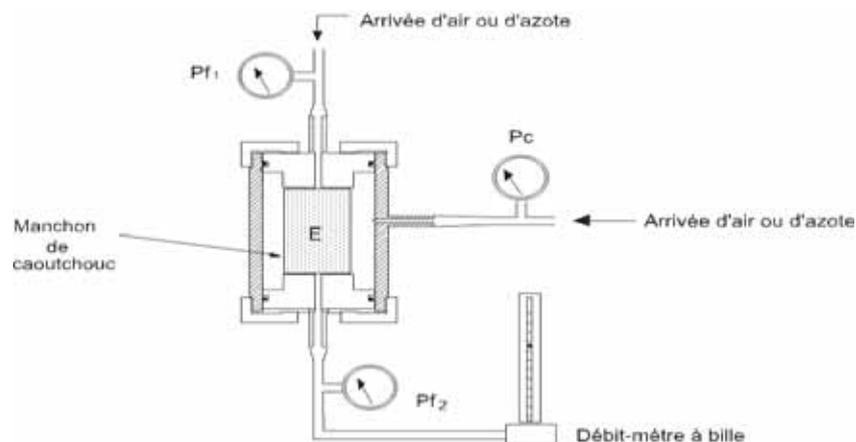


Figure V-2 : Schéma du perméamètre à charge constante : P_c , manomètre contrôlant la pression de confinement ; P_{f1} et P_{f2} , manomètre contrôlant respectivement la pression fluide amont et aval ; E, éprouvette de roche.

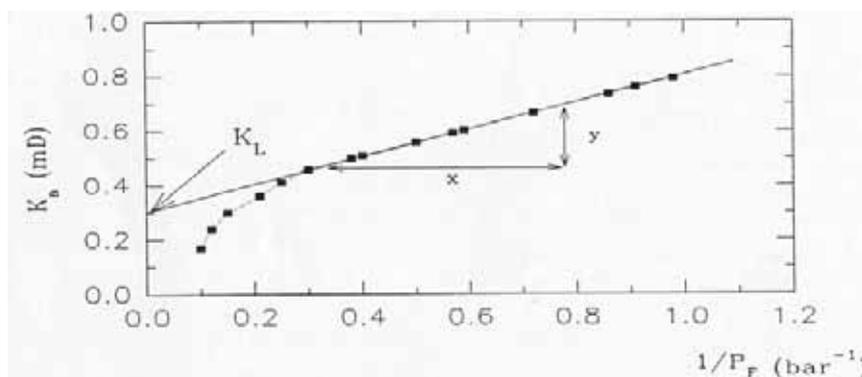


Figure V-3 – Détermination graphique de la perméabilité pour un liquide (K_L) et de la constante de Klinkenberg à partir de la perméabilité au gaz (K_A) (d'après [Riepe et al., 1983](#)).

V-2 - Les roches hôtes et les roches de faille du secteur de l'Estrop

Les failles étudiées fonctionnent en conditions thermiques de métamorphisme de très bas degré (environ 200°C) et affectent un protolithe arkosique ayant subi une forte diagénèse (T max = 170-200°C, voir [Chapitre-VII](#)).

V-2-1 - Echantillonnage –

Dans le but d'étudier la porosité et la perméabilité des roches de faille du secteur de l'Estrop, notre attention s'est portée sur le type de roche de faille caractéristique de ce secteur. Il s'agit d'une brèche dilatante formée de clastes de grès millimétriques et de ciment de quartz et abondamment scellée par du quartz ([Chapitre IV](#)). Les roches de failles composées de clastes gréseux centimétriques (i.e. échantillons 10ESK et 10ES71 en [Chapitre IV](#)) n'ont pas été étudiées dans ce chapitre. En effet, les éprouvettes cylindriques utilisées (carottes de 2 cm de diamètre) n'atteignent pas le Volume Élémentaire Représentatif nécessaire à des mesures pertinentes dans le cas de clastes centimétriques.

Les niveaux pélitiques n'ont pas été testés au cours de nos analyses pétrophysiques; compte tenu de leur comportement cassant (fractures franches et sèches) et de l'absence de déformation matricielle, ces mesures présentaient des limites techniques.

V-2-2 - Orientations des carottes –

Les mesures pétrophysiques ont été réalisées sur des carottes cylindriques (de 2 cm de diamètre et 2 à 5 cm de longueur) taillées en laboratoire dans des blocs orientés prélevés sur l'affleurement.

Les carottes confectionnées dans le grès encaissant ont été orientées en fonction de la stratification. Sur chaque bloc échantillonné, la carotte « Perp S » est perpendiculaire à la stratification, la carotte « N-S » est perpendiculaire à l'azimut de faille et dans le plan de

stratification, la carotte « E-W » est parallèle à l'azimut de faille et dans le plan de stratification (Fig. V-4).

Dans chaque bloc de roche de faille, lorsque cela était possible, trois carottes ont été taillées perpendiculairement les unes aux autres. Ces carottes ont pour repère le plan de glissement de la faille : (i) la carotte « D » est parallèle au plan de faille et parallèle à la strie de faille, (ii) la carotte « S » (pour « *Strike* ») est parallèle au plan de faille et perpendiculaire à la strie de faille et (iii) la carotte « N » (pour « *Normal* ») est perpendiculaire au plan de faille (Fig. V-5). Les carottes ont été sélectionnées sur la base de leur bonne homogénéité microstructurale dans le but de discuter au mieux le rôle des microstructures dans les propriétés pétrophysiques.

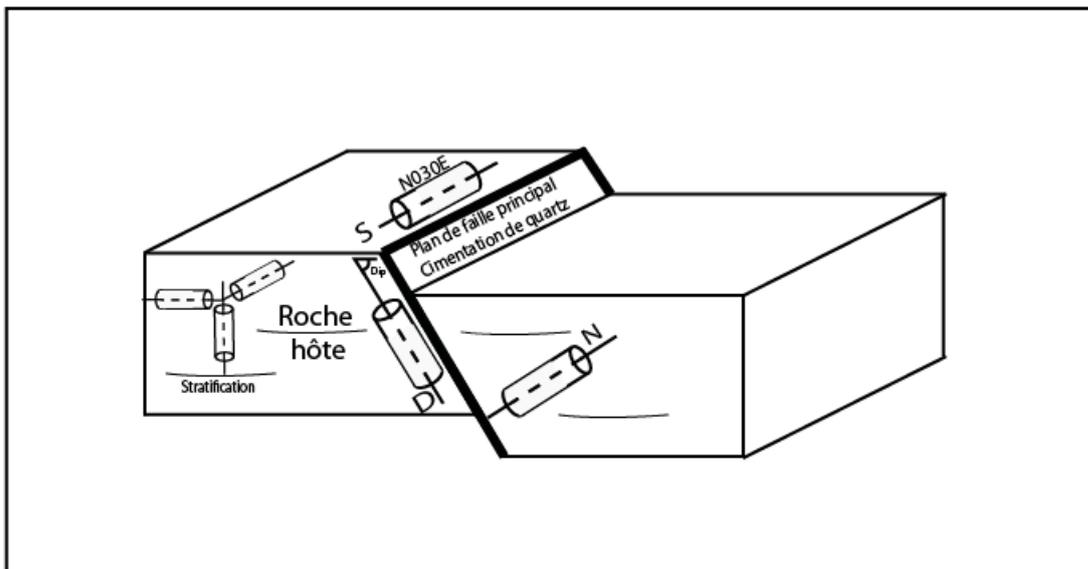


Figure V – 4 : Secteur de l'Estrop : Orientations des carottes destinées aux mesures pétrophysiques dans la roche hôte et dans la roche de faille. Voir texte pour commentaires.

La figure V-5 illustre l'importance de l'orientation des hétérogénéités structurales dans les mesures pétrophysiques. La géométrie du cas A n'autorise pas la connectivité d'une extrémité à l'autre de l'échantillon par la veine à remplissage partiel : la mesure de perméabilité enregistre ainsi la perméabilité matricielle de l'échantillon. Par contre, le cas B permet la connectivité entre les deux extrémités de l'échantillon par une veine à remplissage partiel : la mesure de perméabilité enregistre ici la perméabilité de la veine.

La quantification des propriétés pétrophysiques des zones de failles à partir de carottes orientées en fonction du plan de faille a déjà été utilisée dans des conditions thermiques d'activité de faille équivalentes par [Surma et al. \(2003\)](#).

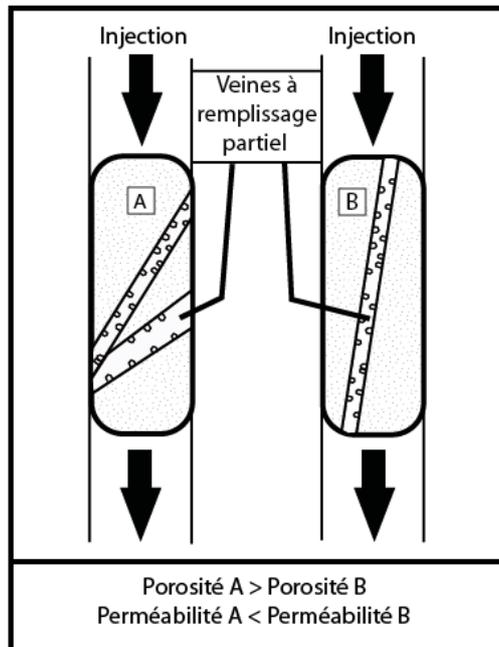


Figure V – 5 : Secteur de l'Estrop : Orientations des carottes destinées aux mesures pétrophysiques dans la roche de faille. Orientations par rapport aux veines. Voir texte pour commentaires.

V – 2 – 3 - Résultats de porosité (50 carottes dans 14 échantillons)

Les valeurs de porosité des carottes de la zone de l'Estrop varient de 1,8% à près de 10% (Fig. V – 6). Les porosités de la roche hôte se répartissent en deux groupes principaux : le premier, situé autour de 2%, qui correspond aux données mesurées sur une roche non altérée tandis que le second, situé autour de 4.5%, correspond aux données mesurées sur une roche marquée par une altération d'origine météorique. Celle-ci se traduit notamment par une dissolution des ciments calcitiques et le développement de macropores entraînant une augmentation de la porosité totale.

Les roches de failles montrent des porosités comprises entre 1.8% et 10%, cette plage de valeur étant mesurée sur chacun des trois groupes de carottes orientées. Les roches

ayant des porosités supérieures à 4.5% sont riches en veines de quartz dont les cristaux n'ont probablement pas scellé complètement le volume de la veine et/ou dans lesquelles la calcite a été plus ou moins dissoute.

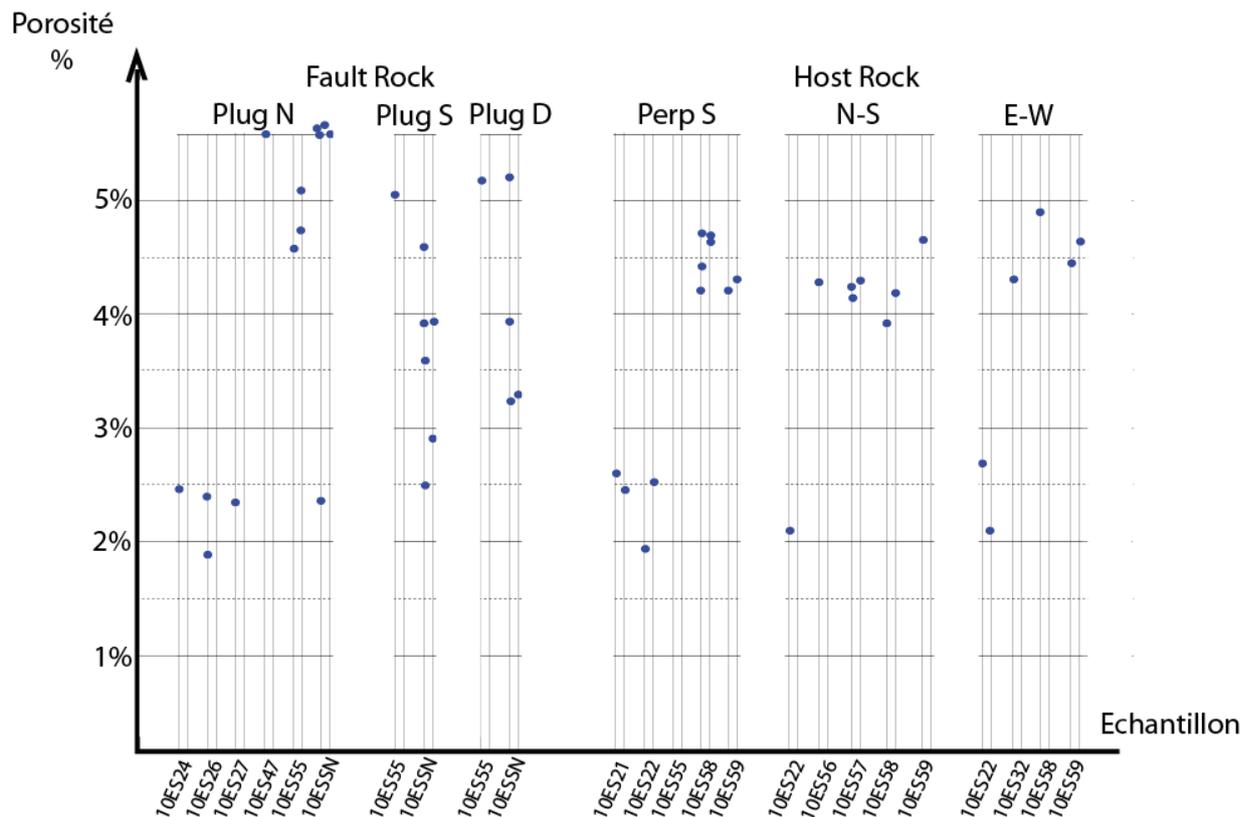


Figure V –6 : Secteur de l’Estrop : Résultats des mesures de porosité réalisées sur 50 carottes dans 14 échantillons. Notons les deux essais de porosité de la roche hôte. Les valeurs les plus basses sont associées à la roche non altérée, les valeurs les plus hautes sont associées à l’altération météorique de la roche (dissolution des ciments de calcites). Les roches de failles s’étalent sur une large gamme de porosité associée à la présence de veines en partie vides.

V – 2 – 4 - Résultats de perméabilité (50 carottes dans 14 échantillons)

Les grès hôtes montrent des perméabilités comprises entre 0.0025 mD et 0.007 mD (Fig. V –7). Aucune différence significative de la perméabilité n’est mise en évidence selon l’orientation des carottes. La perméabilité des grès encaissants montre un caractère isotrope quelle que soit la valeur de la porosité du grès (Fig. V – 6).

Pour les roches de failles, les perméabilités mesurées sur les carottes orientées orthogonalement au miroir de faille (carottes N) varient entre 0.002 mD et 0.13mD, avec néanmoins, une plus grande concentration des données entre 0.004mD et 0.05mD. Les échantillons 10 ES55 et 10 ESSN présentent des perméabilités nettement supérieures aux autres échantillons (10ES24,26,27 et 47). Les perméabilités mesurées sur les carottes orientées parallèlement au plan de faille et perpendiculairement à la strie de faille (carottes S) sont comprises entre 0.001 mD et 0.01mD ; celles-ci se concentrent pour l'essentiel au voisinage de 10^{-2} mD. Les perméabilités des carottes « D », dont l'allongement est parallèle au plan de faille et aux stries de la faille, sont comprises entre 0.001mD et 0.03mD et montrent une grande dispersion qui ne permet pas de faire ressortir de valeur moyenne significative.

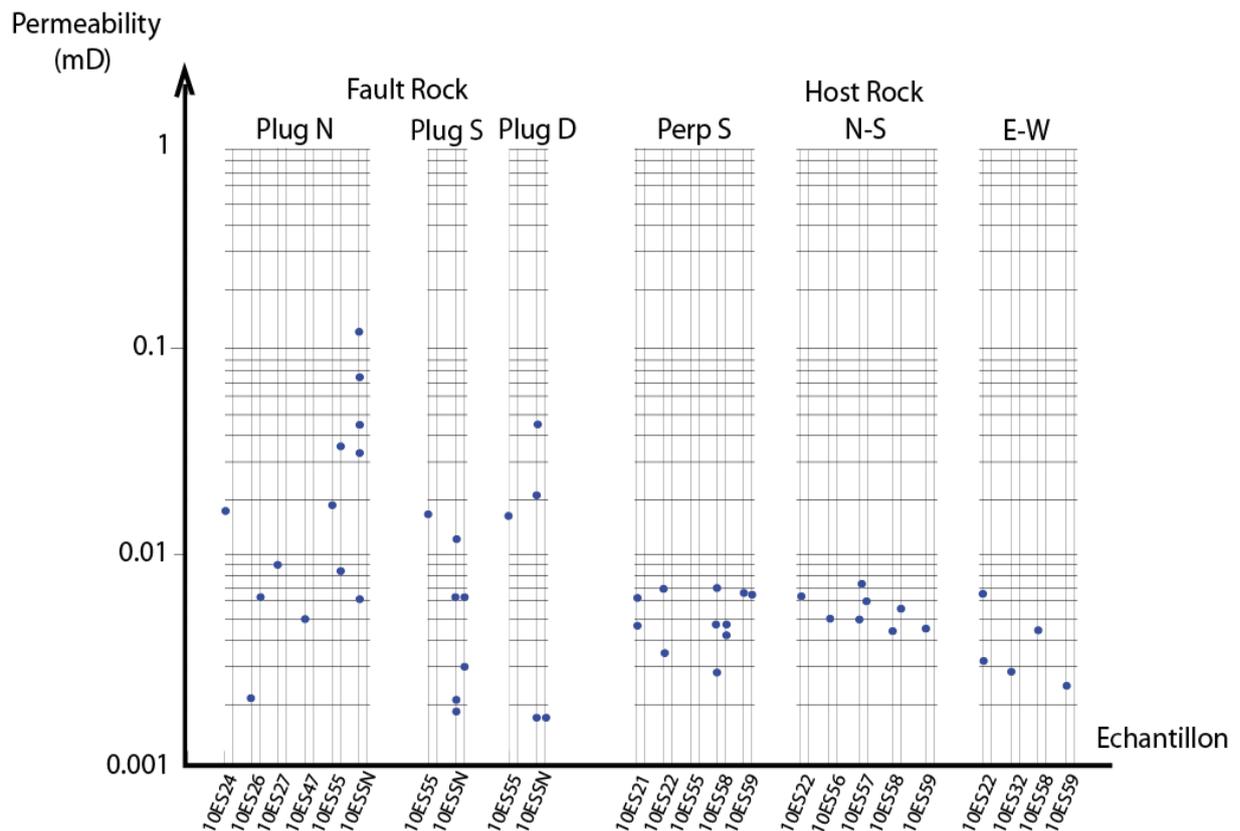


Figure V – 7 : Secteur de l'Estrop : Résultats des mesures de perméabilité réalisées sous 2 Mpa de pression de confinement (même échantillons que pour la porosité, cf. figure IV-7). Notons l'isotropie de perméabilité de la roche hôte et le message brouillé par l'état d'altération dans la roche de faille..

V – 2 – 5 - Relations entre porosité et perméabilité

Les résultats présentés ci-dessus illustrent l'absence de relation claire entre la porosité et la perméabilité du grès encaissant, alors que celle-ci existe pour les roches de failles.

Dans la roche hôte, les deux groupes de carottes distingués sur la base de leur porosité ne montrent aucune influence de la porosité et de l'orientation sur la perméabilité. En particulier, l'augmentation de la porosité (jusqu'à 4%) liée à une dissolution partielle des ciments calcitiques par les fluides météoriques n'entraîne pas une augmentation de la perméabilité (Voir [Chapitre V-II-roche hôte](#)).

Dans le cas des roches de faille, les porosités les plus grandes (>5%), liées à l'altération météorique ou au non-remplissage des veines, sont responsables de perméabilités d'un à deux ordres de grandeur supérieures à celles de la roche hôte ; ceci est notamment le cas des échantillons 10 ES 55 et 10ESSN. Le graphe de la [figure V – 8](#) représente les perméabilités en fonction des porosités pour les carottes ayant moins de 5.5% de porosité. A porosité équivalente, il n'est pas mis en évidence ici de différences de perméabilité significatives en fonction de l'orientation des carottes. De plus, ces perméabilités sont du même ordre de grandeur que celles de la roche hôte (10-3mD à 2 MPa).

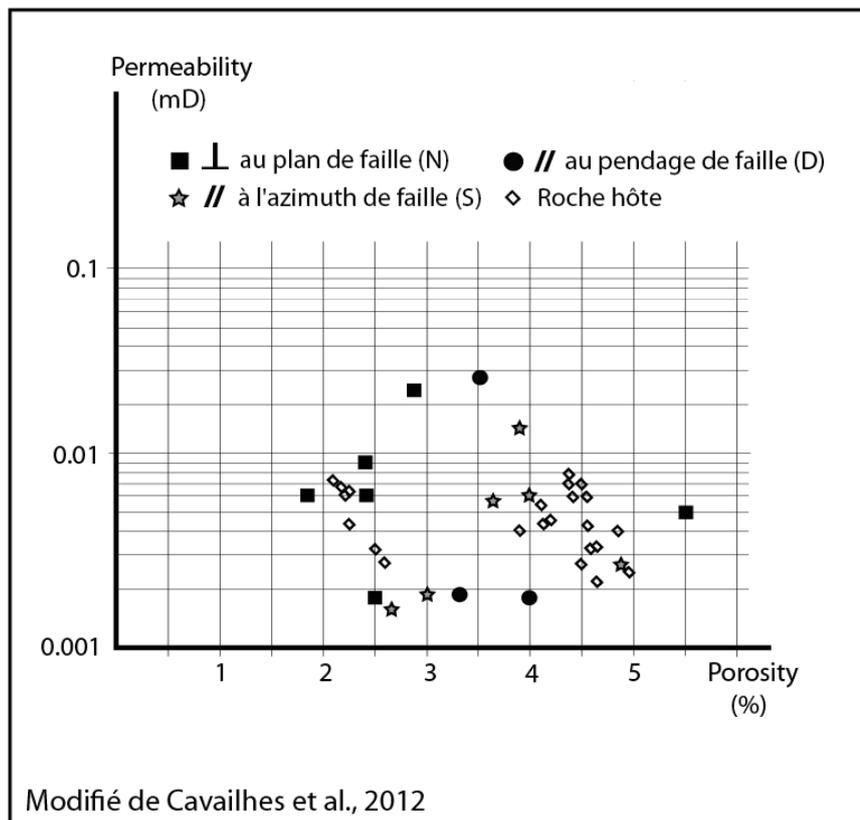


Figure V – 8 : Secteur de l'Estrop : Résultats des mesures de perméabilité réalisées sous 2 Mpa de pression de confinement. Notons l'isotropie de perméabilité de la roche hôte et le message brouillé par l'état d'altération dans la roche de faille.

V-2-6 - Discussions

Les mesures de perméabilité réalisées sur les carottes de grès prélevés dans les zones de faille du secteur de l'Estrop montrent un caractère isotrope aussi bien pour les grès arkosiques du protolithe, marqués par une diagenèse de haut degré, que pour les grès à veines fortement cimentées par le quartz des roches de failles. Dans les deux cas, les valeurs de perméabilité sont de l'ordre de 10^{-3} mD (pour 2Mpa de pression de confinement). Dans les roches de failles, seules les carottes de grès où des veines présentent des lacunes de remplissage (dus à un scellement partiel d'origine ou à la dissolution de la calcite par altération météorique) montrent la présence d'une porosité de fracture. Cette porosité de fracture (donc non matricielle) favorise les transferts de fluides et est donc responsable d'une augmentation de la perméabilité parallèlement aux fractures (Chapitre VII). Ainsi, le volume de quartz disponible pour la cimentation, fonction des cinétiques de solubilisation, de transport et de précipitation, contrôle au premier ordre les zones de passages préférentielles de fluides dans les zones de faille du secteur de l'Estrop (i.e. scellement partiel, total ou absent (Chapitre VII)).

Influence of fault rock foliation on fault zone permeability: The case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d'Annot, SE FRANCE)

Thibault Cavailhes¹, Jean-Pierre Sizun², Pierre Labaume¹, Alain Chauvet¹, Martine Buatier², Roger Soliva¹, Leila Mezri¹, Delphine Charpentier², Henri Leclère², Anna Travé³, and Claude Gout⁴

¹ Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université Montpellier 2-CNRS, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

² Chrono-Environnement, UMR 6249, Université de Franche-Comté-CNRS, 16 route de Gray, 25030, Besançon cedex, France.

³ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, c/Marti i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain.

⁴ TOTAL, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 Pau, France.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank TOTAL for financial support and the Parc National du Mercantour for sampling permit. T. Rossi and O. Chailan are acknowledged for their suggestions on an early draft of the manuscript. We thank A.P. Morris, two anonymous reviewers and S.E. Laubach, AAPG editor, for their constructive reviews which greatly contributed to improve the paper.

ABSTRACT

We describe the structure, microstructure and petrophysical properties of fault rocks from two normal fault zones formed in low-porosity turbiditic arkosic sandstones, in deep

diagenesis conditions similar to those of deeply buried reservoirs. These fault rocks are characterized by a foliated fabric and quartz-calcite sealed veins which formation resulted from the combination of (i) pressure solution of quartz, (ii) intense fracturing sealed by quartz and calcite cements and (iii) the neoformation of synkinematic (1) white micas derived from the alteration of feldspars and (2) chlorite. Fluid inclusion microthermometry in quartz and calcite cements demonstrates fault activity at temperatures of 195-268°C. Permeability measurements on plugs oriented parallel to the principal axes of the finite strain ellipsoid, show that the Y axis (parallel to the foliation and veins) is the direction of highest permeability in the foliated sandstone (10^{-2} mD for Y against 10^{-3} mD for X, Z and the protolith, measured at a confining pressure of 20 bars). Microstructural observations document the localization of the preferential fluid path between the phyllosilicates particles forming the foliation. Hence, the direction of highest permeability in these fault rocks would be parallel to the fault and sub-horizontal, i.e. perpendicular to the slickenlines representing the local slip direction on the fault surface. We suggest that a similar relationship between kinematic markers and fault rock permeability anisotropy may be found in other fault zone types (reverse or strike-slip) affecting feldspar-rich lithologies in deep diagenesis conditions.

INTRODUCTION

Fault zones are major discontinuities in the earth crust and one of the main structures responsible for partitioning sedimentary basins and geological reservoirs (Corrigan, 1993; Fisher and Knipe, 2001). Understanding and predicting their role in fluid migration is thus an important issue in predicting reservoir quality. Parameters controlling this role involve the permeability and thickness of the fault rock, the type of fluid permeating through it, the pressure difference across the fault and the considered time scale (e.g. Faulkner and Rutter, 1998).

In the last four decades, numerous works have focused on faulting mechanisms in high porosity sandstones at shallow crustal depth (Aydin, 1978; Antonellini and Aydin, 1994; Fossen et al., 2007) and their influence on fluid flow (Eichhubl et al., 2004; Fossen and Bale, 2007). Typical structures described by these studies are deformation bands, where grain to grain movements and intragranular fracturing (cataclasis) are the main deformation mechanisms (Fossen et al., 2007). With the exception of some works which document a potential capillarity effect of cataclastic deformation bands (Sidga et al., 2003; Cavailhes et al., 2009), the literature generally describes a permeability reduction in these structures from 1 to

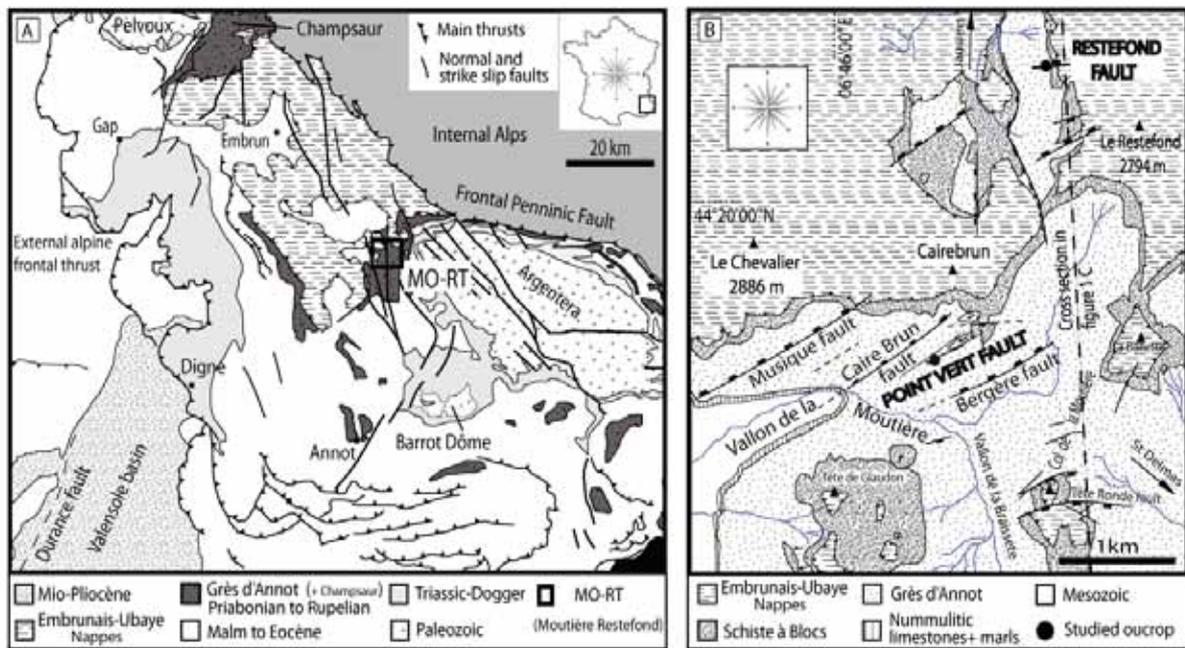
6 orders of magnitude relative to the host rock (e.g. [Fossen et al., 2007](#)). By contrast, relations between faulting and fluid flow in low porosity sandstones buried to deep diagenesis conditions (150-250°C) have been much less studied ([Fisher et al., 2003](#); [Surma et al., 2003](#); [Balsamo et al., 2010](#); [Laubach et al., 2010](#)). In these conditions, which are those of the deeply-buried reservoirs, in particular the tight gas sandstones, mechanical and chemical processes are intimately linked in faulting mechanisms. Some studies have investigated the influence on fluid flow of fracture opening and sealing in deeply buried sandstones (e.g. [Laubach and Ward, 2006](#); [Ward et al., 2006](#); [Olson et al., 2009](#)), but little attention has been paid to the hydraulic behavior of foliation which can develop in specific lithologies in deep settings.

This paper describes the relationships between foliated fault rock structure, microstructure and permeability in normal fault zones with ten of meters offsets affecting low-porosity, deeply buried, turbiditic sandstones of arkosic composition. We emphasize the role of the feldspath-rich lithology in foliation development at high temperature and apply a novel methodology of petrophysical measurements orientation to quantify foliated fault rock permeability. To assess the role of the structural heterogeneities, i.e. veins and foliation, in permeability anisotropy, we measure the matrix porosity and permeability along the principal axes (X, Y, Z) of the strain ellipsoid and compare them with the host rock values. From these data, we define the shape ratio of the permeability ellipsoid and its orientation with respect to fault rock foliation. We discuss the implications of these results on the role of foliated fault zones as either conduit or barrier to fluid flow.

GEOLOGIC SETTING

The studied faults affect the Grès d'Annot Formation, in the south-western Alps external zone ([Figure 1A](#)). The Grès d'Annot Fm. corresponds to a Priabonian-Rupelian arkosic turbidite succession mainly sourced from the Variscan crystalline basement of the Corsica-Sardinia massif and deposited in the Alpine foreland basin ([Joseph and Lomas, 2004](#)). The Grès d'Annot Fm. caps the Mesozoic-Paleogene succession of the Digne Nappe and was buried below the Embrunais-Ubaye nappes during the late Oligocene-earliest Miocene ([Kerckhove, 1969](#); [Fry, 1989](#); [Corsini et al., 2004](#); [Labaume et al., 2008](#)). Above the Grès d'Annot, the "Schistes à Blocs" Formation corresponds to an olistostrome precursor of the Embrunais-Ubaye nappes ([Kerckhove, 1969](#)). In the studied area, the nappe thickness was estimated at 8-10 km, based on the 240-260°C maximum temperature reached by the Grès

d'Annot. These values are deduced from vitrinite reflectance, assuming a mean geothermal gradient of 25-30°C/km (Labaume et al., 2009). During the Miocene, basement thrusting uplifted the Argentera and Barrot massifs (Bigot-Cormier et al., 2006; Sanchez, 2010) and



related erosion resulted in the exhumation of the Grès d'Annot (Labaume et al., 2008).

V-Figure 1. (A) Structural sketch map of the south-west French Alps. The study area (Moutière-Restefond) is labelled MO-RT. (B) Structural sketch map of the study area, with location of the studied Restefond and Point Vert fault outcrops.

The Grès d'Annot are cut by normal faults grouped in two families, transverse (around E-W) and longitudinal (N-S to NNW-SSE) to the belt (Kerckhove, 1969). The main faults of both families cut the whole structural system, from the Embrunais-Ubaye nappes down to the Paleozoic basement. Labaume et al. (1989) showed that the transverse faults predate the longitudinal faults and interpreted both families as post-nappe deformation, resulting from gravitational collapse of the belt in the case of the longitudinal faults. More recently, some of the transverse faults were interpreted as contemporaneous of the Grès d'Annot and/or Schistes à Blocs deposits by Bouroullec et al. (2004) and Pochat and Van den Driessche (2007). Nevertheless, other recent studies demonstrate that the microstructures observed in these transverse fault zones are coherent with a fault activity at temperatures around 200°C (Du Bernard, 2002; Leclère et al., in press), i.e. close to the maximum burial of the Grès d'Annot in the area (Labaume et al., 2009).

In this work, we study two E-W normal faults with ten of meters throw which affect the Grès d'Annot Formation in the Moutière-Restefond area: the Restefond fault and the Point Vert fault (Figure 1B). They belong to a set of transverse to the belt normal faults with up to 250 m displacements which affect the Grès d'Annot, the Schistes à Blocs and the Embrunais-Ubaye nappes. The Point Vert fault belongs to the fault set interpreted as syn-sedimentary by Bouroullec et al. (2004), whereas Leclère et al. (in press) show that the Restefond fault was active at temperatures around 200°C. We have controlled by a field survey that the fault rock type described in this paper for these two faults is representative of all the E-W faults present in the Moutière-Restefond area (about 8 km E-W and 4 km N-S).

FAULT ZONE STRUCTURE

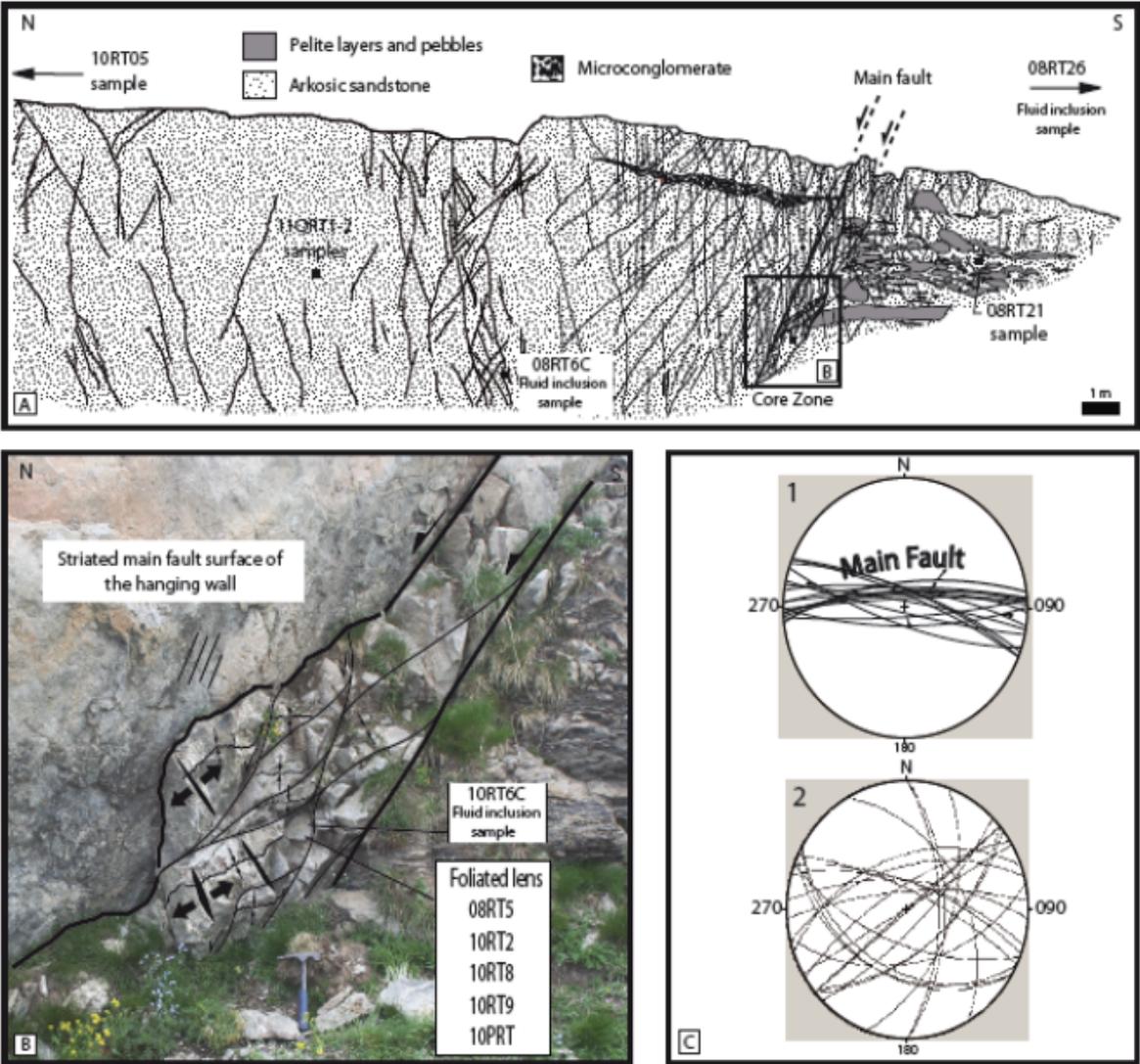
Restefond fault zone structure

The Restefond fault cuts a sub-horizontal turbidite succession composed of up to several meters-thick arkosic sandstone beds with up to 1 m-thick pelitic intercalations (Du Bernard, 2002; Leclère et al., in press). The main fault surface trends about N080E and dips about 70° northwards (Figure 2). The displacement cannot be measured precisely due to outcrop conditions, but is estimated at around 15 m.

On the studied transect, the hanging wall comprises a 10 m-thick bed of coarse to microconglomeratic sandstone whereas the footwall is composed of slumped sandstone layers containing up to 1 m pelite lenses (Figure 2A).

The fault zone core, 1 m-thick, is bounded by two slip surfaces and composed of ten of centimeters-sized sandstone lenses featuring a more or less developed foliation (Figure 2A, B). The foliation visible in outcrop is composed of stylolites, phyllosilicate-rich layers and an elongated shape fabric of grains in the coarse-grained components. The foliated sandstone lenses are bounded by north-dipping striated sliding planes with abundant phyllosilicate coating. Inside the lenses, the foliation strikes sub-parallel to the fault direction and shows a sigmoidal geometry, defining a S-C structure typical of sheared rocks (Passchier and Trouw, 2005) (Figure 2B). Numerous extensional quartz or quartz-calcite veins up to cm-wide and tens of centimeters-long cut the foliation at a high angle, i.e. coherent with the shortening direction deduced from the foliation. The density of stylolites and veins shows a positive correlation at the centimeter scale. Except for sheared pelitic films bounding the foliated

lenses, the pelite layers affected by the fault do not show strong shear deformation. They are cut by the slip surfaces and fractures without clay-smearing structures.



V-Figure 2. Restefond fault zone structure. (A) General view of the fault zone. (B) Detail of the fault core zone composed of imbricated foliated sandstone lenses and bounded by two major slip planes. The main offset is related with the northern plane. (C) Structural data: (1) slip planes and fractures of damage zone (arrows: striation on slip planes). (2) Veins in the foliated lenses of the core zone. The stereograms are lower hemisphere equal area stereographic projections.

The northern main slip plane bears meter-long and tens of centimeters-wide steeply-dipping grooves attesting normal main displacement. However, this plane and secondary planes in the fault zone also bear striations with variable dips, from normal to strike-slip (Figure 2C1). The quartz-calcite vein directions are also variable, from parallel to normal to the fault trend (Figure 2C2). We interpret these variable slip and extension directions as traducing local movements due to the complex geometry of the fault rock lenses. Late N-S calcite veins crosscut the fault zone and its hanging wall and footwall. We link them with the late N-S to NNW-SSE faults described by Kerckhove, (1969) and Labaume et al. (1989) (Fig. 1B).

The hanging wall damage zone, about six meters-wide, features meter-long quartz-sealed fractures sub-parallel to the main slip plane and with steep (around 70°) synthetic and antithetic dips (Figure 2C). The fracture density decreases with the distance from the main slip plane and transition to the back-ground fracturing is gradual, with fracture spacing increasing from a few centimeters to tens of centimeters. The footwall damage zone is less well defined, due to the limited development of fractures and heterogeneity of fracture distribution related to the chaotic internal structure of the slumped layer.

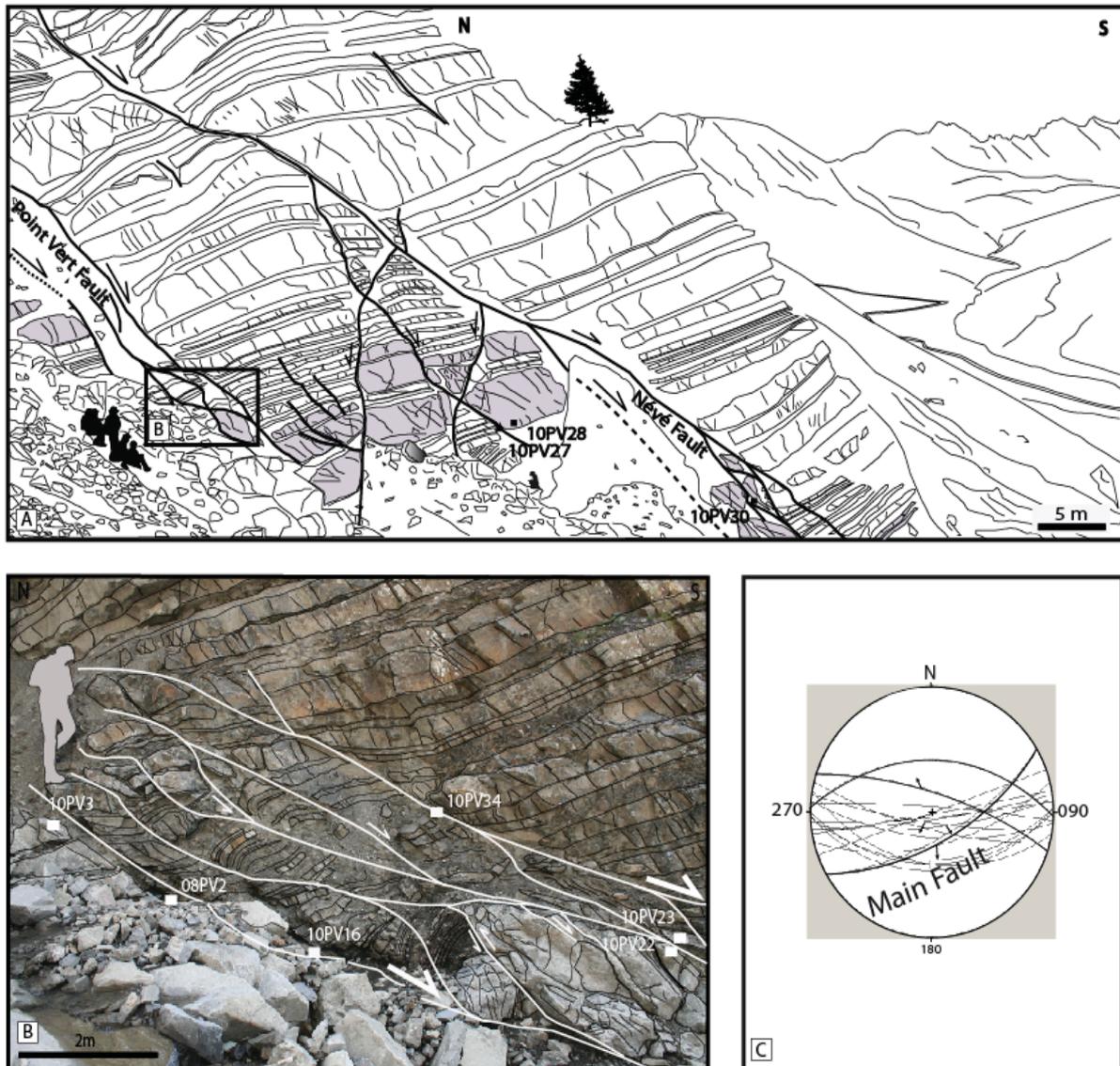
Point Vert fault zone structure

The studied outcrop exposes two main normal faults, the Point-Vert and Névé faults (the latter divided in two branches), which dip southwards around 70° and 60°, respectively (Figure 3). The normal displacement is of 32 m for the Point-Vert fault and 14 m for the Névé fault. Three normal faults with meter-offsets occur between the two major faults.

The host succession is composed of (i) homolithic bodies comprising meter-thick sandstone beds and (ii) heterolithic intervals with ten of centimeters-thick alternating sandstone and pelitic layers.

The Point Vert fault zone core comprises a 20 cm-thick band of gouge bounded by a few cm-thick bands of sandstone featuring a foliation and quartz or quartz-calcite veins. The gouge is formed by a pelitic matrix containing up to cm-sized lenses of foliated sandstone. Macroscopically, the foliated sandstone and associated veins are similar to those described above in the Restefond fault zone. The hanging wall damage zone, 3 m-wide, comprises anastomosing second order normal faults with ten of centimeters-spacing and offsets and E-W fractures with a quartz-calcite filling. The footwall is less visible and features poorly developed fracturing. The fault core zones of the Névé fault and secondary faults located

between the major faults also feature lenses of foliated sandstone. Similar to the Restefond outcrop, the pelite layers affected by the fault show mainly brittle behavior and limited development of shear structures.



V-Figure 3. Point Vert fault zone structure. (A) General view of the Point Vert and Névé fault system. (B) View of the core zone and hanging wall damage zone of the Point Vert fault. (C) Orientation of slip planes (arrows: striation). The stereograms are lower-hemisphere equal area stereographic projections. 10PV27: sample location.

MICROSTRUCTURES

Host sandstones petrology

The host rocks of the Restefond and Point Vert outcrops are poorly sorted, fine to coarse-grained arkosic sandstones composed mainly of quartz, K-feldspar, plagioclase, phyllosilicate (biotite, white micas and chlorite) grains and lithic fragments (granite and metamorphic or volcanic rocks) (Figure 4A). Leclère et al. (in press) report around 30 to 40% of quartz, an equivalent proportion of feldspars, around 10% of phyllosilicates and 15% of lithic fragments in the Restefond host rocks. Carbonate content is low, with dispersed detrital grains and a small amount of cement. The intense compaction and high grade of diagenesis are marked by the strong saturation of grains contacts due to pressure solution (resulting in a shape fabric of grains with long-axis parallel to bedding), the absence of macroporosity (except the present meteoric dissolution of calcite cement), the partial sericitisation of all types of feldspars, especially at grain boundaries, and the illitisation of clay minerals (Labaume et al., 2009). Quartz overgrowths are not observed, probably because intense compaction destroyed porosity before quartz cementation.

Fault core foliated sandstone microstructure

The microstructural characteristics of the foliated sandstones are similar in samples from both the Restefond and Point Vert outcrops. The foliation results from the combination of several types of deformation structures:

1. A shape fabric of the quartz and feldspar grains given by the combination of (i) stylolitisation of the grain contacts parallel to the grain long axes and (ii) closely-spaced extensional microfractures normal to the stylolitized grain contacts (Figure 4B, C). Most of these fractures are intragranular (i.e. limited to a single grain) with <0.1 mm opening displacements. They are sealed mainly by authigenic quartz forming overgrowths on the detrital quartz or, locally, by small (10-20 μm) newly-formed white micas. The microfractures in the feldspar grains are filled by white micas and/or quartz; feldspar overgrowths are also locally present. Detrital mica grains generally lie parallel to the quartz and feldspar grain long axis.

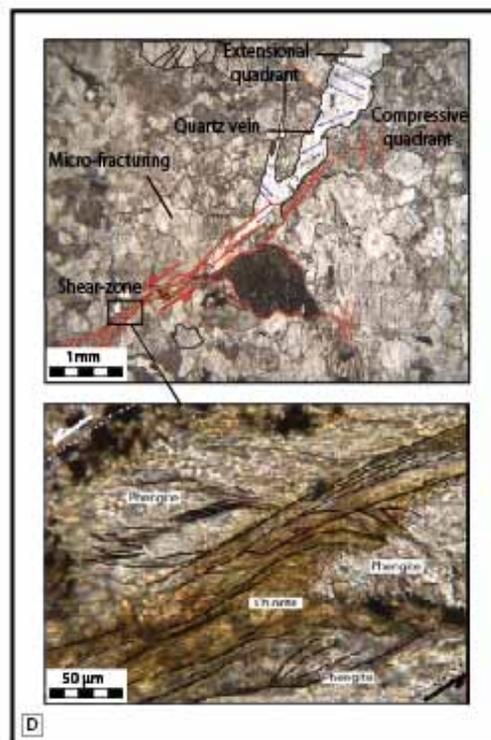
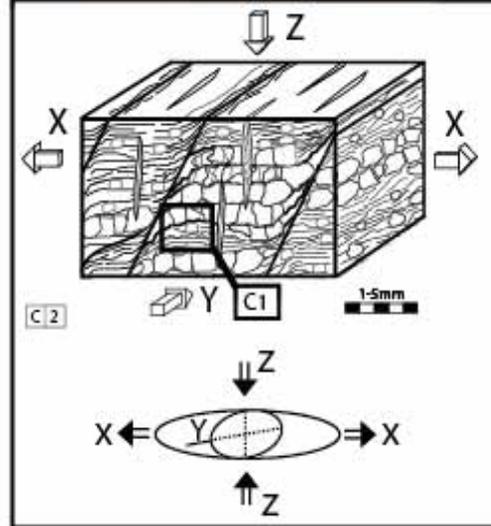
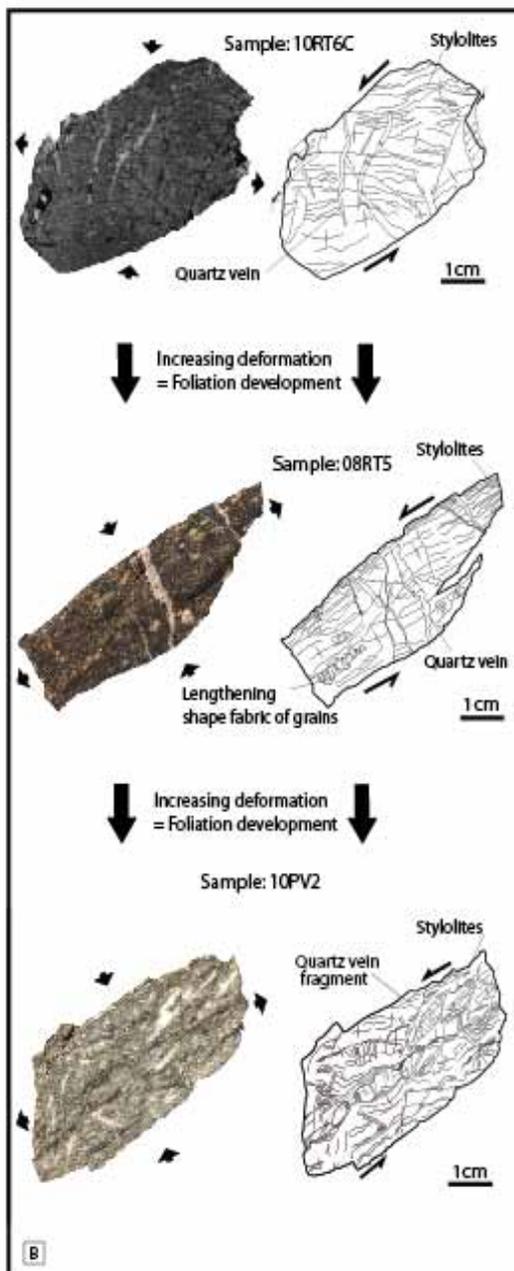
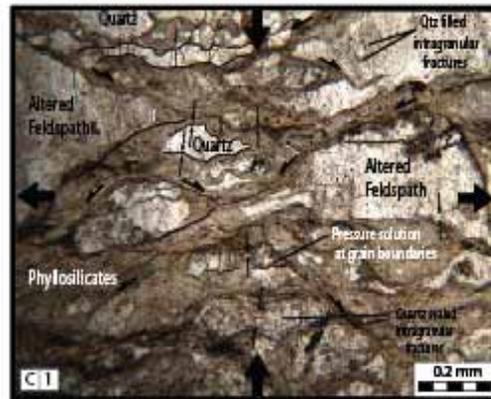
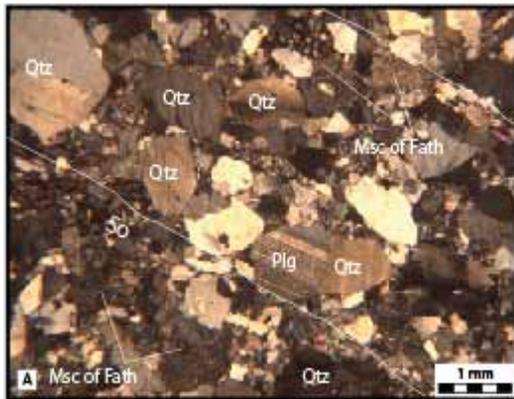


Figure 4. Microstructures of the Point Vert and Restefond fault samples (Qtz: Quartz, Msc: Muscovitisation, Plg: Plagioclase, Fath: Feldspar, So: Stratification). (A) Microtexture of host rock (coarse-grained arkosic sandstone); note the light compaction-related shape-fabric with long axis of grains parallel to bedding (10RT5 sample). (B) Different stages of foliation development at the sample scale. (C1 and C2) Microstructure of foliation (10PV2 sample) and associated finite strain ellipsoid; note the abundance of newly-formed phyllosilicates compared to the host rock shown in A. (D) Microstructure of a shear zone comprising newly-formed synkinematic white micas (phengite) and chlorite. Microstructure images were taken with optical microscope under plain and polarized light (10RT6C sample).

2. Layers with a concentration of newly-formed phyllosilicates associated with microfractured and disaggregated altered feldspar grains and intensely stylolitized and microfractured quartz grains. The newly-formed phyllosilicates comprise white micas of phengitic composition (Leclère et al., in press) and chlorite (Figure 4D). Microfractures are sealed by cements similar to those described above.

The foliation is cut by extensional micro-shear bands, with the direction of shear given by the curvature of the foliation fabric at shear band boundaries. The internal structure of shear zones comprises (i) aligned detrital micas and newly-formed, syn-kinematic white micas and chlorite (the latter generally concentrated along the shear zone core), (ii) disaggregated altered feldspar grains and (iii) intensely fractured and quartz-sealed quartz grain fragments.

The association of microstructures defining the foliation and shear zones mimics at the mm-scale the S-C structure observed at the outcrop scale and globally corresponds to a shortening normal to the foliation and an extension parallel to the foliation (Figure 4C).

Up to cm-wide transgranular extensional veins with quartz or quartz-calcite filling cut the foliation at a high angle, with orientations consistent with the directions of shortening and extension marked by the foliation (Figure 4B, D and 5). Some of them branch on shear zones in the extensional quadrant at shear zone extremities (Figure 4D). The vein cements feature two types of textures. A first type corresponds to elongate blocky quartz crystals with C axes at high angle to vein walls (referred to as fibrous veins in the following). Calcite crystals can be locally present between the quartz crystals. The vein fill features fluid inclusion planes sub-parallel to the vein walls, suggesting a progressive opening of the veins following a crack-seal mechanism (e.g. Becker et al., 2010). A second type corresponds to euhedral quartz

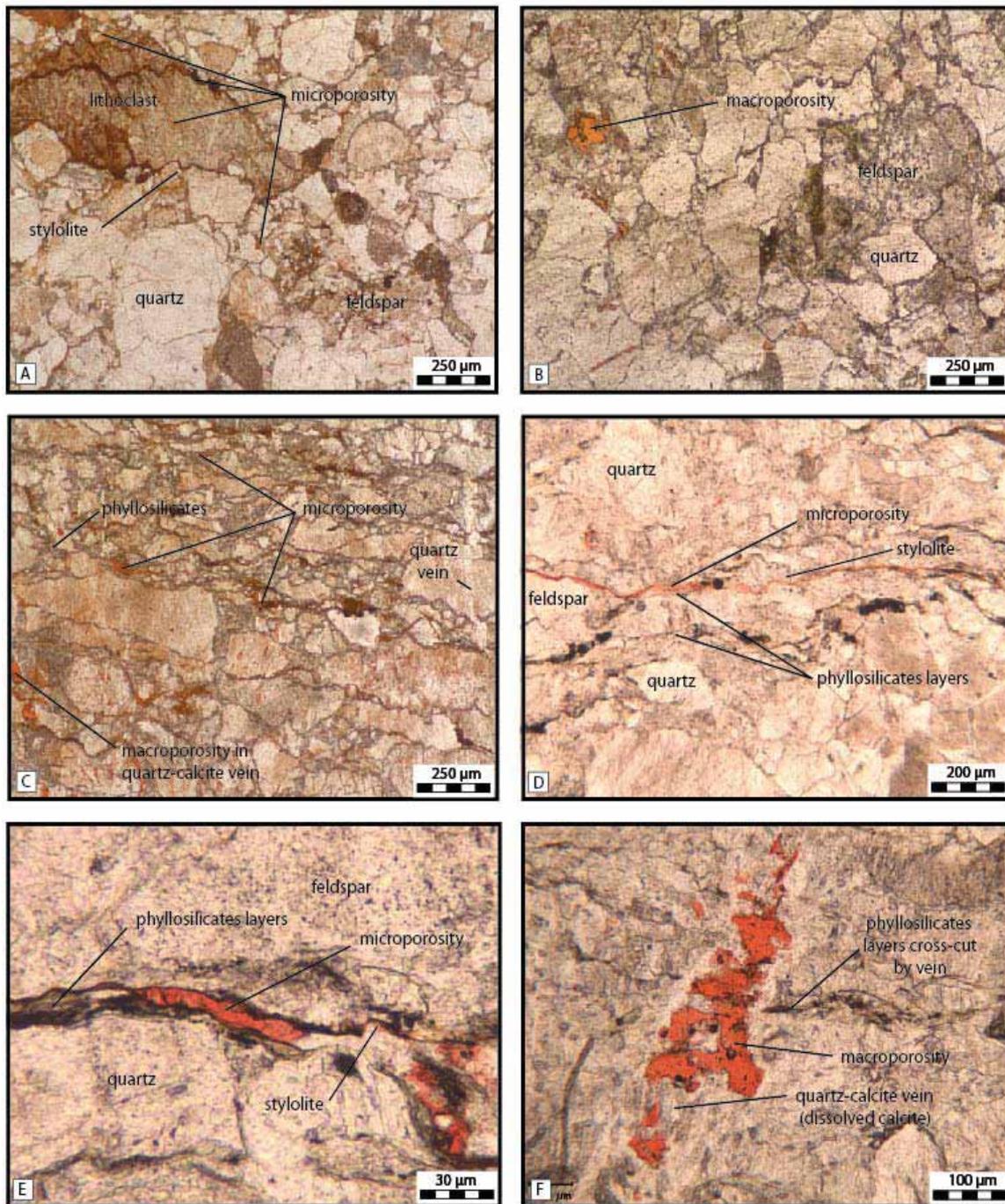
crystals forming overgrowths over the detrital grains at vein walls and overlapped by later calcite crystals (Figure 6A, B). This type of crystallization corresponds to the geodic filling of open fractures. The fibrous veins can be up to cm-wide, whereas the geodic veins are systematically thinner. Cross-cutting relationships show that the geodic veins are later than the fibrous veins. However, the geometric relationships between both types of veins with the foliation suggest that both are related with the fault activity and foliation development.

Hence, the foliation, shear zone and vein orientations allow definition of the orientation of the principal axes of the finite strain ellipsoid (Ramsay, 1967), with the X (maximum principal strain) axis parallel to the foliation and normal to the veins, the Y (intermediate principal strain) axis parallel to the foliation and veins, and the Z (minimum principal strain) axis normal to the foliation and parallel to the veins (Figure 4C).

Visualization of pore structure

The pore space was observed in thin sections made from rock samples impregnated, firstly under vacuum and then under pressure, with coloured epoxy resin. The host rock pore network is mainly composed of (i) microporous films located along the grain contacts, (ii) microporous areas associated with detrital or diagenetic phyllosilicate clusters in intergranular spaces, (iii) intercrystalline microporosity in more or less sericitized feldpars (altered during late magmatic processes and/or burial diagenesis) and (iv) intragranular microporosity in some lithic fragments (Figure 5A and 5B). Several macropores are also observed at triple point grain contacts in the Point Vert samples. Macropores are relatively abundant in the Restefond samples, due to dissolution of carbonates (grain or cement) by outcrop weathering (Figure 5B), whereas they are poorly developed in the Point Vert samples.

In addition to the same pore structures as those observed in host rocks, the foliated sandstones show specific pore structures associated with structural heterogeneities. A first type corresponds to relatively continuous and sinuous microporous bands developed along stylolites and newly formed phyllosilicate clusters and made up of micropores located between subparallel phyllosilicate flakes (Figure 5C, D, E). A second type corresponds to micro- (and a few macro-) residual pore spaces between crystal borders in the quartz-calcite veins. Finally, a third type corresponds to macropores in veins resulting from calcite dissolution by outcrop weathering, particularly developed at Restefond (Figure 5F).



V-Figure 5. Aspects of porosity structure related to different degrees and types of sandstone deformation. Porosity is revealed by the red color of impregnation epoxy resin. (A) Microporosity of host rock (coarse-grained arkosic sandstone) related to the stylolites, lithoclasts and grain boundaries (10PV27 sample). (B) Macroporosity of host rock related to the calcite cement dissolution (weathering; 10RT5 sample). (C) Microporosity of foliated sandstone related to the detrital and newly-formed phyllosilicates (10PV16A sample).

(D) Macroporosity of quartz-calcite veins related to calcite dissolution (weathering) and crosscutting phyllosilicate layers (10RT2 sample). (E) Microporosity of foliated sandstone related to a micas layer within the foliation (F) Macroporosity of foliated sandstone resulting from dissolution of calcite cement in a quartz-calcite geodic vein. These pictures were taken with optical microscope under plain light.

P-T CONDITIONS OF DEFORMATION

The mineralogical assemblages composed of synkinematic white micas and chlorite suggest that the studied faults were active at temperatures of at least 200°C (Mullis et al., 2002). This is confirmed in the case of the Restefond fault zone, where Leclère et al. (in press) found a temperature of 200°C ± 20°C for the precipitation of synkinematic chlorite using thermodynamic modeling of the chlorite chemical composition (Vidal et al., 2001). In order to better quantify the P-T conditions of deformation, we performed a fluid inclusion study on the cements infilling the extensional veins.

Fluid inclusions

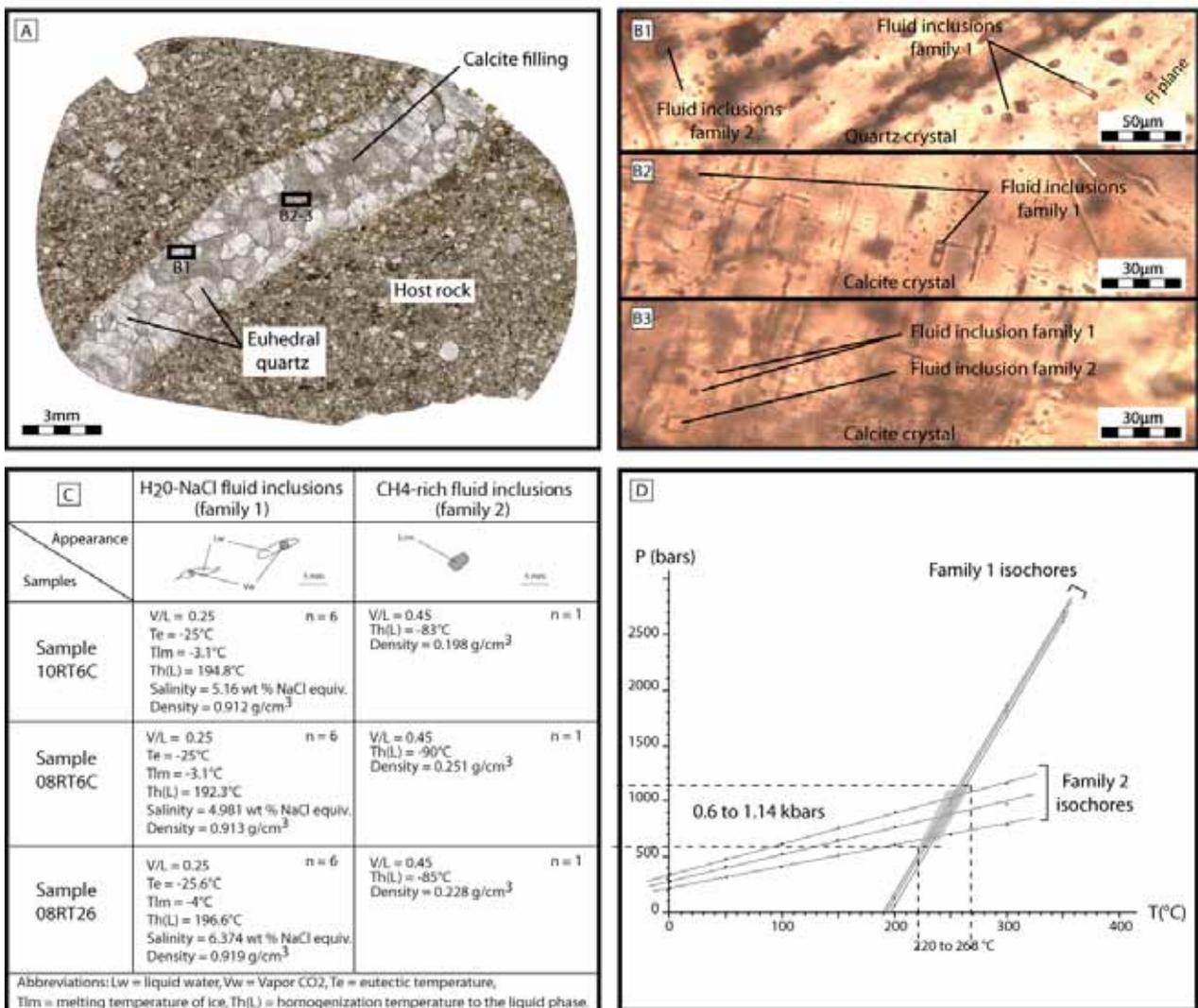
Three samples from the Restefond fault core zone (08RT26, 08RT6C and 10RT6C) were selected for fluid inclusion study (see location in Figure 2). They comprise quartz-calcite veins from the two types described above, i.e. fibrous veins in samples 08RT6C and 10RT6C and geodic veins in sample 08RT26 (Figure 6A). Identification and microthermometric study of fluid inclusions were made on double-polished, 100 µm-thick thin sections (Figure 6B). Typology and microthermometric data are summarized in Figure 6C.

Fluid inclusion petrography and relative chronology

Two families of fluid inclusions were identified in the three samples (Figure 6 B). Both occur isolated in the core of quartz and calcite crystals and hence are interpreted as primary inclusions. The family 1 inclusions are the most abundant and correspond to two-phase inclusions at room temperature. They are liquid-rich, with an average vapor/liquid ratio of 0.25. Their size evolves from 2 to 10 µm and they mostly exhibit elongated shape with some of them showing sigmoidal shape. The family 2 inclusions are monophasic ones filled by liquid at room temperature. They are rare, with sizes varying from 2 to 5 µm and a regular

shape. Fluid inclusion planes composed by very little-size fluid inclusions are also present. Because of their size, these inclusions have not been analyzed and not taken into account in this study.

The fact that both families correspond to primary inclusions that coexist in the core of the same crystals suggests they are synchronous. This implies that, although chronologies exist between vein types and vein-filling minerals (see above microstructure description), quartz and calcite from all veins precipitated with similar conditions. We show below that this assumption is confirmed by the fact that each fluid inclusion family has homogeneous microthermometric characteristics whatever the host crystal (quartz or calcite) and vein type (fibrous or geodic).



V-Figure 6. (A) Euhedral quartz-calcite sealed vein (sample 08RT26; scan image of thin section). The quartz crystals constitute a geodic filling overlapped by later calcite crystals. (B) Family 1 and family 2 fluid inclusions (see comments in the text), plain light optical microscope picture. (C) Synthesis of microthermometric fluid inclusion data of the three studied vein samples from the Restefond fault zone. (D) Isochores and computation of the fluids trapping temperature (see comments in the text)

Microthermometry (21 F.I in 3 samples)

The first melting temperature of family 1 inclusions, i.e., the temperature at which liquids first coexist with solids (eutectic temperature), ranges from -28° to -18°C with a mode at -25°C (Figure 6C). This average temperature agrees with published eutectic temperatures for the NaCl-H₂O system (-22.9°C ; Crawford, 1981; -21.2°C ; Borisenko, 1977). Ice melting temperature occurs between -4° and 0°C (-11°C for H₂O-NaCl-CH₄ system; Becker et al., 2010). This implies very low salinities, ranging from 4.9 to 6.3 wt percent NaCl equiv. using the equations of Brown and Lamb (1989). Homogenization temperatures (in the liquid phase) are between 198° and 227°C . Calculated densities, using the equations of Brown and Lamb (1989), are between 0.912 and 0.919 g/cm³ (Figure 6C).

The family 2 inclusions become two-phases inclusions at temperatures lower than -120°C . During the heating stage, homogenization occurs between -90° to -85°C , thus suggesting pure CH₄ inclusions (Goldstein and Reynolds, 1994; Becker et al., 2010). During the two-phases stage, the vapor/liquid ratio is close to 45% (Figure 6C). Densities bracketed between 0.198 and 0.251 g/cm³ are determined using the FLINCOR program (Brown, 1989; Figure 6C).

Our petrographic observations give evidences for immiscibility in a water-salt-gas system, responsible for the simultaneous trapping of water-rich inclusions (family 1) and gas-rich ones (family 2). Because the families 1 and 2 are assumed to be contemporaneous and coeval to vein formation, we can use the microthermometry data in order to determine temperature, pressure and fluid composition that prevailed during quartz and calcite crystallization within veins. Two methods can be used. First, we can use the intersecting isochores of these two fluid inclusion families as frequently realized within classic fluid inclusion studies (e.g., Chauvet et al, 2001). The second method is suggested by Goldstein and Reynolds (1994). They propose that in the case of entrapment of a single phase of an

immiscible fluid system, the homogenization temperature (T_h) yields the true temperature of trapping (T_t). The T_h of the aqueous system is used because CH_4 -rich inclusions may contain invisible H_2O (i.e. they may not be single phase ones). Extending the methane isochore herein calculated with the FLINCOR program until the T_t allows defining the pressure of entrapment. A third method (Becker et al., 2010) which allows determining the temperature and pressure of fluid entrapment with a single isochore cannot be used here in the absence of analysis of fluid composition by RAMAN spectroscopy.

Results from the two methods are shown in Figure 6D. Isochores were constructed for the two fluid inclusion families using the FLINCOR computer program (Brown, 1989) to average the microthermometric values indicated in Figure 6C. Temperature of vein formation of 220 to 268°C at pressure of 0.6 to 1.14 kbars is obtained with the first method whereas the second method gives a lower temperature (ca. 195-200°C) at similar pressure.

PETROPHYSICAL CHARACTERISTICS

For studying fault zone petrophysical properties, most authors use geological benchmarks such as macrostructures observed in the field, fault strike or bedding plane, to choose test plug orientations (Faulkner and Rutter, 1998; Surma et al., 2003; Richard and Sizun, 2011). In the case studied here, the fault zone deformation is dominated by a (semi-)penetrative foliation of sandstone lenses. To characterize the anisotropy of matrix petrophysical properties of these particular fault rocks, we thus choose the drilling directions of the plugs taking into account the sample microstructure (see following section). Samples from the fault zones were chosen as representative of various degrees of deformation intensity and reference host sandstones were sampled outside fault zones (see sample location in Figures 2 and 3). In order to better compare the results from the different samples, only medium to coarse-grained sandstones were tested. The pelite layers, which show mainly brittle behavior, were not tested. The fault gouge, present only in one of the fault zones on the Point Vert outcrop, is a late feature not representative of the PT conditions of fault zone deformation described in this paper and was not tested.

Plug orientations

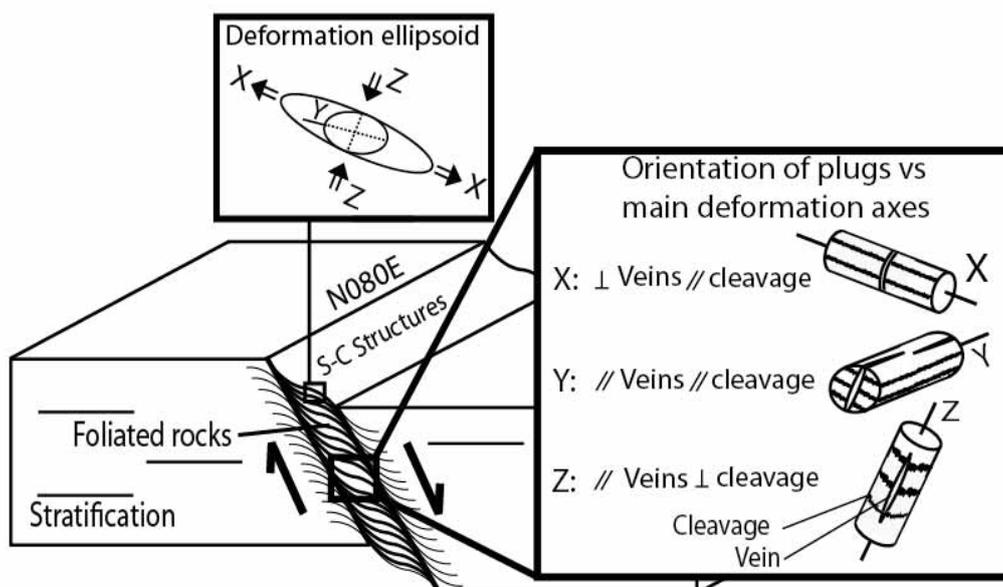
Petrophysical measurements were performed on cylindrical plugs of 2 cm diameter and 2-5 cm length, drilled in oriented blocks sampled at the outcrop.

On each block, as far as possible, three plugs were drilled in three perpendicular directions based on naked-eye visible microstructures in order to characterize the permeability anisotropy. In the host sandstones, the three plug orientations are (i) parallel to the bedding plane and to the fault strike, (ii) parallel to the bedding plane and perpendicular to the fault strike and (iii) perpendicular to the bedding plane. In the case of deformed (foliated) sandstones, the three plugs are parallel to the principal axes of the finite strain ellipsoid determined from the microstructural study, i.e. following (Figure 7):

- the X axis, parallel to the foliation and normal to the extension veins (“X axis plugs”),
- the Y axis, parallel to the foliation and to the extension veins (“Y axis plugs”),
- the Z axis, normal to the foliation and parallel to the extension veins (“Z axis plugs”).

We sampled plugs in sandstones with different degrees of deformation, i.e. slightly foliated, foliated and strongly foliated, to investigate the effect of fabric development on the petrophysical properties of fault rocks. Plugs were selected to have the best homogeneity of microstructures but, in some cases, macrostructures such as veins crosscut the studied plugs and their influence is discussed further.

To our knowledge, this petrophysical approach is new and relevant for determining the matrix permeability of fault rocks because the measurement orientation is always consistent with the orientation of structural heterogeneities.



V-Figure 7. Orientation of petrophysical plugs following the principal strain axes (see comments in the text).

Porosity measurement procedure

Total porosity (connected porosity) of all samples was measured using Archimede's method (Monicard, 1975, Zinsner and Pellerin, 2007) in order to characterize porosity-permeability relationships. Plugs are first dried in an oven at 60°C until they reach a stable mass (m_d), and then put upright in an airtight enclosure for 24 hours at room temperature under vacuum at 2.6 Pa. They are progressively imbibed from their base with degassed distilled water, under a dynamic vacuum. The total porosity Φ (%) is given by: $\Phi = [(m_1 - m_d) / (m_1 - m_2)] \times 100$ (Richard et al., 2007), where m_1 is the mass of the sample saturated with water and m_2 is the mass of the sample saturated with water weighed under water (hydrostatic underwater weighing).

Absolute permeability testing procedure

Gas permeability measurements were made using the steady-state flow method which consists of imposing a known pore pressure difference across the specimen and measuring the resultant flow rate which is proportional to permeability. The cylindrical plug is placed in a rubber sleeve in a Hassler cell (Mertz, 1991). The gas used for the test is nitrogen. A confining pressure (20 Bars) is applied on the sleeve to bond it tightly against the specimen in order to prevent any gas flow between the plug and the sleeve. Confining pressure and pore-fluid pressures on both sides of the specimen were controlled by using high-precision manometers. The flow rate out of the sample is measured by using a flow tube meter. Absolute permeability (K) is determined by application of Darcy's law expressed as:

$$Q = \frac{K}{\eta} \cdot S \cdot \frac{\Delta P}{L}$$

where Q is the gas flow rate out of the sample, K is the absolute permeability, S is the cross-sectional area of the plug, ΔP is the gas pore pressure difference across the sample, η is the dynamic viscosity of the gas, and L is the length of the sample. The laminar character of the gas flow is verified by determining the Reynolds number. About ten permeability measurements at various pore pressure gradients were carried out for each sample, in order to correct for the Klinkenberg effect using the graphical method described by many authors (Riepe et al. 1983; Rushing et al., 2004; Zinsner and Pellerin, 2007).

Porosity results (89 plugs in 32 samples)

Most of the total porosity values range from 1% to 3% for both the Point Vert and Restefond faults (Figure 8A). There is no significant difference between the host rock and foliated fault rock X, Y and Z axes plug porosities. These values are consistent with those obtained by Labaume et al. (2009) in sandstones sampled outside fault zones in the same area. Values higher than 3% are found only in a limited number of plugs (two X axis plugs, seven Y axis plugs, one Z axis plug and 6 host rock samples). Microstructural observation (Figure 5) suggests that these higher porosity values are due to calcite cement dissolution (vein cement for plugs from fault zones and matrix cement in the case of the host rocks). This alteration is related to the present outcrop weathering and is more developed in the case of the Restefond outcrop, resulting in a mean value of porosity higher on the samples from this outcrop. However, these particular values are presented here as they can be used when discussing the porosity-permeability relationships (see below).

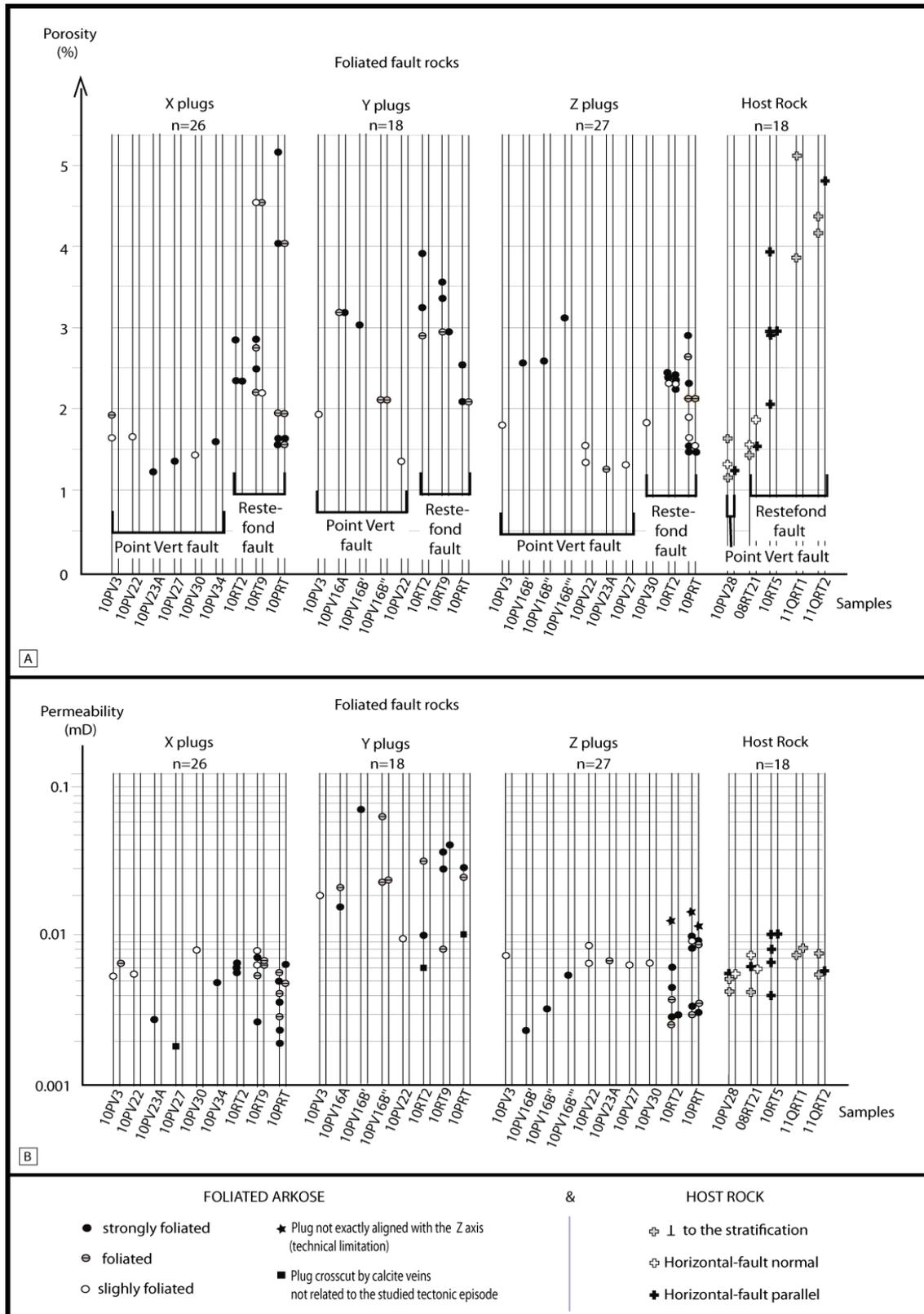
Permeability results

Host rocks (18 plugs in 5 samples)

The permeability values of the host rock plugs range from 0.0038 mD to 0.010 mD, without significant differences between the two fault zones (Figure 8B). The values are equivalent in the three plug directions.

Foliated fault rocks: X axis plugs (26 plugs in 9 samples)

The permeability values of the X axis plugs range from 0.0019 to 0.0081 mD (Figure 8B), i.e. in the same order of magnitude (10^{-3} mD) as the host rock values but with a wider range. The samples with moderately to strongly developed foliation yield values dispersed over this range, this dispersion probably reflecting the mm-scale structural heterogeneity. However, the fact that the values from samples with slightly developed foliation all range among the highest values, similar to those of the host rocks, suggests a tendency to a slight reduction of permeability parallel the X axis with increasing development of foliation.



V-Figure 8. (A) Porosity data of Point Vert and Restefond fault rocks and host rocks samples (see comments in the text). (B) Permeability data of Point Vert and Restefond fault rocks and host rocks samples (see comments in the text).

Foliated fault rocks: Y axis plugs (18 plugs in 8 samples)

The permeability values of the Y axis plugs range from 0.006 to 0.07 mD (Figure 8B). The representative order of permeability measured is 10^{-2} mD, i.e. one order of magnitude higher than the host rock, X axis and Z axis values. The permeability is not clearly correlated with the degree of foliation development, with a dispersion probably reflecting the mm-scale structural heterogeneity. In at least two cases (10RT2 and 10PRT samples), the lowest values are linked with crosscutting veins not correlated with the Y axis theoretical framework. The other low values cannot be related to detectable technical or geological anomalies.

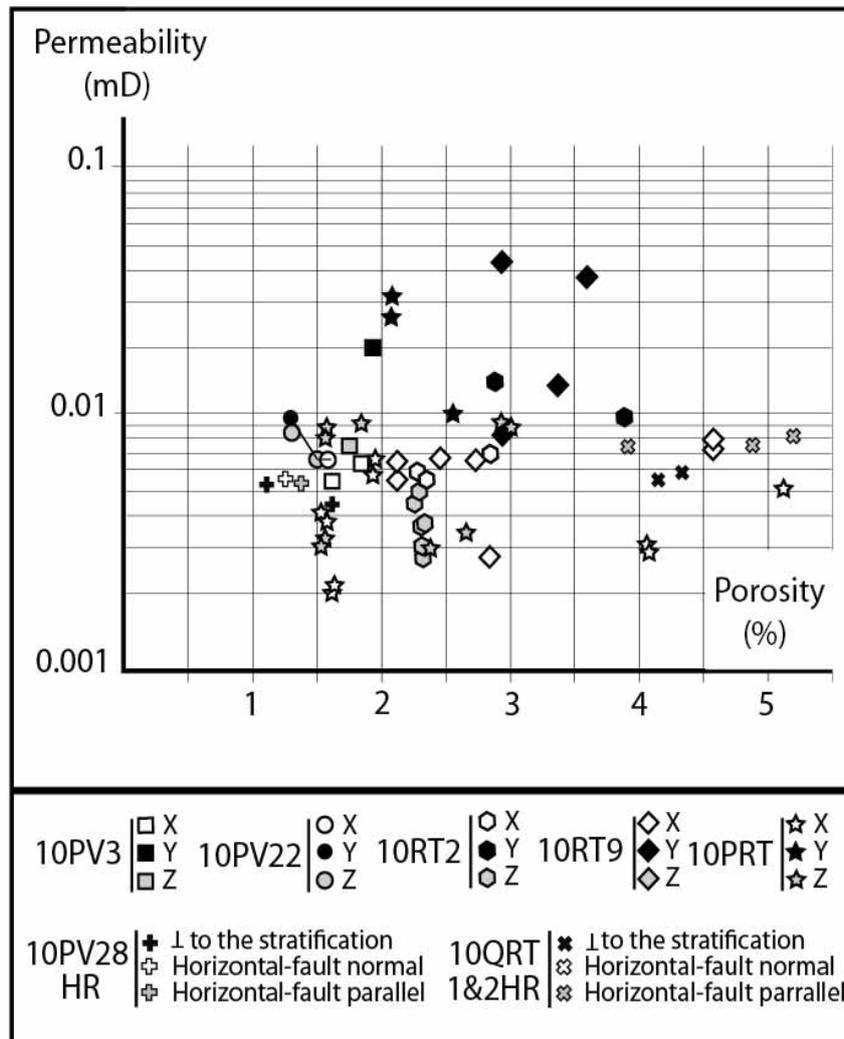
Foliated fault rocks: Z axis plugs (27 plugs in 10 samples)

The permeability values of the Z axis plugs range from 0.0022 to 0.0114 mD. Similarly to the X axis plugs, the data are grouped in the 10^{-3} mD order of magnitude, comparable to that of the host rocks. The highest value of 10RT2 and the two highest values of 10PRT samples are explained by an angle (around 45°) between the Z strain axis and the plug axis, these plugs being thus intermediate between the theoretical Y and Z axes. For the other plugs, the distribution of values according to the intensity of the foliation is similar to that observed for the X axis samples, also suggesting a tendency to a slight permeability reduction parallel to the Z axis with increasing intensity of foliation.

Permeability versus porosity

The results presented above and illustrated in Figure 8 show the absence of clear correlation between porosity and permeability when comparing the different groups of samples. In the host rock case, the Restefond plugs have a higher porosity (related to the calcite cement dissolution by weathering) than the Point Vert plugs for a similar range of permeability. In the case of the foliated fault rocks, the Y axis plugs, which yield the higher permeability values, have a range of porosity values similar to those of the X and Z axes plugs and host rocks. Figure 9 illustrates with more detail the relative independence between porosity and permeability values at the scale of the individual samples of decimeter size where plugs in the three directions are available. For instance, in the 10PV3 sample, the increase of permeability for the Y axis plug is correlated with a small increase of porosity compared to the X and Z axes plugs, whereas the 10PV22 sample shows a Y axis plug having

the lowest value of porosity for the highest permeability compared to the X and Z axes plugs of the same sample.



V-Figure 9. Relationship between permeability and porosity in Point Vert and Restefond fault rocks and host rocks samples (see comments in the text).

DISCUSSION

Our fluid inclusion study shows that the faults were active in a temperature range of 195-268°C and a pressure range of 0.6 to 1.14 kbars. These temperatures match with the thermodynamical modeling of synkinematic chlorite chemistry in the Restefond fault zone (Leclère et al., in press). These P-T conditions of fault activity are close to those of the maximum burial depth (8-10 km) of the Grès d'Annot deduced from vitrinite reflectance data

assuming a geothermal gradient of 25-30°C/km (Labaume et al., 2009). They argue for vein formation at fluid pressures intermediary between hydrostatic and lithostatic pressures. The deep setting of fault activity suggests that the studied normal faults may have been related to the first stage of basement uplift, before significant erosion of the overlying Embrunais-Ubaye nappes. The deformation related to the synsedimentary activity of the Point Vert and Névé faults described by Bouroulllec et al. (2004) has probably been masked by the later activity described in this study.

The arkosic petrology and deep burial context favored the close association of fracturing with fluid-rock interactions which controlled the two main structural heterogeneities characterizing the fault rocks, i.e. foliation and veins. In particular, the high feldspar content of the protolith favored the precipitation of the synkinematic phyllosilicates forming the foliation, with white micas resulting from a process of muscovitisation of feldspars in the presence of fluids (Leclère et al., in press). This reaction also releases silica which is likely to have participated to quartz precipitation in veins, together with the silica directly derived from pressure solution of detrital quartz grains. A similar process of feldspar muscovitisation has been already described in quartz-feldspathic crystalline fault rocks (Wibberley, 1999) but, to our knowledge, the fault zones described here are the first ones where this process is described in sedimentary rocks and where permeability measurements are performed on this type of fault rocks (Leclère et al., in press). The significant number of petrophysical measurements oriented following the principal axes of deformation (89 pairs of porosity and permeability values) shows that the foliation and veins, which we correlate with orientation and magnitude of the finite strain ellipsoid, control the matrix permeability of the fault core zone.

Relations between microstructures and plug permeability

Equivalent permeability values in the host rocks from the Restefond and Point Vert outcrops demonstrate that the macroporosity of the Restefond samples (due to the presence of local calcite dissolution by weathering (Figure 5B), does not influence permeability. The microporosity seems to be the first order parameter controlling the plug permeability in the host rock of the two faults.

In the foliated fault rocks, microscopic observation suggests that the preferential flow path is mainly located within the microporosity along the surfaces parallel to the (001) plane of phyllosilicates forming the foliation (Figure 5). These surfaces correspond to a tectonic

cleavage which coincides with the flattening plane (X,Y) of the finite strain ellipsoid. However, the permeability measurements along the X axis yield values in the same order of magnitude (10^{-3} mD) as the host-sandstone, with a tendency to a slight reduction with increasing intensity of foliation. These results suggest that the cements of the veins, which cross cut the X axis (**Figure 5F**), interrupts the continuity of the 001 phyllosilicate planes and has a restrictive effect on plug permeability following the X axis, which remains equivalent to, or is slightly lower than, that of the host rock. By contrast, the Y axis is parallel to both the (001) plane of phyllosilicates and the veins. Fluid flow along the foliation plane is not restricted by transverse veins in this direction, resulting in the higher plug permeability values (10^{-2} mD order of magnitude) than along the X axis.

In the case of the Z axis plugs, permeability values in the same order of magnitude as the host sandstone, with a tendency to a slight reduction with increasing intensity of foliation, illustrates the restraining effect of foliation for fluid flow perpendicular to the (001) plane of phyllosilicates.

The role of veins on plug permeability can be discussed further in the case of the Z axis, parallel to veins and normal to cleavage. In that case, the Restefond (where vein calcite cements are dissolved by weathering alteration) and Point Vert (where vein calcite cements are not dissolved) samples have the same order of magnitude of permeability (10^{-3} mD), similar to the host rock values. These data suggest that the veins are not connected and, even if vein permeability may be enhanced by dissolution, the effective permeability at a scale larger than the vein length (here the cm-scale of plugs) remains controlled by the permeability of the foliated matrix separating the veins (Philip et al., 2005; Olson et al., 2009).

V-Figure 10. Relationships between structural organization and permeability anisotropy in a theoretical case of normal fault zone affecting a feldspar-rich protolith in deep diagenesis conditions. (A) Relation between finite strain ellipsoid and ellipsoid of permeability. (B) Finite strain ellipsoid rotation related to S-C structures affecting the foliation. (C) Rotation of the related revolution ellipsoid of permeability (see comments in the text).

V-Figure 11. Extrapolation of results from this study: Inferred permeability anisotropy of in theoretical reverse (A) and strike-slip (B) fault zones affecting a feldspar-rich protolith in deep diagenesis conditions.

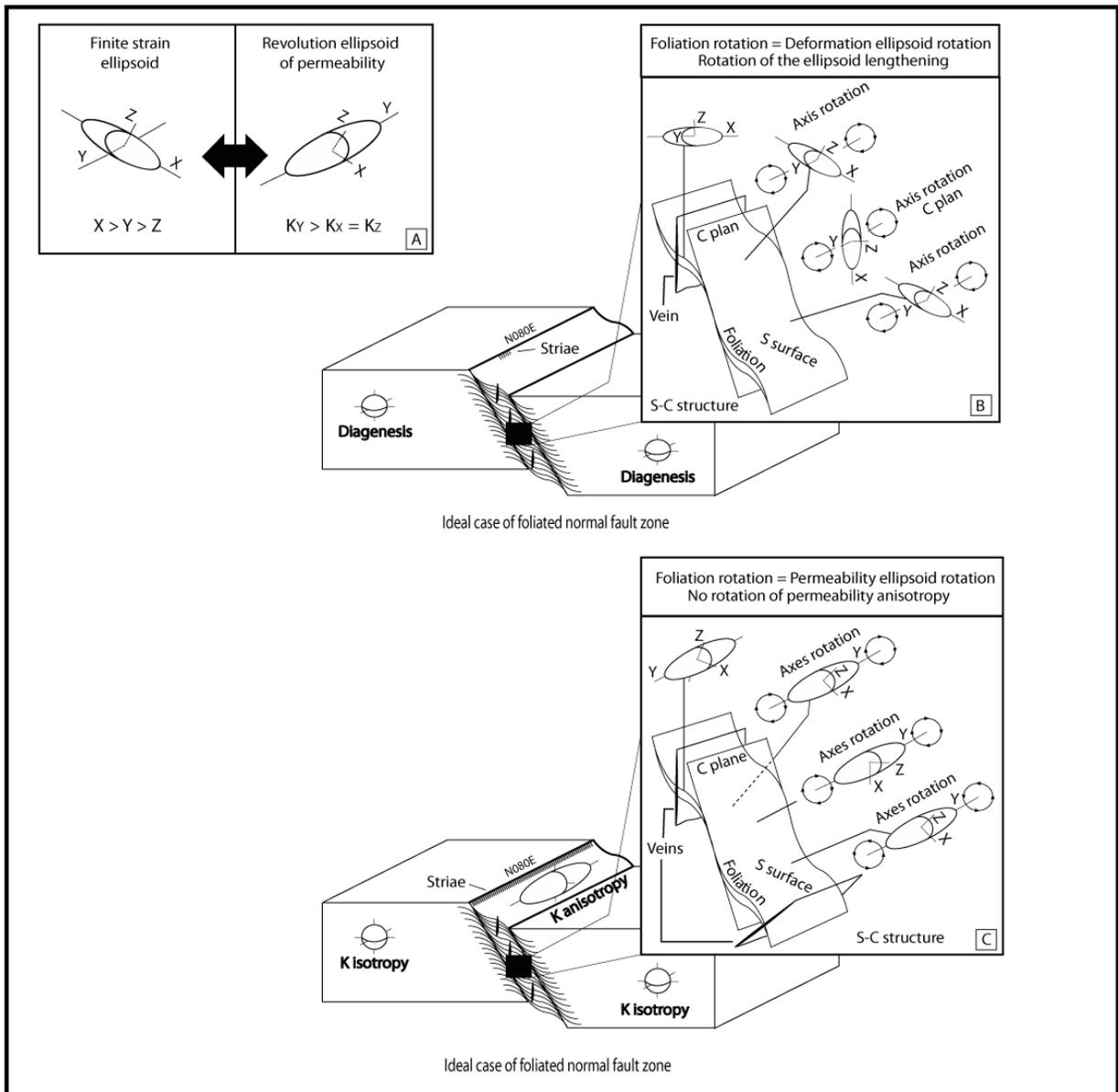
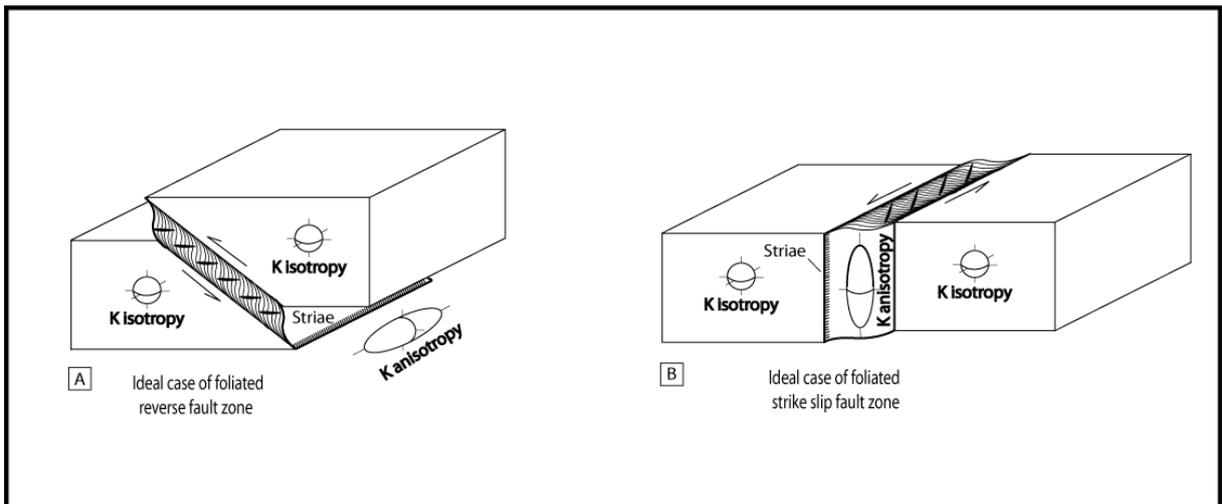


Figure 10.



Permeability ellipsoid and normal fault zone permeability model

This work shows the link between the finite strain ellipsoid of foliated fault rocks and the anisotropy of their matrix permeability, which can be expressed as a permeability ellipsoid (Figure 10A). This ellipsoid is a prolate ellipsoid of revolution, with a major permeability axis parallel to the Y axis of the finite strain ellipsoid and a lower and constant value of permeability in the orthogonal directions. Permeability values show that the anisotropy of permeability increases with the ratio of maximum to minimum principal strains (X to Z axes of the finite strain ellipsoid).

In order to upscale the implication of our results obtained at the plug scale, we must consider the effects of the development of S-C structures at various scales across the fault zone (Figures 2B and 4B, C). Figure 10B illustrates in a simple theoretical case of normal fault zone how the foliation and veins rotate in relation to the sigmoid geometry of S-C structures. This corresponds to a rotation of the finite strain ellipsoid around the Y axis which, in the case of a normal fault zone, is typically horizontal and parallel to the fault trend. Due to this rotation, the X axis orientation can vary from horizontal to parallel with the striation on the slip (C) surfaces while the Z axis orientation varies from sub-vertical to normal to the slip surfaces. Hence, the rotation of the finite strain ellipsoid around the Y axis does not influence the anisotropy of permeability because the highest value remains horizontal and parallel with the fault azimuth (Figure 10C).

Generalization of results

At equivalent petrological and P-T conditions to those studied here (i.e. quartz-feldspathic composition and high temperature favoring the development of foliation and veins in fault rocks), results similar to those obtained here on normal faults may be expected in the other fault zone types. In the case of a reverse foliated fault zone, the intermediate (Y) principal strain axis is sub-horizontal and parallel to the fault, similar to the normal fault case, while it is sub-vertical in the case of a strike-slip fault. More generally, the Y strain axis is parallel to the fault plane and normal to the striation on the fault surface. Hence, this direction may correspond to that of the highest permeability in foliated fault rocks in the different fault zone types (Figure 11).

Comparison with previous studies

The fact that shearing deformation may induce a higher effective permeability in the direction perpendicular to the shear displacement has already been observed in both analogical and numerical modeling of shear zones in low-porosity sandstones where fluid flow channeling is related to the roughness of the slip surface (e.g. [Koyama et al., 2004](#); [Auradou et al., 2006](#)). Although the aperture typology obtained in these experiments is different from the foliation described here, the anisotropy of permeability related to fault fabric has a similar orientation.

At the fault zone scale, the classical model of [Caine et al. \(1996\)](#) suggests that the damage zone is a zone of fluid conduits in fractures whereas the core zone is a barrier due to rock grain-size reduction and/or mineral precipitation. However, in deeply buried sandstones, the activation of pressure solution and cementation of quartz at temperatures higher than 80°C ([Renard and Ortoleva, 1997](#); [Lander et al., 2008](#); [Becker et al., 2010](#)) tends to seal the fractures that then become ineffective conduits for fluid flow ([Laubach et al., 2003](#)). Structural and petrophysical studies in various examples of deeply buried quartz-rich sandstones confirm the reduction of permeability in the core zone due to grain-size reduction and/or quartz cementation ([Surma et al., 2003](#); [Fisher et al., 2003](#); [Basalmo et al., 2010](#)). Hence, both the fault core and damages zones are likely to act as barriers to fluid flow in deeply buried sandstones. Our case study conforms to this inference in the case of the damage zones where fractures may have acted as fluid conduits during deformation but are now sealed by quartz or quartz-calcite cements. By contrast, we show that a potential post-deformation fluid drain occurs in the core zone along the Y principal deformation axis of the foliated lenses. Moreover, these foliated fault zones show a permeability anisotropy which is not described in quartz-rich fault zones (op. cit.). These comparisons highlight the importance of the arkosic lithology (i.e. the high feldspar content of the host rock) in the precipitation of synkinematic phyllosilicates and their potential impact on the hydraulic properties of fault zones in deeply buried reservoirs.

CONCLUSIONS

A combined structural and permeability analysis has been carried out on two normal faults formed in low-porosity arkosic sandstones under deep diagenesis conditions (temperature range of 195-268°C and pressure range of 0.6-1.14 kbars, according to fluid inclusion microthermometry). Deformation mechanisms in the fault core zones are characterized by the close interaction of intense fracturing, pressure solution, quartz cementation and synkinematic phyllosilicate neo-formation due to feldspar alteration. Foliation and veins are the two main structures resulting from these mechanisms and provide bases for estimating the orientation of the finite strain ellipsoid.

Petrophysical plug drilling parallel to the principal (X, Y and Z) axes of the finite strain ellipsoid of fault rocks was performed to characterize the influence of fault zone deformation on the permeability anisotropy:

1. The Y-direction, here defined as parallel to the intermediate (Y) principal strain axis (parallel to the intersection between foliation and veins) has the highest permeability values (10^{-2} mD), due to fluid circulation along microporosity associated with the 001 plane of the phyllosilicate flakes forming the foliation. The X-direction, parallel to the maximum (X) principal strain axis (parallel to foliation and perpendicular to veins), Z-direction, parallel to the minimum (Z) principal strain axis (perpendicular to foliation) and host rocks have similar values of permeability, one order of magnitude lower than that along the Y axis (10^{-3} mD).

2. The tendency to a slight reduction of permeability along the X and Z axes with increasing intensity of foliation enhances the anisotropy of permeability resulting from foliation development.

The resulting permeability ellipsoid at the cm-scale is a revolution ellipsoid with a long axis parallel to the Y axis and that is not affected by the changes of foliation dip in the S-C structures defining the structural fabric of the fault zone core. We suggest that these conclusions made on foliated normal fault zones may apply to other fault types (reverse or strike-slip) formed in similar petrological and P-T conditions (i.e. arkosic composition and high temperature favoring the development of foliation and veins). Hence, the generalization of our results would be that the highest permeability direction in foliated fault rocks likely to exist in deeply buried reservoirs is parallel to the fault and perpendicular to the slip direction on the fault plane.

These results contrast with previous studies in quartz-rich fault zones formed in deep settings, where the fault cores are barriers to fluid flow due to grain-size reduction and quartz cementation. They highlight the importance of the high feldspar content of the host rock in the precipitation of synkinematic phyllosilicates and their potential impact on the hydraulic properties of fault zones in deeply buried reservoirs. However, further studies are needed to explore this effect in variable conditions, in particular its relation with fault throw and its dependence to the fluid pressure and fault kinematics.

REFERENCES CITED

Antonellini, M.A., and A. Aydin, 1994, Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties: *AAPG Bulletin*, v.78, p. 355-377.

Auradou, H., G. Drazer, A. Boschan, J-P. Hulin, and J. Koplek, 2006, Flow channeling in a single fracture induced by shear displacement: *Geothermics*, v.35, p. 576-588, doi: 10.1016/j.geothermics.2006.11.004.

Aydin, A., 1978, Small faults formed as deformation bands in sandstones: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 913–930, doi: 10.1007/BF00876546.

Balsamo, F., F. Storti, F. Salvini, A. Silva, and C. Lima, 2010, Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras formation, NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, v.32, p.1806-1826, doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.010.

Becker, S.P., P. Eichhubl, S.E. Laubach, R.M. Reed, R.H. Lander, and R.J. Bodnar, 2010, A 48 m.y. history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas Basin :*Geological society of America Bulletin*, v. 122 , p.1081-1093.

Bigot-Cormier, F., M. Sosson, G. Poupeau, J. Stephan, and E. Labrin, 2006, The denudation history of the Argentera alpine external crystalline massif (western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons: *Geodinamica Acta*, v.16/6, p. 455-473.

Bouroulllec, R., J. A. Cartwright, H. D. Johnson, C. Lansigu, J. Quemener, and D. Savanier, 2004, Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting: *Geological Society, London, Special Publications*, v.221, p. 241-265, doi: 0305-8719/03.

Borisenko, A.S., 1977, Study of the salt composition of gas-liquid inclusions in mineral by the cryometric method: *Soviet Geology and Geophysics*, v. 18, p. 11–19.

Brown, P.E., and W.M. Lamb, 1989, P-V-T properties of fluids in the system H₂O +/- CO₂ +/- NaCl - New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, 6, p. 1209-1221.

Brown, P.E., 1989, FLINCOR : A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data: *American Mineralogist*, v.74, p. 1390-1393.

Caine, J. S., J. P. Evans, and C.B. Forster, 1996, Fault zone architecture and permeability structure: *Geology*, v.24, p.1025-1028.

Cavailhes, T., R. Soliva, A. Benedicto, D. Loggia, R.A. Schultz, and C.A.J. Wibberley, 2009, Are cataclastic shear bands fluid barriers or capillarity conduits? Insight from the analysis of redox fronts in porous sandstones from Provence, France: 2nd International Conference on Fault and Top Seals, Montpellier, FO1, 3 p.

Chauvet, A., P. Piantone, L. Barbanson, P. Nehlig, and I. Pedroletti, 2001, Gold deposit formation during collapse tectonics: Structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto Gold mines, Quadrilatero Ferrifero, Brazil: *Economic Geology*, v. 96, p. 25-48.

Corrigan, G., 1993, Estimation of recoverable reserves: the geologist's job: *Petroleum Geology conference series*, v. 4, p. 1473-1481.

Corsini, M., G. Ruffet, and R. Caby, 2004, Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera massif (western Alps): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 97, p. 3-15, doi: 10.1007/s00015-004-1107-8.

Crawford, M.L., 1981, Phase equilibria in aqueous fluid inclusions: *Petrological Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusion*, v. 6, p. 75–100.

Du Bernard Rochy, X., 2002, Les modes de localisation et de propagation de la rupture dans les zones de failles affectant les grès, et les facteurs qui les contrôlent: PhD. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 305p.

Eichhubl, P., W.L. Taylor, D.D. Pollard, and A. Aydin, 2004, Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone, at the Valley of Fire, Nevada – Evidence for the coupling of hydrogeological, diagenetic and tectonic processes: *Geological Society of American Bulletin*, v. 116, p. 1120–1136, doi: 10.1130/B25446.1. Fisher, Q., and R. J. Knipe, 2001, The permeability of faults within siliclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v.18, p. 1063-1081.

Faulkner, D.R., and E.H. Rutter, 1998, The gas permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C: *The Geological Society of London, special Publications*, v.147, p.147-156, doi: 10.1144/GSL.SP.1998.147.01.10.

Fisher, Q.J, and R.J. Knipe, 2001, The permeability of faults within siliclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v.18, p.1063-1081.

Fisher, Q., J. M. Casey, S.D. Harris, and R.J. Knipe, 2003, Fluid flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history: *Geology*, v. 31, p. 965-968.

Fossen, H., R.A. Shultz, Z.K. Shipton, and K. Mair, 2007, Deformation bands in sandstone: a review: *Journal of Geological Society of London*, v. 164, p. 755–769, doi: 10.1144/0016-76492006-036.

Fossen, H. , and A. Bale, 2007, Deformation bands and their influence on fluid flow: *AAPG Bulletin*, v. 91/12, p. 1685-1700, doi: 10.1306/07300706146.

Fry, N., 1989, Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 45, p. 83-109.

Goldstein, R.H., T.J. Reynolds, 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society for Sedimentary Geology*, 199 p.

Joseph, P., and S.A. Lomas, 2004, Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems - an introduction: *Geological Society, London, Special Publications*, v. **221**, p. 1-16, doi: 10.1144.

Kerckhove, C., 1969, La < zone du flysch > dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales): *Géologie Alpine*, v. **45**, p. 1-202.

Koyama, T., N. Fardin, and L. Jing, 2004, Shear-induced anisotropy and heterogeneity of fluid flow in a single rock fracture with translational and rotary shear displacements – a numerical study: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v.41, p. 426, doi:10.1016/j.ijrmms.2003.12.026.

Labaume, P., J.F. Ritz, and H. Philip, 1989, Failles normales récentes dans les Alpes sud- occidentales: leurs relations avec la tectonique compressive: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, v. **308**, p. 1553-1560.

Labaume, P., M. Jolivet, F. Souquière, and A. Chauvet, 2008, Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (late Eocene- early Oligocene, French-italian external Alps): *Terra Nova*, v. **20**, p. 95-101, doi 10.1111/j.1365-3121.2008.00793.x.

Labaume, P., J.-P. Sizun, D. Charpentier, A. Travé, F. Chirouze, M. Buatier, A. Chauvet, F. Walgenwitz, M. Jolivet, P. Monié, and N. Arnaud, 2009, Diagenesis controlled by tectonic burial in a foreland basin turbidite formation. The case example of the Grès d'Annot, French-italian external Alps: *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-8236-3, EGU General Assembly 2009, Vienna.

Lander, H.R., R.E. Larese, and L.M. Bonnell, 2008, Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.92, 11, p.1537-1563, doi:10.1306/07160808037.

Laubach, S.E., 2003, Practical approaches to identifying sealed and open fractures: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.87, p. 561-579.

Laubach, S.E., and M.E. Ward, 2006, Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico: *Tectonophysics*, v. 419 , p.75-97, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.020.

Laubach, S.E., P.Eichhubl, C. Hilgers, and R.H. Lander, 2010, Structural diagenesis: *Journal of Structural Geology*, v.32, p.1866-1872, doi:10.1016/j.jsg.2010.10.001.

Leclère, H., M. Buatier, D. Charpentier, J.-P. Sizun, P. Labaume, and T. Cavailhes, in press, Formation of phyllosilicates in fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones. Their influence on fault zone petrophysic properties (Annot sandstones, late Eocene-early Oligocene, external Alps): *Swiss Journal of Geosciences*.

Mertz, J.-D., 1991, Structures de porosité et propriétés de transport dans les grès: PhD Thesis, Université de Strasbourg, Strasbourg, France, Sciences Géologiques, 129 p.

Monicard, R., 1975, Cours de production : caractérisation des roches réservoirs, analyse de carottes : Institut Français du Pétrole Publication, Technip. Ed., Paris, 203 p.

Mullis, J., K. M. Rahn, P. Schwer, C. Capitani, W. B. Stern, and M. Frey, 2002, Correlation of fluid inclusion temperatures with illite “crystallinity” data and clay mineral chemistry in sedimentary rocks from the external part of the Central Alps: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung*, v. 82, p. 325-340.

Olson, J.E., S.E. Laubach, and R.H. Lander, 2009, Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.93, p.1535-1549, doi:10.1306/08110909100.

Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw, 2005, *Microtectonics*: Springer, Berlin, p. 1-366.

Philip, Z. G., J.W. Jennings, J. E. Olson, S.E. Laubach, and J. Holder, 2005, Modeling coupled fracture-matrix fluid flow in geomechanically simulated fracture networks: Society of Petroleum Engineers Journal, v.21, p. 658-662.

Pochat, S., and J. Van Den Driessche, 2007, Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps on sediment gravity flow dynamics: an example from the Grès d'Annot Formation, SE France: *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 796 – 820, doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.09.005.

Ramsay, J.G, 1967, *Folding and fracturing of rocks*: McGraw-Hill Book Company, New York, p.1-560.

Renard, F., and P. Ortoleva, 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: *Tectonophysics*, v. 280, p. 257-266.

Richard, J., J.-P. Sizun, and L. Machhour, 2007, Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France): *Sedimentary Geology*, v. 198, p. 195-207.

Richard, J., and J.-P. Sizun, 2011, Pressure solution-fracturing interactions in weakly cohesive carbonate sediments and rocks: Example of the synsedimentary deformation of the Campanian chalk from the Mons Basin (Belgium): *Journal of Structural Geology*, v. 33, 2, p. 154-168, doi: 10.1016/j.jsg.2011.11.006.

Riepe, L., S. Wachs, and J.R. Schopper, 1983, Pressure effect on permeability. Trans. 8th European Format. Symp. of SPWLA, London, paper B, p. 1-24.

Rushing, J.A., K.E. Newsham, P.M. Lasswell, J.C. Cox, and T.A. Blasingame, 2004, Klinkenberg-corrected permeability measurements in tight gas sands: steady-state versus unsteady-state techniques: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, U.S.A., SPE89867, p. 1-11.

Sanchez, G., 2010, Chronologies et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement - Impacts sur l'aléa sismo-gravitaire : exemple des Alpes sud-occidentales, France, PhD. Thesis, Nice-Sophia Antipolis University, Nice, 294 p.

Sigda, M. J., and J. L. Wilson, 2003, Are faults preferential flow paths through semiarid and arid vadose zones: *Water Resources Research*, v. 39, p. 1225, doi:10.1029/2002WR001406,2003.

Surma, F., Y. Géraud, L. Pourcelot, F. Gauthier-Lafaye, J.B. Clavaud, M. Zamora, M. Lespinasse, and M. Cathelineau, 2003, Porosity microstructures of a sandstone affected by a normal fault: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 174, 3, p. 295-303.

Vidal, O., T. Parra, and F. Trotet, 2001, A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100.600°C, 1.25 kbar range: *American Journal of Science*, v.6, p.557-592.

Ward, M.E., S.E. Laubach, and R. Marrett, 2006, Testing the use of microfractures to predict fracture orientation and intensity, La Boca Formation, northeast Mexico: AAPG 2006 annual convention, Abstract volume, v.15, p.112.

Wibberley, C. A. J., 1999, Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction softening processes in fault zones? : *Journal of Structural Geology*, v.21, p.1219-1227.

Zinsner, B., and F.M. Pellerin, 2007, *A geoscientist's guide to petrophysics*. Technip Ed., Paris, 450 p.

V – 4 - Synthèse : rôle du type de roche de faille sur leurs propriétés pétrophysiques -

Les failles normales étudiées ont montré deux morphotypes microstructuraux nettement différents (Fig. V – 9). Les roches de failles de l'Estrop sont dominées par une texture dilatante, localement bréchique, à minéralisation partielle ou totale de quartz. Les roches de failles du secteur Restefond-Point Vert montrent des zones cœurs foliées dominées par les processus de pression-solution et néoformation de phyllosilicates. Dans ce paragraphe, nous discutons les propriétés pétrophysiques résultant de ces deux types de roches de failles. L'étude microstructurale préalable montre que la pétrofabrique de la brèche dilatante peut être considérée comme isotrope, tandis que les lentilles foliées montrent une forte anisotropie de pétrofabrique.

Les propriétés pétrophysiques des roches hôtes et roches de failles des deux zones ont toutes deux été testées sur carottes en utilisant les mêmes méthodologies expérimentales : mesure de porosité totale à l'eau et mesure de la perméabilité à l'azote sous 2 MPa de pression de confinement.

Dans la roche hôte et pour les deux zones, les carottes ont été forées (i) parallèlement à la stratification et à l'azimut de la zone de faille, (ii) parallèlement à la stratification et perpendiculairement au plan de faille et (iii) perpendiculairement à la stratification. Dans les roches de failles du secteur de Point Vert-Restefond, les carottes ont été orientées selon trois directions perpendiculaires correspondant aux axes principaux de la déformation (Ramsay, 1967) de l'arkose foliée dans le but de caractériser l'effet de l'anisotropie structurale. Dans la zone de l'Estrop, où la déformation ne montre pas d'anisotropie équivalente, les carottes ont été orientées en fonction du plan de faille (axe de la carotte perpendiculaire à celui-ci, parallèle aux stries et parallèle à son azimut).

Les roches hôtes des deux zones étudiées montrent des porosités proches de 3% et des perméabilités du même ordre de grandeur (10^{-3} mD). Ces résultats sont en cohérence avec le fait que dans les deux zones, les grès hôtes ne présentent pas de différence notable de fabrique à l'échelle microscopique (composition et transformations diagénétiques comparables).

Sur les deux secteurs d'étude, la porosité de la roche de faille est équivalente à celle de l'encaissant. Sur le secteur de Point Vert-Restefond, les carottes parallèles aux axes X et Z de la déformation ont une perméabilité équivalente à celle de la roche hôte tandis que la perméabilité mesurée sur les carottes orientées selon l'axe Y (parallèle à la foliation et aux veines) y est supérieure d'un ordre de grandeur (10^2 mD). Sur le secteur de l'Estrop, la perméabilité des roches de failles est isotrope et de valeur comparable à celle de la roche hôte, à l'exception des carottes marquées par la présence de veines partiellement scellées subparallèles à l'axe de la carottes qui montrent des perméabilités supérieures.

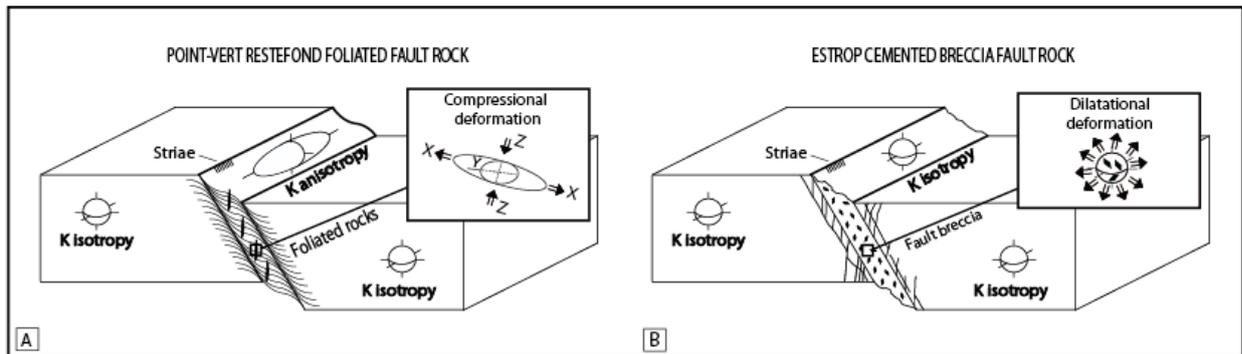


Figure V – 9 : Rôle du morphotype de roche de faille sur les propriétés de perméabilité de la zone cœur de faille. (A) Les roches de failles de la zone de Point-Vert – Restefond montrent une fabrication foliée (anisotropie de déformation) et une perméabilité anisotrope suivant l’axe Y de la déformation. (B) Les roches de failles de la zone de l’Estrop montrent une fabrication bréchique dilatante scellée par du quartz (isotropie de déformation) et une perméabilité isotrope.

Pour le cas de Point-Vert-Restefond, l’axe de plus forte perméabilité dans la lentille foliée (orienté parallèlement à l’axe Y de la déformation) correspond à l’axe contenu dans le plan d’aplatissement à phyllosilicates préférentiellement orientés et parallèle à l’axe des veines recoupant la foliation ([Chapitre IV-3](#)). Les veines de quartz disposées également parallèlement à l’axe Y ne perturbent pas les transferts de fluides selon cette direction. A contrario, les transferts des fluides sont rendus plus difficiles selon les directions X et Z qui recoupent les veines et/ou la foliation ([Chapitre IV-3](#)). La connectivité des veines évidées par dissolution est assurée par le fin réseau poreux de la matrice gréseuse qui les isole, par conséquent la perméabilité mesurée selon Z est comparable à celle du grès hôte (10^{-3} mD).

A l’Estrop, les minéralisations de quartz et l’absence d’anisotropie microstructurale marquée se traduit par un caractère isotrope de la perméabilité de la roche hôte. De plus, l’état d’altération des roches de failles et la dissolution locale de calcite ne permet pas de discuter ce fait avec finesse.

Ainsi, il ressort de cette étude que l’anisotropie de déformation (lentille foliée) se traduit du point de vue pétrophysique par une anisotropie de perméabilité tandis que l’isotropie de déformation (brèche dilatante) se traduit par une isotropie de perméabilité de la roche de faille. Nous discutons dans le [chapitre VIII](#) de ce manuscrit les paramètres qui contrôlent ces deux grands types de déformations.

VI . ORIGINE ET ROLE DES PHYLLOSILICATES DANS LES ZONES DE FAILLE

VI – ORIGINE ET ROLE DES PHYLLOSILICATES DANS LES ZONES DE FAILLES

La présence de phyllosilicates dans les zones de faille est l'un des paramètres critiques contrôlant le comportement rhéologique des zones de failles et leurs propriétés pétrophysiques (Knipe and Wintsch, 1985; Moore and Byerlee, 1989; Wibberley and Shimamoto, 2005; Bradbury et al., 2011). L'étude du comportement des phyllosilicates dans l'intervalle de profondeur des failles étudiées (5-9km) est particulièrement intéressante car cet intervalle correspond d'une part à la zone de nucléation des séismes dans la croûte terrestre (Maggi et al., 2000) et d'autre part aux gammes de pression et températures atteintes dans les réservoirs profonds (Fisher et al., 1999; Chuhan et al., 2000; Xiao et al., 2009; Friis et al., 2010). Dans le chapitre précédent, il a été montré que le fonctionnement des failles de Restefond et de Point Vert, s'accompagne de la formation de phyllosilicates qui modifient fortement la perméabilité matricielle de l'arkose déformée par rapport à son protolithe. Dans ce chapitre, les données minéralogiques sur ces phyllosilicates sont présentées ; elles correspondent d'une part à des données acquises lors de ce travail de thèse et d'autre part à des données issues des mémoires de Master de H. Leclère (2008 et 2009 ; Leclère et al., 2012) et de J. Lerat (2012). Enfin, pour aller plus loin dans la compréhension des mécanismes de nucléation de ces failles en profondeur et à l'origine des phyllosilicates dans les failles profondes, nous nous sommes intéressés à la microtexture et à la minéralogie de failles de petit rejet au sein de bancs de grès épais.

VI – 1 – Analyses des phyllosilicates dans les roches de failles foliées étudiées

Les travaux de Leclère et al., 2012 montrent au travers d'études microstructurales et d'analyses sur les compositions chimiques de chlorites que, dans la roche de faille de Restefond, les néoformations de phyllosilicates et spécialement des chlorites syn-cinématiques associées au développement de la foliation, se sont faites dans une gamme de température comprise entre 180 et 220°C. Ces travaux concluent que la faille a été active dans une gamme de température correspondant à des profondeurs d'enfouissement sous les Nappes de l'Embrunnais-Ubaye de l'ordre 6.5 à 8 km, i.e. en assumant un gradient géothermique moyen compris entre 25 et 30°C par km. De plus, ces travaux montrent que

les perméabilités dans les roches de failles sont supérieures à celles de la roche hôte d'un ordre de grandeur suivant la direction de l'azimut de la faille normale.

Au niveau de la faille de Point Vert, [Lerat \(2011\)](#) montre au travers d'analyses sur les compositions chimiques des phyllosilicates que les néoformations de chlorites syn-cinématiques associées au développement de la foliation se sont faites dans une gamme de température de 220°C (+/-20°C). Les indices de cristallinité de l'Illite compris entre 0.35 et 0.70 confirment le fait que les échantillons se situent dans la zone de transition Diagenèse-Anchizone ([Warr & Rice, 1993](#)) et sont donc compatibles avec les température calculées ([Fig.VI-1](#)).

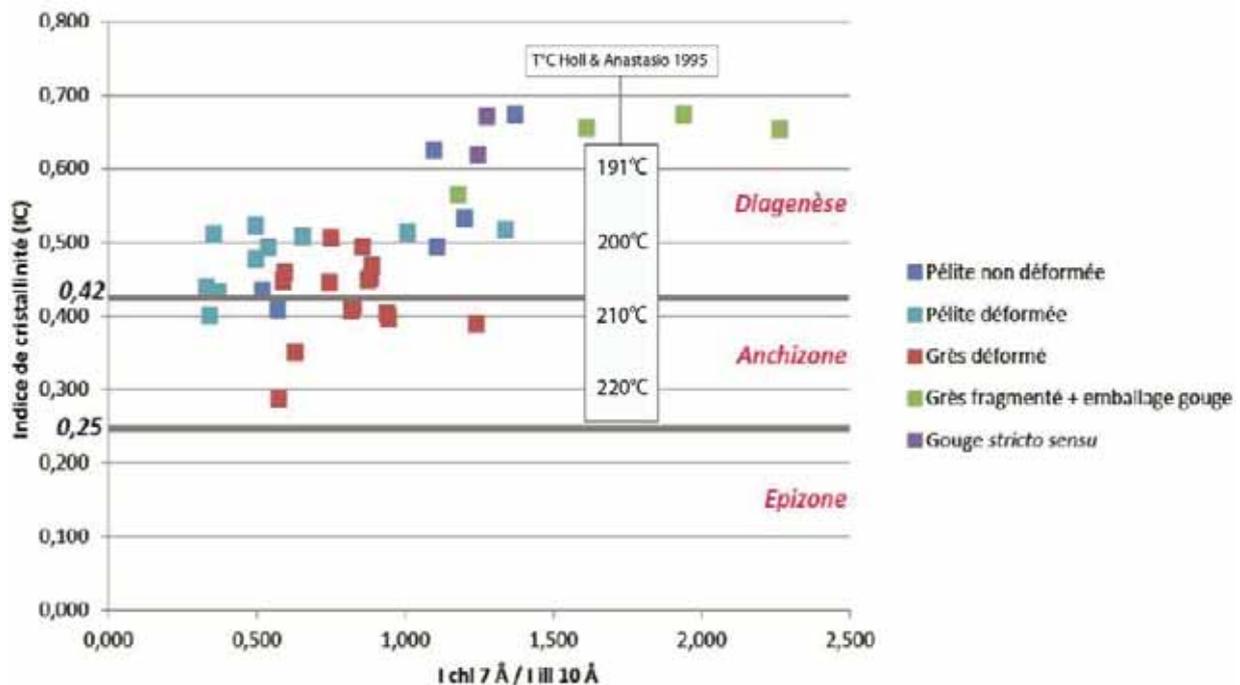


Fig. VI -1 : Indices de cristallinité (IC) en fonction du rapport $I_{\text{chi } 7 \text{ \AA}} / I_{\text{III } 10 \text{ \AA}}$. Modifié de [Lerat et al. \(2012\)](#).

-Modélisations thermométriques sur chlorites syn-cinématiques-

Dans le secteur de l'Estrop, des chlorites néoformées d'un échantillon de l'unique roche de faille foliée observée sur cette zone d'étude ([Fig. IV-1-37](#)) ont fait l'objet d'analyses à la microsonde.

Les compositions chimiques des chlorites analysées dans ces trois failles ont toutes des compositions similaires. Il s'agit de chlorites riches en Fe et Mg qui se concentrent près

du pôle daphnite/clinochlore. Leurs compositions se situant toutes entre les pôles daphnite-sudoite et amesite, il a donc été possible de déterminer leur température de formation à partir du modèle thermodynamique de Vidal et al. (2005, 2006).

La figure VI-2 montre que les gammes de températures de précipitation des chlorites syn-cinématiques provenant des failles de l'Estrop (ce travail), de Point Vert (Lerat, 2012) et de Restefond (Leclère et al., 2012) sont équivalentes et comprises dans la fourchette 180°C-240°C. Celle-ci est cohérente avec les données d'inclusions de fluides (Partie V-2), d'indice de cristallinité de l'Illite (Lerat, 2011) et de réflectance de la vitrinite (Partie III) mesurées dans les mêmes échantillons. Ces températures attestent d'une activité de l'ensemble de ces failles dans le domaine de métamorphisme de très bas degré (domaine de l'Anchizone). Une synthèse sur l'ensemble des thermomètres utilisés pour chiffrer l'activité de ces zones de faille est proposée en Partie VIII.

Ces températures suggèrent que l'activité des failles étudiées a eu lieu lors de l'enfouissement maximal des Grès d'Annot sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye, i.e 5.5-8 km pour l'Estrop et 8-10 km pour la zone de Point-Vert-Restefond pour un gradient géothermique moyen estimé à 25-30°C par km. (Labaume et al., 2009 ; Cavailhes et al., 2011 ; Leclère et al., 2012 ; Lerat, 2012 ; Cavailhes et al., submitted).

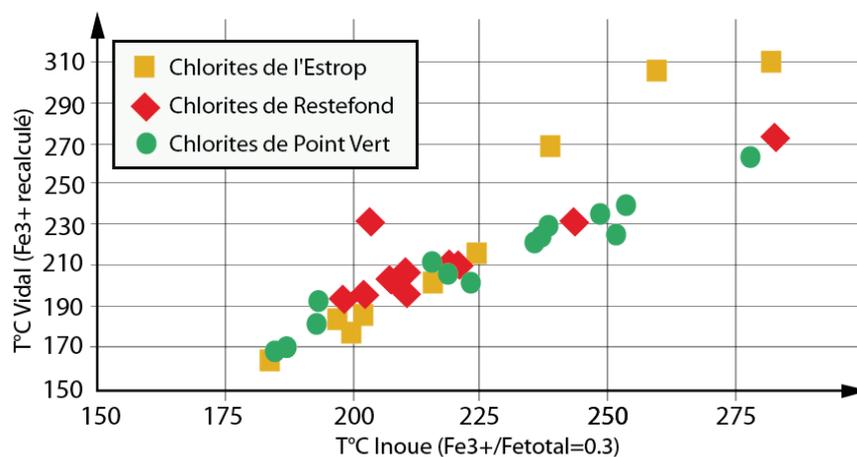


Figure VI – 2: Modélisations thermométriques (Vidal et al., 2001,2005 ; Inoue et al., 2009) sur chlorites néoformées syncinématiques dans les roches de failles de l'Estrop (Fig. IV-1-37), de Point Vert (08PV02-Fig. IV-2-10) et de Restefond (10RT05-Fig. IV-2-12). Etudes structurales et acquisition des données à la microsonde : T. Cavailhes ; Modélisations : D. Charpentier.

VI-2- Phyllosilicates dans des failles de petit rejet (<1m)

Dans le but de quantifier la néoformation de phyllosilicates dans les roches foliées de du secteur Point Vert- Restefond, nous nous sommes intéressés à des failles de rejet centimétrique à métrique. L'étude de celles-ci permet une meilleure appréciation des processus d'initiation conduisant à des fabriques foliées à forte proportion de phyllosilicates et ce en contrôlant, à tout endroit de la roche de faille, la minéralogie exacte du protolithe. Ainsi, la roche de faille n'est jamais « sortie » de la couche de protolithe, d'épaisseur supérieure à son rejet. La comparaison entre composition du protolithe et composition de la roche de faille nous permet de quantifier les transformations minéralogiques associées à la déformation. L'échelle des failles étudiées par cette approche est sub-sismique (non visible sur les profils sismiques). Notons toutefois que ces failles sont omniprésentes dans les zones d'endommagement ou de bruit de fond des failles de rejet supérieur : l'augmentation très importante de la proportion en phyllosilicates que nous mettons en évidence dans ces structures est primordiale à caractériser.

L'utilisation de l'EBSD sur ces roches de faille ne montrent pas de résultats constructifs mais soulèvent des problèmes méthodologiques ; cette partie est présentée dans [l'annexe 2](#).

Quantification of phyllosilicates neoformation

within deeply buried arkosic formation:

Implications for fault seal potential

Thibault Cavailhes¹, Roger Soliva¹, Pierre Labaume¹, Christopher Wibberley², Jean-Pierre Sizun³, Claude Gout², Delphine Charpentier³ and Martine Buatier³.

¹ *Géosciences Montpellier, UMR 5243, Université Montpellier 2-CNRS, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.*

² *TOTAL, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 Pau, France.*

³ *Chrono-Environnement, UMR 6249, Université de Franche-Comté-CNRS, 16 route de Gray, 25030, Besançon cedex, France.*

ABSTRACT

In this study, we describe normal fault zones cutting foreland arkosic turbiditic sedimentary cover in deep diagenesis conditions (200°C). The microstructural analysis of the fault cores reveals a large proportion of phyllosilicates (up to 34%) in the fault rock, derived from an intense feldspar muscovitisation. This process is favored by mechanical disaggregation of the feldspar grains following cleavage planes during deformation. Point-counting on thin sections sampled in the studied fault zones allows to quantify the proportion of feldspar transformed in white micas between 60-80%. This shows that in this case, for a little offset (about 20cm), a large proportion of phyllosilicates is obtained (30%). Issues related to the proportion of newly formed phyllosilicates is discussed with respect to its dependence to fault offset. We also discuss the importance of feldspar alteration within fault zones of the seismogenic deep brittle crust and deeply buried reservoirs.

Key words: sandstone, permeability, temperature, diagenesis, micas, weakness

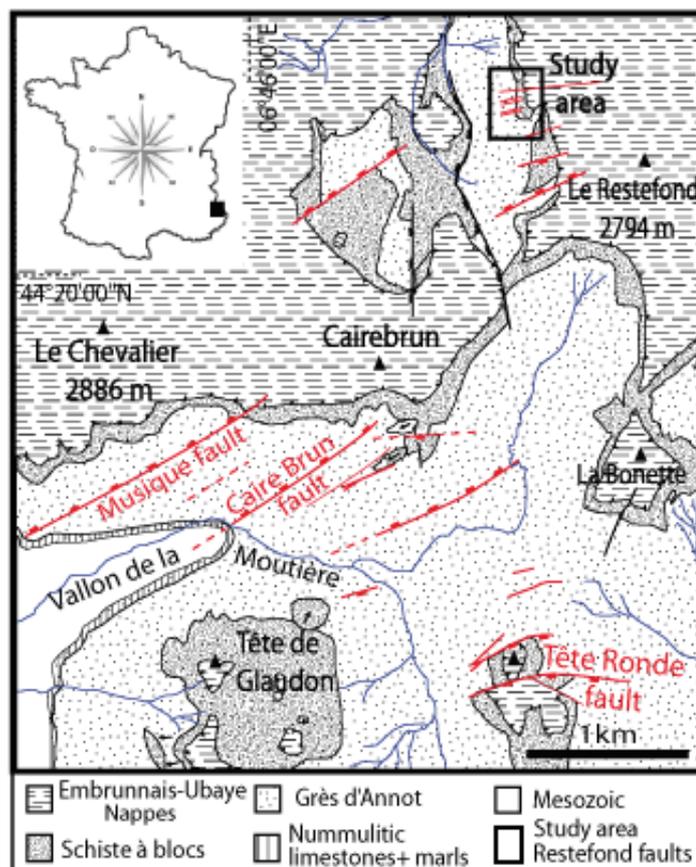
INTRODUCTION

Understanding the constitution of fault zones in the upper crust is an important issue to discuss (1) the mechanics and kinetics of deformations (e.g., [Scholz, 1990](#); [Faulkner et al., 2010](#)), (2) the strength of faults (e.g., [Di Toro et al., 2011](#)), and (3) to characterize geological reservoir partitioning ([Kamineni and Dugal, 1982](#); [Corrigan, 1993](#); [Sibson, 2000](#); [Fisher & Knipe, 2003](#)). The presence of phyllosilicates in fault zones is a critical parameter impacting membrane seal properties and rheological behavior of fault rocks, and therefore to supply potential instability to static and dynamic strengths of faults ([Knipe and Wintsch, 1985](#); [Moore and Byerlee, 1989](#); [Wibberley and Shimamoto, 2005](#); [Bradbury et al., 2011](#);). This issue is particularly important in the 5-8 km depth interval, which corresponds to both the main earthquake initiation zone ([Maggi et al., 2000](#)) and deeply buried reservoirs ([Fisher et al., 1999](#); [Chuhan et al., 2000](#); [Xiao et al., 2009](#); [Friis et al., 2010](#)) which are poorly known and current scientific and industrial challenges.

The phyllosilicate fraction in a fault zone can be the result of mechanical incorporation (e.g., clay smear, wall abrasion or lenses formation during fault growth; [Fisher and Knipe, 2001](#); [Lansigu and Bouroullec, 2004](#); [van der Zee and Urai, 2005](#); [Rawling and Goodwin, 2006](#); [Loveless et al., 2011](#)) and/or mineral changes during metamorphic reactions ([Mitra, 1978](#); [Janecke and Evans, 1988](#); [Evans, 1990](#); [Kamineni et al., 1993](#); [Wibberley, 1999](#); [Wibberley & Mc Caig, 2000](#); [Mullis, 2002](#); [Haines and van der Pluijm, 2012](#); [Leclère et al., in press](#); [Cavailhes et al., submitted](#)). Although well described in the literature, feldspar muscovitisation in fault zones has only been observed in crystalline rocks (except [Leclère et al., in press](#); [Cavailhes et al., submitted](#)) and the relative proportion between these mechanical vs. chemical processes has never been quantified. This study shows microstructural evidences for the process of phyllosilicate neo-formation in deeply buried arkosic sandstone: we quantify the newly formed phyllosilicates proportion in such very low grade metamorphism context and discuss its importance for fault zone weakness in the seismogenic crust. We also discuss the potential fault seal mechanisms within deeply buried arkosic reservoirs using the Shale Gouge Ratio method ([Fristad et al., 1997](#); [Yielding, 1997](#); [Yielding, 2002](#)) with respect to both mechanical incorporation and diagenetic transformation of the fault rock.

GEOLOGIC SETTING

The Grès d'Annot formation was deposited during the Priabonian-Rupelian in the SW-Alpine foreland basin (Joseph and Lomas, 2004) (Fig. 1). It was buried under the Embrunais-Ubaye nappes shortly after its deposition (Kerckhove, 1969), and exhumed during the middle-late Miocene after erosion associated with basement thrusting (Labaume et al., 2008). The studied faults trend around N080-N100°E and are located in the Moutière-Restefond area, in the eastern part of the basin (Fig.1), where vitrinite reflectance measured on samples around the fault zones indicates maximal temperatures of 240-260°C; this suggests a burial depth around 8 km assuming a mean geothermal gradient of 30°C/km (Labaume et al., 2009). The temperature of the studied fault zones during their growth was determined at about 200°C using thermodynamic modeling of syn-kinematic chlorite chemistry and microthermometry on fluid inclusions in quartz-calcite veins (Leclère et al., in press; Cavailhes et al., submitted).



VI-Figure 1. Structural sketch of the study area, with location of the studied Restefond fault outcrops. The N080-100E faults were active in a range of temperature about 200°C (see references in the text).

FAULT ZONE MACROSTRUCTURES

The studied faults are minor faults located in the damage zone of the Restefond fault which belongs to a set of E-W normal faults of decameter offset that cut the upper part of the Grès d'Annot and the overlying Schistes à Blocs (Du Bernard, 2002, Leclère et al., in press, Cavailhes et al., submitted). The Annot sandstone surrounding the Restefond fault is a sub-horizontal turbidite succession composed by up to several meters-thick arkosic sandstone beds with decimeter-thick pelitic intercalations. The main fault surface trends around N080E and dips about 70° northwards. Two of the three studied small faults are located in the hanging wall at twenty meters from the main Restefond fault, and the third fault is localized at hundred meters in its footwall. For these three cases, the host rock is a fine to coarse-grained arkosic sandstone (see more details of its composition in the next sections). The studied faults trend about N090E; they have subvertical dips and show their own damage zones of few centimeters thicknesses composed by quartz and calcite-filled fractures (Fig. 2A). The fault core zones, a few millimeters thick, exhibit a macroscopic mineralogical fabric (foliation) underlined by phyllosilicate and quartz layers alternation. This foliation forms normal drags kinematically consistent with the fault offset (see more details in the next section). The main slip planes are glossy, striated and have a dark-green color contrasting with the clear host arkosic sandstone. Within the foliated rock, a crush micro-breccia composed of highly fractured quartz grains, highly fractured feldspar grains and phyllosilicates can be observed at the close vicinity of the main slip surfaces. On the three studied faults, normal displacement ranges from 20 to 110 cm, which is less than the thickness of the arkosic layer, and therefore allows avoiding mechanical incorporation from clay layers such as smearing. This geometrical configuration allows us to better observe and discuss the role of syn-kinematic fluid-rock interactions on the neoformation of phyllosilicates in the studied fault zones.

FAULT ZONE MICROSTRUCTURES

Host rocks

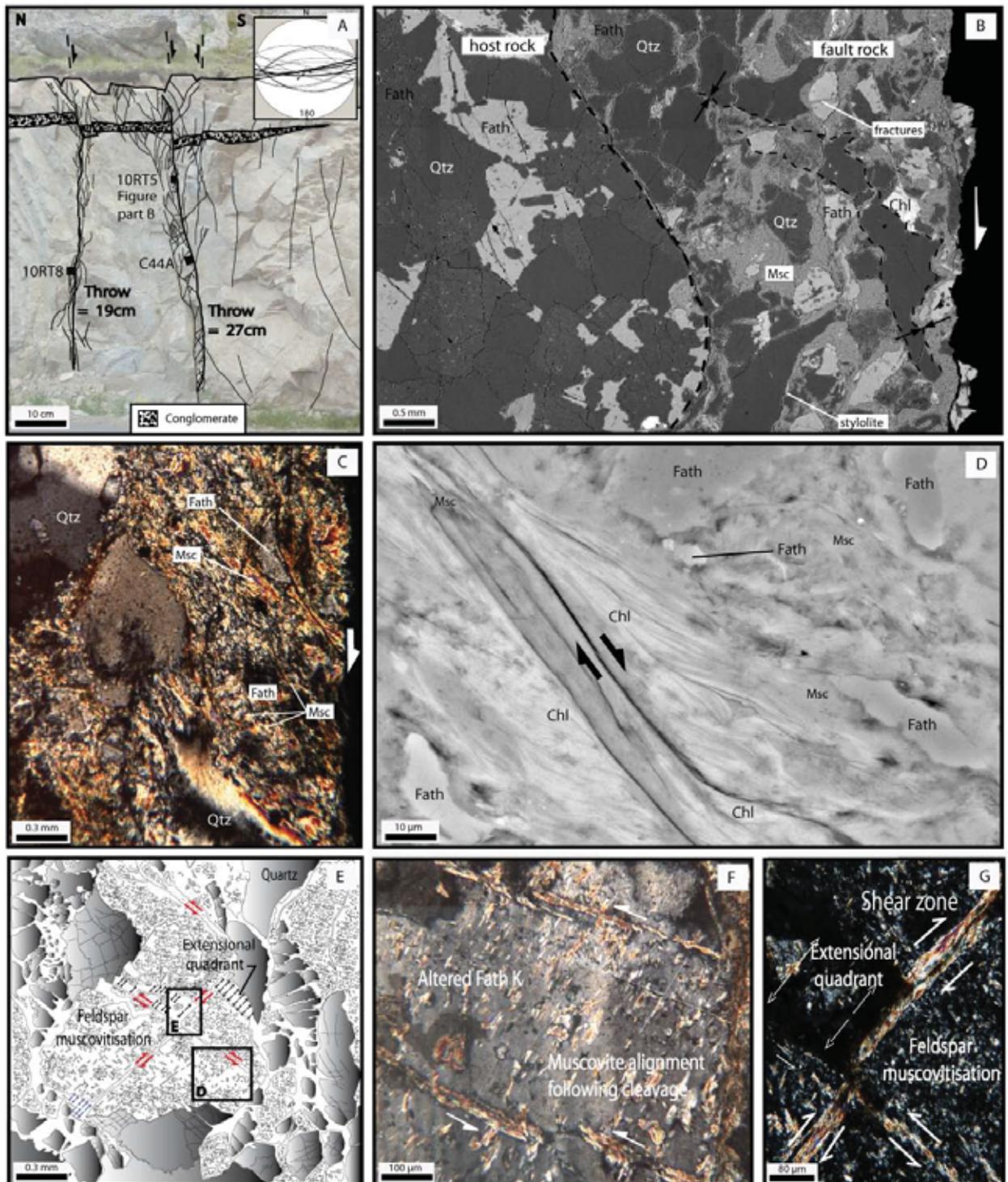
The host rocks of the studied fault zones are poorly sorted, fine to coarse-grained arkosic sandstones mainly composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, phyllosilicate (biotite, white micas and chlorite) and lithic fragments (granite, metamorphic and volcanic rocks). All the different types of

feldspars are moderately altered in white micas of 20-60 μm in size in relation with the intense diagenesis that affected the study area (Labaume et al., 2009). These white micas are distributed (1) elongated following the cleavage planes and (2) at the grain boundaries of the feldspars. The high diagenesis grade is also marked by fracturing and strong imbrication of grains by pressure solution at grain boundaries. This results in a slight shape fabric of grains with long-axis parallel to bedding. Quartz overgrowths are not observed, probably because intense compaction destroyed porosity before quartz cementation.

Fault rocks

The fault core (or fault rock) is characterized by a thin (a few mm thick) corridor of foliated and damaged arkose showing grain size reduction (Fig 2B). These shear zones are generally observed on both sides of the main slip surface, and their mineralogical foliation results from a combination of several types of deformation. The fabric of quartz and feldspars is given by a combination of (i) a pronounced stylolitisation at the grain contacts parallel to the grain long axes, and (ii) closely-spaced intragranular extensional microfractures perpendicular to the stylolitized grain contacts (Fig. 2B). The numerous anastomosed stylolites follow the shapes of the normal drags marked by the foliation. The microfractures in the quartz grains are mainly sealed by authigenic quartz and, in the feldspar grains, by small white micas (20-60 μm) (see Fig. 2B, C, D, E,F,G). Feldspar overgrowths are sometimes locally present. Some layers of the foliation show a specific concentration of newly-formed phyllosilicates associated with disaggregation of altered feldspar and intensely stylolitized and microfractured quartz. These newly-formed phyllosilicates are small white micas of phengitic composition and chlorite (Fig. 2C, D, E, F,G) (Leclère et al., in press). Chlorite is localized especially along the microstructural slip planes following S-C structures in which they are intermixed in stack shape with white micas (Fig. 2D).

At the grain scale, the newly-formed white micas are localized within feldspar masses along the cleavage planes, within shear-zones damaging feldspars along the cleavage planes, within veins responsible of feldspar elongation, or along the feldspar surfaces disaggregated by intense brittle fracturing (Fig.2F & G). In places where the deformation is more advanced, the synkinematic newly formed micas are preferentially more abundant near the feldspars grains relicts, and are commonly tilted following kinematically consistent S-C structures. The precipitation of synkinematic chlorite always occurs in mature shear zones.



VI-Figure 2. Fault zone macro- and microstructures. (A) General view of two of the three studied faults, with location of samples (10RT8, C44A and 10RT5). Stereogram: lower hemisphere equal area stereographic projection of fault planes (arrows: striation on slip planes). (B) Microscopic view of the arkosic host rock and a fault core composed by: (i) quartz and feldspars with elongated shape fabric given by stylolites (stippled lines) and sealed fractures, (ii) phyllosilicates newly formed

by alteration of feldspar (10RT5A thin section, back scattered-SEM image). (C) Optical microscopic view in polarized light of the fault core composed mainly by muscovite, quartz, and feldspar (10RT8). (D) Microscopic view of the fault rock. The shear zone is mainly composed by chlorite and muscovite following S-C structures whereas some part of feldspars are still preserved out of the shear-zone (10RT8 thin section, back scattered-SEM image). (E) Drawing of a microscopic view of the initiation of brittle fracturing and alteration of feldspar grains (10RT5). (F) Detailed microscopic view in polarized light of (E) reactional surfaces underlined by muscovite along cleavage planes of a feldspar grain, and (G) of synkinematic white micas growth along sheared cleavage planes of feldspar. Qtz: Quartz, Fath: Feldspar, Msc: Muscovite, Chl: Chlorite.

QUANTIFYING PHYLLOSILICATES NEOFORMATION

Sealing and frictional properties of fault zones are closely linked to the nature and the properties of fault rocks, and especially to their mineralogical composition. Here, we aim to compare the mineralogy of the host rock and the fault rock in order to discuss the proportions of mineralogical changes due to feldspar alteration during shearing. The quantification of the mineralogical composition has been done for 9 thin sections of host rocks and 17 thin sections of fault rocks cut along the X-Z deformation axes (Ramsay, 1967). We have counted the number of mineral grains along scan lines spaced by 0.3 mm and parallel to the main slip plane. The step of counting along a scan line is also 0.3 mm, allowing therefore to scan the studied domains following a square mesh. In a thin section of fault rock, 143 to 317 points have been counted within the foliated corridors, as a function of their relative thickness present in the thin section. In the thin sections of the host rocks, 800 points have been counted. Note that lithic fragments have been identified and counted in a mineralogical point of view (not as lithic fragments) and detrital phyllosilicates are counted separately (see appendix 1).

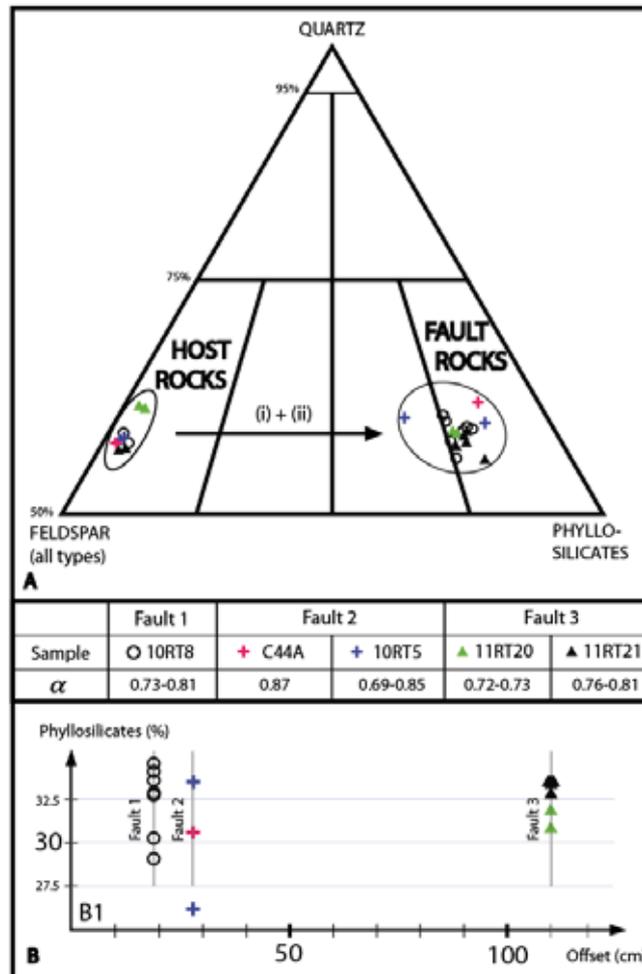


Figure 3. (A) Host rock and fault rock compositions shown in a ternary diagram for Feldspar, Quartz and Phyllosilicates. The arrow highlights the mineralogical change between the host rocks and the fault rocks including (i) the mechanical incorporation and (2) supply due to syn-kinematic feldspar alteration. (B) Phyllosilicate content of the fault rocks vs. fault offset.

As described above, the host rock of the Restefond faults is mainly composed of quartz, K-feldspar, plagioclase and phyllosilicates (biotite, white micas and chlorite - see [appendix 1](#)). The mineralogical composition is homogeneous on the 9 thin sections of host rock and corresponds to an arkose of mean composition $Q_{57-62} F_{35-41} Phyl_{.1-3}$ ([Fig.3A](#)). Only one sample is slightly richer in relative content of quartz (see 11RT20).

The fault rock composition is nearly homogeneous, comprised within the following proportions: $Q_{55-61} F_{5-12} Phyl_{.26-35}$ (Fig.3A). Compared to the host rock values, the content of quartz remains nearly the same, whereas a larger content of phyllosilicate balances a loss of feldspar. Indeed, in the ternary diagram, the vector of mineralogical variations between the compositions of the fault rocks and host rocks is sub-parallel to the Feldspar-Phyllosilicate axis (Fig.3A). This demonstrates the close chemical dependence between these two minerals, which is in accordance with the microstructural observation of feldspar muscovitisation (Fig.2C, D and E).

It is also worth to note that there is no correlation between the proportion of newly formed phyllosilicates (about 80% of the initial fraction of feldspar) and fault offset (Figure 3B). This point shows that the large proportion (30%) of newly formed phyllosilicates in the studied fault rocks has been acquired at the initiation of the faults (i.e. for a normal offset less than 20 cm) and remains about the same for larger offset (1 m).

DISCUSSION

The neoformation of phyllosilicates from feldspar alteration, especially the muscovitisation of feldspar, is a common characteristic of fault rocks in very low grade to low grade metamorphism under hydrated conditions in the middle brittle crust (Mitra, 1978; Janecke and Evans, 1988; Evans, 1990; Kamineni et al., 1993; Lin, 1999; Sibson, 2000; Mullis, 2002; Wibberley, 1999; Wibberley & McCaig, 2000). However, the muscovitisation of feldspar has been very rarely described within sedimentary covers in very low grade metamorphism conditions (Leclère et al., in press; Cavailhes et al., submitted).

Our study shows that faulting arkosic sandstones at temperature around 200°C appears to be a pronounced process for neoformation of significant proportion of syn-kinematic phyllosilicates within fault zones. The two reasons for the significant proportion of phyllosilicates in the studied fault zones (up to 34% of the fault rock volume) are (i) the incorporation by classical smearing of detrital phyllosilicates (1 to 3%), and (ii) the syn-kinematic alteration of feldspars disaggregated by brittle fracturing (>30%). The determination of the fault rock proportion of phyllosilicates in such a context where shale layers are not prominent therefore depends on (i) the initial fraction of feldspar in the host rock ($\Delta Fath$) and (ii) their transformation in phyllosilicate (□□□□(Fig.3). It is worth to note

that comminution, inherent to brittle fracturing, provides a high number of reactional surfaces and enhances this process of white micas neoformation (Mitra, 1978; Kamineni et al., 1993; Wibberley, 1999). Thereby, these fluid-rock interactions seem potentially more developed in P-T conditions in which feldspar is known to be “brittle” (increasing reactive surfaces), i.e. below 350°C (Passchier & Trouw, 2005).

Alteration degree of feldspars

The understanding of the potential variability of this transformation (i.e. here $0.72 < X_{\text{Al}} < 0.87$) is actually critical to estimate the SGR proportion in such deep brittle faulting context. It has been shown that feldspar alteration depends on a series of parameters including : (1) the P-T conditions which can active or inhibit muscovitisation (Hunziker, 1986; Chardon et al., 2006), (2) the fluid chemistry and duration of alteration (Worden and Morad, 2000, Chardon et al., 2006), (3) coating of feldspar by hydrocarbon (or other viscous material) which could protect the feldspar from alteration (Strovolli et al., 2002), (4) the nature of feldspar altered and phyllosilicate formed (Kamineni et al., 1993, Chardon et al. 2006), and also probably (5) the style of deformation (amount of displacement, creep vs seismic (Gratier et al., 1999)). Although the points (1) to (3) cannot be tested in this study and remain to be constrained, it appears clear that both the type of altered feldspar and the amount of slip along fault have no influence in the studied case. Both K-Feldspar or plagioclase are transformed in equivalent proportions and, as described in above in the mineral proportion quantification, there is no correlation between the proportion of phyllosilicate neoformation and fault offset (Fig. 3B). The silica released by the reaction of muscovitisation (e.g. Wibberley, 1999) was not precipitated in the shear zone since there is no evidence for higher proportion of quartz in the fault rock (Fig. 3A). This excess of silica was probably precipitated within the microscopic veins of the fault rock and the macroscopic veins of the damage zone, which are kinematically consistent and show a same range of temperature derived from fluid inclusion analysis (Cavailles et al., submitted).

Predictive Algorithm for fault rock phyllosilicate content

The presence of phyllosilicates within fault rocks is a first order parameter impacting the fluid flow behavior of fault zones, especially on sealing capacity and on rheological behavior (Knipe and Wintsch, 1985; Moore and Byerlee, 1989; Wibberley and Shimamoto, 2005; Bradbury et al., 2011). In order to discuss our phyllosilicates proportion data, we compare it with the commonly used algorithm Shale Gouge Ratio (SGR) based on phyllosilicates proportion of fault rock in fault seal prediction (Yielding, 2002). This algorithm is based on phyllosilicates proportion such as our data and is defined as:

$$\text{SGR} = \frac{\sum (Er * \Delta \text{shale})}{\text{Throw}} \quad (1)$$

where (*Throw*) is the vertical component of the dip slip offset, *Er* is the thickness of host rocks interval cut by the fault, with a sum of *Er* equal to the throw, and (Δshale) is the initial clay fraction of the host rock layer (see Yielding et al., 1997 for more explanations). This formula allows to estimate the proportion of shaly material derived from the host rock mechanically incorporated in the fault zone.

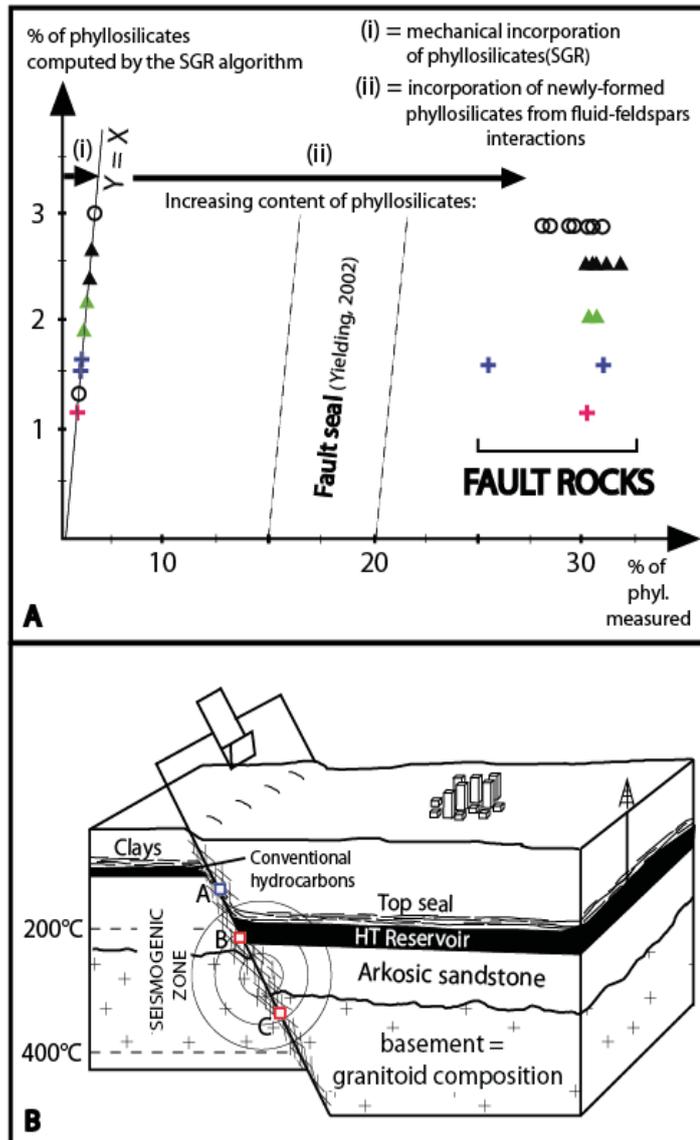


Figure 4. (A) Comparison of the amounts of phyllosilicate calculated using the conventional SGR algorithm with the measured phyllosilicate contents. Note that the fault seal effect described in Yielding (2002) is exceeded for our study. (B) Summary of the use of the modified Shale Gouge Ratio as a function of depth, temperature and lithology. (A) $T^{\circ}\text{C} < 200^{\circ}\text{C}$ in arkosic sandstones, mechanical incorporation of clays where conventional SGR is relevant (see equation (1) in the text). (B) $T^{\circ}\text{C} > 200^{\circ}\text{C}$ in arkosic sandstones, mechanical incorporation of clays and clays derived from feldspar alteration, relevant to the new form of SGR proposed (see equation (2)). (C) $T^{\circ}\text{C} > 200^{\circ}\text{C}$ in granitoids, where the main part of phyllosilicates results from syn-kinematic feldspar alteration (equation (2), part (ii)).

Applying this conventional method to our data yields a SGR of 1 to 3%, i.e. much lower than the phyllosilicate content measured in the samples (25-34%) (Fig. 4A). This reveals how much it is worth to integrate the proportion of feldspar transformation into phyllosilicate in such a predictive algorithm applied to this deformation context. To quantify the contribution related to this process, we propose to use the same formalism proposed in equation (1) since the transformed part of phyllosilicate is acquired at fault initiation (throw < 20 cm). We include in the numerator a “transformation parameter” noted α , which is the ratio of disappeared feldspar between the host rock and the fault core zone. In the studied case, α is comprised between 0.72 and 0.87, i.e. 72 to 87 % of feldspars are transformed into phyllosilicates in the fault rock. In order to take into account both processes of phyllosilicates supply, we propose the following algorithm:

$$\text{SGR}_{\text{modified}} = (i) \frac{\Sigma (Er * \Delta \text{shale})}{\text{Throw}} + (ii) \frac{\Sigma (Er * \Delta \text{Fath} * \alpha)}{\text{Throw}} \quad (2)$$

in which ΔFath is the feldspar fraction of the host rock. The first part (i) of this new version of the algorithm is the conventional mechanical incorporation proposed by [Yielding et al. \(1997\)](#) (equation 1 above). The second part (ii) is the phyllosilicate amount derived from feldspar alteration initially present in the host rock. Measures of the phyllosilicate content in fault rocks presented in [figure 4A](#) are therefore consistent with the calculations using the part (i) and (ii) of the equation (2) where the alpha coefficients were deduced from feldspar proportions between host rocks and fault rocks. The data show that the newly formed phyllosilicates in the studied fault rocks have been acquired at the initiation of the faults (i.e. for a normal offset less than 20 cm) and justify the normalization of the feldspar transformation to fault throw in part (ii) of equation (2). We therefore propose that equation (2) could be relevant to estimate the proportion of phyllosilicates within very low grade metamorphism shear zones cutting rocks containing feldspar.

The deformation within fault zones affecting sandstone reservoirs is expressed by cataclastic flow (e.g. [Aydin, 1978](#); [Fossen et al. 2007](#)), wall abrasion or smearing of shale levels and fluid-rock interactions, such as quartz pressure-solution-precipitation and feldspar muscovitisation as shown in this paper. These processes can enhance the sealing capacity of faults and can coexist in deeply buried sandstone reservoirs in which a large porosity can be maintained by fluid overpressures ([Ungerer et al., 1995](#)). However, shale supply by syn-kinematic phyllosilicate neo-formation is not possible at shallow depths ([A in Fig.4B](#)), where the conventional SGR estimation is relevant (equation 1). Below a depth corresponding to the 200°C isotherm, the SGR estimation must probably include both the contribution of mechanical incorporation and syn-kinematic feldspar alteration (equation 2) ([B in Fig.4B](#)).

As suggested by [Yielding \(2002\)](#) in porous rocks, if the presence of phyllosilicates in the fault rock exceeds 15-20%, the fault can be considered as a membrane seal. However, as suggested by [Cavailhes et al. \(submitted\)](#) in the case of low porosity rocks, a large proportion of phyllosilicates can enhance the permeability of the fault rock relative to the host rock. In this study, even if the faults have small displacement and the temperature of deformation (200°C) corresponds to the entrance of the window effective for this process, we have shown that it is able to provide up to 25% to 34% of phyllosilicate in the fault rock ([Fig. 3 and Fig. 4A](#)). This syn-kinematic phyllosilicate supply is therefore of major importance to estimate fault seal in such context and deeper.

CONCLUSION

This study shows and quantifies the neo-formation of syn-kinematic phyllosilicates from feldspar alteration (>200°C) in the fault rocks of mesoscale normal faults having tens of centimeters displacement and affecting an arkosic turbiditic sedimentary cover. Even in such low grade metamorphism and small displacement normal faulting, we show that this brittle-ductile behavior of feldspar can provide between 25% and 34% of phyllosilicates in fault rock derived from a protolith composed by about 40% of feldspar.

It is also worth to note that this synkinematic feldspar alteration has been described in different types of granitoids (Evans, 1990) and is therefore potentially very important in crystalline basement rocks (C in Fig.4B), which are generally of poor reservoir quality but are the most common lithology of the main seismogenic zone (e.g. Maggi et al., 2000). The estimation of phyllosilicate content in fault rocks appears to be important to predict the strength of seismic faults (Tullis and Yund, 1987; Evans, 1988; Gapais, 1989, Kimura et al., 2011) not only because they are weak materials, but also because they can affect fluid trapping and thermal pressurization (Sibson, 1973; Wibberley and Shimamoto, 2003, 2005). Also, we discuss the validity of a simple algorithm derived from the SGR formula to estimate the phyllosilicate content in fault rocks based on the host rock composition and fault displacement in such a very low grade metamorphism context. This could have potential implications in fluid flow understanding in the middle crust and also within the deeply buried reservoirs.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank TOTAL for financial support and the Parc National du Mercantour for sampling permit. Christophe Nevado and Doriane Delmas are acknowledged for thin section preparation.

REFERENCES CITED

Aydin, A., 1978, Small faults formed as deformation bands in sandstones: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 913–930, doi: 10.1007/BF00876546.

Bradbury, K. K., Evans, J. P., Chester, J. S., Chester, F.M., and Kirschner, D.L., 2011, Lithology and internal structure of the San Andreas fault at depth based on characterization of Phase 3 whole-rock core in the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) borehole: *Earth and Planetary Science Letters*, v.310, p.131-144, doi: 10.1016/j.epsl.2011.07.020.

Chardon, S.E., Livens, R.F., and Vaughan, D.J., 2006, Reactions of feldspar surfaces with aqueous solutions: *Earth-Science Reviews*, v.78, p.1-26.

Chuhan, F.A., Bjorlykke, K, and Lowrey, C., The role of provenance in illitization of deeply buried reservoir sandstones from Haltenbanken and north Viking Graben, offshore Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v.17, p.673-689.

Corrigan, G., 1993, Estimation of recoverable reserves: the geologist's job: *Petroleum Geology conference series*, v. 4, p. 1473-1481.

Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., and Shinamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes: *Nature*, v. 471, p.494-499, doi:10.1038/nature09838.

Evans, P.E, 1988, Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels: *Journal of Structural Geology*, v.10, p. 437- 443.

Evans, P.E., 1990, Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks: *Geological Society of London, special publications*, v.54, p.29-39, doi: 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.03.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., 2010: A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones: *Journal of Structural Geology* v.32, p.1557-1575, doi: 10.1016/j.jsg.2010.06.009.

Faulkner, D.R. and E.H. Rutter, 1998, The gas permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C: Geological Society of London, Special publications, v.147, p.147-156, doi: 10.1144/GSL.SP.1998.147.01.10.

Fisher, Q.J., Casey, M., Clennell, M.B., and Knipe, J.R., 1999, Mechanical compaction of deeply buried sandstones of the North Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v.16, p.605-618.

Fisher, Q., and R. J. Knipe, 2001, The permeability of faults within siliclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v.18, p. 1063-1081.

Fisher, Q., Casey J. M., Harris S.D., and Knipe R.J., 2003, Fluid flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history: *Geology*, v. 31, p. 965-968.

Fossen, H., Shultz R.A., Shipton Z.K., and Mair K., 2007, Deformation bands in sandstone: a review: *Journal of Geological Society of London*, v. 164, p. 755–769, doi: 10.1144/0016-76492006-036.

Friis, H., Sylvestersen, R.L., Nebel, N.L., Poulsen, K.L.M., and Svendsen, J.B., 2010, Hydrothermally influenced cementation of sandstone – An example from deeply buried Cambrian sandstones from Bornholm, Denmark: *Sedimentary Geology*, v. 227, p.11-19, doi:10.1016/j.sedgeo.2010.03.002.

Fristad, T., Groth, A., Yielding G., and freeman, B., 1997, Quantitative fault seal prediction: a case study from Oseberg syd. In: P.Moller-pedersen and A.G Koestler (Editors), *Hydrocarbon Seals: Importance for exploration and production: Norwegian Petroleum Society (NPF) Special publication 7*, Elsevier, Amsterdam, 107-124.

Gapais, D., 1989, Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators: *Geology*, v.17, p. 1144-1147.

Gratier, J.P., Renard, F., and Labaume, P., How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner: *Journal of Structural Geology*, v.21, p.1189-1197.

Haines, S.H., and van der Pluijm, B.A., 2012, Patterns of mineral transformations in clay gouge, with examples from low-angle normal fault rocks in the western USA: *Journal of Structural Geology*, v.43, p.2-32.

Hunziger, J.C., 1986, the evolution of illite to muscovite: an example of the behavior of isotopes in low-grade metamorphic terrains: *Chemical Geology*, v.57, p-31-40.

Janecke, S.U., and Evans, P.E., 1988, Feldspar-influenced rock rheologies: *Geology*, v.16, p.1064-1067.

Joseph, P. and Lomas, S.A., 2004, Deep water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: a new perspective on the Grès d'Annot and Related Systems: Geological Society, special publication, v.211, p.1-16.

Kamineni, D.C., and Dugal, J.J.B., 1982, a study of rock alteration in the eye-Dashwa lakes pluton, Atikokan, Northwestern Ontario, Canada: *Chemical geology*, v. 36, p. 35-37.

Kamineni, D. C., Kerrich, R., and Brown, A., 1993, Effects of differential reactivity of minerals on the development of brittle to semi-brittle structures in granitic rocks: Textural and Oxygen isotope evidence: *Chemical Geology*, 105, p. 215-232.

Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, .Y, Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y., Hamahashi, M., and Hina, S., 2011, Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary: Tectonophysics, in press, doi: 10.1016/j.tecto.2011.08.025.

Kerckhove, C., 1969, La < zone du flysch > dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales): Géologie Alpine, v. 45, p. 1-202.

Knipe, R.J., and Wintsch, R.P., 1985, Heterogeneous deformation, foliation, development, and metamorphic processes in a polyphase mylonite: Thompson, A.B, Rubie, D.C., (Eds metamorphic reactions), Advances in physical chemistry , v.4 Springer-Verlag, New York, p. 180-210.

Lansigu, C., and Bouroullec, R., 2004, Staircase normal fault geometry in the Grès d'Annot (SE France): Geological Society, London, Special Publications, v.221, p. 223-240, doi: 0305-8719/03

Labaume, P., Jolivet M., Souquière F., and Chauvet A., 2008, Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (late Eocene- early Oligocene, French-italian external Alps): *Terra Nova*, v. 20, p. 95-101, doi 10.1111/j.1365-3121.2008.00793.x.

Labaume, P., Sizun, J.-P., Charpentier, D., Travé, A., Chirouze, F., Buatier, M., Chauvet, A., Walgenwitz, F., Jolivet, M., Monié, P., and Arnaud, N., 2009, Diagenesis controlled by tectonic burial in a foreland basin turbidite formation. The case example of the Grès d'Annot, French-italian external Alps: Geophysical Research Abstracts, 11, EGU2009-8236-3, EGU General Assembly 2009, Vienna.

Leclère, H., Buatier M., Charpentier D., Sizun J.-P., Labaume P., and Cavailhes T., 2012, Formation of phyllosilicates in fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones. Their influence on fault zone petrophysic properties (Annot sandstones, late Eocene-early Oligocene, external Alps): Swiss Journal of Geosciences, (in press).

Lin, A., 1999, S-C cataclasite in granitic rock: Tectonophysics, v. 304, p. 257 - 273.

Loveless, S., Bense, V., and Turner, J., 2011, Fault architecture and deformation processes within poorly lithified rift sediments, Central Greece: Journal of Structural Geology, v.33, p.1554-1568, doi: 10.1016/j.jsg.2011.09.008.

Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., and Priestley, K., 2000, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere: Geology, v.28, p.495-498.

Mitra, G., 1978, Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks: American Journal of Science, v.278, p. 1057-1084.

Moore, D.E., Byerlee, J.D., 1989, Textural development of clayey and quartzofeldspathic fault gouges relative to their sliding behavior: Physics and Chemistry of The Earth, v.17, p.1-9.

Mullis, J., Rahn K. M., Schwer P., Capitani C., Stern W. B., and Frey M., 2002, Correlation of fluid inclusion temperatures with illite "crystallinity" data and clay mineral chemistry in sedimentary rocks from the external part of the Central Alps: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung, v. 82, p. 325-340.

Passchier, C.W., and Trouw R.A.J., 2005, Microtectonics: Springer, Berlin, p. 1-366.

Rawling, G.C., and Goodwin, L.B., 2006, Structural record of the mechanical evolution of mixed zones in faulted poorly lithified sediments, Rio Grande rift, New Mexico, USA: Journal of Structural Geology, v.28, p.1623-1639, doi: 10.1016/j.jsg.2006.06.008.

Scholz, H.C., 1990, The mechanics of earthquakes and faulting: Cambridge University Press, New York, 439 p.

Sibson, R.H., 1973, Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting – A mechanism for partial or total stress relief: *Nature*, v.243, p.66-68.

Sibson R.H., 2000, Fluid involvement in normal faulting: *Journal of Geodynamics*, v. 29, p.469-499.

Strovoll, V., Bjorlykke, K., Karlsen, D., and Saigal, G., 2002, Porosity preservation in reservoir sandstones due to grain-coating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans fields, offshore Mid-Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v.19, p.767-781.

Tullis, J., and Yund, R.A., 1987, Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures: *Geology*, v.15, p.606 – 609.*

Ungerer, P., Faissat, B., Leibovici, C., Zhou, H., Behar, E., Moracchini, G., and Courcy, J.P., 1995, High pressure-high temperature reservoir fluids : investigation of synthtic condensate gases containing a solid hydrocarbon: *Fluid Phase Equilibria*, v.111, p.287-311.

Van der Zee, W., and Urai, J.L., 2005, Processes of normal fault evolution in a siliclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia: *Journal of Structural Geology*, v.27, p.2281-2300, doi: 10.1016/j.jsg.2005.07.006.

Wibberley, C. A. J., 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction softening processes in fault zones? : *Journal of Structural Geology*, v.21, p.1219-1227.

Wibberley, C.A.J., and Shinamoto, T., 2003, Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan: *Journal of Structural Geology*, v. 25, P. 59-78, doi: 0191-8141/02/\$.

Wibberley, C.A.J., and Shinamoto, T., 2005, Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization: *Nature*, v. 436, p. 689-692, doi: 10.1038/nature03901.

Worden, R. H., and Morad, S., 2000, quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies: *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, v.29, p. 1-20.

Xiao, X.M., Li, N.X., Gan, H.J., Jin, Y.B., Tian, H., Huang, B.J., and Tang, Y.C., Tracing of deeply-buried source rock: A case study of the WC9-2 petroleum pool in the Pearl River Mouth Basin, South China Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p. 1365-1378, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.02.009.

Yielding, G., Freeman, B., and Needham, T., 1997, Quantitative fault seal prediction: *AAPG Bulletin*, v.81, p.897-917.

Yielding, G., 2002, Shale gouge ratio-calibration by geohistory: *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, v.11, p.1-15.

Sample	Offset of the studied fault	% of quartz	% of feldspar	% of phyllosilicates	Theoretical value computed by SGR	Alpha (proportion of disappeared feldspar)
10RT8HostRock1	19 cm	57.25% 458	39.75% 318	3.00% 24	3.00 %	
10RT8HostRock2	19 cm	58.37 % 467	40.25 % 322	1.38% 11	1.38 %	
10RT8A	19 cm	59.27% 128	7.40% 16	31.02% 67 2.31% 5	1.38-3.00 %	0.81
10RT8B1	19 cm	59.16% 142	8.75% 21	29.17% 70 2.92% 7	1.38-3.00 %	0.78
10RT8B2	19 cm	57.67% 173	10.33% 31	29.00% 87 3.00% 9	1.38-3.00 %	0.74
10RT8C1	19 cm	60.22% 159	9.86% 26	27.27% 72 2.65% 7	1.38-3.00 %	0.75
10RT8C2	19 cm	55.83% 134	10.84% 26	30.42% 73 2.91% 7	1.38-3.00 %	0.73
10RT8D1	19 cm	61.46% 118	9.38% 18	27.60% 53 1.56% 3	1.38-3.00 %	0.76
10RT8D2	19 cm	59.09% 156	7.58% 20	31.82% 84 1.51% 4	1.38-3.00 %	0.81
10RT5HostRock1	27 cm	58.00% 464	40.37% 323	1.63% 13	1.63%	
10RT5HostRock2	27 cm	57.62% 461	40.88% 327	1.50% 12	1.50%	
10RT5 A	27 cm	60.25 % 191	5,95% 19	32.49% 103 1.26% 04	1.50-1.63%	0.85
10RT5 B	27 cm	60.95% 89	12.32% 18	25.34% 37 1.36% 2	1.50-1.63%	0.69
C44HostRock	27 cm	57.00% 456	41.89% 333	1.11% 9	1.11%	
C44 A	27 cm	64.06% 123	5.20% 10	30.72% 59 0% 0	1.11%	0.87
11RT20HostRock1	110 cm	62.12 % 497	35.75 % 286	2.13% 17	1.95 %	
11RT20HostRock2	110 cm	62.63 % 501	35.62 % 285	1.75 % 14	1.85 %	
11RT20 A	110 cm	58.50% 86	9.52% 14	29.93% 44 2.04 % 3	1.85-1.95 %	0.73
11RT20 B	110 cm	58.82% 109	9.79% 18	30.35% 56 1.93 % 3	1.85-1.95 %	0.72
11RT21HostRock1	110 cm	57.37% 459	40.25% 322	2.38 % 19	2.38%	
11RT21HostRock2	110 cm	56.12% 449	41.26% 330	2.62 % 21	2.62%	
11RT21 A	110 cm	56.64% 81	7.69% 11	33.56% 48 2.09 % 3	2.38-2.62%	0.81
11RT21 B	110 cm	58.71% 128	8.25% 18	32.11% 70 0.91% 2	2.38-2.62%	0.79
11RT21 C	110 cm	57.73% 97	8.92% 15	31.54% 53 1.78 % 3	2.38-2.62%	0.78
11RT21 D	110 cm	57.27% 134	9.83% 23	30.34% 71 2.56% 6	2.38-2.62%	0.76
11RT21 E	110 cm	58.67% 142	7.85% 19	30.99% 75 2.47% 6	2.38-2.62%	0.80

Appendix 1. Data of point counting for 9 thin sections of host rocks and 17 thin sections of fault rocks.

**VII- ORIGINE DES VEINES ET CIMENTS DANS LES ROCHES DE FAILLE :
IMPLICATIONS SUR LA COMPREHENSION DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE**

VII- ORIGINE DES VEINES ET CIMENTS DANS LES ROCHES DE FAILLE : IMPLICATIONS SUR LA COMPREHENSION DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE

Les veines et leurs ciments sont des éléments structuraux clefs dans la compréhension des processus de déformation dans les zones de failles et de maturité dans les réservoirs. L'étude de ces objets renseigne notamment sur la nature des transferts de matière, les conditions thermo-barométriques de précipitation des fluides et sur le rôle hydraulique de la zone de faille au cours du temps.

L'objectif de ce chapitre est triple :

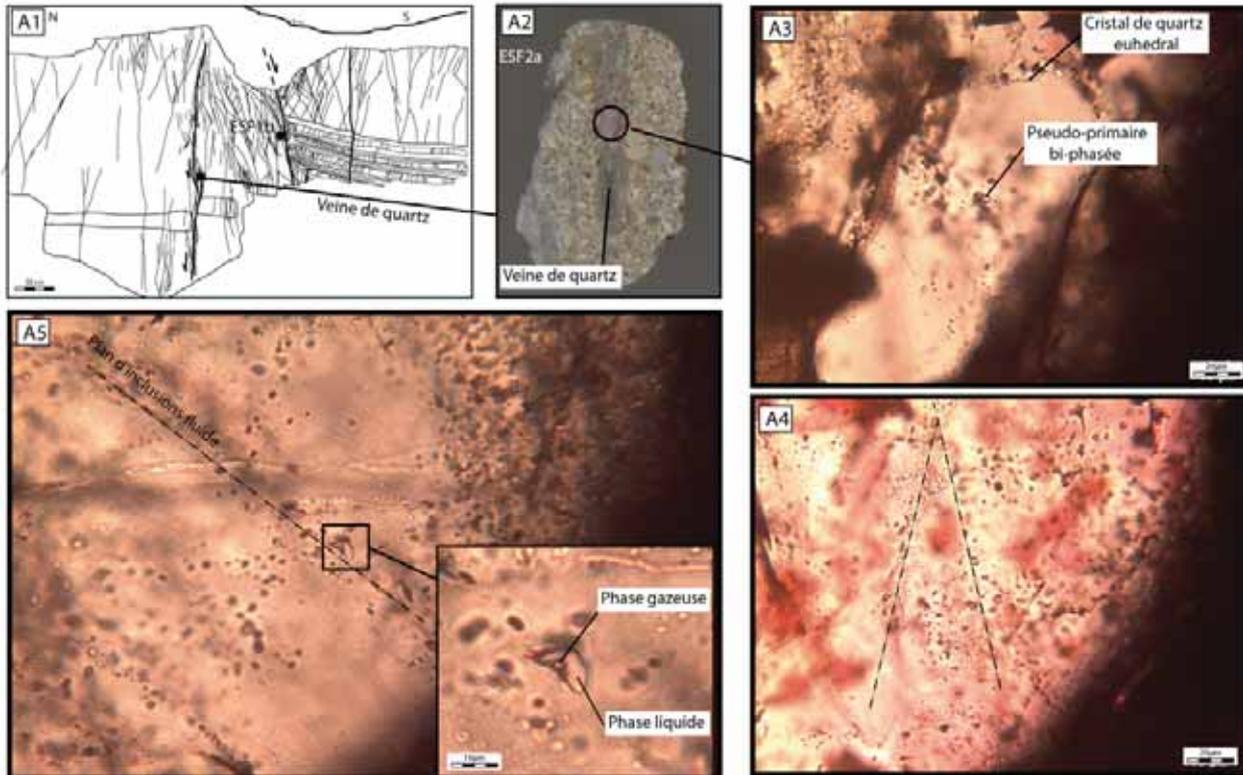
- (1) Quantifier les conditions de pression et de température d'activité des failles du secteur de l'Estrop à partir de la microthermométrie sur inclusions de fluides. La partie concernant la microthermométrie des inclusions de fluides sur les roches de faille du secteur de Point Vert-Restefond est présentée en [Chapitre V-III](#). Cette technique est couramment utilisée pour l'étude des températures d'activité de failles en lithologie silicoclastique (e.g., [Surma et al., 2003](#) ; [Balsamo et al., 2009](#) ; [Becker et al., 2010](#)).
- (2) Discuter, à l'aide de la géochimie des isotopes stables, les origines et migrations de fluides et les précipitations de ciments dans les systèmes de failles étudiés. Discuter les rôles que tiennent la déformation et les interactions fluide-roche sur le signal géochimique enregistré dans les remplissages de veines.
- (3) Discuter l'impact des différentes textures de remplissage de veines sur les migrations de fluides syn- et post déformation dans les zones de failles étudiées.

VII-1- Les inclusions de fluide dans les ciments de quartz des veines du secteur de l'Estrop

Dans le but de déterminer la température d'activité des failles du secteur de l'Estrop, nous avons réalisé une étude de microthermométrie sur inclusions de fluides dans les ciments de quartz des veines associées au fonctionnement des failles.

- VII-1-1- Localisation des échantillons -

On a analysé un échantillon issu de la zone coeur de la faille du Replat (ESF1), et un échantillon issu de sa zone d'endommagement (ESF2) ([Fig. VII-1-A](#)).



Numéro de lame	TFM (°C)	TUM (°C)	TH (°C)	TH (°C) - Cor.	Rapport gaz-liq	Observations
ESF1b - 1 -	-14	-2	231	204	un quart	Nébuleuse d' IF dans veine - IF primaire
ESF1b - 2 -	-10	0	204	189	un quart	Plan d'inclusions fluide
ESF1b - 3 -	-15	-3	211	195	un tiers	Plan d'inclusions fluide
ESF1b - 4 -		-2	212	193	un tiers	Plan d'inclusions fluide
ESF1b - 5 -	-12	-1	212	193	un quart	IF primaire
ESF1b - 6 -		0	212	193	un quart	Plan d'inclusions fluide
ESF1b - 7 -	-12	-4	197	182	un quart	IF primaire
ESF1b - 8 -	-20	0	210	191	un quart	Plan d'inclusions fluide
ESF1b - 9 -		1	210	191	un tiers	Plan d'inclusions fluide
ESF2a - 1 -	-8	3	181	168	un tiers	Cachée dans moitié sombre de l'If Primaire
ESF2a - 2 -	-19	-3	177	166	un quart	Plan d'inclusions fluide
ESF2a - 3 -	-19	-3	180	167	un tiers	Primaire
ESF2a - 4 -	-21	-1	186	171	un tiers	Plan d'inclusions fluide
ESF2a - 5 -	-26	-1	189	175	un quart	Primaire
ESF2a - 6 -	-16	-1	191	176	un quart	Plan d'inclusions fluide
ESF2a - 7 -	-12	-3	221	202	un quart	Plan d'inclusions fluide

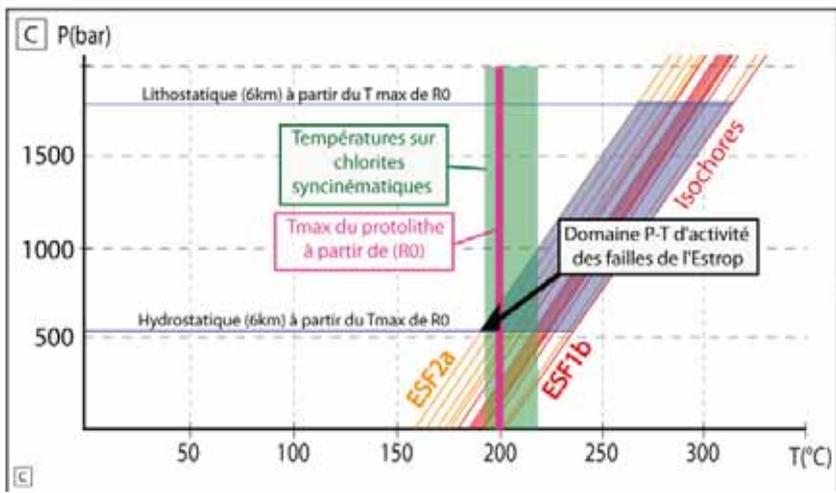


Figure VII-1: Résultats et interprétations de l'étude microthermométrie sur inclusions de fluides des ciments de quartz des zones de failles du secteur de Estrop. (A) Localisation structurale des échantillons étudiés et localisation microstructurale des inclusions de fluides étudiées. (B) Tableau de résultats. (C) Isochores, report des pressions hydrostatique et lithostatique pour une profondeur de 6 km, report des températures de précipitation des chlorites syncinématiques (Fig. VI-2), report de la Tmax (analyse de réflectance de vitrinite (RO) atteinte par le protolithe et détermination du domaine P-T d'activité des failles de l'Estrop (Fig.III-5).

Ces échantillons comprennent des veines à remplissage de quartz euhedraux et de quartz à texture « blocky » (les veines fibreuses sont absentes du secteur de l'Estrop). L'identification et l'étude microthermométrie des inclusions de fluides ont été réalisées sur des lames minces d'épaisseur de 100 µm et polies sur les deux faces. La typologie et les données microthermométrieques sont résumées dans le [tableau VII-1-B](#).

VII-1-2-Pétrographie des inclusions de fluides

Une seule famille d'inclusions a été identifiée dans les trois échantillons. Ces inclusions peuvent être isolées ou disposées en plans d'inclusions de fluides subparallèles aux plans de fractures C et T de Riedel précédemment décrits dans la [Chapitre IV - 1](#). Il s'agit d'inclusions primaires, pseudo-secondaires et secondaires à deux phases (i.e. liquide/gaz) à température ambiante (Fig. VII-1-A2, A3, A4 & A5). Le liquide est majoritaire avec un rapport vapeur/liquide de 0.25. La taille des inclusions évolue de 2 à 10 µm avec une forme sphérique à ellipsoïdale. Les plans d'inclusions sont composés par des inclusions de petite taille ; ces inclusions n'ont pas pu être systématiquement analysées et discutées dans cette étude.

VII-1-3-Microthermométrie

17 inclusions fluides ont pu être analysées dans les 2 échantillons. La température de première fusion de la glace (i.e. « *first melting temperature* », température à laquelle le fluide coexiste pour la première fois avec le solide) est comprise entre -8°C et -26°C avec une moyenne arithmétique proche des -14.5°C. Cette température moyenne est légèrement

supérieure aux températures de point eutectique publiées pour le système NaCl-H₂O (-22.9°C; Crawford, 1981; -21.2°C; Borisenko, 1977). La température de fusion complète de la glace est comprise entre -4°C et 1°C (-11°C pour le système H₂O-NaCl-CH₄; Becker et al., 2010). Ces températures impliquent des salinités très basses, comprise entre 4.9 % à 6.3% en équivalent NaCl, d'après les équations de Brown and Lamb (1989). Les températures d'homogénéisation de la phase liquide après correction sont comprises entre 177°C et 231°C. Les calculs de densité sont compris entre 0.912 and 0.919 g/cm³ (Brown and Lamb, 1989).

Nos observations pétrographiques donnent des évidences pour une immiscibilité dans un système eau-sel-gaz lors du piégeage des inclusions de fluides. Le fait qu'une partie d'entre elles soient des inclusions primaires dans les prismes de quartz euhedraux nous autorise à utiliser la microthermométrie des inclusions de fluides dans le but de déterminer la température de minéralisation des ces veines.

VII-1-4-Températures de piégeage et conditions P-T d'activité des failles-

Les résultats de la méthode sont illustrés en Figure VII-1-C. Les isochores ont été construites à partir du programme FLINCOR (Brown, 1989), dans le but de moyenner les valeurs microthermométriques de la Figure VII-1-B.

Les températures d'homogénéisation de l'échantillon ESF1b (plan principal de la faille) sont majoritairement supérieures à celles de l'échantillon ESF2a (zone d'endommagement de la faille). Ainsi, les isochores de l'échantillon ESF1b sont situées majoritairement à droite des isochores de l'échantillon ESF2a. De ce fait, elles sont susceptibles de donner des températures plus élevées pour des pressions de piégeage équivalentes. Cependant, le manque de données statistiques sur cette distribution spatiale ne nous permet pas de discuter avec certitude une différence de température entre la zone d'endommagement et la roche de faille. De plus, deux isochores de l'échantillon ESF2a sont situés dans la même gamme que celles de l'échantillon ESF1b.

Etant donné l'absence d'inclusions de fluides de chimies différentes, nous ne pouvons faire qu'une hypothèse sur la pression de piégeage, nécessaire à la détermination de la température de piégeage à partir de l'isochore. La température de piégeage minimum des inclusions de fluides est leur température d'homogénéisation (160 à 210°C). Cette dernière

est très proche des températures maximales atteintes par le massif de l'Estrop (environ 200°C), déduites des données de réflectance de la vitrinite (Fig. III-5). Ainsi, la pression de piégeage de ces inclusions fluides doit être proche de la pression subie sous enfouissement maximal du protolithe, i.e. 5 à 7 km pour un gradient géothermique moyen de 25-30°C/km. Ces mêmes données de réflectance de vitrinite n'ont pas enregistré d'anomalies thermiques dans les zones de failles au voisinage des importantes minéralisations de quartz (Partie III). De même, les analyses isotopiques ne montrent pas de signature allochtone du fluide présent dans les veines associées aux failles; ce fait exclut également l'hypothèse d'une anomalie thermique dans les zones de failles liée à une circulation de fluides de grande échelle (Partie VII -2).

Pour ces raisons, nous proposons que la température de piégeage des inclusions de fluides ait été acquise dans une fourchette de pression correspondant à l'enfouissement maximal du massif, entre pression lithostatique et pression hydrostatique (Fig. VII-1-C) et ne soit pas supérieure à la température maximale atteinte par le protolithe. Cette dernière contrainte place la gamme de pression d'activité des failles dans une fourchette proche de la gamme de pression hydrostatique et une température d'environ 200°C.

Cette gamme de température est cohérente avec la gamme de températures déterminée à partir de la modélisation des compositions chimiques des chlorites syncinématiques présentes dans la roche de faille foliée (10ES54) (Chapitre VI). Elle correspond à des conditions de déformation dans le domaine de métamorphisme de très bas degré ou anchizone.

VII-2- Géochimie des isotopes stables (oxygène et carbone) des carbonates

VII-2-1-Echantillonnage

Les analyses d'isotopes stables légers ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) ont été effectuées sur 129 échantillons issus de 6 types d'objets structuraux différents présents dans les zones de failles des secteurs de l'Estrop et de Point Vert-Restefond : le grès encaissant, la pélite encaissante, la roche de faille foliée (i.e. comportant des phyllosilicates néoformés), les veines de calcite, les veines à bi-remplissage de quartz-calcite, la gouge. De plus, Les Marnes Bleues du secteur de

l'Estrop ainsi que les veines et carbonates encaissants d'âge crétacé de la zone de faille du Col des Fourches ont également été analysées (Fig. IV-1-1).

L'échantillonnage de la poudre analysée a été pratiqué à l'aide d'une mini-perceuse à pointe métallique. Sur les 129 échantillons, seuls 99 ont eu des teneurs en calcite suffisantes pour obtenir une analyse.

VII-2-2-Technique analytique et méthodologie

Les analyses ont été effectuées à l'Universitat de Barcelona. Les échantillons de poudre ont été mis à réagir pendant 2 minutes avec de l'acide phosphorique ($60 \pm 10 \mu\text{g}$ de poudre pour 103% d'acide phosphorique à 70°C). Le CO_2 libéré a été analysé par un analyseur élémentaire automatique Kiel Carbonate Device connecté à un spectromètre de masse de type Thermo Finnigan MAT 252. Le résultat est exprimé en ‰. La précision des résultats est de $\pm 0.02\text{‰}$ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et de $\pm 0.04\text{‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$. Les résultats ont été corrigés suivant les procédures standardisées (Craig et Gordon, 1965 ; Claypol et al., 1980). Le standard utilisé est le VPDB international de Vienne.

VII-2-3-Résultats

a) Grès et pélites encaissants (hors zones de failles)

La figure VII-2-1A montre la répartition des compositions en isotopes O-C des grès et pélites issus des deux secteurs d'études. Celles-ci sont présentées aux cotés des données issues de l'étude diagénétique des Grès d'Annot de Labaume et al. (2008b).

Les valeurs des grès du secteur de l'Estrop sont comprises entre -14.5‰ et -13‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -1.75‰ et -0.9‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs des pélites sont comprises entre -12.3‰ et -8‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -1.7‰ et -0.75‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. VII-2-1B).

Les valeurs des grès du secteur de Point-Vert-Restefond sont comprises entre -17‰ et -13‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -2.10‰ et -0.6‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. La gamme de valeurs pour les pélites est plus restreinte et est comprise à l'intérieur de celle des grès : environ -15‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et environ -1.15‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pour les grès sont en moyenne

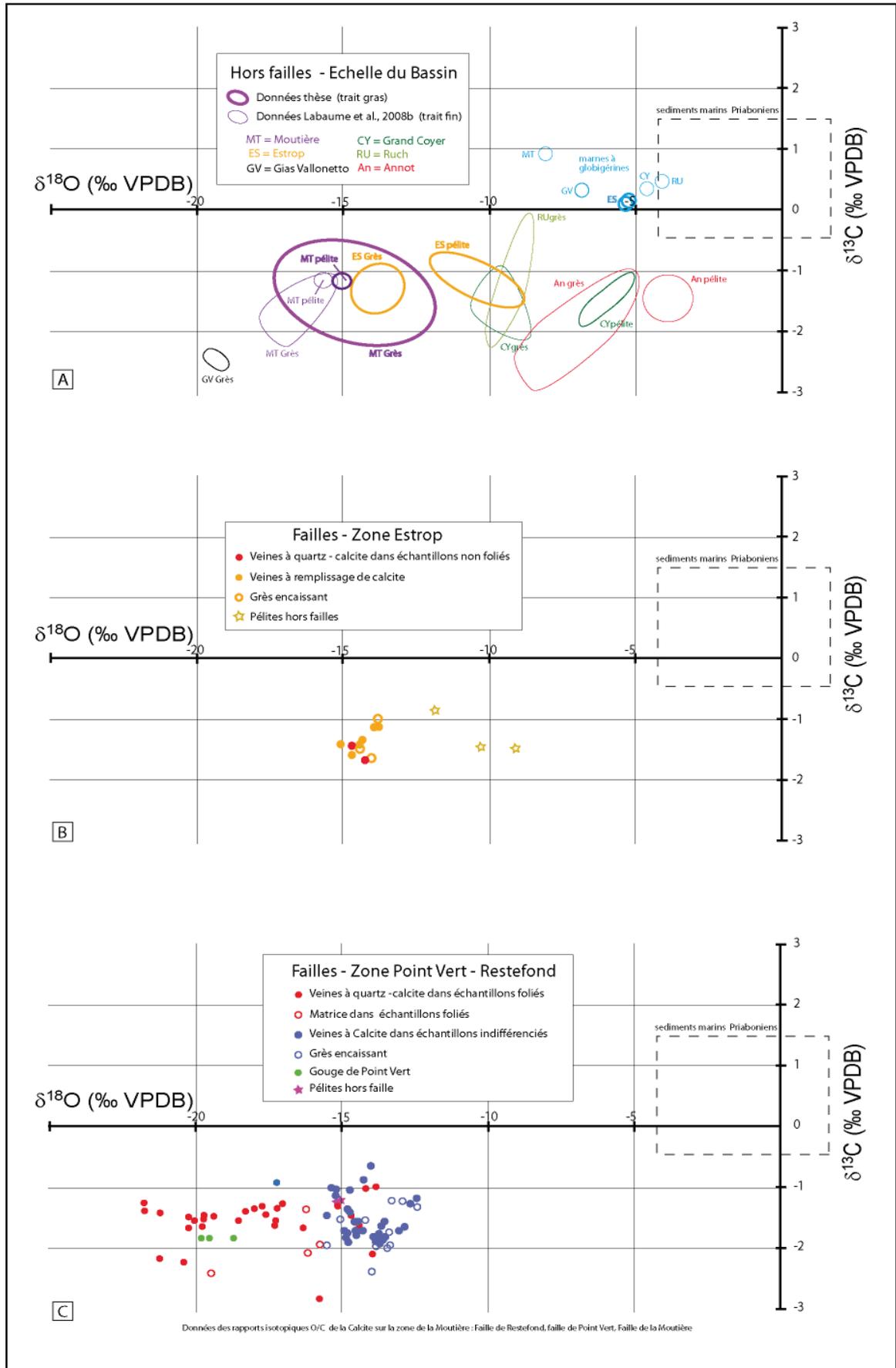


Figure VII-2-1 : Valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) et $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), **(A)** des grès et pélites des Grès d'Annot (hors failles) en fonction de la localisation géographique ; **(B)** des veines et protolithes des failles du secteur de l'Estrop ; **(C)** des veines, roches de failles et protolithes du secteur de Point Vert-Restefond (Moutière).

supérieures aux valeurs de [Labaume et al. \(2008b\)](#), avec un étalement plus large ; les valeurs des pélites sont très similaires.

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ du secteur de l'Estrop sont intermédiaires entre celles du Grand Coyer et celles de la Point Vert-Restefond, mais cependant plus proches de ces dernières. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont stables sur l'ensemble des secteurs ([Fig. VII-2-1A & B](#)). Notons que les valeurs des pélites sont moins négatives que celles des grès pour le secteur de l'Estrop tandis que les valeurs des pélites pour le secteur de Point Vert-Restefond sont similaires à celles des grès.

Les Marnes à Globigérines du secteur de l'Estrop ont également des valeurs intermédiaires à celles des secteurs du Grand Coyer et des secteurs internes (Point Vert-Restefond et Gias Vallonetto). Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont légèrement positives (0‰ à 1‰) et similaires à celles des sédiments marins d'âge Priabonien ([Fig. VII-2-1A](#)).

b) La roche foliée

Dans le cas du secteur de l'Estrop, un seul de nos échantillons est folié (10ES54). Il n'a pas pu être analysé du fait de la trop faible teneur en carbonates de la roche.

Dans le cas du secteur de Point Vert-Restefond, les échantillons foliés ont des compositions comprises entre -22‰ et -13.5‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -2.8‰ et -0.99‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ ([Fig. VII-2-1C](#)). Le barycentre de ces points est proche d'une composition de -17.5‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -1.5‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. L'écart type est important mais l'essentiel des valeurs (29/34, soit 85%) possède une valeur inférieure à -15‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$. Par opposition, la plupart des valeurs des roches non foliées (bleues) sont supérieures à -15‰ (38/44 soit 86%). Le décalage de la moyenne des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ entre roche non foliée et roche foliée est de l'ordre de -2‰.

c) Les veines de calcite

Les veines à remplissage calcitique ne sont présentes que dans le secteur de Point Vert-Restefond dans le grès encaissant non folié. Les analyses présentées en [figure VII-2-1C](#) correspondent à ces deux cas.

Les valeurs isotopiques de ces veines sont comprises entre -16‰ et -12.5‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -2‰ et -0.6‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Ces valeurs sont équivalentes à légèrement inférieures à celles du grès encaissant.

d) Les veines de quartz-calcite

Les veines de quartz-calcite du secteur de l'Estrop montrent des valeurs isotopiques comprises entre -15.1‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -13.8‰ et entre -1.6‰ et -1.3‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Ces valeurs sont équivalentes à très légèrement inférieures à celles du grès encaissant ([Fig. VII-2-1B](#)).

Les veines de quartz-calcite de la zone de Point Vert-Restefond sont présentes dans les échantillons foliés et montrent des valeurs comprises entre -22‰ et -14‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -2.8‰ et -1‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. L'étalement en $\delta^{18}\text{O}$ est important mais l'essentiel des valeurs (23/30, soit 77%) ont des rapports inférieurs à -16‰ $\delta^{18}\text{O}$, tandis que l'essentiel des rapports de la matrice foliée (3/4 soit 75%) a des valeurs supérieures ou égales à -16‰. Les veines de quartz-calcite des échantillons foliés ont des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ nettement inférieures à celles de la matrice foliée, des veines de calcite et des roches non foliées ([Fig. VII-2-1C](#)).

e) La gouge de faille

La gouge de faille est composée d'un mélange de fragments de grès folié et d'une matrice pélitique avec une probable recristallisation de phyllosilicates (Voir [partie IV-2](#)). Les valeurs isotopiques issues des carbonates présents dans la matrice pélitique de la gouge sont comprises entre -20‰ et -18‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de -1.8‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ ([Fig. VII-2-1C](#)). Ces valeurs sont nettement inférieures à celles des pélites encaissantes (-15‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -1.15‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$).

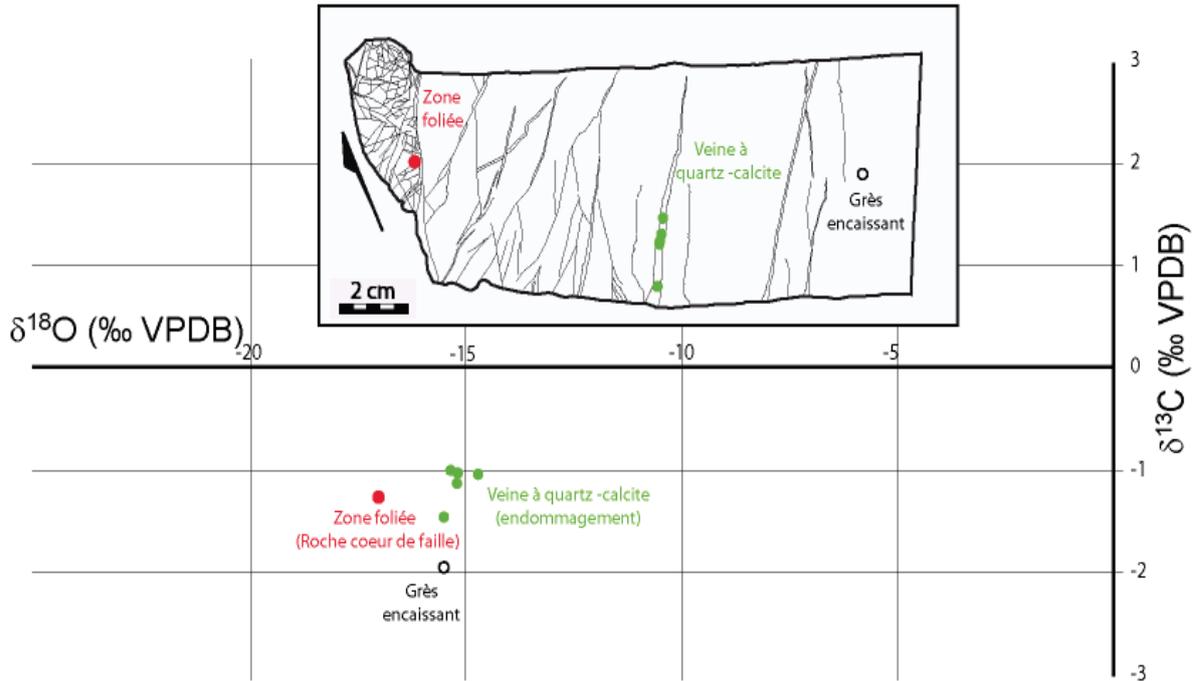


Figure VII-2-2 : Valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) et $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) au sein d'un échantillon de roche de faille montrant la transition entre le cœur de faille folié (partie gauche), la zone endommagée (centre) et la zone non déformée (partie droite). L'échantillon est situé en bordure d'une faille à rejet métrique au col de la Moutière.

f) Variabilité au sein d'un échantillon

La figure VII-2-2 montre la variabilité spatiale des analyses en isotopes stables en fonction du degré de déformation au sein d'un échantillon de roche de faille bordant une faille à rejet métrique au col de la Moutière (Figure IV-8)(in Du Bernard, 2002). Cet échantillon montre un fort gradient de déformation entre une brèche de faille à éléments foliés et cimentés (quartz et calcite) dans sa partie gauche et une zone fracturée non déformée dans sa partie droite. La partie centrale présente un réseau de fractures associées à l'endommagement de la faille et s'ouvrant en biseau vers le bas de la couche. Ces fractures d'extrados accommodent le plissement de la couche de grès correspondant au crochon de la faille et sont scellées par du quartz prismatique et de la calcite.

Le grès encaissant non folié donne des valeurs de -15.5‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de -1.8‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs des veines de quartz-calcite de la zone d'endommagement sont supérieures pour le $\delta^{13}\text{C}$ (-1‰ et -1.5‰) et équivalentes pour le $\delta^{18}\text{O}$. La roche de

faille foliée possède des valeurs isotopiques plus basses pour le ^{18}O (-17.5‰) et équivalentes aux veines pour le $\delta^{13}\text{C}$ (-1.2‰).

g) Calcul de la composition isotopique de l'eau diagénétique -

Le calcul de la composition isotopique de l'oxygène (^{18}O) de l'eau de précipitation du carbonate est réalisée en utilisant le tableau de corrélation de Zheng (1999) (Lacroix et al., 2012) (Fig. VII-2-3). Pour le calcul, nous avons utilisé les températures d'activité des zones de failles données par les deux thermomètres utilisés : (1) la microthermométrie des inclusions de fluides dans les ciments des veines et (2) la modélisation des compositions chimiques des chlorites syncinématiques. Les deux méthodes donnent des températures équivalentes sur un même secteur, soit 200°C pour l'Estrop et 200-250°C pour Point Vert - Restefond.

Les compositions isotopiques de l'eau obtenues pour la roche hôte du secteur de l'Estrop sont comprises entre +6 et +8‰, tandis que celles obtenues pour le secteur Point Vert-Restefond sont comprises entre +4 et +8‰ (Fig. VII-2-3). Pour les veines à quartz-calcite, la composition isotopique de l'eau est équivalente (+6 à +8‰) à celle de la roche hôte pour les failles du secteur de l'Estrop tandis que ces compositions sont plus négatives que les valeurs de la roche hôte pour le secteur de Point Vert-Restefond (-1 à +8‰) (Fig. VII-2-3).

VII-2-4-Relations entre signal géochimique, déformation et température

a) Echelle du bassin

Les sédiments marins du Priabonien et de l'Oligocène inférieur ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -4.0 et +2.0‰PDB, et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre +0.3 et +2.8‰PDB (Shackleton & Kennet, 1975 ; Hudson & Anderson, 1989). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des Marnes Bleues à globigérines du Ruch sont dans cette gamme et attestent de l'origine marine du carbonate présent dans celles-ci (Labaume et al., 2008b) (Fig. VII-2-3).

La gamme de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ commune à l'ensemble des zones étudiées dans les Grès d'Annot montrent que les ciments de carbonates sont intra-formationnels et ne possèdent pas de signature géochimique exotique (Fig. VII-2-4). De plus, ces données ne montrent pas non plus de tendance vers des valeurs plus négatives ; ceci est interprété

comme une absence de source importante d'oxydation ou de décarboxylation de la matière organique dans les séries étudiées.

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des ciments calcitiques des grès et pélites du secteur de l'Estrop s'intercalent entre celles des secteurs du Grand Coyer et de Point Vert-Restefond, en cohérence avec la diagénèse croissante d'ouest en est (Fig. VII-2-4).

La décroissance vers l'est du $\delta^{18}\text{O}$ des Grès d'Annot entre les différents secteurs est en accord avec l'enfouissement différentiel de la série dans le prisme orogénique, décrite par Labaume et al. (2008b) (voir Partie III-2). Ce phénomène est interprété comme le résultat de la recristallisation des carbonates sous l'effet de l'augmentation de température, elle-même lié à l'enfouissement (Labaume et al., 2008b). L'intensité des interactions fluides-roches (i.e. eau-grains silicatés) est thermo-croissante car favorisée par des mécanismes diagénétiques eux-mêmes thermo-dépendants : pression-solution du quartz et des feldspaths, illitisation/muscovitisation des minéraux argileux et des feldspaths.

b) *Roches encaissantes*

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives pour les grès que pour les pélites d'une même zone sont interprété par le fait que les pélites possèdent une plus grande abondance en fossiles marins (i.e. un signal diagénétique moins marqué) alors que dans les grès, où le ciment diagénétique représente la plus grande part du carbonate, les recristallisations du ciment prennent une part plus importante dans le signal géochimique final (Labaume et al., 2008b). La différence s'estompe pour les zones internes (Moutière et Gias Valloneto) où la plus forte diagenèse est enregistrée par une recristallisation importante des carbonates, pélites comprises.

c) *échantillon folié*

L'acquisition de la foliation dans la roche de faille est corrélée avec une diminution du $\delta^{18}\text{O}$. Cette corrélation est probablement due à la conjugaison des deux principaux types d'interactions fluide-roche qui participent au développement de la foliation : la pression-solution des silicates (quartz, feldspaths) et la muscovitisation des feldspaths. Ces processus sont également actifs dans la roche encaissante mais cependant moins exprimés.

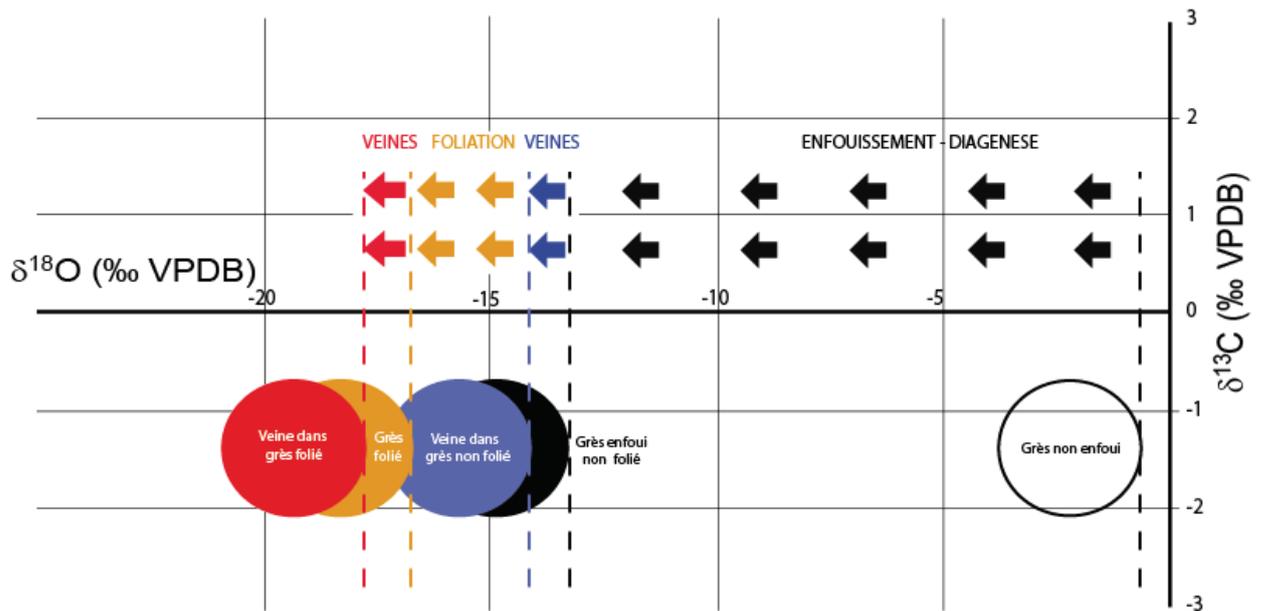


Figure VII-2-3 : Schéma synthétique présentant le rôle des principaux mécanismes sur le signal en $\delta^{18}\text{O}$: diagénèse, foliation et veines.

En effet, l'intense micro-fracturation intragranulaire dans la roche de faille foliée augmente le nombre de surfaces réactionnelles pour les interactions fluide-roche. De plus, les surfaces nouvellement créées sont « fraîches » et en important déséquilibre géochimique avec l'eau. Notons enfin que l'importante quantité de phyllosilicates dans les roches foliées favorise aussi les phénomènes de pression-solution (Renard et al., 1997).

Les valeurs stables en $\delta^{13}\text{C}$ attestent du caractère intraformationnel des fluides à l'origine des minéralisations de carbonates dans la zone de faille. L'absence de signal géochimique de source exotique exclut l'hypothèse de faille drain de grande échelle verticale au cours de la déformation.

La décroissance du $\delta^{18}\text{O}$ à l'échelle centimétrique au sein d'un même échantillon permet de discuter le degré d'interaction fluide-roche au sein d'une zone de faille à rejet métrique. La partie foliée de l'échantillon correspond la valeur la plus négative du $\delta^{18}\text{O}$. L'augmentation du degré d'interaction fluide roche semble être dans ce cas d'échelle très local et intimement lié au type de microstructure. Le faible rejet de la faille suggère que sa longueur est également faible (cf. rapport rejet-longueur (Fossen, 2010)), ce qui écarte l'hypothèse que la faille puisse drainer une zone large et expliquer un signal géochimique différent de celui du grès encaissant par transfert de fluides.

d) *Gouge*–

Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des pélites présentes dans la gouge sont plus négatives que les valeurs moyennes des pélites encaissantes (Fig. VII-2-1C). Ceci atteste que les pélites n'ont pas été seulement incorporées à la gouge de façon passive et mécanique, mais ont subi des interactions fluide-roche similaires à celles des roches foliées. D'un point de vue microstructural, nous avons vu que la gouge de faille montre une fabrique foliée avec localement des néoformations probables de phyllosilicates et localement une néoformation d'un phyllosilicate magnésien non déterminé (voir Partie IV-2). Deux hypothèses sont avancées pour expliquer ce signal géochimique : (1) le signal enregistré est relatif à des réactions de néoformation de phyllosilicates au sein des pélites de la gouge ; (2) nos trois analyses ont, malgré les précautions d'échantillonnage, porté sur des microclastes de grès foliés, mécaniquement entraînés dans la gouge.

Le groupement des valeurs négatives concernant la gouge, son étude microstructurale en chapitre IV et les précautions d'échantillonnage (i.e. partie homogène et argileuse de la gouge) nous emmènent à favoriser la première hypothèse sans pour autant trancher de façon définitive : des analyses microstructurales, minéralogiques et géochimiques supplémentaires sont nécessaires.

e) *Veines*–

Toutes les veines (i.e. à remplissage de quartz calcite ou de calcite seule) ont des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ systématiquement plus faibles que leur roche encaissante, que celle-ci soit foliée ou non. Ceci démontre que le remplissage de ces veines a enregistré le signal géochimique d'un fluide en déséquilibre avec l'encaissant. Les observations microstructurales (Chapitre IV) ont montrées que cette diminution du $\delta^{18}\text{O}$ est associée aux interactions fluide-roche de type pression-solution du quartz et de la calcite, ou, pour les roches foliées, de néoformation de phyllosilicates.

f) *Rôle de la température vs rôle de la déformation*

Prenons l'exemple de la zone d'étude de Point Vert-Restefond : les analyses de réflectance de la vitrinite dans les grès et les pélites encaissantes attestent d'une température maximale atteinte par le protolithe de l'ordre de 240-260°C. Les deux principaux thermomètres utilisés dans cette étude (i.e. inclusions fluides et modélisation de la chimie des chlorites) attestent d'une température d'activité des failles légèrement plus faible, i.e. autour de 200°C. Ainsi, malgré l'activité de la faille à température plus basse que la Tmax du protolithe, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des roches de failles (i.e. veines et roches foliées) sont plus négatives que celles de leur encaissant (Fig. VII-2-4). Ceci démontre la relation de premier ordre entre le signal géochimique et l'intensité de la déformation dans les roches de failles : les interactions fluide-roches sont favorisées par la température, mais aussi, et surtout dans ce cas, par la désagrégation mécanique de la roche. En effet, les mêmes mécanismes sont potentiellement actifs dans le grès encaissant et dans la roche de faille, cependant, la multiplication des surfaces réactionnelles par désagrégation mécanique favorise celles-ci dans la roche de faille (voir discussion ci-dessus sur la roche foliée).

VII-3-Géochimie des isotopes stables de l'oxygène dans le quartz

VII-3-1-Echantillonnage et méthodologie

Les analyses des isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) dans le quartz ont été effectuées sur 9 échantillons des roches de failles (veines et matrice) des secteurs de Point Vert-Restefond et de l'Estrop (Fig. IV-1-1) : (1) une veine de quartz d'une lentille foliée de la zone cœur de la faille de Restefond, (2) la brèche dilatante à cimentation de quartz en terminaison de la faille de Restefond, (3) les ciments de quartz sombres (à inclusions de pélites) des failles du Cairn et de la Baisse de l'Aiguille sur le secteur de l'Estrop, (4) les ciments de quartz blanc de la faille du Cairn. L'échantillonnage de la poudre nécessaire aux analyses a été pratiqué à l'aide d'une mini-perceuse à pointe diamantée. Les analyses ont été effectuées à l'Université de Lausanne, Géosciences et Environnement par [Brice Lacroix](#).

VII-3-2-Résultats

Les résultats ont été convertis du référentiel SMOW au référentiel PDB suivant l'équation ci dessous :

$$(\delta^{18}\text{O})_{\text{PDB}} = 30.86\text{‰} + 1.03086 \times (\delta^{18}\text{O})_{\text{SMOW}}$$

Les $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) des ciments de quartz des failles du secteur de l'Estrop s'étalent de -12.86‰ à -10.13‰ (Fig. VII-3-1). Les minéralisations de quartz blanc ont les valeurs les moins négatives tandis que les minéralisations de quartz sombre (à inclusions de pérites) ont les valeurs les plus négatives.

Les $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) des ciments de quartz des failles du secteur de Point Vert-Restefond s'étalent de -14.35‰ à -12.68‰ et sont inférieurs à ceux de l'Estrop (Fig. VII-3-1). Les deux échantillons issus des veines de quartz de la lentille foliée ont des valeurs moins négatives que les minéralisations de quartz de la brèche dilatante.

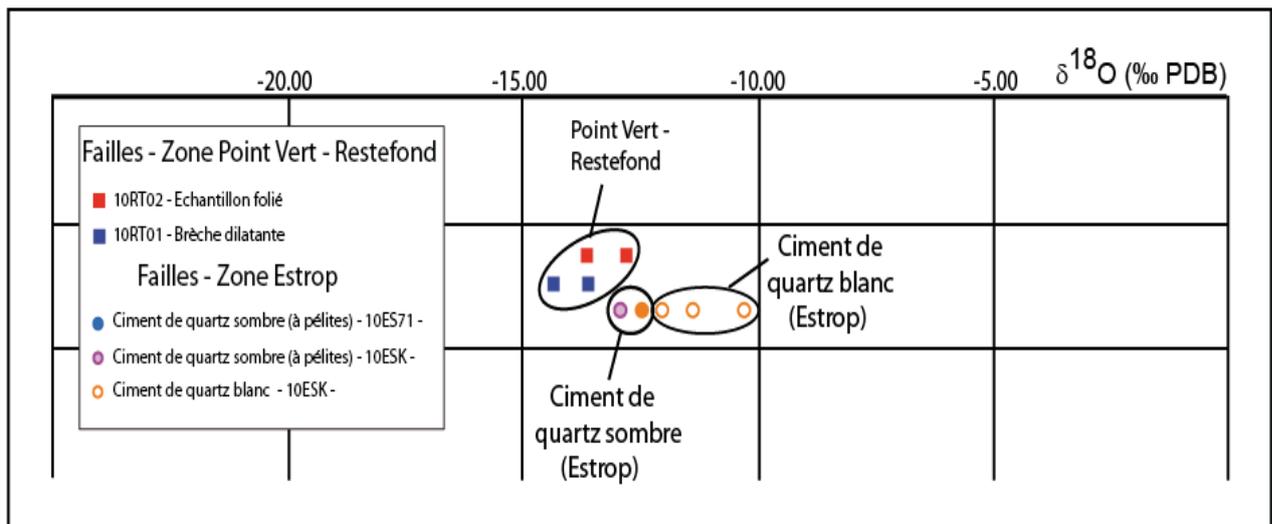


Figure VII-3-1 : Valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) dans le quartz sur les principaux ciments des zones de l'Estrop et de Point Vert-Restefond .

VII-3-3-Interprétations

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives du secteur de Point Vert-Restefond que celles du secteur de l'Estrop résultent probablement d'interactions fluide-roche plus développées dans le premier cas. Trois raisons peuvent en être la cause : (1) la température maximale du protolithe plus élevée dans le secteur de Point Vert-Restefond. Dans cette hypothèse, la solubilisation de la silice lors de la déformation n'a pas affecté cette différence de valeurs ; (2) la température d'activité des failles plus élevée dans le secteur de Point Vert-Restefond ; (3) le plus grand développement de la foliation dans les zones de failles de Point-Vert Restefond alors qu'elle est très peu présente dans celles de l'Estrop. Les processus physico-chimiques (fracturation, pression-solution du quartz, muscovitisation des feldspaths) participant à l'acquisition de la foliation sont en effet intimement liés aux interactions fluide-roche susceptibles d'affecter la valeur isotopique de l'eau. Notons que ces trois hypothèses ne sont pas exclusives les unes aux autres.

Cependant, les deux échantillons foliés du secteur de Point Vert-Restefond montrent des valeurs équivalentes à légèrement inférieures à celles de la brèche dilatante du même secteur. Si ces valeurs sont représentatives, elles posent la question de l'échelle de transfert de fluides sur cette zone. Sur la base d'observations structurales (longueur et connectivité des veines), l'échelle de transfert sur le secteur de Point Vert-Restefond semble au plus métrique ([Partie IV](#)). La différence de valeurs entre ces deux objets ne nous semble donc pas significative.

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des minéralisations de quartz blanc dans les failles de l'Estrop sont moins négatives que les cimentations de quartz à impuretés (notamment des pélites). Ce fait peut être interprété suivant deux hypothèses : (1) ce signal résulte des interactions fluide-roche favorisées au contact des pélites, riches en phyllosilicates ; ceux-ci ont pu encourager les interactions fluides-roches de type pression-solution ; (2) la température au cours de la cimentation de quartz « sombre » dans la faille est supérieure à celle lors de la cimentation de quartz blanc. Cette dernière hypothèse est cependant démentie par la microthermométrie des inclusions de fluides ([partie VII-1](#)).

Il serait intéressant de multiplier les analyses isotopiques dans les ciments de quartz sur ces deux zones d'étude afin de discuter les différentes hypothèses avancées sur une meilleure base statistique.

- VII - 4 – Synthèse sur l'ouverture des veines et leurs remplissages

VII - 4-1 - Secteur de l'Estrop -

Les veines de quartz du secteur de l'Estrop ont cristallisé dans une gamme de température comprise entre 190°C et 230°C. Elles montrent toutes un remplissage de type euhedral, à texture *blocky* et/ou *blocky* microcristalline. Dans le cas du quartz euhedral, le remplissage peut être partiel, des pores étant préservés entre les prismes (Fig. VII-4-1 A). Le fait marquant sur le secteur de l'Estrop est l'absence de veines à texture fibreuse.

Deux solutions s'offrent pour expliquer la présence de ces trois textures et l'absence de veines fibreuse (i.e. d'ouverture en crack-seal, cf. partie IV-2) : (1) le déplacement d'ouverture final a été acquis dans un premier temps, le remplissage s'est produit dans un second temps dans l'espace disponible (Laubach et al., 2003,2006) ; (2) l'ouverture a été progressive mais plus rapide que le remplissage de la veine. Ainsi, le remplissage s'est produit :

- (i) soit sous forme de surcroissances de quartz à partir des grains détritiques présents aux épontes ; ceci donne un scellement total des veines à petit déplacement d'ouverture (Fig. VII-4-1A ; observations en Fig. IV-2-27&28), ou un scellement à ponts de quartz (si l'axe c du quartz est orienté favorablement dans les grains détritiques des épontes) ou encore à quartz euhedral pour un scellement partiel des fractures les plus larges. La calcite peut également cristalliser en remplissage final. Cependant, sa précipitation n'est pas systématique.

Au cours de leur ouverture, et compte tenu de l'absence de texture en *crack-seal*, ces veines ne sont pas scellées totalement par les prismes de quartz et l'écoulement longitudinal reste possible (drain) tant que la calcite n'a pas cristallisé (Fig. VII-4-1A observations en Fig. IV-2-27&28). Postérieurement à la déformation, les veines à faible déplacement d'ouverture totalement scellées sont des barrières, les veines prismatiques sans calcite restent des drains et les veines prismatiques avec calcite sont des barrières longitudinales.

- (ii) soit sous forme d'un remplissage total par un ciment de quartz limpide à texture *blocky* macrocristalline. Ce ciment remplit des fractures

interprétées comme syncinématiques et est à son tour recoupé par des cimentations syncinématiques ultérieures. Ceci suggère que ce type de cimentation est synchrone de l'activité de la faille.

Ainsi, au cours de l'activité de la faille, il est probable que ces fractures soient restées partiellement ou totalement vides et que les fluides aient pu circuler aisément. Ceux-ci ont précipité pour sceller la veine et en faire une barrière à l'écoulement longitudinal post-déformation (Fig. VII-4-1B).

- (iii) Sous forme d'un remplissage total par un ciment limpide de texture microcristalline dans les micro-cisaillements à très faible ouverture. Ce type de texture suggère que (a) soit les cristaux n'ont pas eu de place pour se développer, (b) soit qu'un paramètre thermodynamique a privilégié le taux de nucléation par rapport au taux de croissance des cristaux (Onasch et al., 2010). Cependant, la présence de texture macrocristalline associée à ces textures microcristallines dans un même relai extensif privilégie la première hypothèse.
- (iv) soit sous forme d'un remplissage total par un ciment de quartz sombre à texture *blocky* microcristalline présentant, entre les cristaux de quartz, des fragments détritiques allochtones de pélites, de phyllosilicates, de feldspaths et de quartz. Ce type de remplissage est présent sur d'importants volumes minéralisés en placage sur les miroirs de failles majeures et en zone d'endommagement de ceux-ci, sous forme de figure d'injection (Partie IV-1 ; Fig. IV-1-31). Cette texture microcristalline suggère que le taux de nucléation des cristaux a été ici bien plus important que le taux de croissance des cristaux (Onasch et al., 2010). Cependant, une nouvelle fois, des arguments microstructuraux montre une corrélation claire entre taille des cristaux et densité de fragments détritiques. Ainsi, plus les fragments détritiques sont nombreux, plus les cristaux de quartz sont petits. Nous interprétons ce fait comme la démonstration que le taux de nucléation du quartz (i.e le nombre de cristaux de quartz) est encouragé par la présence de nombreux sites de nucléation potentiels (i.e les fragments détritiques).

Ainsi, au cours de la déformation, les fluides circulant dans ces fractures semblent avoir transporté de la matière (fragments détritiques). Ce fait étaye l'hypothèse d'un drain syn-déformation (Fig. VII – 4 -1C). Notons que les cyclicités de cimentation démontrent que ce drainage a été épisodique. Postérieurement à la déformation, le remplissage est total et les micropores associés aux fragments détritiques ne semblent que peu connectés. Ces veines sont alors des barrières multidirectionnelles à l'écoulement des fluides (Fig. VII – 4 -1C)

VII -4-2- Secteur de Point Vert-Restefond

Les roches de failles du secteur de Point Vert-Restefond fonctionne dans une gamme de température comprise entre 195°C et 268°C et montrent deux types principaux de veines associées à la déformation dans: (i) les veines fibreuses à remplissage de quartz ou de quartz-calcite (Fig. VII – 4 – 1 A) et (ii) les veines prismatiques à remplissage de quartz à habitus euhedral exclusif ou de quartz euhedral-calcite (Fig. VII – 4 – 1 A), similaires aux veines du secteur de l'Estrop. Les veines prismatiques (quartz-calcite ou quartz seulement) recoupent systématiquement les veines fibreuses. Ces dernières peuvent avoir subies une rotation liée aux déformations aux limites avant d'être affectées par les veines prismatiques (échantillon PV2 – Partie IV-2 ; Fig. IV-2-12).

Les veines fibreuses montrent une texture caractéristique de *crack-seal* matérialisée par des plans d'inclusions de fluides subparallèles aux épontes de la veine. Cette texture suggère une ouverture syntaxiale et se retrouve aussi bien dans les fibres de quartz que dans les fibres de calcite. Ces inclusions de fluides ont une largeur de l'ordre de 10µm. Cette texture suggère que l'ouverture maximale de la veine, i.e. l'espace disponible au cours de son ouverture ne fut jamais plus large que la largeur maximale des inclusions de fluides (Becker et al., 2010 ; Laubach et al., 2003, 2006). Ces veines sont intimement liées au développement de la foliation puisque présentes uniquement dans les échantillons foliés ; le processus de crack-seal est un processus incrémental associé à la pression solution, qui est un des mécanismes majeurs de formation de la foliation.

La transmissivité hydraulique de ces veines, au cours de leur formation et au cours de l'histoire géologique postérieure, est négligeable car elles ont toujours été en grande partie

ou totalement scellées (i.e. à l'exception temporaire du volume correspondant à la largeur des inclusions de fluides) (Fig. VII – 4 – 1 D).

Les veines prismatiques montrent une texture à remplissage de quartz euhedral, les interstices présents entre les prismes pouvant être remplis par de la calcite. Les veines à faible déplacement d'ouverture sont totalement scellée par le quartz et la transition vers la texture prismatique semble ainsi être corrélée (i) au déplacement d'ouverture de la veine, (ii) à l'orientation des grains des épontes de la veine et la possibilité d'une surcroissance bien orientée par rapport à l'axe c du quartz détritique (Fig. VII – 4 – 1 A). Ce dernier cas donne des géométries de ponts de quartz limpide sans texture de *crack-seal*. L'absence de calcite dans ces veines résulte d'une altération météorique plus développée sur l'affleurement de Restefond que sur celui de Point Vert, affleurement où la durée d'exposition à l'altération fut moindre (incision récente par un torrent). De manière analogue au secteur de l'Estrop, les textures des veines prismatiques (absence de *crackseal*) montrent que (i) le déplacement d'ouverture a été acquis avant le remplissage de la veine (ii) la vitesse de remplissage a été inférieure à la vitesse d'ouverture de la veine. A l'échelle de temps géologique, il a été démontré dans le chapitre V que ces veines et leurs remplissages sont associés à l'activité de la faille. Les chronologies de couples de remplissage quartz-calcite présent dans les veines fibreuses et prismatiques montrent que cette succession minéralogique est propre à chaque veine et que l'absence de calcite et le remplissage total de quartz ne résultent que d'un manque d'espace disponible (i.e. faible déplacement d'ouverture). Ainsi, le quartz cristallise en surcroissance à une vitesse donnée: si l'ouverture de la veine est supérieure à cette vitesse de cristallisation du quartz, celui-ci ne peut combler la totalité de l'espace vide. En conséquence, la calcite, à vitesse de cristallisation 30 à 300 fois plus rapide que le quartz (Bjorlykke & Egeberg, 1993), prend le relais et comble le reste de l'espace disponible.

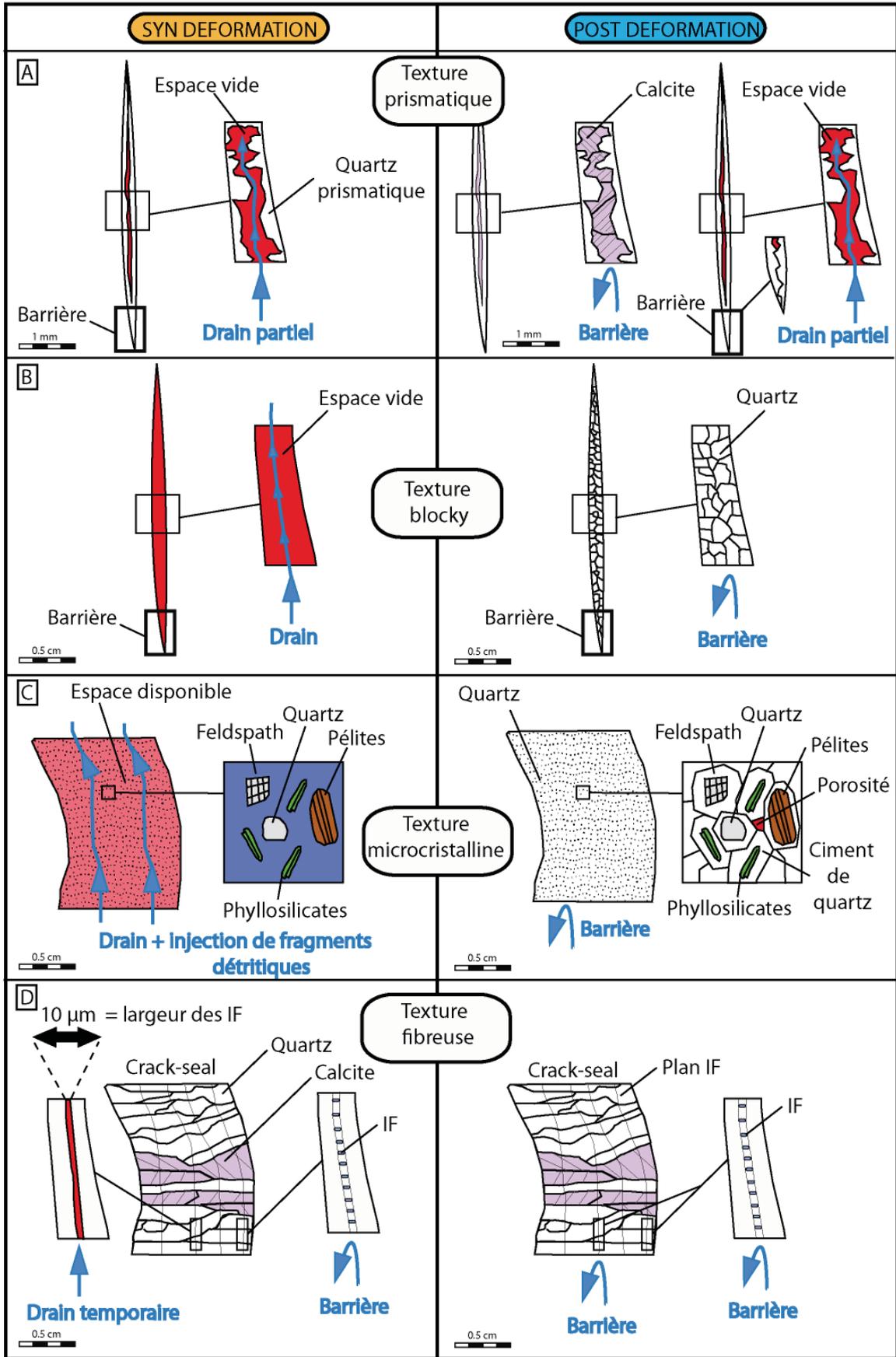


Figure VII – 4 – 1 : Synthèse microstructurale schématique des quatre principales textures de remplissage des veines dans les roches de failles étudiées : implications sur les migrations de fluides suivant l'allongement des fractures. (A) Les remplissages prismatiques sont présents sur les deux secteurs d'études. (B) Les remplissages de type *blocky* sont présents sur le secteur de l'Estrop et dans la brèche dilatante du secteur de Point Vert-Restefond. (C) Les remplissages microcristallins à inclusions de fragments détritiques sont présents uniquement sur le secteur de l'Estrop. (D) Les remplissages fibreux résultant d'un mécanisme de *crack-seal* sont présents uniquement dans les roches foliées du secteur de Point-Vert Restefond.

Pour les failles de Point Vert – Restefond, le manque de connectivité des veines, (ii) l'abondance de pont de quartz présent le long des veines, (iii) et leur faible déplacement d'ouverture autorisant un remplissage total dès leur ouverture attestent d'une faible transmissivité hydraulique. Il semblerait que les veines prismatiques (avec ou sans calcite) du secteur de Point Vert-Restefond ne soient pas des drains préférentiels à l'écoulement des fluides (Chapitre V).

Les différences de texture et de cinématique d'ouverture entre les veines fibreuses et les prismatiques posent des problèmes de cinétique de déformation dans la roche de faille. Cet aspect est discuté dans la Chapitre XIII.

VII-5-Conclusions -

Les conclusions de ce chapitre portant sur les veines syncinématiques dans les failles des secteurs de l'Estrop et de Point Vert-Restefond sont les suivantes :

- (1) Les conditions thermo-barométriques d'activité des failles de l'Estrop sont comprises entre 0.5-0.6 Kbars et 190-200°C. Les conditions thermo-barométriques d'activité des failles de Point Vert - Restefond sont comprises entre 0.6- 1.14 Kbar et 195-268°C
- (2) Les fluides donnant lieu aux précipitations de carbonates dans les ciments et dans les veines syn-cinématiques des deux secteurs d'étude proviennent exclusivement de la formation des Grès d'Annot.
- (3) Les interactions fluide-roche étant activées par la température, l'enfouissement croissant vers l'est et l'augmentation de température associée tendent à faire diminuer les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ enregistré dans les ciments (e.g. Labaume et al., 2008b).

- (4) L'intensité de la déformation et des interactions fluide-roche associées (i.e. acquisition de la foliation) diminue le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré par les précipitations de ciments de carbonates.
- (5) La cinétique, la cinématique et probablement la mécanique de la faille jouent un rôle sur la texture de remplissage des veines syn-cinématiques.
- (6) Les différentes textures de remplissage ont des conséquences différentes sur les migrations de fluides syn- et post-déformation.

Pour finir, notons que les veines décrites dans ce chapitre sont spécifiques des roches de failles gréseuses. Par contre, les fractures, hors zone cœur de failles majeures et se prolongeant dans les pélites des deux zones d'études, ne sont pas scellées. Assumant que les pélites autorisent potentiellement (à même titre que les grès) la précipitation de ciments marqueurs du paléo-circulation de fluides, l'absence de scellement montre que les transferts de fluides sont limités à la roche cœur de faille et à la partie interne de sa zone d'endommagement.

Ainsi, les transferts de fluides ne semblent pas s'effectuer à l'échelle de la série gréso-pélique dans son ensemble au cours de la déformation. Cependant, pour une migration de fluide post-déformation, la prise en compte de cette lacune de scellement est primordiale dans une problématique d'étanchéité des « *top-seal* ». Les niveaux gréseux pourraient jouer le rôle de top seal (scellement partiel ou total des veines et des failles) tandis que les niveaux péliques accueilleraient la porosité de fracture (car fractures non scellées).

VIII-SYNTHESE SUR LES CONDITIONS DE LA DEFORMATION

VIII – SYNTHÈSE SUR LES CONDITIONS DE LA DÉFORMATION ET LES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE

Dans ce chapitre, nous rappelons d'abord les conditions thermo-barométriques d'activité des failles de l'Estrop et de Point Vert-Restefond sous conditions hydratées. Nous discutons ensuite les occurrences, les points communs et les différences des différents objets structuraux décrits au [Chapitre IV](#), ainsi que les interactions fluide-roche associés à la formation des deux principaux types de roche de failles reconnus. Nous discuterons également les implications de la déformation et des interactions fluide-roche sur l'évolution spatiale et temporelle de la zone de faille et synthétiserons celles-ci dans des modèles d'évolution.

VIII - 1 – Rappel de la température maximale atteinte par le protolithe et des conditions pression-température d'activité des failles des deux secteurs d'étude.

A partir des données de réflectance de la vitrinite présentées dans le [chapitre III](#), le protolithe arkosique du secteur de l'Estrop a atteint une température maximale comprise entre 160°C et 190°C. Dans le secteur de Point Vert-Restefond, ce même protolithe arkosique a atteint une température maximale comprise entre 240°C et 260°C. ([Fig. VIII-1](#))

Les zones de faille de l'Estrop ont fonctionné dans une gamme de température comprise entre 170°C et 200°C, estimée à partir des données de micro-thermométrie sur inclusions de fluides et d'indices de réflectance de la vitrinite et de la modélisation de la composition chimique des chlorites néoformées ([Fig. VIII-1](#)). La pression d'activité des failles de l'Estrop a été estimée à partir de la pression de piégeage des inclusions de fluides dans les veines associées à leur fonctionnement. La gamme de pression comprise entre 0.5 et 0.6 GPa est débattue dans la [partie VIII – 3](#).

Les zones de failles de Point-Vert et Restefond ont fonctionné dans une gamme de température comprise entre 195°C et 268°C, estimée à partir des données de micro-thermométrie sur inclusions de fluides ([Partie V-2 ; Cavailhes et al., submitted](#)) et d'indices de cristallinité de l'illite de Kübler ([Lerat et al., 2012](#)) et de la modélisation de la composition chimique des chlorites néoformées ([Leclère et al., 2012](#)) ([Fig. VIII-1](#)).

Les zones de failles de Point-Vert et Restefond ont fonctionné dans une gamme de température comprise entre 195°C et 268°C, estimée à partir des données de micro-thermométrie sur inclusions de fluides ([Partie V-2 ; Cavailhes et al., submitted](#)) et d'indices de cristallinité de l'illite de Kübler ([Lerat et al., 2012](#)) et de la modélisation de la composition chimique des chlorites néoformées ([Leclère et al., 2012](#)) ([Fig. VIII-1](#)). La gamme de pression de fonctionnement de la faille de Restefond, établie à partir de la pression de piégeage des inclusions de fluides dans les veines, est comprise entre 0.6 et 1.14 Bars ([Cavailhes et al., submitted ; Partie V-2](#) de ce mémoire).

FAILLES	Température d'activité des failles à partir de :					Domaine d'activité	
	T max du protolithe (Ro)	Rhéologie des minéraux	Indice de reflectance de vitrinite (Ro)	Microthermométrie Inclusions de fluides	Modélisation sur chlorites		Cristallinité de l'illite
ESTROP	Ro calibrée à partir de Vassoyevitch et al. (1979) 160°C <T< 190°C Cf. Partie III	Passchier & Through (2005) 200°C <T< 280°C Cf. Partie IV	Ro calibrée à partir de Vassoyevitch et al. (1979) T = 170°C Cf. Partie IV Equivalent au T max du protolithe absence d'anomalie thermique	Cf. Partie VII T = 190-200°C P = 0.5 - 0.6 GPa	Vidal et al. (2005); Inoue et al. (2009) 200°C <T< 240°C Cf. Partie VI	Kubler & Jaboyedoff (2000) non effectuée	Very low grade metamorphism Transition Diagenèse-Anchizone
	POINT VERT	240°C <T< 260°C Cf. Partie III	200°C <T< 280°C Cf. Partie IV	T = 200°C Cf. Partie IV Equivalent au T max du protolithe absence d'anomalie thermique	non effectuée	180°C <T< 225°C Cf. Partie VI	Very low grade metamorphism Transition Diagenèse-Anchizone Age Ar/Ar 21 Ma
RESTEFOND	240°C <T< 260°C Cf. Partie III	200°C <T< 280°C Cf. Partie IV	T = 260°C Cf. Partie IV Equivalent au T max du protolithe absence d'anomalie thermique	Cf. Partie V T = 195-268°C P = 0.6 - 1.14 GPa	180°C <T< 220°C Cf. Partie VI	non effectuée	Very low grade metamorphism Transition Diagenèse-Anchizone

Figure VIII-1 : Tableau récapitulatif, pour les différentes zones d'étude, des (i) des températures maximales atteintes par le protolithe et (ii) des températures d'activité des failles, en fonction des différentes méthodes thermo-barométriques utilisées.

VIII – 2 – Les mécanismes actifs dans la déformation des roches de failles étudiées

A partir des observations microstructurales des échantillons des deux principaux types roches de failles, i.e. les brèches de failles cimentées pour l'Estrop et la roche de faille foliée pour Point Vert-Restefond, quatre mécanismes principaux sont reconnus et démontrent l'intime association entre la fracturation et les interactions fluide-roche au cours de la déformation : (i) La micro-fracturation cassante des grains de quartz et de feldspaths, (ii) La pression solution / précipitation des quartz et des feldspaths (stylolithes et veines), (iii) la néoformation de micas blancs (muscovite) par altération des feldspaths et (iv) la précipitation de chlorite syncinématique le long des microcisaillements.

Ces différents mécanismes sont connus pour être actifs dans certaines gammes de température :

(i) La fracturation dans les grains de quartz et de feldspath est active de la surface jusqu'à une température de 250-300°C pour le quartz et 300°C pour le feldspath. Au-delà de ces températures respectives, le comportement devient plastique ([Passchier & Trouw, 2005](#); [Morad et al., 2010](#); [Laubach & Diaz-Tushman, 2009](#)). L'intense fracturation et l'absence de déformation plastique nous donnent une borne supérieure de température de déformation dans les failles étudiées.

(ii) Le mécanisme de transfert des silicates par pression-solution/précipitation est facilité par la température. Ce mécanisme est actif dès les faibles températures présentes en subsurface mais ne devient significatif pour le quartz que pour des températures supérieures à 80-90°C (environ 3 km d'enfouissement) ([Renard & Ortoleva, 1997](#); [Lander & Walderhaug, 1999](#); [Lander et al., 2008](#)). Le fort développement de ce mécanisme nous donne une première borne de température minimale de déformation dans les failles étudiées.

(iii) La muscovitisation des feldspaths est active à partir de 200-240°C et communément décrite dans les conditions de métamorphisme de très bas degré ([Mullis et al., 2002](#)). Ce mécanisme nous donne une seconde borne de température minimale de déformation, plus élevée que celle donnée par la pression solution.

(iv) La précipitation de chlorite est communément décrite dans les milieux réservoirs dès 70°C ([Kubler & Jaboyedoff, 2000](#)). Si la chimie du système l'autorise, celle-ci est très développée à partir de 150°C ([Spotl et al., 1994](#)).

Les associations microstructurales décrites ci-dessus suggèrent donc une gamme de température d'activité de faille comprise entre 200 et 250°C, cohérente avec les résultats de microthermométrie des inclusions de fluides et de modélisation de la chimie des chlorites (Fig. VIII-1). Cependant, les mécanismes dominants au cours de l'activité des zones de failles ne sont pas exprimés de la même façon dans les deux zones étudiées. De plus, à l'échelle de la zone de faille, l'expression de ces mécanismes n'est également pas la même en fonction de la localisation dans le système structural (Fig. VIII-2).

OBJETS STRUCTURAUX	MECANISMES DOMINANTS	ESTROP		POINT VERT RESTEFOND	
		T max protolithe 160°C <T< 190°C	T activité des failles 200°C	T max protolithe 240°C <T< 260°C	T activité des failles 200°C
Roche foliée	(i) Fracturation intra-granulaire (i) Fracturation trans-granulaire (ii) Pression solution quartz (ii) Cimentation quartz (fibreuse) (ii) Cimentation quartz (blocky) (iii) Muscovitisation des Faths (iv) Néof ormation chlorite	Rare. Située dans les quadrants compressifs de failles		Type caractéristique de roche de faille	
Brèche dilatante	(i) Fracturation intra-granulaire (i) Fracturation trans-granulaire (ii) Pression solution quartz (ii) Cimentation quartz (fibreuse) (ii) Cimentation quartz (blocky) (iii) Muscovitisation des Faths (iv) Néof ormation chlorite	Type caractéristique de roche de faille Cyclicité de cimentation		Rares. Situées aux recoupements entre failles et en quadrant extensifs	

Figure VIII-2 : Tableau récapitulatif de l'occurrence des deux principaux types de roches de failles et des 4 principaux mécanismes de déformation et interactions fluide-roche dans les deux secteurs d'étude.

VIII – 3 – Distribution des mécanismes de déformation et d'interactions fluide-roche dans les brèches dilatantes et les roches foliées

Les roches de failles des deux secteurs d'étude montrent les deux mêmes types principaux de roches de failles, mais dans des proportions différentes.

Dans le secteur de l'Estrop, les **brèches dilatantes à cimentation de quartz** sont majoritaires tandis que les **roches de failles foliées** sont rares. Plus généralement, les stylolites sont peu développés.

Les brèches à cimentation de quartz composent l'essentiel du volume des cœurs de failles étudiées, depuis des rejets décimétriques jusqu'à des rejets pluri-décamétriques. Les cimentations peuvent y être de plusieurs teintes, les teintes sombres résultant d'un mélange avec des pélites. De nombreuses figures de recoupement entre remplissages de fractures ont été observées dans ces brèches. Certains remplissages témoignent d'injections de fluides. Les zones d'endommagements périphériques sont composées par des fractures à remplissage de quartz blanc sur lesquelles peuvent parfois se localiser des rejets millimétriques à centimétriques. Les stylolites sont pratiquement absents des zones de brèches. Ils sont plutôt associés, avec des densités faibles, aux fractures situées à la périphérie, ou en dehors, des zones de failles.

Le seul cas de **roche de faille foliée** observé à l'Estrop est présent dans le quadrant compressif d'une faille à rejet métrique sous la forme d'un volume de roche large de quelques décimètres.

Les roches de failles du secteur de **Point Vert – Restefond** montrent les deux mêmes types de roche de failles que le secteur de l'Estrop, mais dans des proportions différentes : les roches de failles foliées sont majoritaires tandis que les brèches dilatantes à cimentation de quartz sont distribuées de façon plus éparse dans le système structural, principalement localisées dans les intersections de failles.

Les **roches de failles foliées** composent le cœur des failles à rejet décamétrique sous forme de lentilles foliées (Restefond) et forment les épontes des plans de glissements majeurs sur une largeur centimétrique. On les retrouve sous forme de clastes dans la gouge (Point Vert). Les roches de failles foliées constituent également des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique formant l'éponte et le cœur des failles de rejet centimétrique à décimétrique affectant les niveaux arkosiques massifs (Carrière de Restefond et failles satellites présentées dans la **Partie VI**). La naissance de structures foliées est également observée en terminaison de ces failles de petits rejets.

Les **brèches dilatante** composent le volume (correspondant à quelques m² cartographiés) correspondant à l'intersection de failles à rejet pluri-métrique. La texture dilatante la plus avancée montre encore les fantômes des deux directions des failles impliquées.

- a) Dans les **roches de faille foliées**, la fracturation ((i) in Fig. VIII-2) est mixte : intra-granulaire et trans-granulaire. La fracturation intra-granulaire est fortement développée et cinématiquement cohérente avec l'orientation des stylolites à l'échelle millimétrique. La fracturation transgranulaire est également très bien développée et cinématiquement cohérente avec la déformation de la roche de faille à l'échelle

centimétrique. Ces deux mécanismes accommodent l'extension de la roche parallèlement au déplacement d'ouverture sur ces structures.

Dans les roches de failles foliées, une corrélation positive entre l'occurrence des surfaces de pression-solution (stylolithes) et celle des volumes de précipitation (veines) est observée à l'échelle centi-décimétrique ((ii) in Fig. VIII-2). La densité de distribution de ces objets est corrélée de façon positive avec la proximité d'un cisaillement. Les textures de ciment de quartz fibreuses (elongate-blocky) et prismatiques (à remplissage central de type blocky) des veines sont toutes deux présentes, mais les veines à texture fibreuses sont toujours recoupées (i.e. antérieures) par les veines à texture prismatique. La combinaison de l'extension résultant de la fracturation et du raccourcissement résultant de la pression-solution, de directions orthogonales, donne aux grains une fabrique de forme qui est un des éléments de la foliation.

La néoformation de micas blancs (muscovite) syn-cinématiques liée à l'altération des feldspaths, très développée, est l'autre élément majeur de la foliation ((iii) in Fig. VIII-2).

La précipitation de chlorite syn-cinématique ((iv) in Fig. VIII-2) se localise préférentiellement le long des plans de cisaillement mature (au moins un rejet millimétrique) et est uniquement présente dans les roches de failles foliées.

b) Dans les brèches dilatantes, la fracturation est exclusivement transgranulaire ((i) in Fig. VIII-2). La fracturation intra-granulaire est quasi-inexistante.

Les stylolithes sont rares tandis que les volumes minéralisés de quartz sont importants ((ii) in Fig. VIII-2) ; on observe donc un net déséquilibre de densité entre les stylolithes et les volumes minéralisés. Dans le cas des brèches de failles de l'Estrop, la texture du ciment est de type blocky (macro ou microcristalline) et de très nombreuses figures de recouvrements entre remplissages ont été observées ; certaines textures microcristallines témoignent d'épisodes d'injection de fluide ayant entraîné des fragments de grains détritiques (Partie IV-1). Dans le cas des brèches de failles de Point Vert-Restefond, la texture du ciment est également de type blocky et aucune figure de recouvrement entre remplissages n'a été observée (Partie IV-2). Dans les deux secteurs, la texture de remplissage fibreuse est absente des brèches dilatantes.

La muscovitisation des feldspaths ((iii) in Fig. VIII-2) est absente des brèches dilatantes, de même que la précipitation de chlorite ((iv) in Fig. VIII-2) le long des plans de cisaillements.

VIII – 4 – Discussion sur les mécanismes de déformation et d'interactions fluide-roche

Les quatre mécanismes décrits ci-dessus sont potentiellement actifs sur les deux zones d'études. En effet, les mêmes objets y sont présents mais en proportions différentes.

Deux types de mécanismes diffèrent entre les deux types de roches de faille : (i) le type de fracturation et la (ii) néoformation de phyllosilicates (Fig. VIII-2). La question est donc de savoir quel sont les facteurs qui peuvent favoriser ou limiter le développement de ces différents mécanismes.

(i) La fracturation intragranulaire vs. la fracturation transgranulaire

Le protolithe étudié ayant déjà subi la diagénèse d'enfouissement (i.e. compaction et les interactions fluide-roche), les contrastes mécaniques dans cette roche sont faibles et sa rhéologie devrait privilégier la fracturation transgranulaire (Du Bernard, 2002). Ce type de fracturation se développe dans les brèches de failles des deux zones d'études. La fracturation transgranulaire s'est développée dans un milieu mécaniquement homogène ou les contrastes mécaniques entre les grains et les ciments n'étaient pas suffisants pour les individualiser mécaniquement par des fractures.

La fracturation intra-granulaire est uniquement présente dans les roches de failles foliées. Elle est associée aux hétérogénéités mécaniques du milieu déformé et régie par la physique des milieux granulaires suivant laquelle chaque grain possède un comportement mécanique propre (Aydin & Antonellini, 1978 ; Gratier et al., 1999) (par ex : un grain qui ne serait mécaniquement pas associé avec le grain voisin via son ciment). Deux hypothèses peuvent expliquer ce contraste mécanique : (1) Le phénomène de pression-solution (localisé aux contacts de grains) induit des hétérogénéités mécaniques dans la roche ; (2) La présence de niveaux de compétence mécanique différente (galet mou, drapage argileux, phyllosilicates néoformés) jouent le rôle d'hétérogénéités mécaniques.

(ii) La néoformation de phyllosilicates

La néoformation de phyllosilicates (micas blancs et chlorites) est favorisée par la fracturation intragranulaire et la multiplication des surfaces réactionnelles disponibles pour les interactions fluide-roche (Wibberley et al., 1999). Si la fracturation intragranulaire n'est pas suffisamment développée, la néoformation de phyllosilicates dans la masse de l'arkose n'est pas possible. Seulement, la fracturation intra-granulaire nécessite que le milieu soit mécaniquement hétérogène.

Celui-ci le devient lors de l'acquisition de la foliation (cf. ci-dessus). Ainsi, il semble qu'il existe une rétroaction entre la fracturation intragranulaire et la néoformation de phyllosilicates. Lorsque la fracturation transgranulaire se matérialise en abondance, la texture tend à devenir bréchique par recoupement de fractures. Si la fracturation transgranulaire est réalisée avant l'acquisition de la foliation, on obtient une texture bréchique comme celle du secteur de l'Estrop. Si la fracturation transgranulaire intervient après acquisition de la foliation, on obtient une texture de type Restefond avec des niveaux foliés recoupés par des veines transgranulaires.

VIII – 5 – Modèle d'évolution des zones de faille

Les failles de l'Estrop et de Point Vert-Restefond affectent une succession grésopélique turbiditique composée (i) de corps homolithiques comprenant des couches de grès d'épaisseur métrique à plurimétrique et (ii) de corps hétérolithiques composés d'alternances décimétriques de bancs de grès et pélites (Fig. VIII-3). La compaction dans cette roche hôte est importante (1 à 4% de porosité) au moment de la déformation et les surcroissances de quartz associées à la diagénèse n'ont pas été mises en évidence (Chapitres IV&V).

VIII-5-1-Modèle de faille pour la zone de l'Estrop

Les failles principales du secteur de l'Estrop sont orientés N030E, mais fortement segmentés selon deux directions (N030 et N060). Les zones de failles principales sont de largeur décamétrique et de rejet pluridécamétrique ; la roche cœur de faille (i.e. la brèche dilatante) a une largeur fréquemment supérieure au mètre (Fig. IV-1-4&17). Les pendages des failles du secteur de l'Estrop sont généralement plus forts (80°) que ceux de failles normales classiques.

L'architecture générale de la zone de faille favorise la présence de relais extensifs entre les plans de cisaillements (Fig. IV-1-9&10, VIII-3 et 5A). Cet aspect est capital dans la compréhension du modèle d'évolution des zones de failles de l'Estrop.

L'accumulation de rejet sur ces failles détermine la formation de roches de failles différentes suivant la lithologie affectée et le rapport entre le rejet et l'épaisseur des bancs (i.e. les différents types de juxtapositions lithologiques) (Fig. IV-1-9). Ainsi, pour un banc de grès :

- (1) Une faille ayant un rejet inférieur à l'épaisseur du banc de grès se matérialise par une densité de fractures importante en position R (Riedel, 1929) au voisinage du plan de cisaillement. Ces veines sont scellées par du quartz dans le grès tandis qu'elles ne le sont pas dans les pélites (observations en Fig. IV-1-8). Avec l'accumulation de rejet, deux plans cisailants s'individualisent et définissent la zone cœur de faille (observations en Fig. IV-1-9). Au sein de celle-ci, les fractures initiées en géométrie de plan R de Riedel fonctionnent

maintenant comme des fractures T au sens de Riedel et s'ouvrent avec l'accumulation de rejet. Des rotations de clastes sont possibles au sein de cette zone cœur de faille (observations en Fig. IV-1-21). Ces géométries sont scellées par un quartz blanc à texture *blocky*.

(2) L'accumulation de rejet peut aboutir à deux cas distincts, en fonction de l'épaisseur du banc de grès :

(i) Les bancs d'épaisseur décimétrique à métrique peuvent montrer des géométries de *sandstone smear* associées aux relais extensifs présents entre deux terminaisons de segment de faille et autorisant l'étirement-basculement par « cassure-scellement » du banc dans le volume de faille (i.e fractures d'extrado sur le crochon et relais extensifs entre plans P scellés dans le cœur de faille). Cette géométrie est aussi autorisée par le fait que la zone cœur de faille est d'épaisseur équivalente au banc de grès affecté (Fig. VIII-3).

(ii) Les bancs d'épaisseur métrique (et plus) ne montrent pas de telles géométries, leur épaisseur étant bien supérieure à l'épaisseur de la roche cœur de faille. La géométrie d'étirement en relai extensif se matérialise dans ces bancs par une densité importante, sur une épaisseur décimétrique à métrique, de plans C et P scellés par du quartz. Lorsque que le rejet provoque la juxtaposition du grès avec les niveaux hétérolithiques, la roche de faille évolue en un mélange mécanique composé de clastes de grès et de pélites (observations en Fig. IV-1-11). Ce mélange est scellé par une succession d'épisodes de cimentation de quartz blanc et de quartz sombre (avec inclusions de pélites), témoignant du caractère incrémental de la déformation (observations en Fig. IV-1-12). Par ailleurs, dans ces bancs de grès épais, des quadrants compressifs peuvent localiser des roches de failles foliées similaire à celles du secteur de Point vert-Restefond (cf. ci-dessous, partie VIII-4-2).

La zone d'endommagement est composée de fracture non colmatées dans les pélites et de fractures colmatées (à partiellement colmatées) par le quartz dans les grès. Une intense fracturation de fond du massif est présente et présente les mêmes caractéristiques de remplissages que la zone d'endommagement (Fig. IV-1-3). Les stylolites sont rares dans les corps gréseux et localisés préférentiellement dans les zones présentant des lits de phyllosilicates détritiques au sein du corps gréseux turbiditique (Fig. VIII-3).

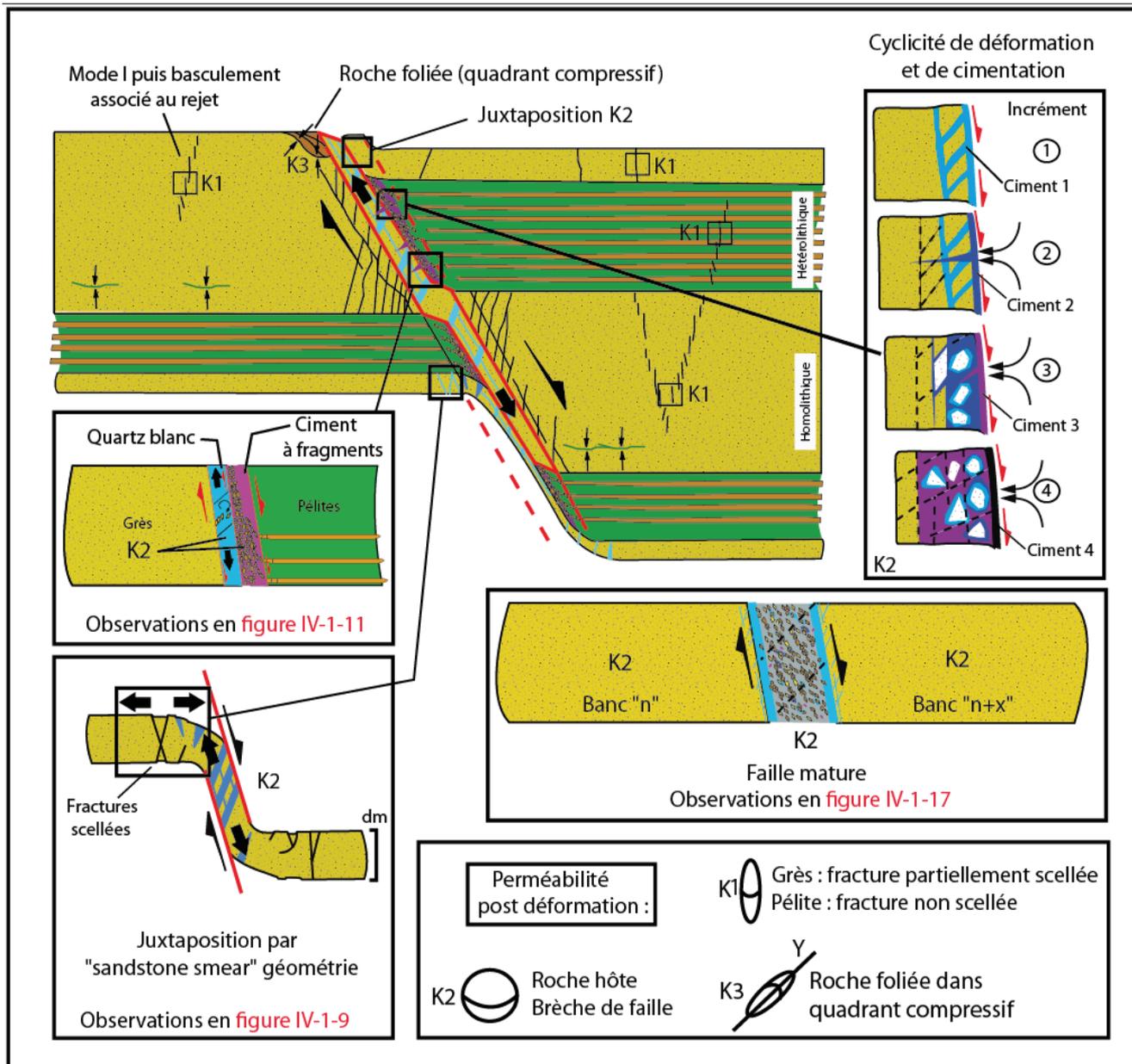


Figure VIII-3 : Modèle d'architecture, d'évolution et de perméabilité (post déformation) pour les zones de faille pour le secteur de l'Estrop. Voir texte pour commentaires.

VIII-4-2 Modèle de faille pour la zone de Point Vert Restefond

Les failles principales du secteur de Point Vert – Restefond sont orientés NE SW à E-W et ont des rejets jusqu'à pluridécimétrique. La largeur de la zone cœur de faille est toujours inférieure au mètre.

L'architecture générale des zones de failles se présente sous forme d'un système de Horst et de graben matérialisant l'extension de la série grésopélitique (Fig. VIII-4). Ces géométries de failles induisent localement des zones en compression et des zones en extension, i.e des quadrants

compressifs et des quadrants extensifs de failles. Les zones en compression se matérialisent par des roches foliées (majoritaires sur la zone), les zones en extension se matérialisent par des veines ou des brèches à scellement de quartz.

L'accumulation de rejet sur ces failles se matérialise de la façon suivante (Fig. VIII-4):

(1) A faible rejet, les grès arkosiques se déforment pour devenir des roches de failles foliées. L'acquisition de la foliation (pression solution et néoformation de phyllosilicates) est favorisée par la présence de fractures intra et trans-granulaire accentuant les interactions fluide-roche. La formation des veines fibreuses est associée à la pression solution suivant un mécanisme de crack-seal (observations sur la Fig. IV-2-12, échantillons 10RT6C et 08RT05).

(2) L'acquisition de la foliation se poursuit et les lits de phyllosilicates localisent des rejets cisailants, individualisant des lentilles au sein de la roche foliée (observations sur la Fig. IV-2-12, échantillons 08PV02). Il en résulte une rotation des éléments les plus compétents, contenant notamment les veines fibreuses, ainsi recoupées par les veines prismatiques. Celles-ci font leur apparition à ce stade.

(3) Lorsque le rejet devient supérieur à l'épaisseur de la couche de grès, Les épontes foliées du cisaillement sont fracturées et les clastes foliées se désolidarisent de leurs épontes. Les niveaux pélitiques situés en dessus et en dessous de la couche sont incorporés dans la roche de faille et se mélangent à ces clastes de grès foliés.

(4) & (5) Avec l'augmentation du rejet, des pélites sont incorporés dans la roche de faille et mélangées avec les clastes de grès foliés, aboutissant à la formation d'une gouge. Celle-ci peut acquérir une fabrique tectonique fruste de type S-C.

Dans les bancs de grès massifs, les zones en situation de quadrant compressif de grande échelle (Fig. VIII-4) localisent des volumes importants de grès foliés ou coexistent des structures S-C (Fig. VIII-5B) avec des quadrants extensifs d'ordre de grandeur inférieur, localisés par exemple entre deux cisaillements (observations sur la Fig. IV-2-8, carrière de Restefond). Les failles mineures, situées en dehors de ces quadrants compressifs, à pendage fort et affectant les bancs de grès massif (observations en partie VI-2) montrent aussi des fabriques foliées mais sur des volumes plus faibles (cm accolés au miroir de faille).

Au niveau des intersections de failles, les brèches dilatantes à remplissage de quartz (et calcite) sont présentes. On n'y observe pas de cyclicité de cimentation comme dans le secteur de l'Estrop (*texture blocky*). La disposition géométrique de cette objet structural dans le modèle de faille de Point Vert – Restefond est primordiale car il s'agit d'une géométrie déjà documentée comme étant une zone préférentielle et localisée d'écoulement de fluides et de localisation de précipitation minérale (Sibson, 1996 ; Craw, 2000 ; Betts & Lister, 2002 ; Tripp & vearncombe, 2004 ; Gartrell et al.,

2004). Notons toutefois que leur rôle des les systèmes pétroliers n'est pas encore bien documenté (Gartrell et al., 2004).

VIII – 6 - La mécanique responsable des deux types de zones de faille

La lithologie, l'état diagénétique du protolithe, le rejet, la température et l'enfouissement lors de l'activité des failles sont similaires sur les deux zones d'étude. Cependant, l'expression de la déformation représentative diffère d'une zone à l'autre, i.e. brèche dilatante pour l'Estrop vs. roche foliée pour Point Vert-Restefond.

VIII-6-1- Les brèches de failles cimentées

Dans le cas des brèches de failles de l'Estrop, les plans T au sens de Riedel sont préférentiellement activés dans la roche de faille (Fig. VIII-5A). Ce type de déformation tend à élargir le volume de la zone de faille. Les conditions extérieures doivent pouvoir autoriser une dilatation (Nicolas, 1989). Cet élargissement du volume de faille crée des « espaces » associés à chaque incrément de déformation (plans T) et favorise les chutes de pression liées à l'ouverture du volume de faille. Ces chutes de pression favorisent la précipitation des fluides circulant dans le système et expliquent les importantes minéralisations observées (Fig. VIII-6). Au cours de chaque incrément de déformation, une chute de pression est responsable de la minéralisation du volume de faille (Sibson, 1985 ; 1990 ; 1994 ; Mc Caig, 1987). Au cours de l'intervalle de temps entre deux incréments de déformation, les fluides responsables de la pression-solution des silicates (active dans le système et en périphérie) ne peuvent s'écouler dans la zone de faille scellée par la précipitation précédente; l'incrément de déformation suivant autorise la rupture du ciment présent dans la faille, ces fluides sont libérés et minéralisent, par un nouvel épisode de cimentation, le volume de faille rendu disponible par ouverture. Au cours de la déformation, les épisodes d'écoulement dans le volume des failles de la zone Estrop sont épisodiques et cycliques.

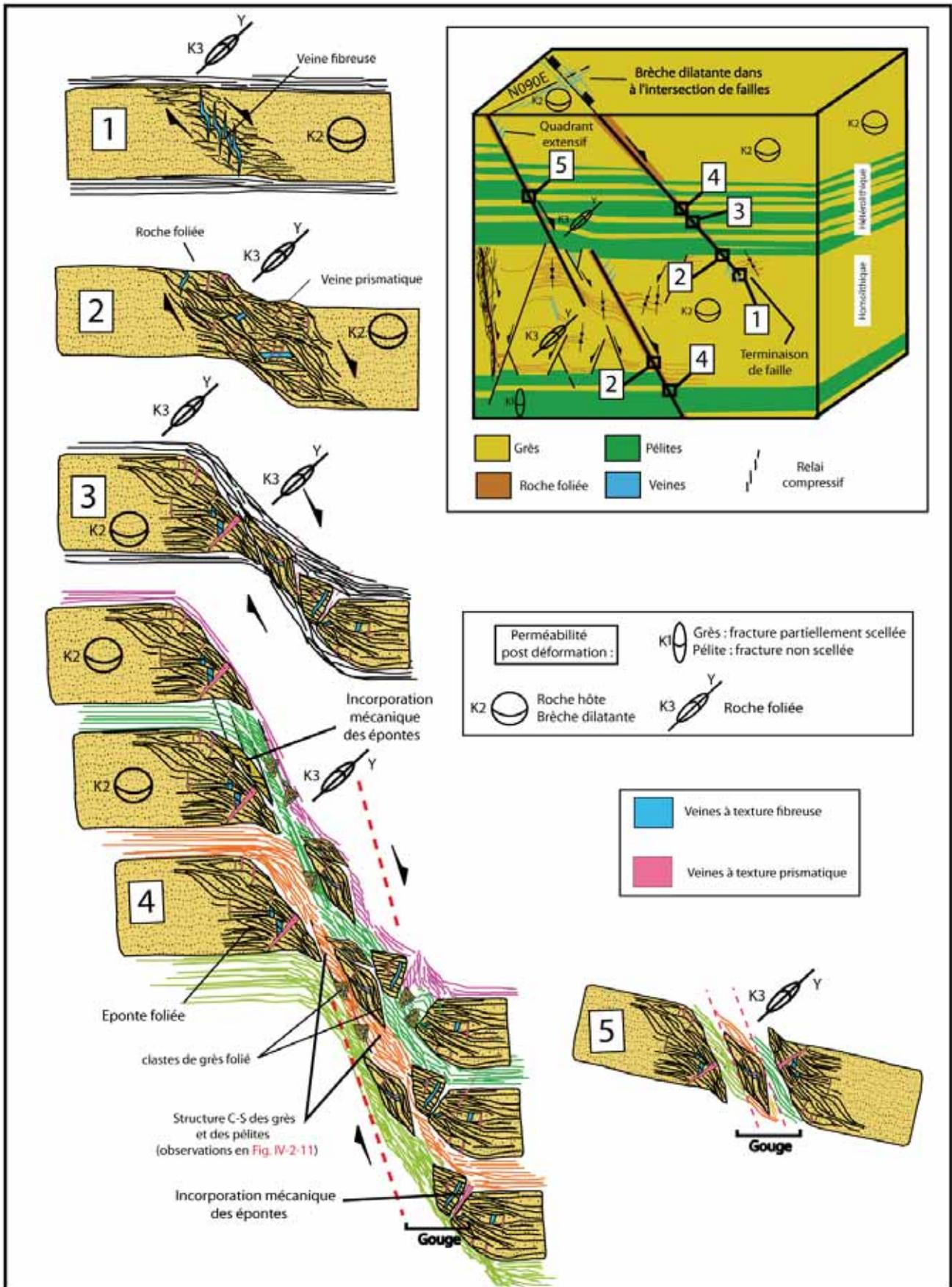


Figure VIII-4 : Modèle d'architecture, d'évolution et de perméabilité (post-déformation) pour les zones de faille du secteur de Point Vert-Restefond. Voir texte pour commentaires.

Cependant, [Sibson \(1990 ; 1994\)](#) propose que la rupture d'une faille autorise l'échappement épisodique d'un fluide en surpression vers les zones à plus basse pression. Ce comportement est appelé « comportement en valve » (« Fault valve behaviour »). La faille permet ainsi momentanément la rupture de la barrière de perméabilité maintenant la surpression (i.e. minéralisation dans la zone de faille). La pression baisse ainsi dans le compartiment surpressé mais se rétablit dès que celui-ci redevient étanche (i.e après la nouvelle cimentation). Pendant le cycle intersismique, la contrainte tectonique et la surpression se reconstituent et c'est leur combinaison qui mène à la nouvelle rupture ([Caine et al., 2010](#)). Dans les roches de faille de l'Estrop, les figures d'injections de clastes détritiques dans les fractures à partir du miroir principal pourraient être les témoins d'épisodes de libération de surpression de fluides.

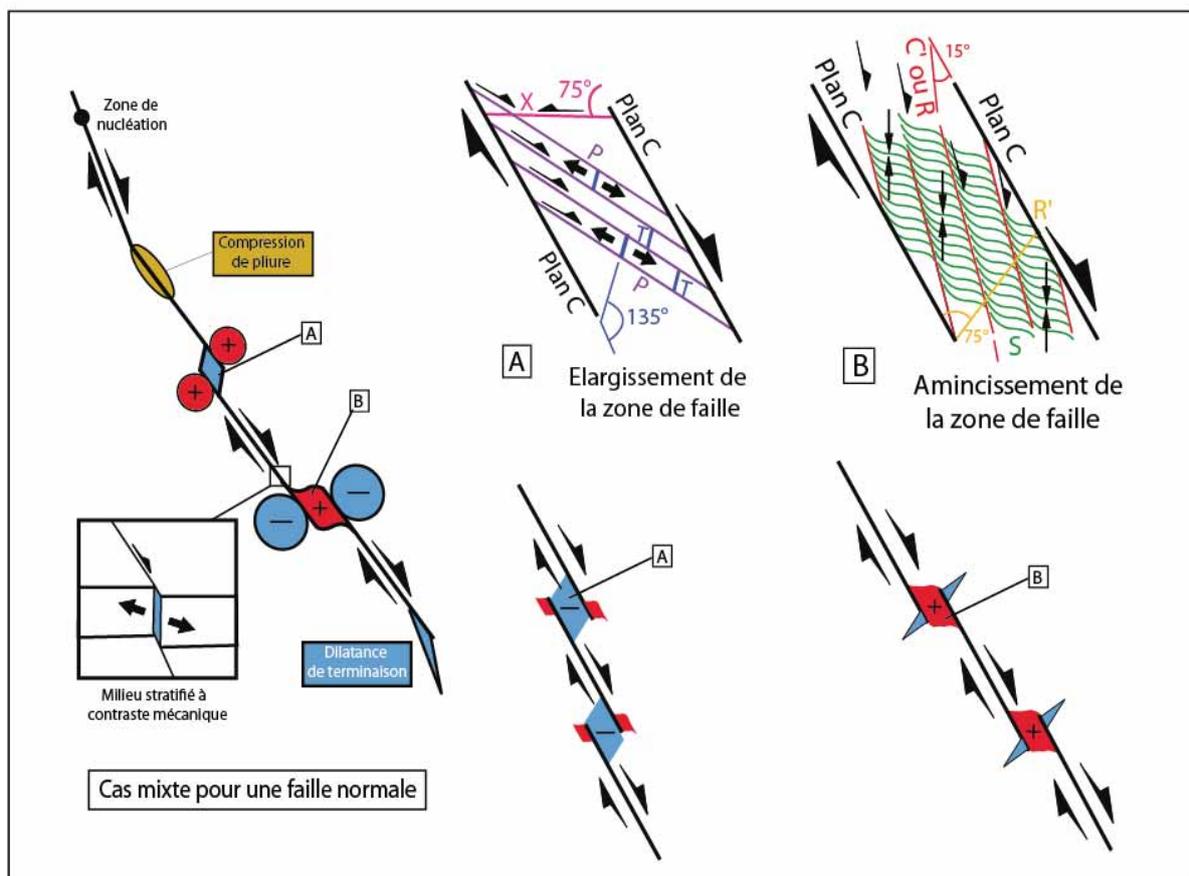


Figure VIII-5 : Schéma des structures de 2^{ème} ordre (Système de [Riedel, 1929](#) ; modifié de [Nicolas, 1989](#)) en relation avec une faille normale et occurrence dans trois architectures possibles du faisceau de failles normales. Si les conditions extérieures autorisent une dilatation de la zone de faille, la géométrie A est privilégiée. Sinon, la géométrie B est privilégiée.

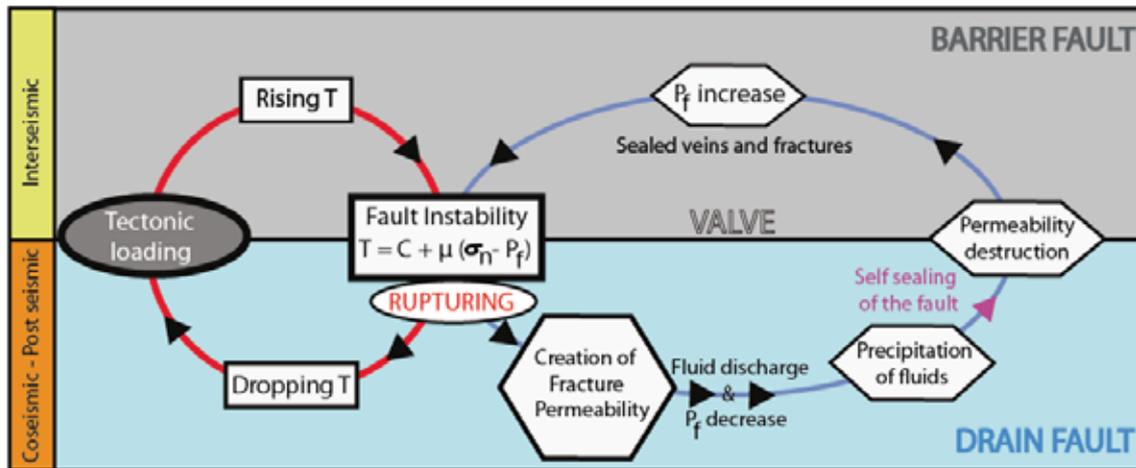


Figure VIII-6 : Mécanisme de comportement en valve sismique d'une zone de faille modifié d'après Sibson (1986, 1990).

Plusieurs explications peuvent être données pour expliquer ces surpressions : (1) Une surpression de fluides peut se produire si la porosité de fractures est confinée par des niveaux imperméables (couverture sédimentaire étanche ou scellement de la faille); (2) L'eau se dilate plus rapidement que les minéraux des roches pendant l'augmentation de température ; si le réservoir est scellé (cf. ci-dessus), la dilatation thermique de l'eau favorisera l'augmentation de pression de fluide; (3) En domaine de métamorphisme, les réactions métamorphiques relâchent de l'eau et du dioxyde de carbone (Fossen et al., 2010). Des figures de surpression de fluides sont associées à la déformation dès le domaine de métamorphisme de très bas degré (Fossen et al., 2010).

L'activation des plans T au sens de Riedel, responsables de ces géométries de déformation est décrite comme active dans trois cas : (i) si la pression lithostatique est faible (cas des failles superficielles), (ii) Si la contrainte normale sur le plan de faille est relativement faible et (iii) si les pressions effectives dans le volume de faille sont faibles (Nicolas, 1989). L'enfouissement (5-8km) au cours de l'activité des failles étudiées (Chapitre V & VII) exclue le cas (i). Les cas (ii) et (iii) sont tous deux envisageables mais nécessitent une dilation globale du système pour expliquer l'élargissement de la zone de faille. Cette dilatation globale du système -autorisée ou non- contrôle la différence de mécanique entre les failles du secteur de l'Estrop et les failles du secteur de Point Vert-Restefond. Cette différence de mécanique contrôle le type de roche de faille (Chapitre VIII-5-3).

VIII-6-2- Les roches foliées

Dans le cas des arkoses foliées des failles de Point Vert-Restefond, les plans R (ou C') au sens de Riedel sont préférentiellement activés (Fig. VIII-5B). Ce type de déformation (structures S-C-C') tend à réduire le volume occupé par la roche de faille et compresser celle-ci. La compression du matériel présent dans la zone de faille s'effectue notamment par fracturation intra-granulaire favorisant la désagrégation du milieu et les interactions fluide-roche contribuant ainsi à l'acquisition de la foliation.

Les structures S-C dans les gouges de failles ou les cataclasites sont considérées comme témoins d'un état de glissement asismique (House & Gray, 1982 ; Chester et al., 1985 ; Sibson, 1986).

Veines fibreuses Vs veines prismatique – Dualité de comportement de la faille ?

La texture fibreuse de remplissage de veines, absente dans les roches de failles de l'Estrop (hors échantillon folié), est typique des roches de failles foliées du secteur de Point Vert-Restefond.

Les textures en crack-seal, i.e. correspondant à une succession d'incrément d'ouverture pendant la précipitation de ciment (Laubach et al., 2004), dans les roches de faille foliées suggèrent une ouverture progressive des veines probablement associée aux surfaces de pression solution présent dans le volume de faille folié. Nous associons la différence de texture entre les veines syn-cinématiques fibreuses et les veines syn-cinématiques prismatiques à une différence de cinétique de remplissage, donc probablement de cinétique d'ouverture des veines, i.e. de cinétique de déformation dans le cœur de faille au moment de la précipitation.

Il apparaît que, dans le cas du secteur Point Vert-Restefond, le remplissage fibreux intervienne de façon précoce, puisque que systématiquement recoupé par les veines prismatiques à quartz-calcite. Ainsi, les observations microstructurales sur les veines des roches de failles foliées montrent une dualité de cinétique de déformation : (1) Un déplacement d'ouverture acquis par faibles incrément d'ouverture dans le cas des veines fibreuses associées à la pression-solution ; (2) Un déficit de remplissage des veines en quartz associé à un incrément d'ouverture trop important n'autorisant pas le scellement complet par le quartz : Dans le cas de ces veines à quartz prismatique ; la cristallisation de calcite prend le relais sur la croissance des prismes de quartz (Chapitre VII).

VIII-6-3- Les conditions extérieures favorisant l'élargissement de la zone de faille

L'élargissement associé au fonctionnement des zones de failles de l'Estrop nécessite des conditions autorisant une dilatation globale du système (Nicolas, 1989). Dans cette étude, quelle géométrie du système, présente dans le cas de l'Estrop et absente dans le cas de Point Vert-Restefond, autorise la dilatation globale ?

Le saut d'enfouissement des Grès d'Annot sous les nappes (Chapitre III) est situé au plus à quelques kilomètres à l'ouest du secteur de l'Estrop et les pressions lithostatiques imposées sur cette zone moins enfouie (de plusieurs kilomètres) sont bien moindres que celles imposées à l'est de l'Estrop (Fig. VIII-8). Cette zone pourrait jouer l'effet de bord libre permettant la dilatance dans les zones de failles de l'Estrop (Cas (1) Fig. VIII-8). A contrario, il n'y a pas de gradient d'enfouissement équivalent reconnu pour la zone de Point Vert – Restefond (Cas(2) Fig. VIII-8) De plus, l'orientation des failles de l'Estrop est globalement orienté NE-SW tandis que celles de Point Vert-Restefond est NE-SW à E-W (Chapitre IV & IX). Dans une logique d'élargissement de la zone de faille et d'un bord libre joué par le saut d'enfouissement à l'ouest de l'Estrop, le système de failles de ce secteur semble mieux orienté pour autoriser une dilatation du système.

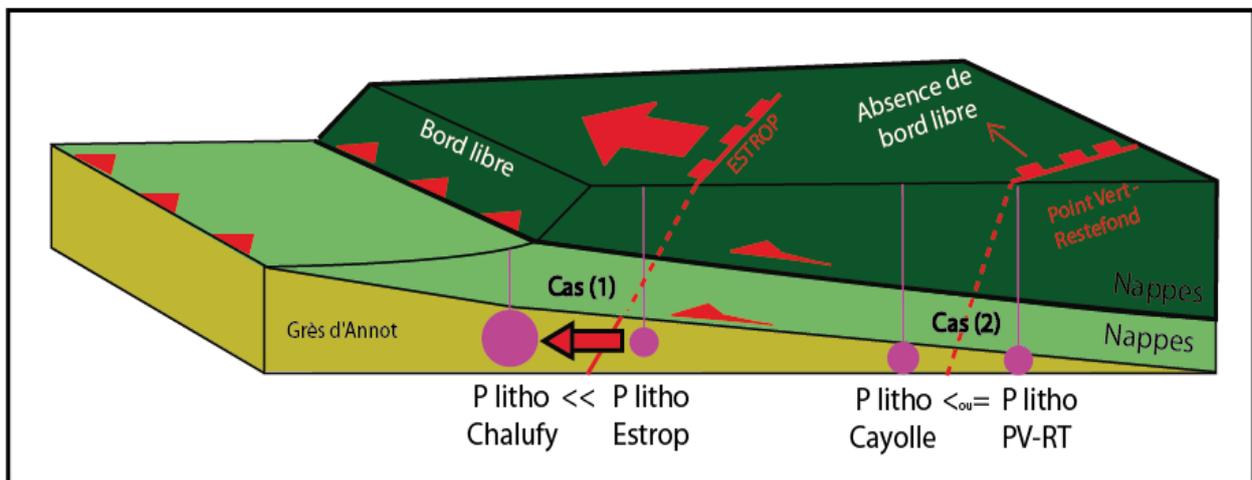


Figure VIII-8 : Cas (1) Hypothèse d'un « bord libre » lié au fort gradient d'épaisseur des nappes à l'ouest de l'Estrop (Cf. Chapitre III), et ayant pu favoriser l'élargissement des zones de failles de l'Estrop. Cas (2) Les failles de Point Vert-Restefond ne sont pas à proximité d'un « bord libre » ayant pu favoriser l'élargissement des zones de failles. Voir texte pour commentaires.

IX-ROLE DES FAILLES ETUDIEES
DANS L'HISTOIRE ALPINE

IX- ROLE DES FAILLES ETUDIEES DANS L'HISTOIRE ALPINE

IX-1- Datation de l'activité de la Faille de Point Vert

Dans le but de déterminer l'âge d'activité du faisceau de faille E-W affectant la couverture sédimentaire au nord-ouest du massif de l'Argentera, et spécifiquement dans la série sédimentaire des Grès d'Annot, nous avons réalisé une datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas synchronématiques de la faille de Point Vert. L'activité de cette faille s'effectue dans des conditions de métamorphisme de très bas degré (Chapitre IV&VIII). La roche de faille montre une intense foliation en partie acquise par la néoformation d'abondants micas blancs synchronématiques issus de l'altération des feldspaths de la roche hôte à une température autour de 200°C (Chapitre IV&VII).

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est classiquement utilisée pour dater l'âge d'activité des zones de cisaillements en domaine de très bas et bas degré de métamorphisme (Corsini et al., 2004 ; Haines & van der Pluijm, 2007 ; Sanchez et al., 2010 ; Duvall et al., 2011 ; Surace et al., 2011). Dans notre cas, la température de fermeture du système Ar/Ar sur micas (350-450°C, e.g. Dunlap, 1997 ; Harrison et al, 2009) est supérieure à la température de cristallisation des micas synchronématiques des roches de failles étudiées (250°C-Chapitre VI). Comme suggéré par Clauer & Mongodin (2012), les âges obtenus dans cette partie du manuscrit sur les micas cristallisés ne posent ainsi pas le problème de l'incertitude sur la température de fermeture du système Ar/Ar sur micas: cette dernière étant supérieure à (1) la température maximum atteinte par le protolithe et (2) la température d'activité de la faille (Dunlap, 1997). Les âges obtenus sur les micas néoformés pourront être considérés comme des âges de cristallisation sans la mesure où ces micas ne sont pas affectés par des pertes d'argon radiogénique ou de l'excès d'argon.

Pour les feldspaths potassiques qui apparaissent sous la forme de clastes dans les roches étudiées, de nombreuses estimations utilisant les lois de la diffusion volumique ont montré que leur température de fermeture pour l'argon s'échelonne entre 150°C et 300°C (Lovera et al., 1989,1991,1993 ; Heizler et al., 1998 ;Streepey et al., 2002)). Ces températures sont équivalentes aux températures d'activité de la faille étudiée ici, ce qui implique que ces feldspaths potassiques n'ont probablement pas été complètement remis à zéro lors de la

déformation et contiennent de l'argon hérité ce qui va conduire à des âges trop vieux. Ce problème est discuté dans la [partie IX-1-3](#).

X-1-1-Echantillonnage

L'analyse a été réalisée sur un échantillon d'arkose foliée du cœur de la faille de Point Vert (08PV2 – Chapitre IV, Fig. IV-2-12), composé de quartz, de phyllosilicates et de feldspath (Partie VI-2 Article in prep., Fig. IV-2-16). Les néoformations de micas blancs (proche du pôle phengitique) sont présentes sous forme de lits micacés dans lesquels nous avons réalisés nos analyses (Fig. IX-1A). Ces micas sont issus de l'altération des feldspaths détritiques ; nous avons vu dans la Partie IV-2 que des reliquats de ces derniers pouvaient subsister dans les lits micacés. Ainsi, micas détritiques et feldspaths peuvent être présents dans les lits micacés analysés.

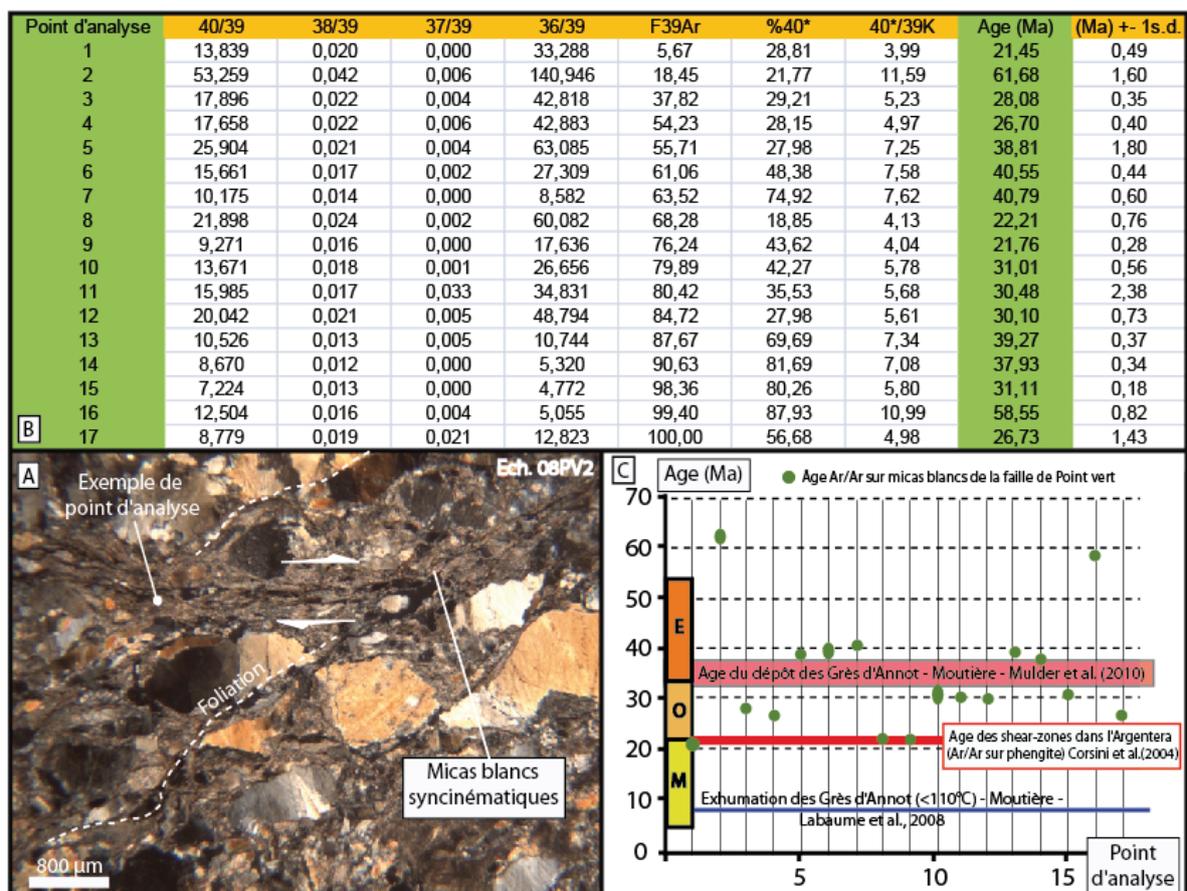


Figure IX-1 : Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans les lits micacés des roches de faille foliées de la faille de Point Vert. (A) Exemple de site d'analyse (diamètre $>10\ \mu\text{m}$) dans l'échantillon 08PV02 (Fig. IV-2-12, Partie IV-2). (B) Résultats des datations sous forme de tableau. (C) Diagramme des âges (Ma) en fonction du point d'analyse, avec des références géologiques et tectoniques.

Résultats sous forme de graphique, comparaisons avec l'âge du dépôt des Grès d'Annot, l'âge de chevauchements de socle dans le massif de l'Argentera et avec l'âge d'exhumation traces de fission de l'apatite des Grès d'Annot (<110°C).

X-1-2-Méthodologie

Compte tenu de sa haute résolution spatiale (e.g. [Muller, 2003](#); [Paillis et Cosca, 2004](#)) et de sa procédure d'extraction de gaz, le laser UV $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ utilisé en géochronologie fournit un outil pertinent pour la datation des micas se rapportant à différents sites dans la texture de roches plus ou moins déformés. Les analyses ont été effectuées par [Patrick Monié](#) à Géosciences Montpellier et seules les principales étapes de préparation des échantillons et les méthodes d'analyse pour la méthode utilisée sont données ici.

La roche est découpée en section de 1 mm d'épaisseur qui est ensuite polie sur les deux faces ($1/4 \mu\text{m}$). L'échantillon est ensuite rincé par ultrasons dans l'éthanol puis à l'eau distillée, enveloppé dans des feuilles d'aluminium pur, puis irradié dans le réacteur nucléaire de l'Université McMaster (Canada) avec plusieurs aliquotes du standard international MMHb-1 [$520,4 \pm 1,7 \text{ Ma}$; [Samson et Alexander, 1987](#)]. Après irradiation, l'échantillon est placé sur un porte-échantillon en cuivre dans une chambre UHV échantillon (Ultra High Vacuum) et chauffé pendant 48 h à 150-200 ° C pour éliminer l'argon atmosphérique adsorbé par l'échantillon et les parois de la chambre.

La technique d'ablation laser in situ relative à la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été décrite par [Schaeffer et al. \(1977\)](#) et la procédure de détails a été récemment précisée par [Agard et al, \(2002\)](#) et [Paillis & Cosca \(2004\)](#). Le système utilisé consiste en un laser UV pulsé de type « Nd: YAG » et un ensemble de lentilles de focalisation de faisceau. Un obturateur de faisceau permet la sélection du temps d'exposition au rayon laser. Cette durée dépend de la nature de l'analyse minérale, sa teneur en K et son âge présumé. Pour chaque détermination de l'âge in situ, l'argon a systématiquement été extrait d'une surface maximale $50 \times 100 \mu\text{m}$ qui correspond soit à un grain unique soit à un mélange de plusieurs petits grains (cas de notre étude). Le cratère produit par le faisceau laser mesure 20-30 μm ; dans le cas des micas, l'incision ne dépasse pas 30 μm de profondeur en fonction de l'orientation tridimensionnelle des cristaux.

Pour chaque analyse, une fois l'extraction réalisée, environ 4 minutes ont été nécessaires pour la purification des gaz dans une ligne comprenant des pièges froids et chauds. Le gaz purifié est ensuite analysé sur le multiplicateur d'électrons d'un spectromètre de gaz *MAP 215-50 gaz noble* en passant des pics de masse 40 à la masse 36 (15 cycles). Les « blancs » du système ont été systématiquement évalués toutes les trois analyses et ont donné des valeurs de 2×10^{-12} cc pour ^{40}Ar et 3×10^{-14} cc pour ^{36}Ar . Pour chaque expérience, les âges apparents ont été obtenus après correction des « blancs », de la discrimination de masse, de la désintégration radioactive de $^{37}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ et des interférences induites par irradiation. Les âges ont été calculés en utilisant une version modifiée du logiciel intégré Argon (Arnaud et Heide). Les âges apparents sont présentés dans le tableau en [Figure IX-1B](#) (avec une incertitude de 1σ) en faisant l'hypothèse d'une composition atmosphérique de l'argon initialement piégé (ie ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) i c. 295,5) (McDougall et Harrison, 1988).

X-1-2-Résultats

Les âges des 17 points d'analyse effectués sur l'échantillon folié 08PV02 sont compris entre 61,68 Ma et 21,45Ma ([Fig.IX-1B&C](#)). Les erreurs sur la mesure sont comprises entre 0.18 et 2.38 Ma. 7 de ces âges sont plus vieux que l'âge du dépôt des Grès d'Annot et 10 d'entre eux sont plus jeunes que l'âge de dépôt ([Fig. IX-1C](#)). Les trois valeurs les plus jeunes sont de 21Ma.

X-1-3 Discussion

Nous avons vu dans la [partie IV-2](#) que la roche de faille foliée est formée de quartz, de phyllosilicates et de feldspaths et que la déformation s'est effectuée en présence de fluides. Deux points sont à noter : (1) le mélange entre les micas détritiques et les micas authigéniques tend à surestimer l'âge de fonctionnement de la faille (i.e âge de mélange plus vieux car tirant vers le pôle détritique) (Haines & van der Pluijm, 2007). L'âge le plus vieux est alors considéré comme un âge détritique, les âges intermédiaires sont considérés comme des âges de mélange, tandis que les âges les plus jeunes sont considérés comme les plus proches des âges de néocristallisation, synchrone du cisaillement dans la zone de faille (Haines & van der Pluijm, 2007). Pour valider ces âges, il est utile de répéter les analyses sur

plusieurs échantillons présentant les mêmes caractéristiques. (2) La présence de fluides dans la zone de faille peut apporter un excédent d'argon radiogénique induisant également une surestimation de l'âge de fonctionnement de la faille.

Nous excluons le fait que ces âges soient associés à l'unique action de la diagénèse d'enfouissement sur les micas puisque [Labaume et al., 2008b](#) ont montré que les âges Ar/Ar sur muscovites détritiques de la zone interne étaient hercyniens et que le « *reset* » associé à l'enfouissement était inexistant.

Cependant, [Labaume et al., 2008b](#) ont aussi montré que les feldspaths avaient subi un reset partiel du système Ar/Ar dans la série des Grès d'Annot dans une zone située plus à l'Est que la zone étudiée ici i.e. donc plus profondément enfouie (Gias Valonnetto-9-11km- [Chapitres II&III-Age 22 Ma-](#)). Cet âge a été interprété comme l'âge d'enfouissement maximal de la série sur cette zone. Il semble ainsi pertinent de travailler sur le Grès Hôte de la faille de Point Vert pour s'assurer du non reset des feldspaths associé à la diagénèse. Cependant, les points d'analyses ont été effectués sur des amas micacés homogènes dans le but de minimiser cette pollution probable.

Pour ces raisons, nous interprétons les âges les plus jeunes, i.e. autour de 21Ma, comme proche de l'âge d'activité de la faille de Point Vert dans le domaine de métamorphisme de très bas degré (Miocène inférieur – Burdigalien). Cet âge correspond également à l'âge d'enfouissement maximal de la série des Grès d'Annot sous les nappes ; ceci est cohérent avec les températures d'activité mesurées sur les roches de faille (200-250°C sans anomalie thermique) car nécessitant un enfouissement de 7-9km au moment du fonctionnement.

Les âges plus vieux que celui du dépôt des Grès d'Annot ([Fig. IX-1C](#)) sont interprétés comme des âges détritiques ou des âges de mélange entre le pôle néocristallisé et le pôle détritique (feldspath ou micas dans le mélange). Cependant, notons l'absence d'âge hercynien dans ces résultats. Pourtant, le dépôt des Grès d'Annot est principalement nourri par du matériel hercynien des massifs des Maure-Estérels et Corso-Sarde ([Kuenen et al., 1957](#) ; [Gubler, 1958](#) ; [Stanley, 1961](#) ; [Elliott et al., 1985](#) ; [Ravenne et al., 1987](#) ; [Sinclair, 2000](#)). Avant d'être incorporés dans les grès, micas et feldspath potassique ont pu subir une remise à zéro partielle de leur système isotopique lors des phases alpines qui affectent le bâti hercynien en Corse par exemple. Par ailleurs, le reset du système a été accentué au sein des

grès par l'importance des transformations minéralogiques sous conditions hydratées associées à la déformation.

L'âge d'activité de 21 Ma pour la faille E-W de Point Vert dans des conditions de métamorphisme de très bas degré (250°C-0.1Gpa) est synchrone avec les âges d'activité de 22.5 Ma des chevauchements de socle dans le massif de l'Argentera sur phengites synchroniques, dans des conditions de métamorphisme de bas degré (350°C-0.35-0.4GPa) (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2010). Dans l'hypothèse d'un gradient géothermique moyen (30°C/km), ces résultats suggèrent que le chevauchement de socle s'est effectué de façon synchrone avec ces failles normales mais dans des conditions thermiques impliquant 3 à 4 km d'enfouissement supplémentaire pour le socle. Cet enfouissement supplémentaire est probablement associé à l'épaisseur de la série mésozoïque sur les zones d'études.

Une synthèse de l'évolution tectonique de la zone externe des Alpes du Sud-Ouest est proposée dans la [partie IX-3](#).

IX-2- Autres failles étudiées

Au cours de ce travail de thèse, et notamment en début de thèse lors du choix des zones d'études, plusieurs zones de failles affectant les Grès d'Annot dans des contextes divers ont fait l'objet d'une reconnaissance rapide (Fig. IX-2).

IX-2-1-Les failles syn-sédimentaires ou précoces

Dans cette section, deux zones de failles sont présentées : a) les failles de la Tête Ronde, sur le versant sud du vallon de la Moutière et b) les failles de la Foux d'Allos, sur les versants est de la Baisse de l'Aiguille et de la Baisse de l'Auriac (Fig. IX-2).

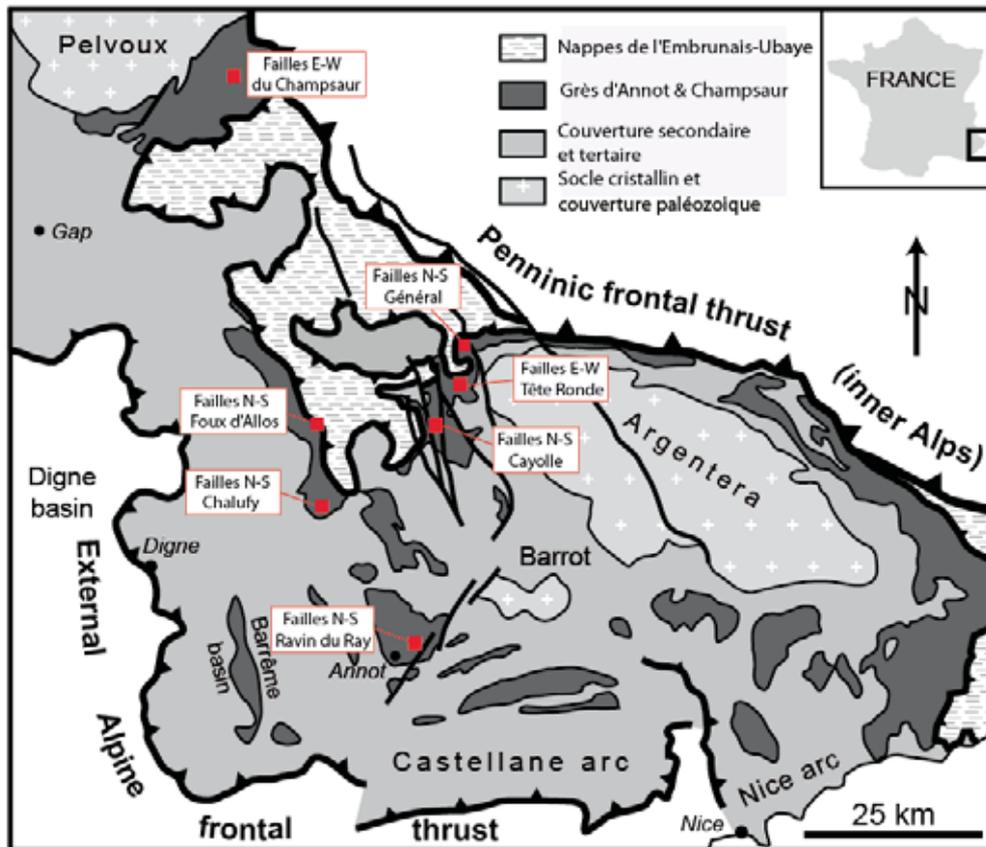


Figure IX-2 : Localisation des affleurements de failles ayant fait l'objet d'une reconnaissance au cours de cette thèse. Voir texte pour commentaires.

a) *Les failles de la Tête Ronde*

Le faisceau de failles de la Tête Ronde a été étudié par [Pochat \(2003\)](#), [Guillocheau et al. \(in Joseph et al., 2005\)](#) et [Pochat & Van Den Driessche, \(2007\)](#) (Voir [Partie II-3-1](#)). Il est constitué de quatre failles majeures d'orientation E-W et de rejet décimétrique. Ces auteurs ont conclu au jeu syn-sédimentaire de ces failles, principalement sur la base d'arguments sédimentologiques (variations de faciès et d'épaisseur entre les compartiments séparés par les failles).

Dans le but de discuter le caractère synsédimentaire de ces failles sur la base d'arguments structuraux et microstructuraux, il nous a semblé pertinent de porter notre attention sur les bancs turbiditiques localisés à la périphérie des failles majeures. En effet, les structures de plus petite échelle (failles à rejet décimétrique) susceptibles d'être localisées dans la zone d'endommagement de ces failles majeures pouvaient ne pas avoir

été réactivées par les épisodes tectoniques ultérieurs et avoir seulement subi la diagénèse d'enfouissement. Les résultats de cette prospection sont présentés sur la figure IX-3.

Les failles étudiées sont localisées dans le bloc abaissé situé entre deux failles majeures antithétiques (Fig. IX-3A). Ce sont des failles normales de rejets millimétriques à décimétriques orientées en moyenne N140E. Elles affectent des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique de granulométrie grossière à fine et des bancs pélitiques d'épaisseur décimétrique (Fig. IX-3B&C).

La figure IX-3B&C montre une faille à rejet décimétrique dont la partie supérieure du bloc de toit comporte un niveau pélitique pluri-centimétrique absent dans le bloc de mur. Cette faille est scellée par un niveau gréseux d'épaisseur centimétrique coiffant le bloc de mur et le bloc de toit (Fig. IX-3B&C).

Des failles mineures de rejet jusqu'à centimétrique sont présentes dans les blocs de mur et de toit de cette faille (Fig. IX-3B, C&D). Ces failles ont une épaisseur millimétrique et sont de couleur sombre.

En observation microscopique, ces failles sont matérialisées par la présence de stylolithes de couleur sombre (Figure IX-3E, F&G). Ces stylolithes affectent le plan de faille ainsi que le contact entre lamines sédimentaires de granulométrie différente.

Dans le plan de faille, deux types de grains sont présents : (1) des grains de quartz et de feldspaths non fracturés à légèrement fracturés par des fractures sub-parallèles au plan de failles. Ces grains contiennent des impuretés distribuées de façon homogène (Fig. IX-3F &G) ; (2) Des grains de quartz limpides à bords cristallins ou montrant des golfes de dissolution présents au voisinage du stylolithe (Fig. IX-3F&G).

Nous interprétons les grains notés (1) comme les grains détritiques. Ces derniers montrent une fracturation discrète à absente et ne montrent pas de critère de cisaillement ni de mouvement relatif les uns par rapport aux autres. Nous interprétons les cristaux (2) comme des cimentations diagénétiques reprises en stylolithes et s'appuyant sur les hétérogénéités sédimentaires et structurales du grès.

Le scellement précoce de ces structures par des bancs turbiditiques sus-jacents, l'épaisseur supérieure des dépôts dans le bloc de toit des failles à rejet décimétrique, le faible état microscopique de fracturation du grès encaissant et l'absence de réduction granulométrique significative dans la faille suggèrent qu'il s'agisse de failles syn-sédimentaires. Etant donné la très faible fracturation, ces structures pourraient être des

bandes de désagrégation (Fossen, 2007) (i.e. réarrangement de grains sans cataclase sous faible enfouissement (0-500m)) ensuite compactées et cimentées par la diagénèse.

b) Les failles de la Foux d'Allos

Il s'agit de failles normales orientées en moyenne nord-sud, avec des pendages très faibles vers l'ouest (4-15°W), et u pitches autour de 90° (Fig. IX-4A&B). Ces failles affectent les Grès d'Annot et les Schistes à Blocs sus-jacents avec des rejets métriques à décimétriques. Sur le versant de la Baisse de l'Aiguille, l'observation de ces failles est rendue plus complexe par la présence des failles NE-SW à fort pendage étudiées dans le chapitre IV de ce manuscrit. Sur le versant de la Baisse de l'Auriac, ces failles montrent une géométrie listrique dans les niveaux supérieurs des Grès d'Annot et une géométrie de collapse de l'anticlinal de compensation associé (Fig. IX-4A&B).

Au contact Grès d'Annot-Schistes à blocs, les miroirs de ces failles portent une fine striation, très régulière, sans minéralisation macroscopique (Fig. IX-4C).

En observation microscopique, ces failles montrent une structure en feuillets superposés de l'ordre de 200 µm d'épaisseur, composés d'une alternance de grains de quartz et feldspath de petite taille pris dans une matrice claire, et de deux plaquages pélitiques à matrice sombre dans lequel flottent essentiellement des grains de quartz limpides, de forme diverses, de jusqu'à 100 µm de diamètre (Fig. IX-4D&E). Les fractures transgranulaires et intragranulaires sont absentes. Les grains ne montrent pas d'orientation préférentielle particulière.

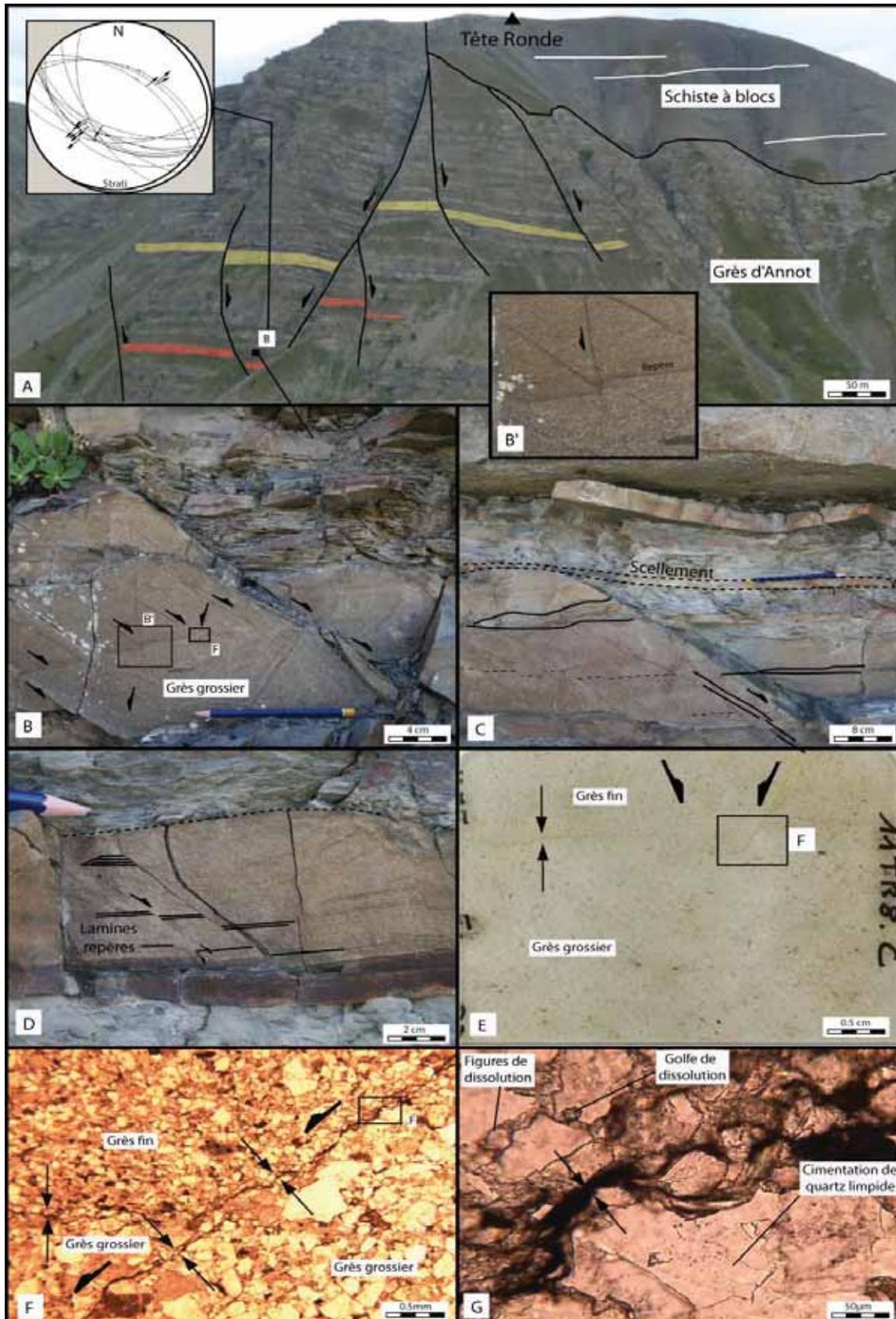
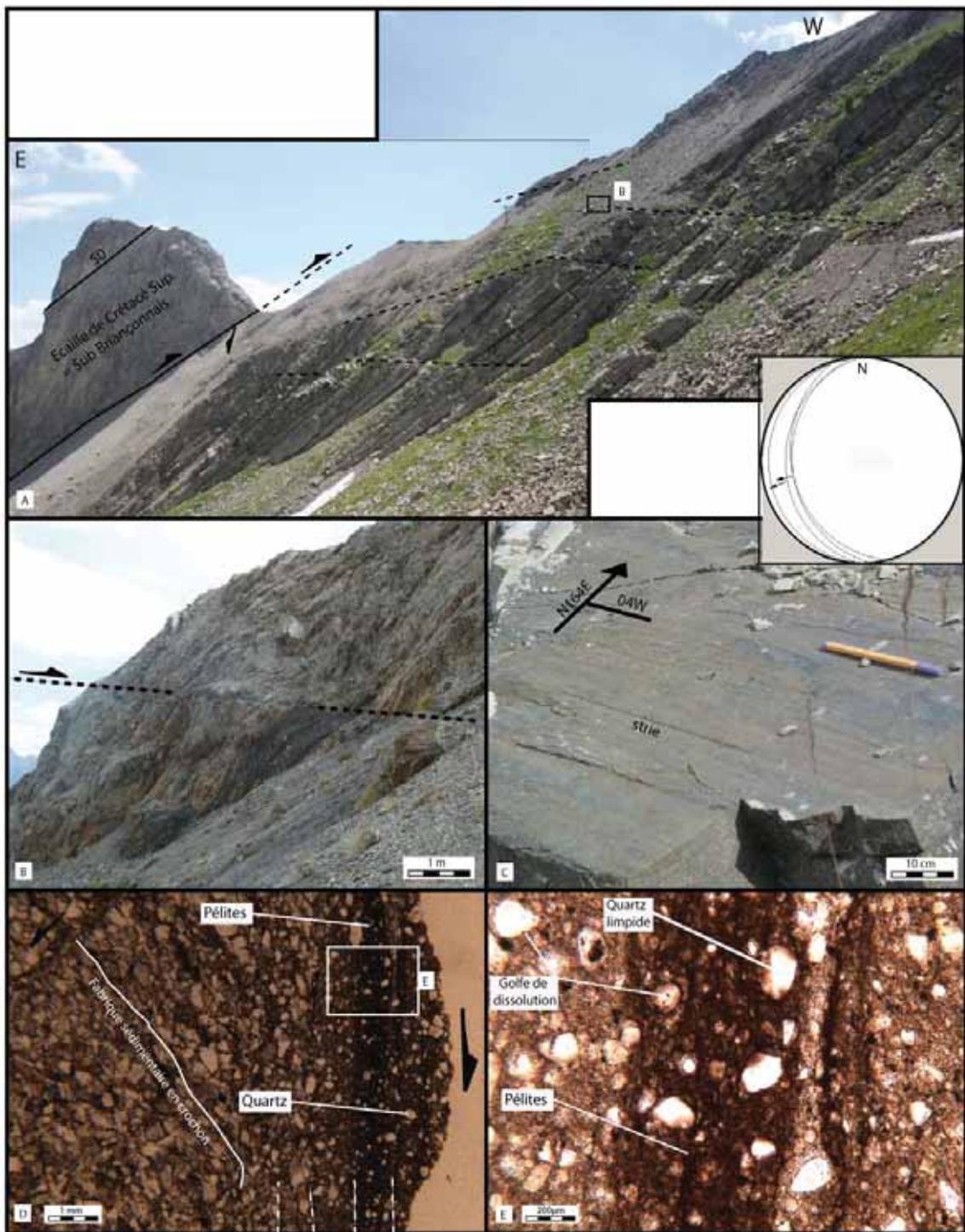


Figure IX-3 : (A) Vue générale des failles E-W de la Tête Ronde depuis la Tête de Glaudon et localisation de l’affleurement étudié. (B, C & D) Failles de rejet centimétrique à décimétrique scellées par les bancs supérieurs. (E) Photographie de lame mince. (F & G) Microstructures du plan de faille et localisation des stylolites diagénétiques – Image microscopie lumière naturelle.



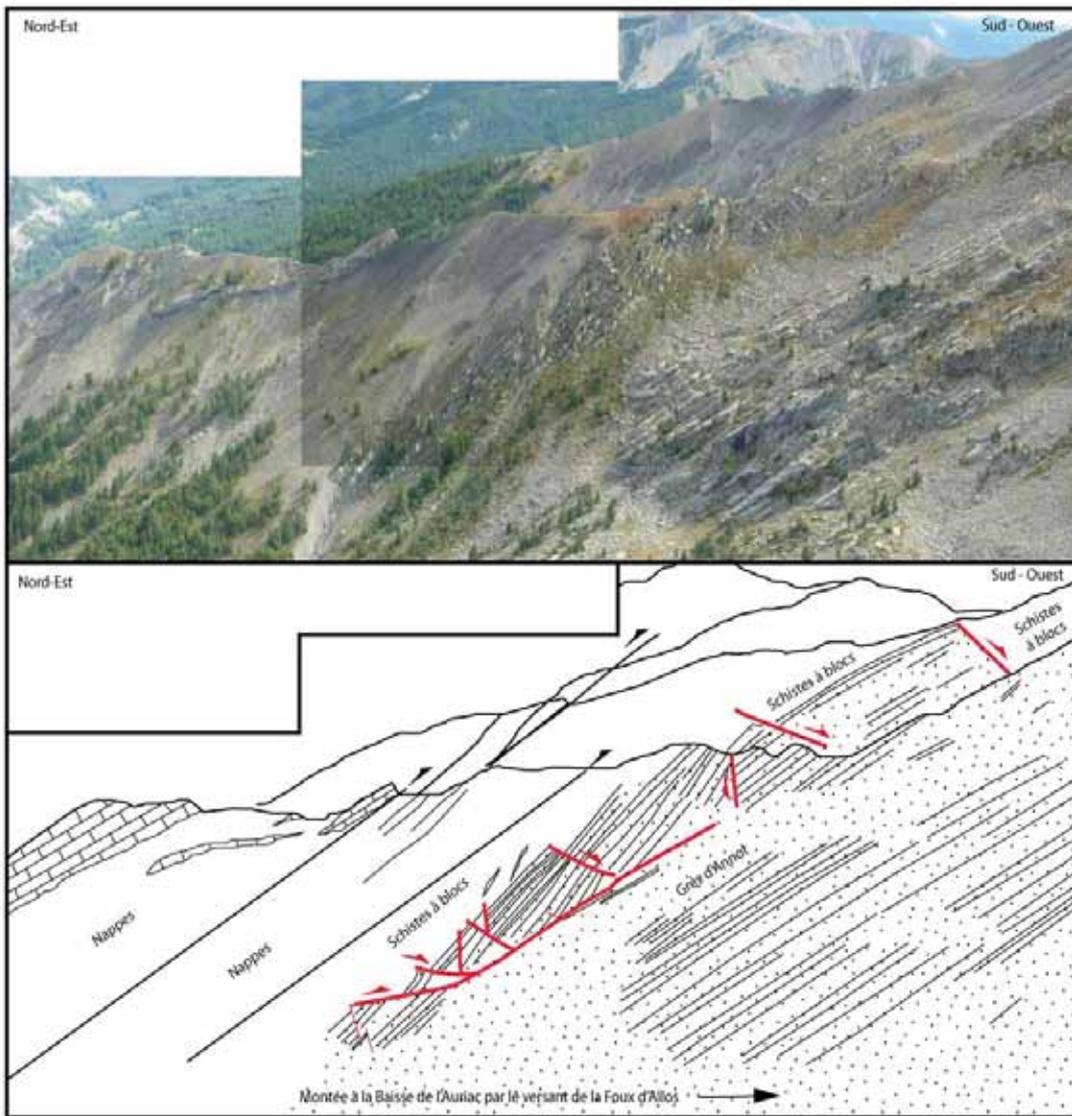


Figure IX-4 : (A) Vue générale vers le sud du thalweg montant de la Foux d'Allos à la Baisse de l'Aiguille, montrant des failles affectant le sommet des Grès d'Annot et les Schistes à Blocs. (B) Affleurement d'un plan de faille à pendage faible vers l'ouest. (C) Miroir de faille à pendage faible vers l'ouest. (D&E) Microstructures associées à ces plans de failles (microscopie optique en lumière naturelle) – Voir texte pour commentaires. (F) Vue générale vers le sud du thalweg montant de la Foux d'Allos à la Baisse de l'Auriac et (G) Interprétation structurale.

Le grès au voisinage de ce miroir montre une fabrique sédimentaire et diagénétique replissée en forme de crochons au voisinage du plan de glissement.

L'absence de fractures et la présence de rotations de grains dans l'éponte et le cœur de ces roches de failles sont interprétées comme l'expression d'une déformation précoce, antérieure à la diagenèse d'enfouissement.

IX-2-2-Les failles post-sédimentaires de la zone interne

Dans cette section, deux zones de failles sont présentées : a) les failles E-W du Champsaur et b) les failles N-S du col de la Cayolle et du Général.

a) *Les failles E-W du Champsaur*

Ces failles affectent la formation turbiditique des Grès du Champsaur composant la couverture de la boutonnière de socle de Dormillouse (Hautes Alpes) (Fig. IX-5A&B). La réflectance de la vitrinite du protolithe de ce secteur est de 5.13% (Partie III- 2), soit une température d'enfouissement maximale supérieure à 240°C.

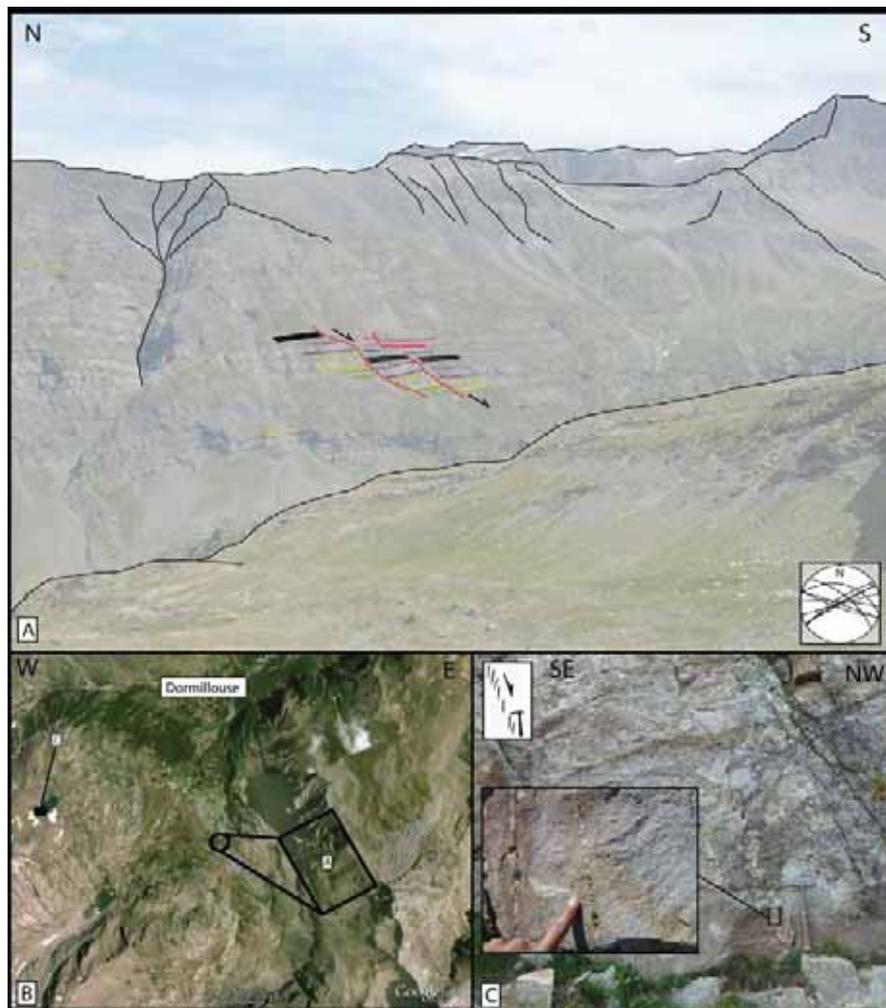


Figure IX-5 : (A&B) Vue générale des failles E-W du Champsaur et corrélation de bancs turbiditiques associés. (C) Géométrie en échelons de veines à remplissage de quartz fibreux.

Ces failles sont des failles normales d'orientation E-W, avec des rejets métriques à pluri-décamétriques. Des veines d'épaisseur centimétriques disposées en échelon sont associées à l'endommagement ou à la terminaison de ces failles. Ces veines montrent des remplissages de quartz fibreux, très similaires à celles décrites dans les roches foliées du secteur de Point Vert-Restefond ([Partie IV-2](#)). Cependant, il n'a pas été observé ici de foliation macroscopique.

La présence de veines de quartz suggère une température d'activité de ces failles supérieure à 80-90°C ([Renard & Ortoleva, 1997](#)).

b) Les failles N-S de l'affleurement du Général et du col de la Cayolle

Les zones de failles de l'affleurement du Général et du col de la Cayolle sont regroupées dans cette section car elles montrent des orientations et mécanismes de déformation similaires.

L'affleurement du Général a été décrit par [Du Bernard \(2002\)](#) ([Fig. IX-6A](#)). Il s'agit d'un système de failles orienté N-S et associé à la faille majeure du Camp des Fourches, cette dernière abaissant le bloc ouest du système de plusieurs centaines de mètres. Le faisceau de failles du Général affecte les Grès d'Annot dans le bloc de toit de la faille du Camp des Fourches avec des rejets décimétriques à pluri-métriques.

Les failles du col de la Cayolle sont des failles d'orientation nord-sud affectant les Grès d'Annot avec des rejets décimétriques à décamétriques. Celles-ci sont situées à proximité (1km à l'Ouest) d'une faille N-S recoupant les Grès d'Annot et les nappes et ayant un rejet de 300 mètres. L'affleurement présenté est situé 400 mètres sous le col de la Cayolle sur le versant sud ([Fig. IX-6B, C, D & E](#)). La stratification possède un pendage de N150E-30°NE. Deux failles à pendages antithétiques montre un angle d'intersection supérieure proche de 45°. La bissectrice de cet angle aigu est basculée vers l'Est et suggère une activité ante basculement. Le cœur de ces failles est formé d'un couloir intensément fracturé de façon subparallèle aux deux orientations des failles majeures ([Fig. IX-6B&C](#)). Dans la zone d'endommagement, les fractures associées à ces failles sont nombreuses et se densifient à proximité des plans majeurs. La plus grande partie de ces fractures recouperont l'intégralité de la série stratifiée visible sur l'affleurement, ne se limitant pas à un seul banc.

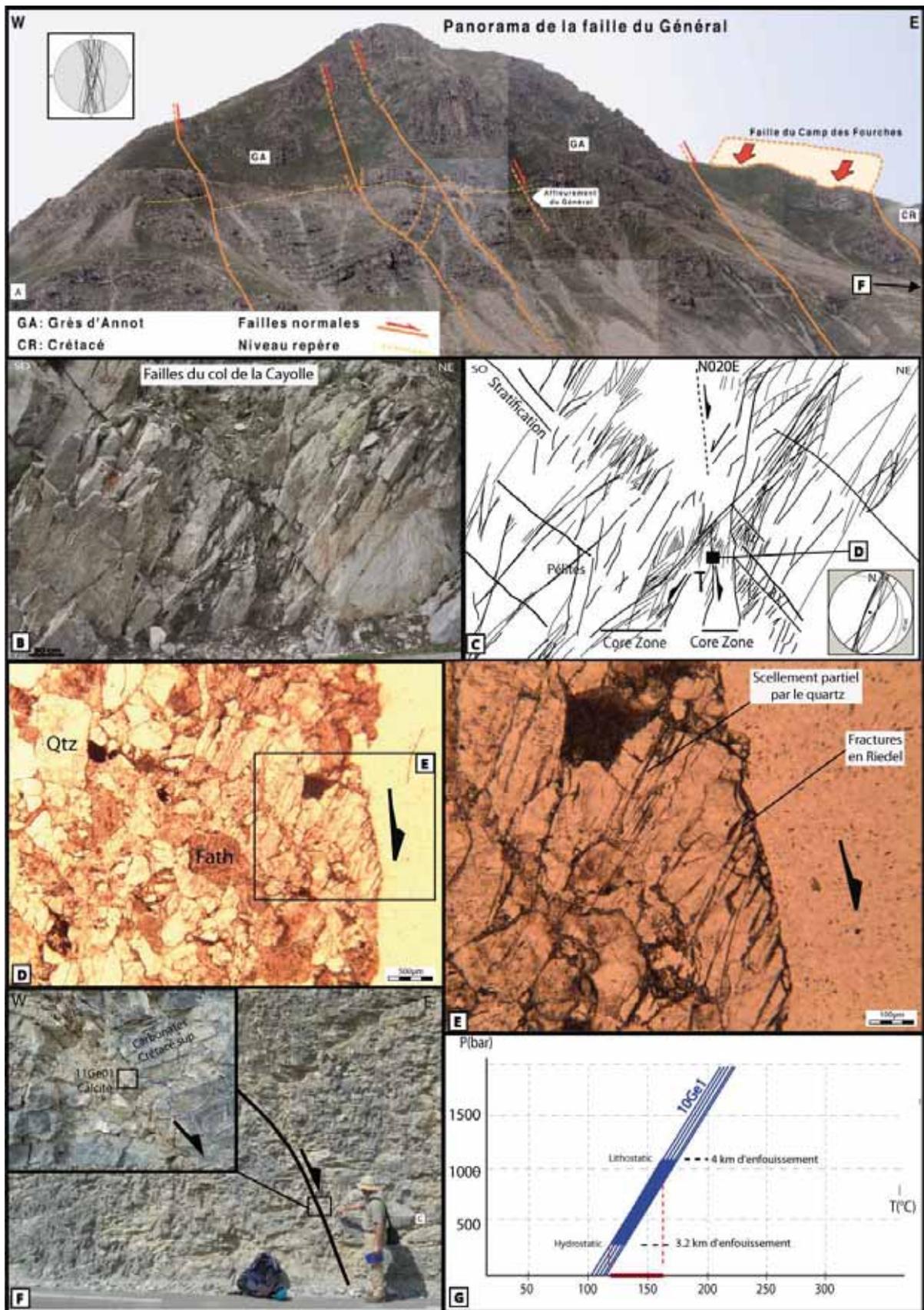


Figure IX-6 : (A) Vue générale vers le Nord de l’affleurement du Général et de la faille du Camp des fourches (Du Bernard, 2002). (B) Affleurement des failles N-S du col de la Cayolle et (C) interprétation structurale associée. (D & E) Microstructures des failles du col de la Cayolle (Voir texte pour commentaires). (F) Faille satellite de la faille du Camp des Fourches affectant les carbonates crétacés, avec localisation des échantillons de veines de calcite associées à la faille et (G) résultats de l’étude microthermométrie sur inclusions de fluides du ciment de calcite des veines.

Les microstructures présentées sur la **figure IX-6-D&E** montrent une roche hôte arkosique affectée par des fractures transgranulaires dont la densité augmente à l’approche du plan de glissement principal. Le grain de quartz présenté en **figure IX-6- E** montre une géométrie générale de crochon et est affecté par des fractures ayant l’orientation de plan R au sens de Riedel. Ces structures sont cohérentes avec la cinématique en faille normale. Certaines des fractures affectant le grain au voisinage de la faille montrent de discrètes surcroissances de quartz limpides.

Dans le but de déterminer la température d’activité de ces failles normales N-S, nous avons procédé à l’étude microthermométrie des inclusions de fluides sur les cristaux de calcite d’une veine syncinématique d’une faille satellite de la faille du Camp des Fourches. Cette veine est situé dans un relai extensif d’une faille normale à rejet métrique affectant les carbonates d’âge Crétacé Supérieur sous-jacents au Nummulitique (**Fig. IX-6A&F**). Cette étude a été réalisée à partir de la méthodologie présentée dans le **chapitre VII** de ce manuscrit.

Les résultats sont présentés dans la **figure IX-6G**. 6 inclusions primaires ont pu être analysées dans deux échantillons différents. La température de première fusion de la glace (i.e. « *first melting temperature* » température à laquelle le fluide coexiste pour la première fois avec le solide) est comprise entre -13°C et -16°C. Cette gamme de température est légèrement supérieure aux températures de point eutectique publiées pour le système NaCl-H₂O (-22.9°C; Crawford, 1981; -21.2°C; Borisenko, 1977). La température de fusion complète de la glace est comprise entre -6°C et 0°C (-11°C pour le système H₂O-NaCl-CH₄; Becker et al., 2010). Ces températures impliquent des salinités très basses, comprises entre 5.1 % à 6.5% en équivalent NaCl, d’après les équations de Brown and Lamb (1989). Les températures d’homogénéisation de la phase liquide après corrections sont comprises entre 104°C et 111°C.

Les isochores de la **figure IX-6G** ont été construites à partir du programme FLINCOR (Brown, 1989), dans le but de moyenner les valeurs microthermométrie présentées ci-

dessus. Afin d'accéder à la température de piégeage de ces inclusions fluides, nous discutons ci-dessous les conditions barométriques de piégeage sur la base de nos observations microstructurales et du parallèle avec une étude préalable.

Nos observations microstructurales montrent de légère surcroissance de quartz dans les roches de la faille N-S de l'affleurement de la Cayolle. Ce mécanisme nécessite une température d'activité supérieure à 80-90°C (Renard & Ortoleva, 1997) et donc un enfouissement minimum de 3 km dans l'hypothèse d'un gradient géothermique de 30°C/km. De plus, les carbonates crétacés sont stratigraphiquement au dessous des Grès d'Annot dans lesquels ont été faites les observations microstructurales : il s'agit donc d'un enfouissement minimum. Sanchez et al. (2010) date l'activité de la faille du Camp des Fourches à 4-5 Ma et chiffre la vitesse d'exhumation globale du système à 0.8 mm/an au cours des derniers 8 Ma. Ainsi, l'enfouissement de la faille du Camp des Fourches lors de son activité serait compris entre 3.2 et 4 km. Ces conclusions restent préliminaires étant donné la distance entre les affleurements du col de la Cayolle et ceux du Général.

Ainsi, la figure IX-6G montre une gamme d'activité comprise entre 120°C et 160°C au niveau du Crétacé Supérieur pour ces failles d'orientation nord-sud. Il est probable que la pression de piégeage des inclusions de fluides tende vers la pression hydrostatique car la pression-solution/précipitation de quartz dans ces roches de failles est absente au Général et discrète à la Cayolle. Deux hypothèses sont avancées : (1) la température d'activité de ces failles est très proche de la limite thermique d'activité de ce mécanisme (90°C + enfouissement supplémentaire lié à l'épaisseur de la série tertiaire sur le crétacé Sup (120°C).) ou (2) la température d'activité de ces failles est bien supérieure (jusqu'à 160°C) à la température minimale de la pression-solution du quartz (90°C) mais la durée d'activité du mécanisme a été trop courte pour en autoriser une large expression dans les roches de faille étudiées. cinétique du système n'a pas autorisé une large expression de ce mécanisme.

IX-2-3-Les failles post-sédimentaires de la zone intermédiaire

a) Les failles de Chalufy

Les failles de Chalufy affectent les Grès d'Annot et les Marnes Bleues à globigérines sous-jacentes sur le célèbre affleurement exposant l'onlap des bancs turbiditiques sur les

marnes (Ravenne, 2002; Smith & Joseph, 2004 ; Phillips et al., 2011) (Fig. IX-7A). La réflectance de la vitrinite dans le protolithe est de 0.58-0.65% (Partie III- 2), soit une température d'enfouissement maximale comprise entre 71 et 76°C avec la corrélation de Vassoyevitch et al., (1979) et 105-114°C pour la méthode de Sweeney & Burnham, (1990).

La faille principale montre une composante normale exprimée dans la géométrie générale (figure IX-7A) et par les critères cinématiques des surfaces de failles, notamment dans les marnes. Dans les grès, les miroirs de failles sont principalement décrochants (senestre et dextre) à normaux, d'orientation N-S à N035E et N80E à N110E. Cette deuxième orientation est minoritaire. L'échantillon 10CH2 a été prélevé sur un miroir de faille normale orienté N012E-85W-90°.

Les microstructures montrent sur le miroir principal une réduction granulométrique associée à des fractures en position de fractures R au sens de Riedel par rapport au plan principal de glissement. Il résulte de ces deux mécanismes une brèche cataclastique d'une centaine de microns d'épaisseur en bordure du miroir principal. Les fractures R de la zone d'endommagement de ce cisaillement sont scellées par du quartz microcristallin limpide en lumière naturelle.

La pression solution du quartz étant active à partir de 80°-90°C, la présence de ciments de quartz suggère des températures de remplissages supérieures pour ces fractures. Deux solutions sont proposées : (1) le remplissage est associé à l'activité de la faille et donne une borne inférieure à sa température d'activité ; (2) le remplissage de ces veines n'est pas synchrone de l'ouverture et peut être associé à des circulations de fluides ultérieures.

Cette étude préliminaire sur les failles de Chalufy soulève plusieurs questions. (1) Pourquoi la pression solution du quartz est-elle si développée dans la faille alors que le protolithe est tout juste suffisamment enfoui (Importance de la durée passée entre 71°C-114°C- Partie III-2) ? (2) Les fluides présents dans la zone de faille étaient-ils en équilibre thermique avec l'encaissant ? (3) Si ce n'est pas le cas, quel est leur source de ces fluides apportant l'anomalie thermique ? Répondre à ces questions nécessiterait une étude structurale et des traceurs géochimiques (isotopes stables) complémentaire, notamment dans les marnes sous-jacentes.

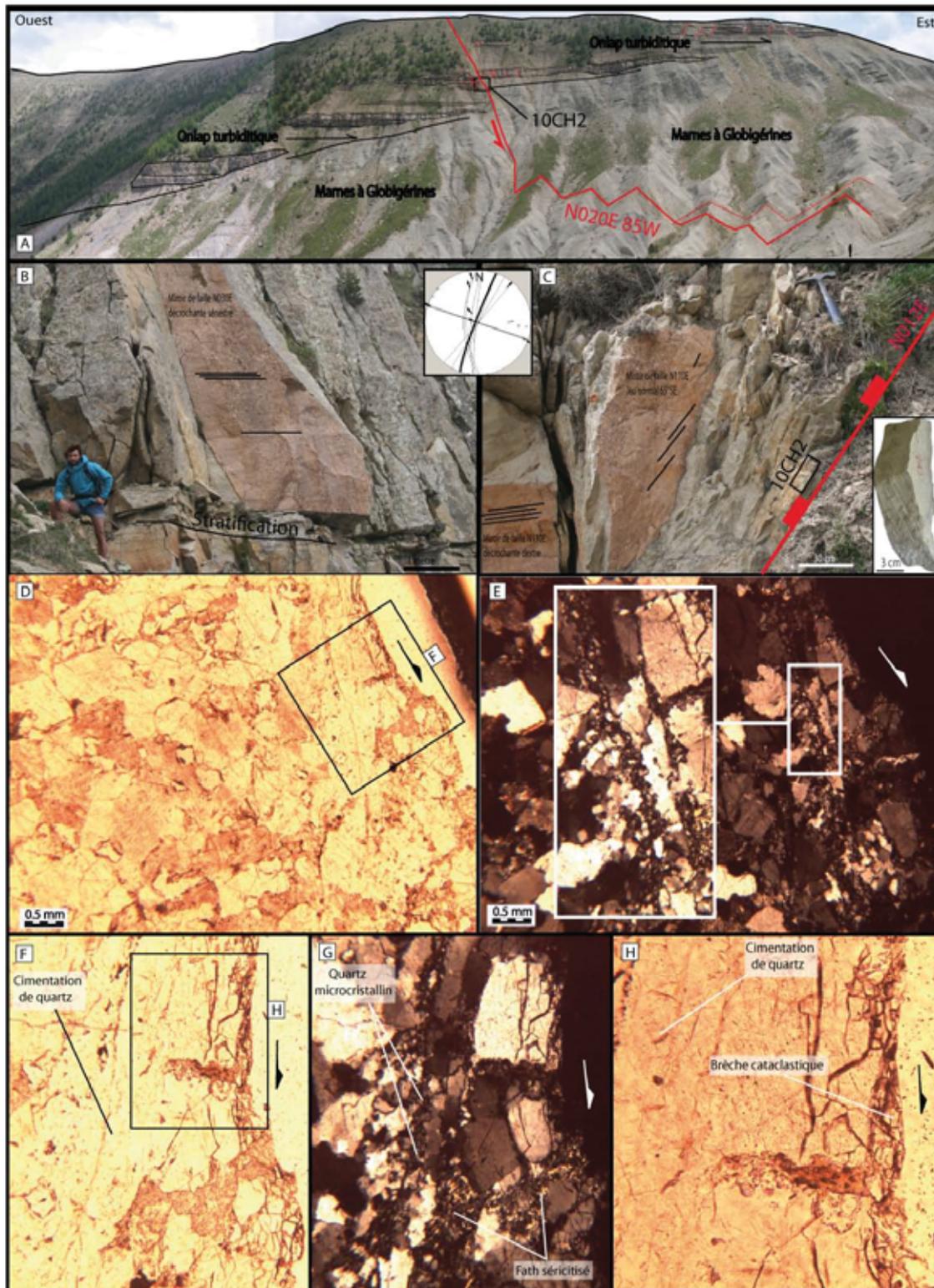


Figure IX-7 : (A) Vue générale vers le NE des failles de l’affleurement de Chalufy et de la géométrie d’onlap des Grès d’Annot sur les Marne Bleues à globigérines. (B&C) Miroirs de failles et localisation de l’échantillon (Voir texte pour commentaires). (D, E, F, G&H) Microstructures associées à la faille de Chalufy. Notons le remplissage par le quartz des fractures associées à la faille. Microscopie optique en lumière naturelle (D, F&H) et en lumière polarisée (E&G).

IX-2-4-Les failles post-sédimentaires de la zone externe

a) Les failles à rejet décimétrique de Braux

Les failles de Braux étudiées par [Labaume et al. \(2008b\)](#) sont situées à quelques centaines de mètres à l'ouest d'une faille de rejet déca- à hectométrique appelée « faille de Braux » par [Ravenne et al. \(1987\)](#), « faille de Saint Benoit » par [Tomasso & Sinclair \(2004\)](#) et « faille du Savelet » par [Puigdefabregas et al., 2004](#)). Cette faille d'orientation NW-SE a été décrite par ces auteurs comme syn-sédimentaires, synchrone du dépôt des Marnes Bleues à Globigérines et de la partie inférieure des Grès d'Annot.

Les failles étudiées par [Labaume et al. \(2008b\)](#) sont d'orientation NNW-SSW, ont des rejets verticaux de quelques centimètres au maximum et portent des stries indiquant des mouvements normaux et décrochants. Les veines observées, cinématiquement associées à ces failles, présentent une cimentation exclusivement carbonatée. Le mécanisme de pression-solution des silicates associé à la déformation est absent ; ce fait indique une température d'activité lors du fonctionnement de la zone de faille inférieure à 80°C.

Ces failles sont interprétées comme appartenant au système post-sédimentaire, avec une combinaison de jeux normaux et décrochants liés à l'activité de la faille majeure de Rouaine ([Labaume et al., 2008b](#)).

b) Les failles du Ray

Le faisceau de faille du Ray est situé dans un thalweg à 900 m au nord-est de la faille synsédimentaire de Braux ([Fig. IX- 8A](#)). La réflectance de la vitrinite pour le protolithe de cette zone est de 0.43 à 0.47% ([Labaume et al., 2008b](#) ; [Partie III- 2](#) de ce manuscrit), soit une température d'enfouissement maximale comprise entre 58 et 63°C avec la corrélation de [Vassoyevitch et al., \(1979\)](#).

Ces failles sont orientées nord-sud et affectent les Grès d'Annot avec des rejets décimétriques à décamétrique, la faille principale ayant le bloc est abaissé ([Fig. IX- 8A](#)). La zone d'endommagement de cette faille majeure est composée de failles de rejets décimétriques à métriques affectant les bancs de grès massifs et les niveaux hétérolithiques

(Fig. IX- 8B). Des veines de calcite sont associées à la fracturation d'extrado de bancs de grès dans les crochons de faille (Fig. IX- 8C).

Les observations microstructurales montrent un miroir de faille couvert d'un placage d'une centaine de microns d'épaisseur d'un mélange d'argiles, de grains de quartz de petite taille et scellé par un ciment de calcite micritique (Fig. IX- 8D). La roche hôte est composée de grains de quartz, de feldspath séricitisé (altération héritée) et de micas détritiques. Un grain de quartz en bordure du plan de glissement est affecté par des fractures intra-granulaires à géométrie radiale naissant sur un contact inter-grain. Ce mécanisme semble participer à la réduction granulométrique observée entre la roche hôte et le plaquage du miroir de faille (Fig. IX- 8E&F).

Nous interprétons ce faisceau de failles comme des failles post-sédimentaires affectant un grès arkosique de diagénèse faible à modérée, de compaction modérée et à température d'activité faible à modérée (<80°C).

La cinématique de ces failles est cohérente avec le mouvement senestre de la faille de Rouaine : elles accommodent probablement les déformations dans un quadrant extensif de ce décrochement majeur (Fig. IX- 8G). Ces conclusions sont en accord avec les conclusions de [Labaume et al. \(2008b\)](#) pour les failles de rejets décimétriques décrites dans la section précédente.

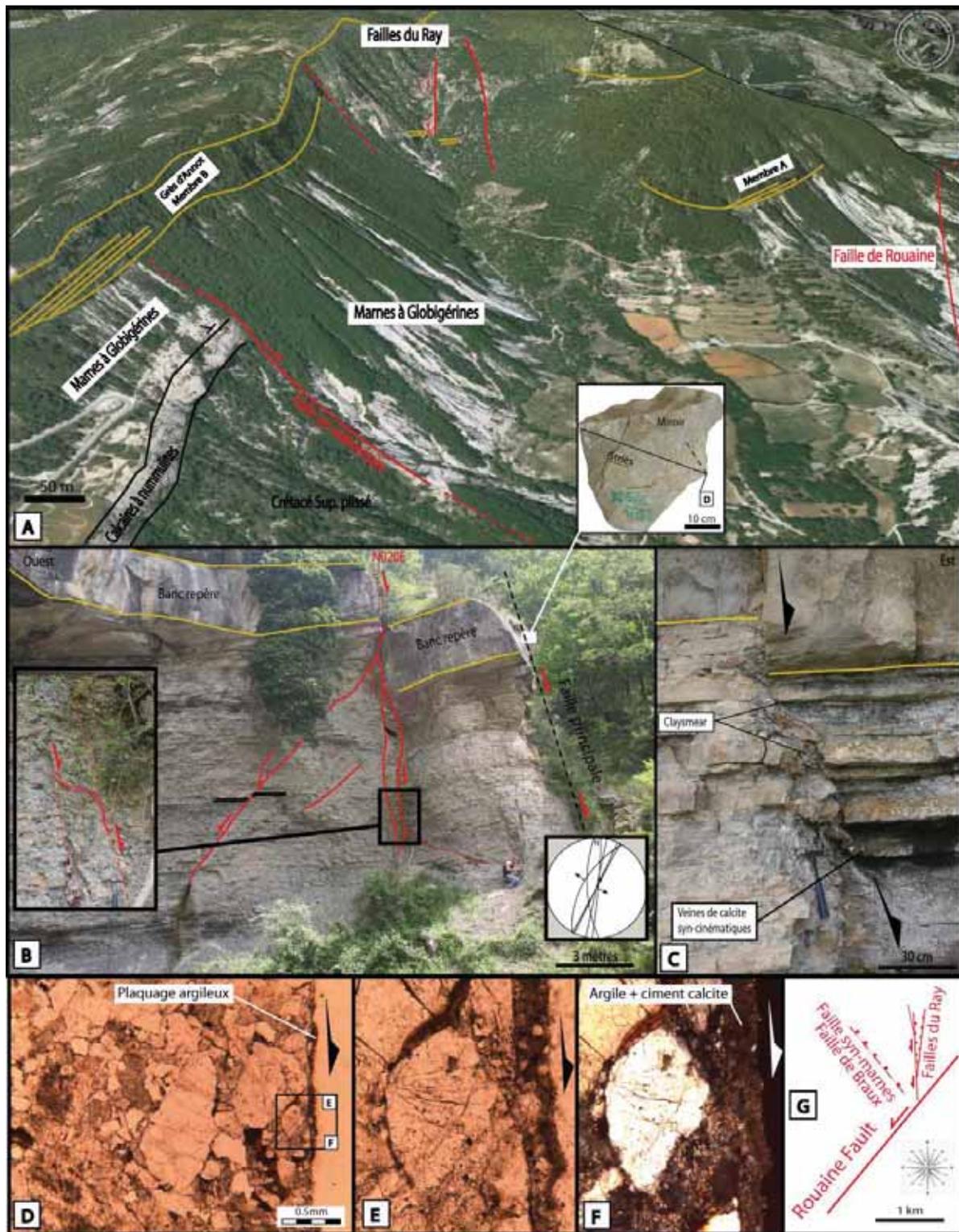


Figure IX-8 : (A) Vue générale des failles de Braux (syn-sédimentaire), de Rouaine et du Ray (post-sédimentaires). (B&C) Affleurements de la zone de faille N-S du Ray - voir texte pour commentaires. (D,E,F) Microstructures de la faille du Ray (microscopie en lumière naturelle). (G) Interprétation structurale du secteur ; la zone de faille du Ray est associée à un quadrant extensif de la faille décrochante de Rouaine.

IX-3-Synthèse sur les différentes générations de failles et leur place dans l'évolution structurale des Alpes externes du Sud-Ouest.

Deux principales directions de failles normales affectent la série des Grès d'Annot, les failles d'orientation E-W / NE-SW et les failles d'orientation N-S à NNW-SSE ([Kherchove 1969](#) ; [Labaume et al., 1989](#)).

Les failles E-W / NE-SW

Dans la zone de Point Vert-Restefond, les failles E-W ont été interprétées comme synsédimentaire sur la base d'arguments sédimentologiques ([Bouroullec et al., 2004](#), [Pochat & Van den driessche, 2007](#)). D'un point de vue microstructural, ce jeu précoce est masqué par le jeu tardif sous fort enfouissement décrit ci-dessous.

Nos datations sur la faille E-W de Point Vert (21 Ma, sous 250°C-0.1Gpa) montre que son activité est synchrone avec l'âge d'activité des chevauchements de socle dans le massif de l'Argentera (22.5 Ma, sous 350°C et 0.35-0.4GPa), déterminé sur la faille de Frema Morte ([Corsini et al., 2004](#) ; [Sanchez et al., 2010](#)). Dans l'hypothèse d'un gradient géothermique moyen (30°C/km), ces données suggèrent que le chevauchement de socle s'est effectué de façon synchrone avec ces failles normales mais dans des conditions thermiques correspondant à 3 à 4 km d'enfouissement supplémentaire. Cet enfouissement supplémentaire est probablement associé à l'épaisseur de la série mésozoïque sur les zones d'études et n'entraîne pas obligatoirement le processus de substitution de socle évoqué par [Sanchez \(2010\)](#).

La comparaison des températures maximales dans le protolithe et des températures de déformation dans les roches de failles montre que l'activité de ces failles normales est sub-synchrone de l'enfouissement maximal (légèrement plus froid) des Grès d'Annot sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye. La correspondance d'âge avec les chevauchements dans le massif de l'Argentera suggère que ces failles pourraient correspondre aux premiers stades de l'extension dans la couverture sédimentaire provoquée par le soulèvement des unités chevauchantes dans le socle sous-jacent. Plus particulièrement, leur orientation E-W suggère que leur localisation a pu être déterminée par le plongement axial du socle vers le NW dans le secteur où elles sont le plus développées ([Fig. IV-2-1](#)), ce plongement pouvant être lié à des rampes latérales des chevauchements de socle. Notons que des failles normales d'orientation E-W ont également été reconnues dans le Champsaur ([Partie XI-2-2-a](#)), où elles pourraient correspondre à une situation équivalente par rapport au massif du Pelvoux.

Par contre, l'activité des failles E-W de Point Vert-Restefond n'est pas cohérente avec le raccourcissement N-S décrit par [Sanchez et al., 2010](#) dans la couverture sédimentaire du nord-ouest de l'Argentera au Miocène inférieur.

Dans le secteur de l'Estrop, ces failles n'ont pas été datées par la méthode Ar/Ar ; Cependant, ces failles montrent des températures d'activités cohérentes avec l'enfouissement maximal des Grès d'Annot sur la zone, acquis au cours du Miocène inférieur (superposition Autapie + Parpaillon ; [Kherkove, 1969](#)). Les failles principales de l'Estrop sont sub-parallèles à la faille de Colmar les Alpes ; celle-ci montre cartographiquement une cinématique à composante normale à bloc abaissé Nord (au lac d'Allos, les Grès d'Annot présent au sud de la faille sont au même niveau altimétrique que les nappes situées au Nord de la faille). Les failles de l'Estrop pourraient être des failles satellites de cette faille majeure post-Nappes responsable de l'exhumation de son bloc sud.

Les failles N-S

Les failles N-S forment un réseau relativement dense dans la partie interne de la nappe de Dignes et spécialement à l'Ouest Nord-Ouest du massif de l'Argentera. Vers le SE, ces failles se branchent sur le décrochement NE-SW de Rouaine ; en effet, on ne trouve pas l'équivalent de ces failles N-S au sud de ce décrochement. Ces failles Nord-Sud rejoignent au nord le système de failles de la Haute Durance, à l'Est du Pelvoux ([Labaume et al., 1989](#)). Cette famille de failles post-nappes a été active sous des conditions thermiques et d'enfouissement plus faibles que le faisceau E-W près de la faille du Col des Fourches (100°C, 3-4km ; [Partie IX-2-2-b](#)) ; ces failles sont interprétées comme résultant du collapse gravitaire des Alpes externes, du Miocène supérieur à l'Actuel, associé à la migration de la déformation chevauchante vers l'ouest (nappe de Digne) ([Labaume et al., 1989](#) ; [Sanchez et al., 2010](#)). Ces failles N-S sont cohérentes avec l'activation en décrochement senestre de la faille de Rouaine ([Fig. IX-8](#)).

A la fin du pliocène, la compression N-S de l'ensemble de la nappe de Digne a réactivé en décrochement senestre les accidents NE-SW décrits ci dessus tandis que les failles N-S furent réactivées en décrochement dextre ([Labaume et al., 1989](#)). Les failles traversant le massif de l'Argentera-Mercantour telle que la faille de Bersézio sont, à partir cette époque et jusqu'à l'actuel, des failles décrochantes dextres majeures affectant aussi bien le socle que la couverture, et rejoignant le système de failles de la Haute-Durance. Cette cinématique correspond au champ de contrainte déduit de la sismotectonique actuelle.

CONCLUSIONS-PERSPECTIVES

CONCLUSIONS – PERSPECTIVES

Ce travail contribue à combler la lacune bibliographique concernant les caractéristiques structurales et pétrophysiques des zones de failles formées dans des conditions de métamorphisme de très bas degré. Deux grands thèmes de recherche sont directement concernés par ces conditions : (i) la compréhension du comportement de la croûte supérieure profonde (5-8 km) lors de la déformation, en particulier son potentiel sismogénique, et (ii) la recherche de ressources énergétiques nouvelles, qui se tourne de plus en plus vers les réservoirs profondément enfouis (jusque vers 7 km).

Au cours de ce travail, consacré aux failles affectant des sédiments silico-clastiques, différentes approches qualitatives et quantitatives ont été développées à partir de divers outils descriptifs, thermobarométriques et géochimiques : la géologie structurale multi-échelle (images aériennes, cartographie, microscopie optique et électronique (incluant la cathodoluminescence), EBSD), des mesures pétrophysiques de porosité et de perméabilité, la microthermométrie sur inclusion de fluides et, réalisées par différents collaborateurs, des mesures de la réflectance de la vitrinite et des indices de cristallinité de l'illite, des modélisations thermobarométriques de la composition des chlorites syn-cinématiques, des analyses géochimiques des isotopes stable O/C, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas syn-cinématiques.

Les principales conclusions de ce travail de thèse sont présentées ci-dessous :

La géométrie d'enfouissement du bassin

Cette étude a permis de préciser, à partir la réflectance de la vitrinite, la géométrie d'enfouissement des Grès d'Annot sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye dans les Alpes externes du Sud-Ouest. Sur une transversale SW-NE du bassin, le gradient d'enfouissement des zones externes (SW) vers les zones internes (NE) est non linéaire avec un saut thermique au niveau des secteurs du Grand Coyer Est et de l'Estrop. Ce saut d'enfouissement se situe sous la partie frontale des nappes, dans l'axe du front d'érosion actuel de la Nappe du Parpaillon. Nous attribuons ce saut thermique à la mise en place de la Nappe du Parpaillon au dessus de la Nappe de l'Autapie au Miocène inférieur.

Conditions pression-température d'activité des failles

Les failles du secteur de l'Estrop fonctionnent à une température de 200°C pour une pression de 0.6Kbar. Les failles du secteur de Point Vert-Restefond fonctionnent dans une gamme de température de 200-220°C et de pression comprise en 0.6 et 1.1 Kbar. Ces résultats ont été obtenus à partir des observations microstructurales, des données d'inclusion de fluides, des modélisations thermodynamiques sur chlorites synchroniques et des indices de cristallinité de l'illite, qui donnent tous des résultats convergents.

Age d'activité des failles de Point Vert-Restefond et rôle dans la géodynamique des Alpes externes

Les failles E-W à NE-SW de Point Vert-Restefond sont interprétées comme résultant des premiers stades d'extension dans la couverture associées au soulèvement consécutif au chevauchement du socle sous-jacent. Ces failles sont datées du Miocène inférieur (21 Ma) par datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs néoformés. Notons que dans le massif de l'Argentera, de tels chevauchements de socle ont été datés à 22Ma (Corsini et al., 2004 ; Sanchez et al., 2010). Les failles E-W à NE-EW de l'Estrop sont interprétées comme résultant du même épisode tectonique mais n'ont pas été datées. Ces failles ont respectivement fonctionné sous un enfouissement de 5-6 km pour les failles de l'Estrop et 8-9 km pour les failles de Point Vert-Restefond.

Les différents types de roche de faille

Deux types principaux de roches de failles caractérisent les failles de l'Estrop et de Point Vert-Restefond. Les brèches dilatantes sont majoritaires dans les zones de failles de l'Estrop alors que les arkoses foliées sont majoritaires dans les zones de failles de Point Vert – Restefond.

La déformation cisailante exprimée dans les brèches dilatantes témoigne de mécanismes de déformation dominés par (i) la fracturation transgranulaire et (ii) la pression-solution des silicates. Ce dernier mécanisme se manifeste principalement par une abondante

précipitation de quartz, les stylolites restant peu développés. Des géométries appelées « Sandstone smear » se développent pour des failles affectant des bancs d'épaisseur infra-métrique, notamment en conséquence aux mécanismes (i) et (ii) et à l'activation des Plans T de Riedel au cours de la déformation dans la zone de faille (Régime dilatant).

La déformation cisailante exprimée dans les arkoses foliées témoigne de mécanismes de déformation dominés par (i) La fracturation intragranulaire et transgranulaire, (ii) la pression-solution/précipitation des silicates, principalement le quartz, (iii) la néoformation de micas blancs issu de l'altération des feldspaths et (iv) la précipitation de chlorite. Ce travail montre également que les transformations minéralogiques dans la zone de faille, i.e. l'augmentation de la proportion en phyllosilicates au dépend des feldspaths, change radicalement la composition minéralogique de la roche. Cette augmentation de la proportion de phyllosilicates dans la roche de faille a une importance de premier ordre sur l'écoulement des fluides.

La déformation dans les pélites est exprimée par une déformation cassante et des surfaces de glissement localisées. Les niveaux pélitiques à forte proportion d'argiles montrent néanmoins localement des figures d'entraînement d'argiles (*claysmear*). Ces observations suggèrent que l'état diagénétique du protolithe affecte peu la capacité des argiles à se déformer plastiquement.

Le rôle de la pression effective sur le type de roche de faille

Cette étude montre le rôle de la pression effective au cours de la déformation en conditions hydratées dans un métamorphisme de très bas degré.

La faible pression effective au cours de la déformation encourage l'activation des plans T au sens de Riedel. Cette géométrie de déformation entraîne un élargissement de la zone de faille. En conséquence de l'activation des plans T, la fracturation du grès s'effectue préférentiellement par fracturation transgranulaire. Les interactions fluide-roche sont ainsi moins poussées que dans le cas des lentilles foliées par manque de surfaces réactionnelles (cf. ci-dessous). La roche de faille ainsi obtenue est une brèche dilatante (secteur de l'Estrop).

Les fortes pressions effectives favorisent la déformation selon les plans R de Riedel. Cette géométrie de déformation entraîne l'amincissement du volume de faille. La

déformation compressive associée à cet amincissement favorise la fracturation intragranulaire, qui favorise elle-même les interactions fluide-roche et ainsi le développement de la foliation. La roche de faille ainsi obtenue est une roche foliée dans laquelle la pression solution/précipitation des silicates, la muscovitisation des feldspaths et, dans une moindre mesure, la précipitation de chlorite, sont omniprésents (secteur de Point Vert – Restefond).

Les propriétés pétrophysique des deux principaux types de roches de failles

Dans les brèches dilatantes des failles de l' Estrop, les mesures de perméabilité dans les zones de failles ont été réalisées (i) parallèlement au plan de faille et perpendiculairement à la strie, (ii) parallèlement au plan de faille et à la strie et (iii) perpendiculairement au plan de faille. Les résultats montrent que le volume de brèche minéralisée a une perméabilité isotrope dans les trois dimensions de l'espace et équivalente à celle du protolithe (10^{-3} mD à Pconf. = 2 MPa).

Pour les arkoses foliées du secteur de Point Vert – Restefond, les mesures de perméabilité ont été effectuées sur carottes orientées selon les axes principaux de la déformation X, Y et Z. Les résultats montrent que l'axe Y de la déformation (parallèle aux veines et à la foliation) constitue un drain préférentiel potentiel (10^{-2} mD à PConf. = 2 MPa), tandis que les valeurs correspondant aux axes X, Z et au protolithe sont équivalentes et d'un ordre de grandeur inférieur (10^{-3} mD à Pconf. = 2Mpa). Le drain préférentiel pour les fluides selon la direction Y est situé dans les lits de phyllosilicates détritiques et néoformés donnant à la roche sa fabrique foliée ; la foliation n'étant pas recoupée par les veines dans cette direction. Nous discutons également le fait que l'axe Y de la déformation, parallèle à l'azimut de faille dans le cas d'un jeu normal ou inverse, est vertical dans le cas d'un décrochement. Ainsi, l'axe d'écoulement préférentiel dans les roches foliées, correspondant à l'axe Y de la déformation, est, en tout point d'une zone de faille, subperpendiculaire à la strie représentative du mouvement local, et ce à toutes les échelles. Contrairement aux brèches dilatantes, ces roches foliées montrent donc une anisotropie de perméabilité.

Ce travail de thèse discute également le rôle du scellement total, partiel ou absent des veines sur les migrations de fluides dans le système géologique étudié.

Le comportement des fluides au cours de la déformation

Les nombreuses géométries de recoupement observées et les figures d'injection dans les cimentations des failles de l'Estrop suggèrent une cyclicité des épisodes de cimentation au cours de la déformation. Nous interprétons ce fait comme le marqueur d'un régime dilatant libérant des espaces favorables aux chutes de pression et aux précipitations associées. Les précipitations scellant ces espaces, la remontée de la pression de fluide favorise à la nouvelle rupture selon le phénomène de valve sismique (e.g. [Sibson, 1990](#)).

Les chronologies de recoupements entre les veines fibreuses (synchrone des premiers stades d'acquisition de la foliation) et les veines prismatiques (stade matures ultérieurs) des failles du Secteur Point Vert-Restefond suggèrent un changement de comportement mécanique de la roche de faille au cours du temps. Les veines fibreuses montrent des mécanismes d'ouverture en crack-seal caractéristiques d'une déformation lente associée à la pression-solution. Les veines prismatiques montrent des ratios « déplacement d'ouverture/remplissage » plus grands menant à une texture prismatique des veines.

Ce travail montre que la taille du système de transfert par pression-solution-précipitation est plus grand dans le cas des failles de l'Estrop (pluri-métriques) que dans le cas des failles de Point Vert-Restefond (décimétrique).

Les données isotopiques montrent que les interactions fluide-roche sont plus poussées pour les roches de faille foliées que pour les minéralisations associées aux brèches. Les données géochimiques montrent aussi que les failles affectant les Grès d'Annot n'ont pas drainé de fluides d'origine externe à la formation des Grès d'Annot.

PERSPECTIVES

Géologie structurale – Rhéologie :

Etudier des failles actives dans des conditions d'enfouissement plus faibles (2-4 km) que les conditions d'enfouissements présentés dans cette étude (5-10 km) ; discuter les modalités d'apparition et de développement de la pression-solution du quartz.

Documenter les modalités et les effets de la diagénèse sur les structures de failles syn-sédimentaires profondément enfouies montrées en [Chapitre IX](#) i.e. failles de la Tête Ronde et failles de la Foux d'Allos.

Etablir les bilans de réactions minéralogiques et chimiques sur des failles de plus grands rejets que celles étudiées dans le [chapitre VI](#) de cette thèse ; Proposer un bilan chimique correspondant au bilan minéralogique déjà établi dans les zones de faille de Restefond et quantifier la part de néoformation de phyllosilicates dans la gouge de Point Vert. Discuter les problèmes de changement de volume entre le protolithe et les roches de failles. Ces approches permettent de mieux discuter le rôle des mouvements de fluides sur les transferts de matières dans les zones de faille.

Comparer les microstructures observées et les mécanismes de la déformation étudiées dans ce travail avec les microstructures observées sur des failles actives (e.g. [Boullier et al., 2004](#) ; [Li et al., 2012](#)).

Documenter les mécanismes de la déformation dans le cas d'un protolithe similaire, dans les mêmes conditions de P-T mais avec peu d'interactions fluide-roche et/ou une dynamique de rupture différente (ex : pseudotachylithes, failles « sèches » dans le socle (e.g. [Killick & Roering, 1998](#))). Cette approche pourrait permettre de mieux comprendre le comportement mécanique des failles dans la zone sismogénique et le rôle des fluides au cours de cette déformation.

Pétrophysique des zones de failles :

- Tester les gouges de failles sous forte pression de confinement pour discuter leur rôle sur les migrations de fluides en conditions réelles d'enfouissement.
- Comparer le rôle des gouges avec celui des grès foliés pour discuter sur bases de comparaisons, le rôle réel de ces derniers dans le système étudié.
- Tester les pélites du système étudié, les comparer aux grès déformés et non déformés et discuter leur rôle vis-à-vis des migrations de fluides.

Histoire géologique Alpine :

Poursuivre les datations Ar/Ar sur les roches de failles de Restefond (en cours), et sur les roches de failles de l'Estrop (non effectuées) pour mieux contraindre le rôle de ces failles dans la géodynamique alpine.

REFERENCES

REFERENCES CITEES

A

Ajdkiewicz, J. M., and R. H. Lander, 2010, Sandstone reservoir quality prediction: The state of the art : American Association of Petroleum Geologists, v.94, p.1083-1091.

Agard, P. and M. Lemoine, 2003, Visage des Alpes: Structure et evolution géodynamique, p.50.

Allmendinger, R.W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-fault propagation folds. *Tectonics*, v. 17, p. 640-656.

Anderson, E.M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edimburgh., Oliver and Boyd, 206p.

Antonellini, M.A., and A. Aydin, 1994, Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties: *AAPG Bulletin*, v.78, p. 355-377.

Apps, G., Peel, F.& Elliott, T., 2004, The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. In: Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), Geological Society Special Publication, v.211, p.65-96.

Argand E.,1911, Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes Occidentales : *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles* v.47, p.33-36.

Athy, L.F., 1930, Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks: American association of Petroleum Geologists Bulletin, v.14, p.1-24.

Auradou, H., G. Drazer, A. Boschan, J-P. Hulin, and J. Koplik, 2006, Flow channeling in a single fracture induced by shear displacement: *Geothermics*, v.35, p. 576-588, doi: 10.1016/j.geothermics.2006.11.004.

Aydin, A., 1978, Small faults formed as deformation bands in sandstones: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 913-930, doi: 10.1007/BF00876546.

Aydin, A., and D. Johnson, 1978, Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, p. 931-942, doi: 10.1007/BF00876547.

B

Balsamo, F., F. Storti, F. Salvini, A. Silva, and C. Lima, 2010, Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras formation, NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, v.32, p.1806-1826, doi: 10.1016/j.jsg.2009.10.010.

Barker, E., and Pawlewicz, M.J., 1994, Calculation of Vitrinite reflectance from thermal Histories and Peak Temperatures: Reevaluation of vitrinite Reflectance, American Chemical Society Symposium series 570, p. 216-229.

Baron, M., and J. Parnell, 2007, Relationships between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland: *Sedimentary Geology*, v.194, p.17-35.

Baudin, F., Tribollard, N., et Trichet, J., 2008, *Géologie de la matière organique : Société géologique de France* Vuibert, Paris, P. 1-263.

Bradbury, K. K., Evans, J. P., Chester, J. S., Chester, F.M., and Kirschner, D.L., 2011, Lithology and internal structure of the San Andreas fault at depth based on characterization of Phase 3 whole-rock core in the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) borehole: *Earth and Planetary Science Letters*, v.310, p.131-144, doi: 10.1016/j.epsl.2011.07.020.

Becker, S.P., P. Eichhubl, S.E. Laubach, R.M. Reed, R.H. Lander, and R.J. Bodnar, 2010, A 48 m.y. history of fracture opening, temperature, and fluid pressure: *Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas Basin : Geological society of America Bulletin*, v. 122 , p.1081-1093.

Benedicto A., and R. A. Schultz, 2010, Stylolites in limestone: Magnitude of contractional strain accommodated and scaling relationships: *Journal of structural Geology*, v.32, p.1250-1256.

Besson, L., 1972, Contributions à l'étude micropaléontologique et géochimique du Tertiaire du synclinal d'Annot (Alpes de Haute Provence). PhD Thesis. Univ. de Grenoble, France.

Betts, P. G., and Lister, G. S., 2002, Geodynamically indicated targeting for shale-hosted massive sulfide Pb–Zn–Ag mineralisation in the Western Fold Belt, Mt Isa terrane: *Australian Journal of Earth Sciences*, v.49, p.985–1010.

Bigot-Cormier, F., M. Sosson, G. Poupeau, J. Stephan, and E. Labrin, 2006, The denudation history of the Argentera alpine external crystalline massif (western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons: *Geodinamica Acta*, v.16-6, p. 455-473.

Bjørkum, P.A., Oelkers E.H., P. H. Nadeau, Walderhaug, O., & Murphy, W. M., 1998, Porosity prediction in sandstones as a function of time, temperature, depth, stylolite frequency, and hydrocarbon saturation : *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.82, p.637-648.

Bodelle, J., 1971, Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse d'état. Univ. de Nice, France. 540 pp.

Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, E., Ito, H., Pezard, P., and B. Ildefonse, 2004, Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan: *Tectonophysics*, v.378, p.165-181.

Bonnet, E., O. Bour, N.E. Olding, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz, 2001, Scaling Of Fracture Systems In Geological Media: *Reviews of Geophysics*, v.39, p.347-383.

Bouroulec, R., J. A. Cartwright, H. D. Johnson, C. Lansigu, J. Quemener, and D. Savanier, 2004, Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting: *Geological Society, London, Special Publications*, v.221, p. 241-265, doi: 0305-8719/03.

Borisenko, A.S., 1977, Study of the salt composition of gas-liquid inclusions in mineral by the cryometric method: *Soviet Geology and Geophysics*, v. 18, p. 11–19.

Bork, M.B., and K. Moen, 2007, Compaction microstructures in quartz grains and quartz cement in deeply buried reservoir sandstones using combined petrography and EBSD analysis: *Journal of Structural Geology*, v.29, p.1843-1854.

Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 168 pp.

Bouma, A.H., and C. Ravenne, 2004, The Bouma sequence(1962) and the resurgence of geological interest in the French Maritime Alps (1980s): The influence of the Grès d'Annot in developing ideas of turbidite systems: *Geological society of London, special publications*, v.211, p.27-38.

Boussac, J., 1912, *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin*. Mém. Expl. Carte Géol. Fr., 662 pp.

Brown, P.E., and W.M. Lamb, 1989, P-V-T properties of fluids in the system H₂O +/- CO₂ +/- NaCl - New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, 6, p. 1209-1221.

Brown, P.E., 1989, FLINCOR : A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data: *American Mineralogist*, v.74, p. 1390-1393.

Britt, M.B.E., and K. Moen, 2007, Compaction microstructures in quartz grain and quartz cement in deeply buried reservoir sandstones using combined petrography and EBSD analysis : *Journal of Structural Geology*, v.29, p.1843-1854.

C

Caine, J. S., J. P. Evans, and C.B. Forster, 1996, Fault zone architecture and permeability structure: *Geology*, v.24, p.1025-1028.

Callec, Y., 2001, *La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint Antonin)*. PhD Thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France, 340 pp.

Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995, Fault growth by segment linkage : an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah, *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1319-1326.

Cartwright, J.A., Bouroulec, R., James, D. & Johnson, D.D., 1998, Polycyclic motion history of some Gulf Coast growth fault from high resolution displacement analysis. *Geology*, v. 26, p. 819-822.

Cavailhes, T., R. Soliva, A. Benedicto, D. Loggia, R.A. Schultz, and C.A.J. Wibberley, 2009, Are cataclastic shear bands fluid barriers or capillarity conduits? Insight from the analysis of redox fronts in porous sandstones from Provence, France: 2nd International Conference on Fault and Top Seals, Montpellier, FO1, 3 p. Chardon, S.E., Livens, R.F., and Vaughan, D.J., 2006, Reactions of feldspar surfaces with aqueous solutions: *Earth-Science Reviews*, v.78, p.1-26.

Cavailhes, T., Labaume, P., Sizun, J-P, Soliva, R., Buatier, M., Charpentier, D., Chauvet, A., Potdevin, J-L., Travé, A., and C. Gout, 2012, Role of fluids in the development of fault zone structure in deeply buried arkosic turbidites; Implications on fault zone petrophysical

properties. The case of the Grès d'Annot (SE France): Geofluids VII-international Conference IFP Energies nouvelles, Ruel-Malmaison.

Cavailhes, T., Sizun, J-P, Labaume, P., Chauvet, A., Buatier, M., Mezri, L., Charpentier, D., Leclère, H., Travé, A., and C.Gout, in rev., Influence of fault rock foliation on fault zone permeability : The case of deeply buried arkosic sandstones (Grès d'Annot, SE France) : AAPG Bulletin, in rev.

Cavailhes, T., Soliva, R., Labaume, P., Wibberley, C., Sizun, J-P., Gout, C., Charpentier, D., and M. Buatier, submitted, Quantification of phyllosilicates neoformation within deeply buried arkosic formation: Implications for fault seal potential: Journal of Geophysical Research, submitted.

Ceriani, S., Fugenschuh, B. and Schimid, S.M., 2001, Multi-stage thrusting at the _Penninic Front_ in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massif: Int. J. Earth Sci., v.90, p.685–702.

Champagnac, J.D., Sue, C., Delacou, B., Tricart, P., Allanic, C., and M. Burkhard, 2006, Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis : Tectonophysics, v.25.

Chauvet, A., P. Piantone, L. Barbanson, P. Nehlig, and I. Pedroletti, 2001, Gold deposit formation during collapse tectonics: Structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto Gold mines, Quadrilatero Ferrifero, Brazil: Economic Geology, v. 96, p. 25-48.

Chester, F.J., Logan, J. M., 1986, Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and applied geophysics*, v. 124, p. 80-106.

Cherpeau, N., Caumon, G., Lévy, B., 2010, Stochastic simulations of fault networks in 3D structural modeling: Comptes rendus Geoscience, v.342, p.687-694.

Childs, C., Watterson, J., Walsh, J. J., 1995, Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society of London*, v. 152, p. 535-549.

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M.P.J., 2009, A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations: Journal of Structural Geology v.31, p.117-127.

Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O., and Vuichard J. P. ,1986, Deformation and motion in the western alpine arc: Tectonics v.5, p.215-226.

Chuhan, F.A., Bjorlykke, K, and Lowrey, C.,2000, The role of provenance in illitization of deeply buried reservoir sandstones from Haltenbanken and north Viking Graben, offshore Norway: Marine and Petroleum Geology, v.17, p.673-689.

Cladouhos, T.T.M.R., 1996., Are fault growth and linkage models consistent with powerlaw distributions of fault lengths? *J. Struct. Geol.*, v. 18, p. 281-294.

Combes, P., 1984, La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse de Doctorat, Strasbourg, 182 p.

Corrigan, G., 1993, Estimation of recoverable reserves: the geologist's job: Petroleum Geology conference series, v. 4, p. 1473-1481.

Corsini, M., G. Ruffet, and R. Caby, 2004, Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera massif (western Alps): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 97, p. 3-15, doi: 10.1007/s00015-004-1107-8.

Cowards M. and Dietrich D., 1989, Alpine tectonics, an overview: Special publication of the Geological Society of London, v.45, p.1-29.

Cowie, P.A., Knipe, R.J., Main, I.G., 1995, Faults in focus. *Terra Nova*, v. 7, p. 4-6.

Crawford, M.L., 1981, Phase equilibria in aqueous fluid inclusions: Petrological Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusion, v. 6, p. 75–100.

Craw, D., 2000, Fluid flow at fault intersections in an active oblique collision: Journal of Geochemical Exploration, v.69–70, p.523–526.

D

Davison, C.C., Wang, C.Y., 1988, Hydrogeologic characteristics of major fractures zones in a large granit batholith of the canadian shield., 4 th Canadian -American conference on hydrogeology. Banff, Canada.

De Gracianski, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M. & Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and basin inversion: Geological Society Special Publication (London) v.44, p. 87-104.

Debelmas, J., Desmond, J., Elenberger, F., Goffé, B., Fabre, J., Jaillard, E., and Pachoud A., 1989, Notice explicative de la feuille Modane. Carte géologique de la France (1/50000). BRGM Orléans, n°775, p.53.

De Marsilly, G., 1981, Hydrogéologie quantitative, Masson.

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

Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., and Shinamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes: Nature, v. 471, p.494-499, doi:10.1038/nature09838.

Du Bernard Rochy, X., 2002, Les modes de localisation et de propagation de la rupture dans les zones de failles affectant les grès, et les facteurs qui les contrôlent: PhD. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 305p.

Du Bernard Rochy, X., and P. Labaume, 2002, Bandes de déformation dans les grès: Typologie en fonction de la composition minéralogique et du mode de déformation : Milieux granulaires et Sciences de la Terre – Gdr Milieux divisés.

Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Muller, C., Ravenne, C. & Sztrákos, K., 2004, The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), Geological Society Special Publication, v.211, p.137-160.

Dullien F.A.L., 1979, "Porous Media. Fluid Transport and Pore Structure", Academic Press.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, T., Simon Labric, P., Tricart, P., Jourdan, S., 2012, Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the western alpine arc: *Journal of geodynamics*, v. 57, p. 18-38.

Durham, W.B. and Goetze, C. (1977). Plastic flow of oriented single crystals of olivine 1. Mechanical data: *Journal of Geophysical Research* 82(B36): doi: 10.1029/OJGREAO00082000B36005737000001. issn: 0148-0227.

Dutton P., and G. Robert, 2010, Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200–6700 m) burial, Gulf of Mexico Basin, U.S.A: *Marine and petroleum Geology*, v.27, p.69-81.

Dyer, H., Amitrano, D., and A.M. Boullier, 2012, Scaling properties of fault rocks: *Journal of Structural Geology*, *in press*, v.XX, p.1-12.

E

Eichhubl, P., W.L. Taylor, D.D. Pollard, and A. Aydin, 2004, Paleofluid flow and deformation in the Aztec sandstone, at the Valley of Fire, Nevada – Evidence for the coupling of hydrogeological, diagenetic and tectonic processes: *Geological Society of American Bulletin*, v. 116, p. 1120–1136, doi: 10.1130/B25446.1. Fisher, Q., and R. J. Knipe, 2001, The permeability of faults within siliclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v.18, p. 1063-1081.

Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., Steen, O., 2009. Petroleum reservoir porosity versus depth: influence of geological age. *AAPG Bull.* V.93, p.1281–1296.

Elliott T., Apps, G., Davies, H., Evans, M., Ghibaudo, G. & Graham, R.H., 1985. Field excursion B: A structural and sedimentological transverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of south-east France. International symposium on Foreland Basins, Fribourg, Switzerland, 2-4 september 1985, Excursion Guidebook, p.39-73.

Etienne, S., Mulder, T., Razin, P., Bez, M., Désaubliaux, G., Jousseaume, R., and E. Tournadour, 2012, Proximal to distal turbiditic sheet-sand heterogeneities: Characteristics of associated internal channels. Examples from the Trois Evêchés area, Eocene-Oligocene Annot Sandstones (Grès d'Annot), SE France.

Evans, P.E, 1988, Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels: *Journal of Structural Geology*, v.10, p. 437- 443.

Evans, P.E., 1990, Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks: *Geological Society of London, special publications*, v.54, p.29-39, doi: 10.1144/GSL.SP.1990.054.01.03.

F

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., 2010, A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones: *Journal of Structural Geology* v.32, p.1557-1575, doi: 10.1016/j.jsg.2010.06.009.

- Faulkner, D.R, and E.H. Rutter, 1998, The gas permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C: Geological Society of London, Special publications, v.147, p.147-156, doi: 10.1144/GSL.SP.1998.147.01.10.
- Faure, J. L., Chermette, J. C., 1989, Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements. *Bull. Soc. Geol. France*, v. V, p. 461-476.
- Faure-Muret, A., Kuenen, P., Lanteaume, M., Fallot, P., 1956, Sur les flyschs des Alpes Maritimes Françaises et Italiennes. *C. R. Acad. Sci., Paris* v.243, p.1697–1701.
- Ferrara G. and Malaroda M., 1969, Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Bolletín della Societa Geologica Italienna* v.88, p.311-320.
- Fernández, L.P., Vicente, J.C., and Suárez, J., 2003, Sand-rich turbidite systems of the Hecho 850 Group from slope to the basin plain: facies, stacking patterns, controlling factors and 851 diagnostic features: American Association of Petroleum Geologists, International Conference 852 and Exhibition, Barcelona, Spain, September p. 21–24.
- Felix L.C.M., and Munoz, L. B. A., 2005, representing a relation between porosity and permeability based on inductive rules: *Journal Petroleum Science & Engineering*, v.47, p.23-24.
- Ferril, D.A., Smart, K.J., Necsoiu, M., 2008, Displacement length scaling for single event fault ruptures: insights from Newberry Springs Fault Zone and implications for fault zone structure. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid Flow Properties*. Geological Society, London, Special Publications, v. 299, p. 113-122.
- Fisher, Q.J., Casey, M., Clennell, M.B., and R.J. Knipe, 1999, Mechanical compaction of deeply buried sandstones of the North Sea : *Marine and Petroleum Geology*, v.16, p.605-618.
- Fisher, Q.J, and R.J. Knipe, 2001, The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: *Marine and Petroleum Geology*, v.18, p.1063-1081.
- Fisher, Q., J. M. Casey, S.D. Harris, and R.J. Knipe, 2003, Fluid flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history: *Geology*, v. 31, p. 965-968.
- Ford M., Duchêne S., Gasquet D., and Vanderhaeghe O., 2006, Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW alps. *Journal of the Geological Society, London* v.163, p.815-826.
- Ford, M., & Lickorish, W. H. , 2004, Foreland basin evolution around the western Alpine arc: In P. Joseph & S. A. Lomas (Eds.), *Deepwater sedimentation in the Alpine basin of SE France: new perspectives on the gres d'Annot and related systems* V. 221, p. 39–63. Geological Society Special Publication.
- Fossen, H., R.A. Shultz, Z.K. Shipton, and K. Mair, 2007, Deformation bands in sandstone: a review: *Journal of Geological Society of London*, v. 164, p. 755–769, doi: 10.1144/0016-76492006-036.
- Fossen, H. , and A. Bale, 2007, Deformation bands and their influence on fluid flow: *AAPG Bulletin*, v. 91/12, p. 1685-1700, doi: 10.1306/07300706146.
- Friis, H., Sylvestersen, R.L., Nebel, N.L., Poulsen, K.L.M., and Svendsen, J.B., 2010, Hydrothermally influenced cementation of sandstone – An example from deeply buried

Cambrian sandstones from Bornholm, Denmark: *Sedimentary Geology*, v. 227, p.11-19, doi:10.1016/j.sedgeo.2010.03.002.

Fristad, T., Groth, A., Yielding G., and freeman, B., 1997, Quantitative fault seal prediction: a case study from Oseberg syd. In: P.Moller-pedersen and A.G Koestler (Editors), *Hydrocarbon Seals: Importance for exploration and production: Norwegian Petroleum Society (NPF) Special publication 7*, Elsevier, Amsterdam, 107-124.

Fry, N., 1989, Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 45, p. 83-109.

G

Gabrielsen, R.H., Aarland, R.-K. & Alsaker, E., 1998, Identification and spatial distribution of fractures in porous, siliciclastic sediments, *in* Coward, M.P., Daltaban, T.S. & Johnson, H., ed., *Structural Geology in reservoir characterisation*, v.127. London, Geological society, p. 49-64.

Gapais, D., 1989, Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators: *Geology*, v.17, p. 1144-1147.

Garcia, D., Joseph, P., Maréchal, B. & Moutte, J., 2004, Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Grès d'Annot Formation. In: *Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems* (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), Geological Society Special Publication, v.211, p.349-365.

Giannerini, G., 1980-1981, Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire: *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Série 2, Section 1, n°1: Géologie de la France* p. 43-67.

Gidon M. and Pairis J. L., 1992, Relations entre le charriage de la nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès. *Eclogae Geologicae Helvetiae* v.85 (2), p. 327-359.

Gillepsie, P.A., Walsh, J. J., Watterson, J., 1992, Limitations of dimension displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation. *J. Struct. Geol.*, v. 14, p. 1157-1 172.

Goguel J.,1963, L'interpretation de l'arc des Alpes occidentales : *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 20-33.

Goldstein, R.H., T.J. Reynolds, 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society for Sedimentary Geology*,199 p.

Graham, R., Jackson, M., Pilcher, R., and B. Kilsdonk, 2012, Allochthonous salt in the sub-Alpine fold—thrust belt of Haute Provence, France: Geological Society, London, Special Publication, v.363, p.595-615.

Grasemann, B., Exner, U., C. Tschegg, 2011, Displacement-length scaling of brittle faults in ductile shear: *Journal of structural Geology*, v.33, p. 1650, 1661.

Granier, T., 1985, Origin, Damping, and pattern development of faults in granite. *Tectonics*, v. 4, p. 721-737.

Gratier, J.P., Renard, F., and Labaume, P., 1999, How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner: *Journal of Structural Geology*, v.21, p.1189-1197.

Griffiths, A.A., 1920, The phenomenon of rupture and flow in solids. *Phil. Transactions Royal Societ of london*, v. A221, p. 163-198.

Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M., and Riss, J., 1990, *Les propriétés physiques des roches*. Paris, Masson, 462 p. Gupta, S., Underhill, J.R., Sharpt, I.R., and R.L. Gawthorpet, 1999, Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns: Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt: *Basin research*, V.11, p.167-189

Gross, M.R., Gutierrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M.A., Collinsworth, K.B., Behl, R.J., 1997. Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology* v.19, p. 171–183.

Gudmundsson, A., 2004, Effects of Young's modulus on fault displacement: *C.R. Geoscience* v.336, p.85-92.

Guéguen, Y., and V. Palciauskas, 1992, *Introduction à la physique des roches* : Hermann, ed. des sciences et des arts, Paris.

Guillocheau, F., Quémener, J.M., Robin, C., Joseph, P.& Broucke, O., 2004. Genetic units: parasequences of the Grès d'Annot turbidite system, SE France. In: *Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems* (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), *Geological Society Special Publication*, v.211, p.181-202.

H

Haddad, S.C., Worden, R.H., Prior, D.J., Smalley, P.C., 2006. Quartz cement in the Fontainebleau sandstone, Paris Basin, France: crystallography and implications for mechanisms of cement growth. *Journal of Sedimentary Research* v.76, p.244-256.

Haines, S.H., and van der Pluijm, B.A., 2012, Patterns of mineral transformations in clay gouge, with examples from low-angle normal fault rocks in the western USA: *Journal of Structural Geology*, v.43, p.2-32.

Hamahashi, M., and Hina, S., 2011, Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary: *Tectonophysics*, in press, doi: 10.1016/j.tecto.2011.08.025.

Heald, M.T., 1955, Stylolites in sandstones: *Journal of geology*, v.63, p.101-114.

Handin, J., Hager, R.V., 1957, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure : tests at room temperature on dry samples. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, v. 41, p. 1-50.

Heard, H.C., 1960, Transition from brittle to ductile flow in solenhofen mimestones as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid. *Geol. Soc. Amer. Mem*, v. 79, p. 193-226.

Hobbs, B.E., Ord, A., Teyssier, C., 1986 Earthquakes in ductiles regimes ? in *Pageoph*, vol 124,1/2 Homewwod, P., Caron, C., 1982, *Flysch of the Western Alps*, in Hsu, K.J., ed., *Moutain Building Process*. London, Academic Press, p. 157-168.

Huang, W.L., 1996, Experimental study of vitrinite maturation: effects of temperature, time, pressure, water, and hydrogen index, 1996, *Organic Geochemistry*, v.24, p. 233-241.

Hunziger, J.C., 1986, the evolution of illite to muscovite: an example of the behavior of isotopes in low-grade metamorphic terrains: *Chemical Geology*, v.57, p-31-40.

Hyppolyte, J.C., Bellier, O., and N. Espurt, 2012, Quaternary deformation and stress perturbations along the Digne thrust front, Southwestern Alps: *Comptes rendus Geosciences*, v.344, p.205-213.

I

Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P., 2009, Application of chemical geothermometry to low temperature trioctahedral chlorite: *Clays and Clay Minerals*, v.57, p.371-382.

J

Jackson, J., Norris, R., Yougson J., 1996, The structural evolution of active fault and fold systems in Central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns. *J. Struct. Geol.*, v. 18, p. 217-234.

Jackson, J. L., Leeder, M., 1994, Drainage systems and the development of normal faults : an example from pleasant Valley, Nevada. *J. Struct. Geol.*, v. 16, p. 1041-1 059.

Jamialahmadi, M., and F.G Javadpour, 2000, Relationship of permeability, porosity, and depth using an artificial neural network: *Journal of Petroleum science and Engineering*, v.26, p.235-239.

Janecke, S.U., and Evans, P.E., 1988, Feldspar-influenced rock rheologies: *Geology*, v.16, p.1064-1067.

Jean, S., Kerckhove, C., Perriaux, J. & Ravenne, C., 1985, Un modèle Paléogène de bassin à turbidites: les Grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour. *Géologie Alpine*, v.61, p.115-143.

Jones G; Knipe RJ, 1996, Seismic attribute maps: application to structural interpretation and fault seal analysis in the North Sea Basin, *First Break*, v.14, p.449-461.

Joseph, P., and S.A. Lomas, 2004, Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems - an introduction: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 221, p. 1-16, doi: 10.1144.

K

Kamineni, D.C., and Dugal, J.J.B., 1982, a study of rock alteration in the eye-Dashwa lakes pluton, Atikokan, Northwestern Ontario, Canada: *Chemical geology*, v. 36, p. 35-37.

Kerckhove, C., 1969, La < zone du flysch > dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales): *Géologie Alpine*, v. 45, p. 1-202.

Killick, A.M., and C.Roering, 1998, An estimate of the physical conditions of pseudotachylite formation in the West Rand Goldfield, Witwatersrand Basin, South Africa: *Tectonophysics*, v.284, p.247-259.

Kim, Y., and Y.I. Lee, 2004, Origin of quartz cement in the Lower Ordovician Dongjeom formation Korea : *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, p.327-335.

Kim, Y.S, Peacock, D.C., and D.J Sanderson, 2004, Fault damage zones : *Journal of Structural Geology*, v.26, p.503-517.

Kim, Y.S, and D.J. Sanderson, 2005, The relationship between displacement and length of faults: a review: *Earth science Reviews*, v.68, p.317-334.

Klikenberg, L.J. 1941, The permeability of porous media to liquids and gases: *API Drilling and Production Practice*, p.200-213.

Kimura, G., Yamaguchi, A., Hojo, M., Kitamura, .Y, Kameda, J., Ujiie, K., Hamada, Y.,

Knipe, R.J., and Wintsch, R.P., 1985, Heterogeneous deformation, foliation, development, and metamorphic processes in a polyphase mylonite: Thompson, A.B, Rubie, D.C., (Eds metamorphic reactions), *Advances in physical chemistry* , v.4 Springer-Verlag, New York, p. 180-210.

Knipe, R. J., 1992, Faulting processes and fault seal, *in* R. M. Larsen, H. Brekke, B. T. Larsen, and E. Talleras, eds., *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology*: Amsterdam, Elsevier, p. 325–342.

Knudsen, M., 1909, *The kinetic theory of gases*: London Methuen & Co. Ltd., 1934.

Koehn D., Ebner M., Renard, F., Toussaint, R., Passchier, C.W., 2012, Modelling of stylolite geometries and stress scaling : *Earth and Planetary Science Letters*, 341-344, p. 104-113.

Koyama, T., N. Fardin, and L. Jing, 2004, Shear-induced anisotropy and heterogeneity of fluid flow in a single rock fracture with translational and rotary shear displacements – a numerical study: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v.41, p. 426, doi:10.1016/j.ijrmms.2003.12.026.

Kübler, B., and Jaboyedoff, M., 2000, Illite Crystallinity, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 331 (2000) 75–89.

Kuenen, P.H., 1952, Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.* V.20, p.1–47.

Kuenen, P.H., 1953, Significant features of graded bedding. *AAPG Bull.* V.37, p.1044–1066.

Kuenen, P.H., 1959, Turbidity currents: a major factor in flysch deposition. *Eclogae Geol. Helv.* v.51, p.1009–1021.

L

Lansigu, C., and Bouroullec, R., 2004, Staircase normal fault geometry in the Grès d’Annot (SE France): *Geological Society, London, Special Publications*, v.221, p. 223-240, doi: 0305-8719/03

Larter, S., 1989, Chemical models of vitrinite reflectance evolution : *Geologische Rundschau*, V.78, p.349-359.

Labauve, P., J.F. Ritz, and H. Philip, 1989, Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales: leurs relations avec la tectonique compressive : *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 308, p. 1553-1560.

Labaume, P., and I. Moretti, 2001, Diagenesis-dependance of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example form the bolivian Sub-Andean Zone: *Journal of structural Geology*, v.23, p. 1659-1675.

Labaume P., Arnaud N., Buatier M., Charpentier D., Chauvet A., Chirouze F., Jolivet M., Monie P., Sizun JP & Trave A.,2008a, Contrôle tectonique de la diagenèse d'une formation turbiditique d'avant-chaine, exemple des grès d'Annot, alpes externes franco-italiennes. *Rapport Total*, p. 230.

Labaume, P., M. Jolivet, F. Souquière, and A. Chauvet, 2008b, Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (late Eocene- early Oligocene, French-italian external Alps): *Terra Nova*, v. 20, p. 95-101, doi 10.1111/j.1365-3121.2008.00793.x.

Labaume, P., J.-P. Sizun, D. Charpentier, A. Travé, F. Chirouze, M. Buatier, A. Chauvet, F. Walgenwitz, M. Jolivet, P. Monié, and N. Arnaud, 2009, Diagenesis controlled by tectonic burial in a foreland basin turbidite formation. The case example of the Grès d'Annot, French-italian external Alps: *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-8236-3, EGU General Assembly 2009, Vienna.

Lloyd, G.E., 2000, Grain boundary contact effects during faulting of quartzite: an SEM/EBSD analysis: *Journal of Structural Geology* v.22, p.1675-1679.

Lander, H.R., R.E. Larese, and L.M. Bonnell, 2008, Toward more accurate quartz cement models: The importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.92, 11, p.1537-1563, doi:10.1306/07160808037.

Lardeaux, J. M., S. Schwartz, P. Tricart, A. Paul, S. Guillot, N. Béthoux, and F. Masson, 2006, A crustal-scale cross-section of the southwestern Alps combining geophysical and geological imagery, *Terra Nova*, v.18, p.412–422, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x.

Lanteaume, M, Beaudoin, B, Campredon, R., 1967, Figures sédimentaires du flysch « Grès d'Annot »; synclinal de Peïra-Cava. Editions du CNRS. 97 pp.

Laubach, S.E., 2003, Practical approaches to identifying sealed and open fractures: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.87, p. 561-579.

Laubach, S.E., and M.E. Ward, 2006, Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico: *Tectonophysics*, v. 419 , p.75-97, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.020.

Laubach, S.E., P.Eichhubl, C. Hilgers, and R.H. Lander, 2010, Structural diagenesis: *Journal of Structural Geology*, v.32, p.1866-1872, doi:10.1016/j.jsg.2010.10.001.

Laurent, O., Stéphan, J.F., and Popoff, M., 2000, Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales): *Géologie de la France*, v. 3, p. 33-65.

Leclère, H., 2009, Intéractions fluide-roche et deformation dans des zones de failles d'un bassin d'avant-chaine : implications sur les proprietes de reservoir de grès turbiditiques: Mémoire de Master II, Université de Franche-Comté.

Leclère, H., M. Buatier, D. Charpentier, J.-P. Sizun, P. Labaume, and T. Cavailhes, 2012, Formation of phyllosilicates in fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones. Their

influence on fault zone petrophysic properties (Annot sandstones, late Eocene-early Oligocene, external Alps): *Swiss Journal of Geosciences*.

Lemoine M., Dardeau G., Delpech P. Y., Dumont T., De Graciansky P. C., Graham R., Jolivet L., Toberts D., and Tricart P., 1989, Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales : *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* v. 309, p.1711-1716.

Lerat, 2012, Origine et comportement des argiles dans les failles : exemple de la faille du Point Vert dans les Grès d'Annot : *Mémoire de Master II, Université de Franche-Comté*.

Li, H., Wang, H., Xu, Z., Si, J., Pei, J., Li, T., Huang, Y., Song, S-R., Kuo, L-W., Sun, Z., Chevalier, M-L., and D. Liu, 2012, Characteristics of the fault-related rocks, fault zones and the principal slip zone in the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project Hole-1 (WFSD-1) : *Tectonophysics*, *in press*.

Littke, R.L., Urai, J.L., Uffmann, K.A., and Risvanis, F., 2012, Reflectance of dispersed vitrinite in Palaeozoic rocks with and without cleavage: Implications for burial and thermal history modeling in the Devonian of Rursee area, northern Rhenish Massif, Germany: *International Journal of Coal Geology*, v.89, p.41-50.

Lin, A., 1999, S-C cataclasite in granitic rock: *Tectonophysics*, v. 304, p. 257 - 273.

Loveless, S., Bense, V., and Turner, J., 2011, Fault architecture and deformation processes within poorly lithified rift sediments, Central Greece: *Journal of Structural Geology*, v.33, p.1554-1568, doi: 10.1016/j.jsg.2011.09.008.

Lopatin, N.V., 1971, Temperature and geologic time as factors of coalification: *Izd. Akad. Nauk. SSSR., Ser. Geol.*, v.3, p.95-106.

M

Maggi, A., Jackson, J.A., McKenzie, D., and Priestley, K., 2000, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere: *Geology*, v.28, p.495-498.

Mansfield, C.S., Cartwright, J.A., 1996, High resolution mapping from three-dimensional seismic data: evidence for dip linkage during fault growth. *J. Struct. Geol.*, v. 18, p. 249-263.

Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003, Geometric and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2D to 4D data: *Journal of Structural Geology*, v.25, p.135-158.

Marcussen Ø., Maast, T.E., Nazmul, H. M., Jahren J., and Bjørlykke, K., 2010, Changes in physical properties of a reservoir sandstone as a function of burial depth – The Eivie Formation, northern North Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v.27, p.1725-1735.

Mattauer, 1973, *La déformation des matériaux de l'écorce terrestre*. Paris, Hermann.

Marrett, R., & Allmendinger, R.W., 1992, Amount of extension on "small" faults : an example from the Viking Graben. *Geology*, v. 20, p. 47-50.

Maury R., 1970, *Mécanique des milieux stratifiés. Expériences et calculs*. Paris, Dunod, 128 p.

Mazzarini, F., Isola, I., Ruggieri, G., and C. Boschi, 2010, Fluid circulation in the upper crust : Thickness distribution, hydraulic transmissivity fluid inclusion and isotopic data of veins

hosted in the oligocene sandstones of the Macigno Formation in southern Tuscany, Italy : *Tectonophysics*, v.493, p.118-138.

Meresse, F. 2010. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental: évolution 827 thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des 828 piedmonts des Pyrénées centro-occidentales. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2.

Merle, O. and Brun, J.P.,1984, The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps): *Journal of Structural Geology*, v.6, p. 711-719.

Mertz, J.-D., 1991, Structures de porosité et propriétés de transport dans les grès: PhD Thesis, Université de Strasbourg, Strasbourg, France, *Sciences Géologiques*, 129 p.

Metcalf, J. R., Fitzgerald, P. G., Baldwin, S. L. & Muñoz, J.-A. 2009. Thermochronology of a830 convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of 831 the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters* v. 832 p.488-503.

Micarelli, L., Benedicto, A., Invernizzi, C., Saint-Bezar, B., Michelot, J.L., Vergely, P., 2005, Influence of P/T conditions on the style of normal fault initiation and growth in limestones from the SE-Basin, France: *Journal of Structural Geology*, v.27, p. 1577-1598.

Mitra, G., 1978, Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks: *American Journal of Science*, v.278, p. 1057-1084.

Molenaar, N., Cyziene, J., and S. Sliupa, 2007, Quartz cementation mechanism and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones: *Sedimentary Geology*, v.195, p.135-159.

Mollema, P.N., and Antonellini, M.A., 1996, Compaction bands : a structural analog for anti-mode I cracks in Aeolian sandstone: *Tectonophysics*, v.267, p.209-228.

Monicard, R., 1975, Cours de production : caractérisation des roches réservoirs, analyse de carottes : Institut Français du Pétrole Publication, Technip. Ed., Paris, 203 p.

Moore, D.E., Byerlee, J.D., 1989, Textural development of clayey and quartzofeldspathic fault gouges relative to their sliding behavior: *Physics and Chemistry of The Earth*, v.17, p.1-9.

Morad S., Al-Aasm, I.S, Sirat, M., Sattar, M.M., 2010, Vein calcite in cretaceous carbonate reservoirs of Abu Dhabi: Record of origin of fluids and diagenetic conditions: *Journal of Geochemical Exploration*, v.106, p.156-170.

Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J-L., Robin, C., Dujoncquoy, E., Salles, T., Allard, J., Bonnel, C., Ducassou, E., Etienne, S., Ferger, B., Gaudin, M., Hanquiezn V., Linares F., Marchès E., Toucanne S., and S. Zaragosi, 2010, High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France): *sedimentary Geology*, v.229, p.160-191.

Mullis, J., K. M. Rahn, P. Schwer, C. Capitani, W. B. Stern, and M. Frey, 2002, Correlation of fluid inclusion temperatures with illite "crystallinity" data and clay mineral chemistry in sedimentary rocks from the external part of the Central Alps: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung*, v. 82, p. 325-340.

N

Nemcok, M., Henk, A., Gayer, R.A., Vandycke, S., and T.M. Hathaway, , 2002, Strike slip fault bridge fluid pumping mechanism: insights from field-based palaeostress analysis and numerical modeling: *Journal of Structural Geology* v.24, p.1885-1901.

Nicolas, A., 1989, *Principes de tectonique*, Masson, Paris.

Nzoussi-Mbassani, P., Copard, Y., and Disnar, J.R., 2005, Vitrinite recycling : diagnostic criteria and reflectance changes during weathering and reburial: *International Journal of Coal Geology*, v.61, p.223-239.

O

Ohlmacher, G.C., and A. Aydin, 1997, Mechanics of vein, fault and solution surface formation in the Appalachian Valley and Ridge, northeastern Tennessee, U.S.A.: implications for fault friction, state of stress and fluid pressure: *Journal of structural Geology*, v.19, p.927-944.

Olson, J.E., S.E. Laubach, and R.H. Lander, 2009, Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.93, p.1535-1549, doi:10.1306/08110909100.

Osborne, M.J. & Swarbrick, R.E., 1999, Diagenesis in North Sea HPHT clastic reservoirs - consequences for porosity and overpressure prediction: *Marine & Petroleum Geology*, v.16, p. 337-353.

P

Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw, 2005, *Microtectonics*: Springer, Berlin, p. 1-366.

Petit, J.-P., and M. Mattauer, 1994, Paleostress superimposition deduced from mesoscale structures in limestone: the Matelles exposure, Languedoc, France: *Journal of Structural Geology*, v.17, P.245-256.

Philip, Z. G., J.W. Jennings, J. E. Olson, S.E. Laubach, and J. Holder, 2005, Modeling coupled fracture-matrix fluid flow in geomechanically simulated fracture networks: *Society of Petroleum Engineers Journal*, v.21, p. 658-662.

Peacock, D.C.P., 1991, Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.*, v. 13, p. 1025-1035.

Peacock, D.C.P., & Sanderson, D.J., 1991, Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *J. Struct. Geol.*, v. 13, p. 721-733.

Peacock, D.C.P.S., D.J., 1994, Geometry and development of relay ramps in normal fault systems.

Pettijohn, F.J., P.E. Potter and R. Siever, 1987, *Sands and Sandstones*: 2nd Edn., Springer-Verlag, New York, p- 553. *American Association of Petroleum Geologists Bull*, v. 78, p. 147-165.

Piazolo, S., Prior, D.J., Holness, M.D., 2005, The use of combined cathodoluminescence and EBSD analysis: a case study investigating grain boundary migration mechanisms in quartz: *Journal of Microscopy* v.217, p.152-161.

Platt, J.P., Behrmann, J.H., Cunningham, P.C., Dewey, J.F., Helman, M., Parrish, M., Shepley, M.G., Wallis, S. & Weston, P.J., 1989, Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria: *Nature* v.337, p.158–161.

Pochat, S., and J. Van Den Driessche, 2007, Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps on sediment gravity flow dynamics: an example from the Grès d'Annot Formation, SE France: *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 796 – 820, doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.09.005.

Polit, A. T., Schultz, R.A., and Soliva, R., 2009, Geometry, displacement–length scaling, and extensional strain of normal faults on Mars with inferences on mechanical stratigraphy of the Martian crust: *Journal of Structural Geology*, v. 31, P.662-673.

Pollington, D., Kozdon, R., and J.W. Valley, 2011, evolution of quartz cementation during burial of the Cambrian Mount Simon Sandstone, Illinois Basin, In situ microanalysis of $\delta^{18}\text{O}$: *Geology*, v.39, p.1119-1122.

Prior, D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., Lopez, G., Peruzzi, L., Potts, G.J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P., Wheeler, J., Zetterstroöm, L., 1999, The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks: *American Mineralogist* v.84, p.1741-1759.

Puigdefabregas, C., Gjelberg, J., and M. Vaksdal, 2004, The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation: (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), *Geological Society Special Publication*, v.221, p.367-388.

R

Ramsay, J.G, 1967, *Folding and fracturing of rocks*: McGraw-Hill Book Company, New York, p.1-560.

Renard, F., P. Ortoleva, and J.P. Gratier, 1997, Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress: *Tectonophysics*, v. 280, p. 257-266.

Renard, F., Gratier, J.P., and B. Jamtveit, 2000, Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults: *Journal of Structural Geology*, v.22, p.1395-1407.

Richard, J., J.-P. Sizun, and L. Machhour, 2007, Development and compartmentalization of chalky carbonate reservoirs: The Urgonian Jura-Bas Dauphiné platform model (Génissiat, southeastern France): *Sedimentary Geology*, v. 198, p. 195-207.

Riedel, W., 1929, Zur mechanic geologischer Brucherscheinungen., *Zentralblatt fur mineralogy, Geologie und Palaeontologie, Abhandlung B*, p.354-368.

Richard, J., and J.-P. Sizun, 2011, Pressure solution-fracturing interactions in weakly cohesive carbonate sediments and rocks: Example of the synsedimentary deformation of the Campanian chalk from the Mons Basin (Belgium): *Journal of Structural Geology*, v. 33, 2, p. 154-168, doi: 10.1016/j.jsg.2011.11.006.

Riepe, L., S. Wachs, and J.R. Schopper, 1983, Pressure effect on permeability. Trans. 8th European Format. Symp. of SPWLA, London, paper B, p. 1-24.

Rispoli, R., 1981, Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes: *Tectonophysics*, v.75, , p.29-36.

Ritz J.-F., 1992, Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud : analyses en termes de contraintes. *Quaternaire* v.3(3), p.111-124.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002, Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the Evolution of the Alpine– Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, vol. 8, pp. 105– 124.

Rossi, C., Kalin, O., Arribas, J., and A. Tortosa, 2002, Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria: *Marine and Petroleum Geology*, v.19, p.117-142.

Rotevatn, A., A. Torabi, H. Fossen, and A. Braathen, 2008, Slipped deformation band: a new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai rift, Egypt: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 1317–1331, doi: 10.1016/j.jsg.2008.06.010.

Rushing, J.A., K.E. Newsham, P.M. Lasswell, J.C. Cox, and T.A. Blasingame, 2004, Klinkenberg-corrected permeability measurements in tight gas sands: steady-state versus unsteady-state techniques: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Houston, Texas, U.S.A., SPE89867, p. 1-11.

Rutter, E.H., 1976, The kinematics of rock deformation by pressure-solution, *Philosophical transactions of the royal society of London*, v.283, p.203-219.

S

Salles, L., Ford, M., Joseph, P., Le Carlier de Veslud, C., & Le Solleuz, A. , 2011 , Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France : *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.182, p.199–220.

Sanchez, G., 2010, Chronologies et évolution de la déformation de la croûte moyenne à la surface dans un prisme collisionnel en décrochement - Impacts sur l'aléa sismo-gravitaire : exemple des Alpes sud-occidentales, France, PhD. Thesis, Nice-Sophia Antipolis University, Nice, 294 p.

Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Schneider, J., Verati, C., Lardeaux, J.M., and D. Marquer, 2009, Dating Low temperature by Ar/Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), *Journal of Geodynamics*, v.49, p.296-302.

Schmid, S., B. Fügenschuh, E. Kissling, and R. Schuster 2004, Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Eclogae Geol. Helv.*, v.97, p. 93–117, doi:10.1007/s00015-004-1113-x.

Schmidt, N.H., Olesen, N.O., 1989, Computer-aided determination of crystal lattice orientation from electron channeling patterns in the SEM: *Canadian Mineralogist* v.27, p.15-22.

Scholz, C.H., 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting: *Geology*, v.15, p.493-495.

Scholz, H.C., 1990, *The mechanics of earthquakes and faulting*: Cambridge University Press, New York, 439 p.

Scholz, C. H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed. xxiv + 471 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

Scholz, C.H., & Cowie, P.A., 1990, Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, v. 346, p. 837-839.

Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., 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* v.30, p.1405-1411. Selley, R.C., 1978, Porosity gradients in North Sea oil-bearing sandstones: *Journal of Geological Society*, London v.135, p.119–132.

Schwartz, A.J., Kumar, M., Adams, B.L., 2000, *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*: Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.

Secor J., 1965, Role of fluid pressure in jointing: *American Journal of Science*, v.263, p.633–646.

Seward, D., Ford, M., Burgisser, J., Lickorish, H., Williams, E.A., and L.D.Meckellii, 1999, Preliminary results of fission-track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France. In G Gosso, F Jadoul, M Sella, M.I Spalla (Ed.), 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa (Italia), September 29th– October 1st 1999 (pp. 25–31). *Memorie di Scienze Geologiche*.

Sheppard, T.H., 2002, Stylolite development at sites of primary and diagenetic fabric contrast within the Sutton Stone (Lower Lias), Ogmores-by-Sea, Glamorgan, UK: *Proceedings of the Geologists' Association*, v.113, p.97-109.

Sipton, Z.K., and P.A. Cowie, 2003, a conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone: *Journal of Structural Geology*, v.25, p.333-344.

Sibson, R.H., 1973, Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting – A mechanism for partial or total stress relief: *Nature*, v.243, p.66-68.

Sibson, R.H., 1987, Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent. *Geology*, v. 15, p. 701-704.

Sibson, R.H., 1989, Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 1-14.

Sibson, R.H., 1990, Conditions of fault-valve behaviour, in R.J. Knipe and E.H. Rutter, ed., *Deformation mechanisms, Rheology and tectonics*, vol. 54, Geological Society Special Publication, p. 15-28.

Sibson, R.H., 1992, Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, v. 211, p. 283-293.

Sibson, R. H., 1996, Structural Permeability of fluid-driven fault-fracture meshes: *Journal of Structural Geology*, v.18, p.1031–1042.

Sibson R.H., 2000, Fluid involvement in normal faulting: *Journal of Geodynamics*, v. 29, p.469-499.

- Siddans A. W. B., Henry B., Kliegfield R., Lowrie W., Hirt A., and Percevault M. N., 1984, Finite strain pattern and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France). *Journal of Structural Geology* v.6(4), p.339-368.
- Sigda, M. J., and J. L. Wilson, 2003, Are faults preferential flow paths through semiarid and arid vadose zones: *Water Resources Research*, v. 39, p. 1225, doi:10.1029/2002WR001406,2003.
- Simon-Labric T., Rolland Y., Dumont T., Heymes T., Authemayou C., Corsini M. & Fornari M., 2009, 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma): *Terra Nova*, v.21, p. 127-136.
- Smith, D.A., 1966, Theoretical considerations of sealing and non sealing faults. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 50, p. 363-374.
- Soliva, R., Benedicto, A., Schultz, R.A., Maerten L., and L. Micarelli, 2008, Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p.1288-1299.
- Souquière, F., 2005, Relations tectonique/diagenèse dans un bassin d'avant-chaîne, exemple des Grès d'Annot ; approche pétrologique et thermochronologique. D.E.A. S.E.L. Université Montpellier 2, 42pp.
- Sperrevik, S., Gillespie, P.A., Fisher, Q.J., Halverson, T., Knipe, R.J., 2002. Empirical estimation of fault rock properties. In: Koestler, A.G., Hunsdale, R. (Eds.), *Hydrocarbon Seal Quantification*. NPF Special Publication, Elsevier, Amsterdam, v. 11,p. 109-125.
- Stanley, D.J., 1961, Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Thèse d'état Grenoble, v. 1, 158 pp.
- Stanley, D.J., Mutti, E., 1968, Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleogene: *Nature* p.218, v.32–36.
- Stanley, D.J., 2004, Remembrance of things past : a hike along the Grès d'Annot research trail : *Geological society of London, Special publications*, v.221, p.17-25.
- Strovoll, V., Bjorlykke, K., Karlsen, D., and Saigal, G., 2002, Porosity preservation in reservoir sandstones due to grain-coating illite: a study of the Jurassic Garn Formation from the Kristin and Lavrans fields, offshore Mid-Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v.19, p.767-781.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J-D., Allanic, C., Tricard, P., and M. Burkhard, 2007, Extensional neotectonics around the bend of the western/central Alps : An overview: *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-007-0181-3
- Surette, M., and Allen, D.M. 2008, Quantifying heterogeneity in fractured sedimentary rock using a hydrostructural domain approach: *Geological Society of America Bulletin*, v.120: p.225–237.
- Surma, F., Y. Géraud, L. Pourcelot, F. Gauthier-Lafaye, J.B. Clavaud, M. Zamora, M. Lespinasse, and M. Cathelineau, 2003, Porosity microstructures of a sandstone affected by a normal fault: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 174, 3, p. 295-303.

Sverdrup, E., and Bjorlykke, K., 1997, Fault properties and the development of cemented fault zones in sedimentary basins: field examples and predictive models: NPF Special Publication 7, pp. 91-106, Elsevier, Singapore 9 Norwegian Petroleum Society (NPF).

Sweeney, J.J., and Burnham, K.A., 1990, Evaluation of a simple model of Vitrinite Reflectance Based on, Chemical Kinetics: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 1559-1570.

Sztrakos, K. & du Fornel, E., 2003, Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). Revue de Micropaléontologie, v.46, p.229-267.

T

Talwani, P., 1999, Fault geometry and earthquakes in continental interiors: Tectonophysics, v.305, p.371–379.

Tapoul J.-F., 1977, Etude géologique de la bordure Sud-Orientale de l'arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. Thèse 3ème cycle Nice-Sophia Antipolis, 158 p.

Tapponnier P., 1977, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bulletin de la Société géologique de France v. v.7, p.437-460.

Terry, M.P., Heidelberg, F., 2006, Deformation enhanced metamorphic reactions and the rheology of high-pressure shear zones: Journal of Metamorphic Geology, v.24, p. 3-18.

Thorabi, A., and S.S. Berg, 2009, Scaling of fault attributes: a review: Marine and petroleum geology, v.28, p.1444-1460

Tissot, B., and Welte, D. H., 1984, Petroleum formation and occurrence: Springer-Verlag, 699 p.

Tobin, C.R., and Claxton, L., 2000, Multidisciplinary thermal maturity studies using vitrinite reflectance and fluid inclusion microthermometry: A new calibration of old techniques: AAPG bulletin, v.84, p.1647-1665.

Tomasso, M. & Sinclair, H.D., 2004, Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. In: Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems (P. Joseph & S.A. Lomas, eds.), Geological Society Special Publication, v.211, p.267-283.

Tondi E., Antonellini, M., Aydin, A., Marchegiani, L., and G.Cello, 2006, The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy: Journal of Structural Geology, v.28, p.376-391.

Travé, A. & Calvet, F., 2000, Impact des failles sur la diagenèse des réservoirs. Etude d'un analogue : les Grès d'Annot. Rapport TOTAL.

Treagus, S., Sokoutis, D., 1992, Laboratory modelling of strain variation across rheological boundaries, Journal of Structural Geology, v. 14, p. 405-424.

Tricart, P., Lardeaux, J.-M., Schwartz, S., & Sue, C., 2006, The late extension in the inner western Alps: A synthesis along the south- Pelvoux transect: Bulletin de la Société Géologique de France, v.177, p.299–310.

Tripp, G. I., and J. R. Vearncombe, 2004, Fault fracture density and mineralization: a contouring method for targeting gold exploration: *Journal of Structural Geology*, v.26, p.1087–1108.

Tsutsumi, A Nishino, S., Mizoguchi, K., Hirose, T., Uehara, S., Sato, K., Tanikawa, W., and T. Shimamoto, 2004, Principal fault zone width and permeability of the active Neodani fault, Nobi fault system, Southwest Japan : *Tectonophysics*, v.379, p.93-108.

Tullis, J., and Yund, R.A., 1987, Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures: *Geology*, v.15, p.606 – 609.

U

Ungerer, P., Faissat, B., Leibovici, C., Zhou, H., Behar, E., Moracchini, G., and Courcy, J.P., 1995, High pressure-high temperature reservoir fluids : investigation of synthtic condensate gases containing a solid hydrocarbon: *Fluid Phase Equilibria*, v.111, p.287-311.

V

Vouillamoz, N., Sue, C., Champagnac, J-D., and P. Calcagno, 2012, 3D cartographic modeling of the Alpine Arc : *Tectonophysics*, in press.

Valcke, S.L.A., Casey, M., Lloyd, G.E., Kendall, J.-M., Fisher, Q.J., 2006, Lattice preferred orientation and seismic anisotropy in sedimentary rocks: *Geophysical Journal International*: v.166, p.652-666.

Van Daalen, M., Heilbronner, R., Kunze, K., 1999, Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition: *Tectonophysics* v.303, p.83-107.

Van der Zee, W., and Urai, J.L., 2005, Processes of normal fault evolution in a siliclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia: *Journal of Structural Geology*, v.27, p.2281-2300, doi: 10.1016/j.jsg.2005.07.006.

Vassoyevitch, N. B., Korchagina, N.V., Lopatin, N.V., and Chernyshev, V.V., 1979, Principal phase of oil formation: *International Geology Review*, v.12, p.1276-1297.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., 1988, How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, v. 10, p. 649-659.

Vidal, O., T. Parra, and F. Trotet, 2001, A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100.600°C, 1.25 kbar range: *American Journal of Science*, v.6, p.557-592.

Vidal, O., Parra, T., and P. Vieillard, 2005, Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation: *American Mineralogist*, v.90, p.347-358.

Von Karman, T., 1911, Festigkeitsversuche unter allseitigem Drucks: *Z. ver. dt. Ing.*, v. 55, p. 1749-1757.

W

Walsh, J.J., Watterson, J., Yielding, G., 1991, The importance of small-scale faulting in regional extension: *Nature*, v.351, p.391-393.

- Walsh, J.J., Nicol, A., and Childs, C., 2002, An alternative model for the growth of faults: *Journal of Structural Geology*, 24, pp. 1669–1675.
- Waples, D. W., 1980, Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 64, p.916-926.
- Ward, M.E., S.E. Laubach, and R. Marrett, 2006, Testing the use of microfractures to predict fracture orientation and intensity, La Boca Formation, northeast Mexico: AAPG 2006 annual convention, Abstract volume, v.15, p.112.
- Watts, N.L., 1987, Theoretical aspect of cap-rock and fault seals for single and two phases hydrocarbon columns. *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, p. 274-307.
- Welch, M.J., Knipe, R.J., Souque, C., and R. K. Davies, 2009, A Quadshear kinematic model for folding and clay smear development in fault zones :*Tectonophysics*, V. 471, p. 186-202
- Weyl, P.K., 1959, Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory: *Journal of Geophysical Research*, v.69, p.1219-1227.
- Wibberley, C. A. J., 1999, Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction softening processes in fault zones? : *Journal of Structural Geology*, v.21, p.1219-1227.
- Wibberley, C.A.J., and Shinamoto, T., 2003, Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan: *Journal of Structural Geology*, v. 25, P. 59-78, doi: 0191-8141/02/\$.
- Wibberley, C.A.J., and Shinamoto, T., 2005, Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization: *Nature*, v. 436, p. 689-692, doi: 10.1038/nature03901.
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G., Toro, G.D., 2008, Recent advances in the understanding of fault zone internal structure, a review. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Colletini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society, London, Special publications, v. 299, p. 5-33.
- Withjack, M.O., Olson, J., Peterson E, 1990, Experimental models of Extensional Forced Folds *Am. Ass.Petr. Geol Bull.*, v. 74, p. 1038-1 054.
- Witherspoon, P. A., J. S. Y. Wang, K. Iwai, and J. E. Gale, 1980, Validity of cubic law for fluid in a deformable rock fracture, *Water Resources Research*, v.16, p. 1016-1024..
- Worden, R. H., and Morad, S., 2000, quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies: *International Association of Sedimentologists*, Special Publication, v.29, p. 1-20.
- Worden, R.H., French, M.W., and E. Mariani, 2012, Amorphous silica nanofilms result in growth of misoriented microcrystalline quartz cement maintaining porosity in deeply buried sandstones: *Geology*, v.40, p.179-182.

X

- Xiao, X.M., Li, N.X., Gan, H.J., Jin, Y.B., Tian, H., Huang, B.J., and Tang, Y.C., 2009, Tracing of deeply-buried source rock: A case study of the WC9-2 petroleum pool in the Pearl River Mouth Basin, South China Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p. 1365-1378, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.02.009.

Y

Yale, D. P., 1984, Network modeling of flow, storage and deformation in porous rocks. Ph. D. Dissertation, Stanford University, Stanford, 167p.

Yielding, G., Freeman, B., and Needham, T., 1997, Quantitative fault seal prediction: AAPG Bulletin, v.81, p.897-917.

Yielding, G., 2002, Shale gouge ratio-calibration by geohistory: Norwegian Petroleum Society Special Publications, v.11, p.1-15.

Z

Zee, W. van der, Wibberley, C.A.J., Urai, J.L., 2008, The influence of layering and pre existing joints on the development of internal structure in normal fault zones: the Lodève basin, France. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Colletini, C. (Eds.), The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties. The Geological Society, London, Special publications, v. 299, p.. 57-74.

Zeyen, H. & Fernandez, M. 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, 922 gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish geotranssect. Journal of 923 Geophysical Research v.99, p. 89-102.

Zinsner, B., and F.M. Pellerin, 2007, A geoscientist's guide to petrophysics. Technip Ed., Paris, 450 p.

Zhang, S., and T. E., Tullis, 1998, The effect of fault slip on permeability and permeability anisotropy in quartz gouge: Tectonophysics, v.295, p.41-52.

Zhang, X., and C.J. Spiers, 2005, Compaction of granular calcite by pressure solution at room temperature and effects of pore fluid chemistry: International Journal of rock Mechanics and Mining Sciences, v.42, p.950-960.

Zou, C, Zhu, R., Liu, K., Su, L., Bai, B., Zhang, X., Yuan, X., and J.Wang, 2012, Tight gas sandstone reservoirs in china : characteristics and recognition criteria : Journal of Petroleum Science and Engineering, v.88, p.82-91.

ANNEXES

- Perspectives pour le comptage des phyllosilicates – l'EBSD -

A notre connaissance, l'utilisation de l'imagerie en diffraction d'électrons rétrodiffusés ou Electron BackScatter Diffraction (EBSD) dans l'étude de microstructures de roches de failles en domaine de métamorphisme de très bas degré n'a jamais été publiée. La technique de l'EBSD (Schmidt & Olsesen, 1989 ; Prior et al., 1999 ; Schwartz et al., 2000) a prouvé son efficacité dans l'analyse des fabriques en géologie structurale (e.g. Van Daalen et al., 1999 ; Lloyd, 2000), dans la prédiction des propriétés sismogéniques (Valcke et al., 2006) et dans l'étude de la croissance des minéraux dans les roches métamorphiques et ignées (Piazolo et al., 2005 ; Terry & Heidelbach, 2006). Plus spécifiquement, celle-ci a été utilisée dans des mylonites quartzo-feldspathique déformées en conditions de « medium grade metamorphism » (380-600°C, Liu et al., 2012), dans des niveaux de quartz déformés à 650°C (Abalos et al., 2011 et références citées) et des carbonates déformés à 250°C (Molli et al., 2011). Dans les conditions P-T des réservoirs, Haddad et al., (2006) a utilisé l'EBSD dans le but d'identifier les différentes zones de croissance dans les ciments de quartz formés à faible profondeur. Britt & Moen (2007) ont étudié les relations compaction-cimentation de quartz dans les grès quartzeux issus des réservoirs profonds de l'offshore de la mer du Nord. Aucun travail sur les microstructures des roches de failles affectant un milieu arkosique dans des conditions de réservoir profond n'a été publié.

Ainsi, l'objectif de cette méthode était double : (1) quantifier la proportion de phyllosilicates néoformés dans la zone de faille, (2) discuter l'orientation des axes cristallographiques des phyllosilicates néoformés et (3) tester la pertinence de cette méthode dans sur nos conditions d'étude. Le deuxième point est d'importance majeure compte tenu de la forte anisotropie de forme des phyllosilicates. Il est, de fait, primordial de documenter l'orientation des micas blancs et chlorites néoformés dans la roche de faille dans le but de discuter leurs impacts sur le potentiel de scellement de la faille.

- *Méthode* -

Le principe de fonctionnement de l'EBSD est basé sur le comportement corpusculaire et ondulatoire des électrons et leur capacité à se diffracter sur un réseau cristallographique. Les analyses ont été effectuées au laboratoire Géosciences Montpellier à partir d'un microscope électronique à balayage *JEOL PC Driven JEM 5600* couplé à un système EBSD à écran Phosphore lui-même équipé d'une caméra photonique Coolview CDD, d'un appareil photo Argus à analyse d'images et d'une camscan X500FE « Crystalprobe ». Le cliché de diffraction que l'on obtient est une superposition de bandes sombres alternées avec des bandes de plus forte intensité que l'on appelle *lignes de Kikuchi*. Ces lignes, leurs divers points d'intersection et leurs espacements, sont, en connaissant la distance de l'écran à l'échantillon, convertis en angles et permettent la reconnaissance des phases via une base de données. Les phases analysées dans le cadre de notre étude étaient : l'orthoclase, le quartz, la labradorite, l'anorthite, la muscovite, la chlorite, la paragonite, l'illite et la phengite. L'échantillon étudié est l'échantillon 11RT21c montrant un couloir folié associé au miroir d'une faille à rejet métrique. L'étude microstructurale est présentée dans la [partie VI-I](#). La lame mince est orientée dans le repère X-Z de la déformation ([Ramsay, 1967](#)) ([Fig. VI – 3](#)).

- *Résultats* -

-

(1) L'intégralité des minéraux de la roche étudiée n'a pas pu être indexée. Cette lacune est d'autant plus exprimée sur le demi-millimètre en bordure du miroir de failles. Ces zones de lacunes sont connectées et forment un film continu ([Fig. VI – 3 – C](#)).

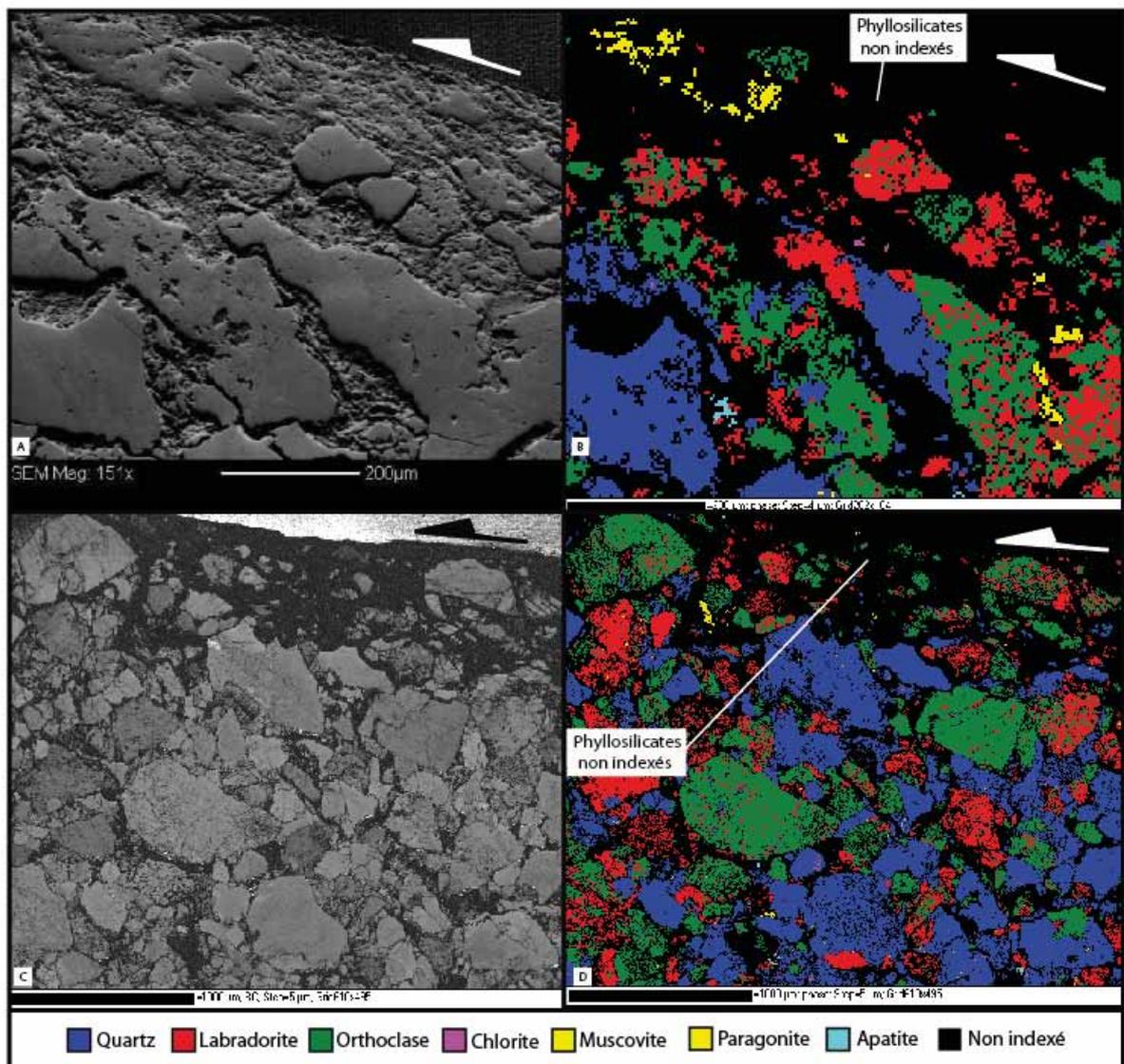
Dans la roche encaissante, les lacunes d'indexation sont isolées dans des poches entre les grains de quartz et de feldspath ; ces zones ne sont pas ou peu connectées.

(2) Qualitativement, la minéralogie globale de l'échantillon est la suivante : quartz, feldspaths sodi-calcique et sodi-potassique, micas blancs (pôles paragonite et muscovite) et, en moindre proportion, chlorite et apatite.

(3) Les stylolithes sont préférentiellement situés à la périphérie des grains de quartz ([Fig. VI – 3 C](#)).

- *Discussions* -

Les différences de dureté des principaux minéraux présents dans les roches de failles étudiés (quartz-feldspath-phyllosilicates) ne permettent pas un polissage uniforme de la lame mince : les phyllosilicates sont en dépression et n'ont pas leurs faces cristallines polies tandis que les grains de quartz et feldspaths sont en relief positif. Ainsi, la sonde indexe le quartz et les feldspaths mais ne peut pas indexer les phyllosilicates néoformés, notamment de petite taille (*partie VI-I*).



Annexe I : Applications de la méthode EBSD sur le miroir folié de l'échantillon 11RT24 : (A&C) Image MEB en électrons secondaires. (B&D) Imagerie par EBSD. Commentaires dans le texte.

Les observations en microscopie optique et à balayage ont montré que la plus grande partie du volume de roche accolé au miroir de faille est composée par des phyllosilicates (34% de phyllosilicates, cf. Section VI-1). Ces phyllosilicates n'étant pas indexée avec l'EBS, cette méthode ne permet pas de les quantifier ni de déterminer leur orientation.

La limitation de notre étude à l'EBS n'est donc pas liée à la méthodologie propre à l'EBS mais vient du polissage des lames minces, i.e. de la difficulté à égaliser et polir les surfaces des phyllosilicates au même niveau que les grains de quartz et feldspaths.

Annexe I : Applications de la méthode EBS sur le miroir folié de l'échantillon 11RT24 : (A&C) Image MEB en électrons secondaires. (B&D) Imagerie par EBS. Commentaires dans le texte.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure d'introduction : Localisation du travail présenté dans la bibliographie

Figure I-1-1 : Classification des régimes de contraintes tectoniques

Figure I-1-2 : Graphique de relations entre déformation et contraintes

Figure I-1-3 : Les enveloppes de rupture

Figure I-1-4 : Effet de la pression de fluide sur le cercle de Mohr

Figure I-1-5 : Effet du différentiel de compétences des couches sur le cercle de Mohr

Figure I-1-6 : Les quatre principaux modes de fracturation

Figure I-2-1 : Définition structurale d'une zone de faille

Figure I-2-2: Mécanique, structure et écoulements de fluides dans une roche de faille

Figure I-2-3 : Variabilité du type de roche de faille en fonction de la température

Figure I-2-4 : Les principaux types de bandes de déformation

Figure I-3-1 : Modèles de croissance de faille

Figure I-3-2 : Géométrie d'initiation de failles.

Figure I-3-3 : Géométrie d'initiation de failles en milieu stratifié

Figure I-3-4 : Relations entre longueur et déplacement sur les zones de failles

Figure I-3-5 : Relation entre largeur et déplacement sur les zones de failles

Figure I-3-6 : Les trois types de zones d'endommagement de failles

Figure I-4-1: Les deux modèles de pression solution.

Figure I-5-1: Rôle de la juxtaposition sur l'écoulement des fluides

Figure I-5-2 : Inventaire des différents paramètres jouant sur l'écoulement de fluides

Figure I-5-3: exemples de relations porosité-perméabilité-profondeur

Figure I-5-4 : Perméabilité des principaux objets structuraux

Figure I-5-5 : La perméabilité structurale

Figure II-1 : Principales unités géologiques de l'Arc Alpin

Figure II-2 : Schéma structural des alpes occidentales

Figure II-3 : Coupe structural des alpes du Sud

Figure II-4 : Schéma structural évolutif des Alpes externes du Sud Ouest

Figure II-5 : Carte structurale et tectonique des Alpes externes du Sud-Ouest

Figure II-6 : Coupe structural des Alpes Externes du Sud-Ouest

Figure II-7 : Organisation lithostratigraphique de la « trilogie Nummulitique »

Figure II-8 : Reconstitution schématique du bassin des Grès d'Annot

Figure II-9 : Localisation des affleurements étudiés par [Labaume et al. \(2008b\)](#)

Figure II-10 : Synthèse de l'évolution diagénétique des Grès d'Annot

Figure II-11 : Profil de porosité en fonction de l'enfouissement estimé

Figure II-12 : Modèle tectonique d'enfouissement et d'exhumation

Figure II-13 : Synthèse chrono-structurale des Alpes externes du Sud-Ouest

Figure II-14 : Cartographie des failles normales et décrochantes de l'Embrunais

Figure II-15 : Les trois générations de failles synsédimentaires

Figure II-16 : Les failles syn-sédimentaires de la Tête Ronde

Figure II-17 : Les failles de la Point Vert – Névé

Figure II-18 : Localisation des failles normales dans les Alpes Occidentales

Figure II-19 : Coupe structural de la Nappe de Digne

Figure II-20 : Séquence de la formation des failles post-nappes
Figure II-21 : Microstructures de la faille E-W des Casernes de Restefond
Figure II-22 : Microstructures de la faille N-S du Général

Figure III-1 : Localisation des zones d'étude de réflectance de la Vitrinite
Figure III-2 : Comparaison des méthodes de calibration thermique
Figure III-3 : Résultats : les indices de réflectance de la Vitrinite
Figure III-4 : Distribution des valeurs dans le bassin d'avant chaîne.
Figure III-5 : Paléo géométrie d'enfouissement du bassin d'Avant-chaîne

Figure IV-1-1 : Schéma structural et coupe structurale des secteurs d'étude
Figure IV-1-2A : Photographie aérienne du secteur de l'Estrop
Figure IV-1-2B : Schéma structural du secteur de l'Estrop
Figure IV-1-3 : Densité de fracturation sur le secteur de l'Estrop
Figure IV-1-4 : Schéma structural des zones de failles du secteur de l'Estrop
Figure IV-1-5 : Coupe structurale des zones de failles du secteur de l'Estrop
Figure IV-1-6 : Surface structurale de la Tourbière et fracturation associée
Figure IV-1-7 : Géométrie d'initiation d'une faille à rejet centimétrique
Figure IV-1-8 : Géométrie d'initiation d'une faille à rejet décimétrique
Figure IV-1-9 : Géométrie en « *sandstone smear* »
Figure IV-1-10 : Détails de la géométrie « *sandstone smear* »
Figure IV-1-11 : Relations entre type de roche de faille et lithologie affectée
Figure IV-1-12 : Affleurement de la faille du Replat
Figure IV-1-13 : Affleurement des failles de la Baisse de l'Aiguille
Figure IV-1-14 : Détails des failles de la Baisse de l'Aiguille
Figure IV-1-15 : Densité de fracturation – Baisse de l'aiguille
Figure IV-1-16 : Interprétation structurale d'une faille à rejet métrique
Figure IV-1-17 : Affleurement de la faille du Cairn
Figure IV-1-18 : Structures centimétriques – « *Sandstone smear* »
Figure IV-1-19 : Structures centimétriques – « *Sandstone smear* »
Figure IV-1-20 : Micro-cisaillement dans l'échantillon 10ES2536
Figure IV-1-21 : Structures centimétriques – « *Sandstone smear* »
Figure IV-1-22 : Illustration conceptuelle de la cinématique
Figure IV-1-23 : Relais extensifs dans un microcisaillement –MO-
Figure IV-1-24 : Relais extensifs dans un microcisaillement –MEB -
Figure IV-1-25 : Relais extensifs dans un microcisaillement- MEB cathodo-
Figure IV-1-26 : Microstructures dans les relais extensifs
Figure IV-1-27 : Détails des remplissages dans les microcisaillements
Figure IV-1-28 : Détails des remplissages de veines
Figure IV-1-29 : Chronologie macroscopique de remplissage
Figure IV-1-30 : Microstructures du miroir de la faille du Replat
Figure IV-1-32 : Microstructures de remplissage des fractures d'endommagement
Figure IV-1-33 : Texture bréchique de la roche de faille
Figure IV-1-34 : Microstructures de brèche de faille (Baisse de l'Aiguille)
Figure IV-1-35 : Structures de la brèche de faille du Cairn

Figure IV-1-36 : Microstructures de la brèche de faille du Cairn
Figure IV-1-37 : Roche foliée sur le secteur de l'Estrop
Figure IV-1-38 : Microstructures de la roche de roche foliée de l'Estrop

Figure IV-2-1 : Schéma et coupe structural(e) de la zone Point Vert-Restefond
Figure IV-2-2 : Panorama des Casernes de Restefond
Figure IV-2-3 : Schéma structural de Restefond
Figure IV-2-4 : Schéma structural de Point Vert
Figure IV-2-5 : Panorama de la Mauvaise côte
Figure IV-2-6 : Interprétation structurale de la faille de Restefond
Figure IV-2-7 : Interprétation structurale de la faille de Restefond
Figure IV-2-8 : Volume de grès folié dans la carrière de Restefond
Figure IV-2-9 : Brèche dilatante de la faille de Restefond
Figure IV-2-10 : Interprétation des failles de Point Vert Névé
Figure IV-2-11 : Détails macrostructuraux de la Gouge de Point Vert
Figure IV-2-12 : Les échantillons foliés
Figure IV-2-13 : Les stylolites et les microfractures dans les roches foliées
Figure IV-2-14 : Les stylolites et les microfractures dans les roches foliées
Figure IV-2-15 : Microcisaillement dans un niveau quartzeux de grès folié
Figure IV-2-16 : Microcisaillement dans un grès folié
Figure IV-2-17 : Microcisaillement dans un grès folié à galet mou
Figure IV-2-18 : Microcisaillement dans un grès folié à galet mou
Figure IV-2-19 : Néof ormation de phyllosilicates associée à la foliation
Figure IV-2-20 : Néof ormation de phyllosilicates associée à la foliation
Figure IV-2-21 : Micas blancs syncinématiques issus de l'altération des feldspaths
Figure IV-2-22 : Méso et microstructures des brèches dilatantes
Figure IV-2-23 : Détails des microstructures de la gouge de Point Vert
Figure IV-2-24 : Détails des microstructures de la gouge de Point Vert
Figure IV-2-25 : Détails des microstructures de la gouge de Point Vert
Figure IV-2-26 : Structures et microstructures de la gouge de Caire Brun
Figure IV-2-27 : Les veines fibreuses des failles de Restefond et Point Vert
Figure IV-2-28 : Les veines prismatiques des failles de Restefond et Point Vert
Figure IV-3-1 : Variabilité du Ro en fonction de la distance à la faille

Figure V-1 : Dispositif de mesure de porosité totale à l'eau
Figure V-2 : schéma du perméamètre
Figure V-3 : Corrections de Klinkenberg
Figure V-4 : Orientations des carottes sur le secteur de l'Estrop
Figure V-5 : Orientations des carottes par rapport aux veines
Figure V-6 : Résultats des mesures de porosité sur le secteur de l'Estrop.
Figure V-7 : Résultats des mesures de perméabilité sur le secteur de l'Estrop
Figure V-8 : Comparaison des résultats de porosité et de perméabilité
V-Figure 1: Structural sketch of the study area
V-Figure 2: Restefond fault zone structure
V-Figure 3 : Point Vert fault zone structure
V-Figure 4: Microstructures of Point Vert and Restefond faults
V-Figure 5: Porosity structure of the fault rocks

V-Figure 6: Fluid inclusion microthermometry
V-Figure 7: Orientation of petrophysical plugs
V-Figure 8: Results of porosity and permeability (host rocks and fault rocks)
V-Figure 9: Relationship between permeability and porosity.
V-Figure 10: Relationship between structural organization and permeability
V-Figure 11: Extrapolation of results
Figure V-9 : Rôle du morphotype de roche de faille sur la perméabilité

Figure VI-1 : Indice de cristallinité de l'illite sur la faille de Point Vert
Figure VI-2 : Modélisations thermométriques sur chlorites syncinématiques
VI-Figure 1: Structural sketch of the study area
VI-Figure 2: Fault zone macro and micro-structures
VI-Figure 3: Host rock and fault rock composition.
VI-Figure 4: Comparison with SGR and Predictive Algorithm

Figure VII-1: Microthermométrie sur inclusion de fluide – Secteur Estrop
Figure VII-2-1 : Valeurs isotopiques sur les secteurs Estrop et Point Vert-Restefond
Figure VII-2-2 : Variabilité isotopique au sein d'une roche de faille
Figure VII-2-3 : Schéma synthétique des variabilités en δO_{18} .
Figure VII-3-1 : Valeurs isotopiques dans le quartz : résultats.
Figure VII-4-1 : rôle des textures de veines sur les migrations de fluides

Figure VIII-1 : Tableau récapitulatif des conditions de la déformation
Figure VIII-2 : Tableau récapitulatif des objets structuraux et des mécanismes
Figure VIII-3 : Modèle d'architecture et d'évolution pour les failles de l'Estrop
Figure VIII-4 : Modèle d'architecture et d'évolution pour les failles de PV-RT
Figure VIII-5 : Schéma des structures de deuxième ordre (Système de Riedel)
Figure VIII-6 : Mécanisme de valve sismique (Sibson, 1996 ;2000)
Figure VIII-7 : Hypothèse du « bord libre » pour les failles de l'Estrop

Figure IX-1 : Résultats des datations Ar/Ar sur la faille de Point Vert
Figure IX-2 : Localisation des affleurements étudiés
Figure IX-3: Les failles de la Tête Ronde
Figure IX-4: Les failles de la Foux d'Allos
Figure IX-5: Les failles E-W du Champsaur
Figure IX-6: Les failles N-S du Général et du Camp des Fourches
Figure IX-7: Les failles N-S de Chalufy
Figure IX-8: Les failles de Braux et les failles du Ray

Annexe I : Exemple d'utilisation de l'EBSA pour les roches de faille foliées

ROLE OF FLUIDS IN THE DEVELOPMENT OF FAULT ZONE STRUCTURE IN DEEPLY BURIED ARKOSIC TURBIDITES; IMPLICATIONS ON FAULT ZONE PETROPHYSICAL PROPERTIES. THE CASE OF THE GRES D'ANNOT (SE FRANCE)

Thibault Cavailhes¹, Pierre Labaume¹, Jean-Pierre Sizun², Roger Soliva¹, Martine Buatier², Delphine Charpentier², Alain Chauvet¹, Jean-Luc Potdevin³, Anna Travé⁴ and Claude Gout⁵.

¹ Géosciences Montpellier (UMR 5243), Université Montpellier 2 - CNRS; Montpellier, France

² Chrono-Environnement (UMR6249), Université de Franche-Comté - CNRS; Besançon, France

³ Géosystèmes (FRE 3298), Université Lille 1 - CNRS; Lille, France

⁴ Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona; Barcelona, Spain

⁵ TOTAL RD, CSTJF, Av. Larribau, 64018 Pau, France.

E-mail: thibault.cavailhes@gm.univ-montp2.fr

ABSTRACT

This study describes normal fault zones which affected foreland arkosic turbidites in deep diagenesis conditions (200°C) and highlights the role of fluids in the development of the structures and microstructures related to fault activity. Two types of core zones are recognized: (1) foliated core zones where deformation is dominated by pressure solution and synkinematic phyllosilicate neoformation, and (2) core zones characterized by dilatant quartz-mineralized veins and breccia. We discuss the origin of these different deformation and fluid regimes and characterize the resulting distinct petrophysical properties of fault zones. The permeability of the foliated core zones is anisotropic, with higher values than the host rocks parallel to Y main deformation axis, whereas it is isotropic and equivalent to that of the host rocks in the dilatant mineralized core zones.

Key words: mineralization, permeability, anisotropy, sandstone

INTRODUCTION

Understanding the role of fault zones on fluid migration in the upper crust is an important issue to discuss the mechanisms and kinetics of deformations and characterize geological reservoir partitioning. This issue is particularly important for the 5-8 km burial interval, which corresponds both to part of the seismogenic zone and to deeply buried reservoirs, an increasingly important target for hydrocarbon exploration. Here, we compare two types of fault zones which affected the Grès d'Annot Formation, an arkosic turbidite succession of the SW-Alpine foreland basin, in similar deep diagenesis conditions (around 200°C). We discuss the role of fluids in the development of two different types of fault zone structures and characterize their distinct petrophysical properties.

GEOLOGICAL SETTING

The Grès d'Annot Fm. was deposited during the Priabonian-Rupelian in the SW-Alpine foreland basin and buried under the Embrunais-Ubaye nappes soon after deposition (Kerckove, 1969; Joseph and Lomas, 2004) (Fig. 1). During the Miocene, uplift associated with basement thrusting resulted in the exhumation of the Grès d'Annot (Labaume et al., 2008) and formation of several generations of normal faults (Labaume et al., 1989).

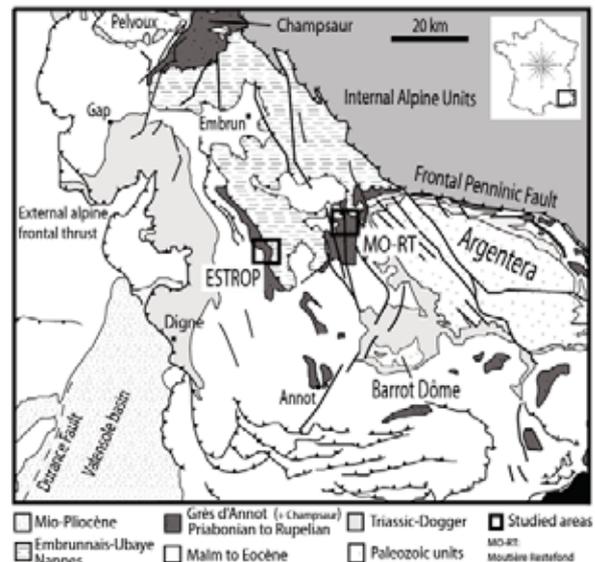


Fig. 1. Structural map of the studied area.

The studied normal faults are located in two distinct areas: the Moutière-Restefond area in the eastern part of the basin and the Estrop area in the western part (Fig. 1). Vitrinite reflectance outside fault zones indicates maximal temperatures of 240-260°C at Moutière-Restefond and 170-200°C at Estrop, i.e. burial depths around 8 km and 6 km, respectively,

assuming a mean geothermal gradient of 30°C/km (Labauve *et al.*, 2009). The difference in burial of the two areas is interpreted to traduce the westward taper of the Embrunais-Ubaye nappe front.

FAULT ZONE STRUCTURES

The studied faults were chosen as representative of the structural style of each area (Fig. 2). All these faults trend around N080°E and have decameter normal offsets. The host-rocks comprise m-thick arkosic sandstone layers with intercalations of decimeter-thick pelitic layers.

In the Moutière-Restefond area, fault core zones, up to one-meter thick, are characterized by lenses of foliated arkose (Fig 2, B1). The foliation comprises anastomosed stylolites and shear bands resulting from the combination of (i) quartz and feldspar pressure solution, (ii) intense intragranular fracturing sealed by quartz and (iii) the neoformation of synkinematic white micas, derived from the alteration of feldspar, and chlorite (Fig. 2, C1 and D1). Euhedral quartz-calcite extension veins cut the stylolites at high angle and can branch on shear surfaces (Fig. 2, C1). The damage zones comprise satellite faults with decimeter offsets and quartz-calcite extension veins.

In the Estrop fault zones, deformation is dominated by extensional quartz veins with variable orientations and cross-cutting relationships (Fig. 2). Development of vein networks in core zones can result in the formation of up to one-meter thick breccia bands comprising cm-size clasts of undeformed host sandstones floating in abundant quartz cement (Fig. 2, B2). The vein and breccia cement exhibits several generations of dark or white microcrystalline quartz, the older generations being reworked as clasts in the younger ones (Fig. 2, B2 and C2). The dark cements contain numerous inclusions of detrital feldspar and phyllosilicate fragments (Fig. 2, D2). This type of cement is interpreted to have precipitated from an injected fluid carrying wall-rock debris from adjacent areas. Stylolites are poorly abundant and the synkinematic white micas and chlorites are rarely observed in the Estrop fault zones.

DEFORMATION MECHANISMS AND RELATED FLUID BEHAVIOR

Fluid inclusion thermometry on vein quartz cements and thermodynamic modeling of synkinematic chlorite chemical composition show that fault rock deformation occurred at

temperatures around 200°C at both studied sites (Leclère *et al.*, submitted), i.e. relatively lower than the maximal burial temperature at Moutière-Restefond and equivalent to that maximal temperature at Estrop. These temperatures allowed the development of the fluid-rock interactions during deformation: pressure solution/precipitation of quartz and neoformation of synkinematic phyllosilicates, but with marked differences between the two sites.

In the Moutière-Restefond fault zones, the strong development of pressure solution and neoformation of syn-kinematic phyllosilicates indicates a slow rate of deformation under high effective pressure. The variations of abundance of stylolites and veins are correlated at the cm-scale, suggesting that the fluid-assisted mass transfer was realized by diffusion at the local scale. By contrast, deformation at Estrop is mainly dilatant, with cyclic injection textures in vein fills and poor development of pressure solution and phyllosilicate neoformation. These characteristics argue for a low effective pressure associated with episodic circulation of mineralizing fluids originating from domains external to the fault zones (i.e. a fluid circulation at the m-scale or higher).

The origin and scale of fluid circulation and mass transfer at Estrop remain to be clarified. A first possibility is that the low effective pressure was due to the local (km-scale) tectonic regime that reduced the mean stress in a km-scale fault configuration of extensional relay-type not yet recognized. An alternative is that the low effective stress resulted from a high fluid pressure associated with basin-scale fluid circulation along the Grès d'Annot Formation, from eastern zones deeply buried below the Alpine nappes toward the nappe front.

FAULT ZONE PETROPHYSICAL PROPERTIES

Fault and host rock petrophysical properties were measured on drill plugs, using the water porosity technique and nitrogen permeability technique under 2 Mpa of confining pressure. In the Moutière-Restefond fault zones, plug axes were oriented in three orthogonal directions corresponding to the main deformation axes (X, Y, Z) of the foliated arkose to characterize the effect of structural anisotropy (Fig. 2, C1). In the Estrop fault zones where deformation does not show equivalent anisotropy, the plug axes were oriented according to the main fault plane orientation (i.e., parallel to azimuth, parallel to dip and normal). In the host rocks, plugs were drilled (i) parallel to bedding and to the fault plane,

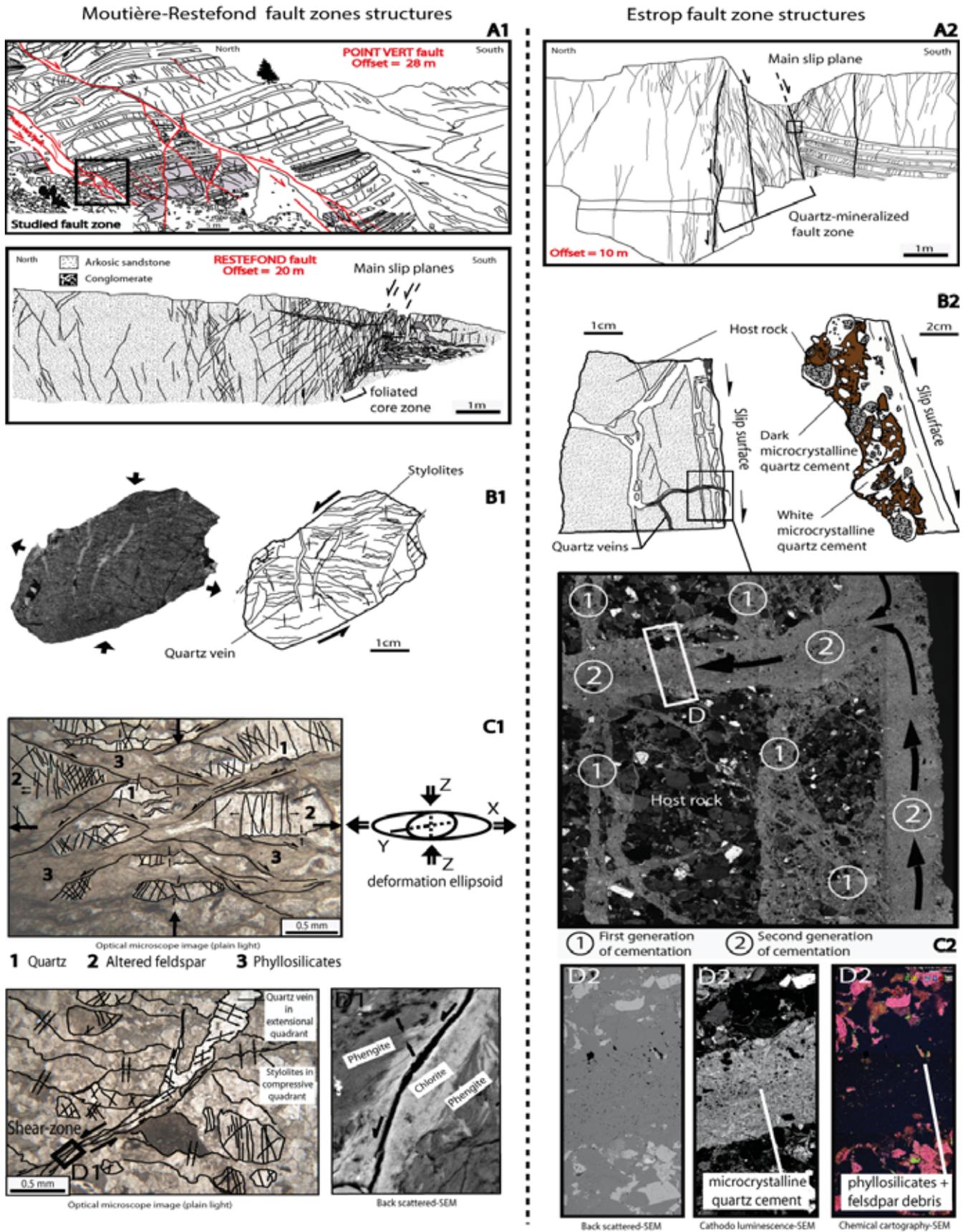


Fig. 2. Structures and microstructures of the studied fault zones. See text for comments.

(ii) parallel to bedding and perpendicular to the fault plane and (iii) normal to bedding.

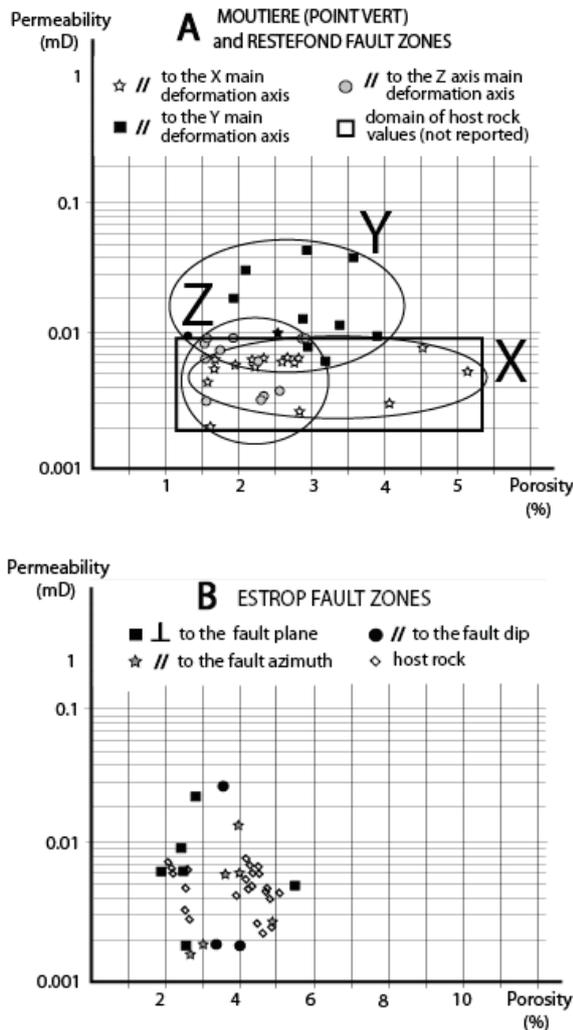


Fig.3. Comparative petrophysical properties of fault and host rocks. See text for comments.

All host rocks have porosities around 3 % and a similar order of magnitude of permeability (10^{-3} mD) (Fig. 3). In each fault zone, the porosity of fault rocks is equivalent to that of host rocks. In the Moutière-Restefond fault zones, the plugs parallel to the X and Z axes of deformation have a permeability similar to that of the host rocks, whereas permeability parallel to the Y axis (i.e. parallel to the foliation and the main fault plane) is one order of magnitude higher. By contrast, the permeability values in the Estrop fault zones are isotropic and equivalent to the host rock values.

At Point Vert and Restefond, higher permeability in the core zone parallel to the Y deformation axis defines preferential pathways for fluids (i) along

the phyllosilicate particles preferentially oriented along cleavage and (ii) parallel to the quartz veins. By contrast, fluid flow is not favored along the directions normal to veins (X) or to foliation (Z). At Estrop, the quartz mineralization and absence of marked microstructural anisotropy result in the absence of petrophysical signature of fault rocks.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank TOTAL for financial support and the Parc National du Mercantour for sampling permit.

REFERENCES

- Joseph, P., & Lomas, S.A. (2004). Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: a new perspective on the Grès d'Annot and related systems: an introduction. In: Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems, Geological Society Special Publication, v. 211, 1-16.
- Kerckhove, C. (1969). La < zone du flysch > dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, v. 45, 1-202.
- Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F., & Chauvet, A. (2008). Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps). Terra Nova, v. 20, 95-101.
- Labaume P., Ritz J.F. & Philip H. (1989). Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. C. R. Acad. Sci., Paris, (II), v. 308, 1553-1560.
- Labaume, P., Sizun, J.P., Charpentier, D., Travé, A., Chirouze, F., Buatier, M., Chauvet, A., Walgenwitz, F., Jolivet, M., Monié, P. & Arnaud, N. (2009). Diagenesis controlled by tectonic burial in a foreland basin turbidite formation. The case example of the Grès d'Annot, French-Italian external Alps. Geophysical Research Abstracts, 11, EGU2009-8236-3, EGU General Assembly 2009, Vienna.
- Leclère, H., Buatier, M., Charpentier, D., Sizun, J.-P., Labaume, P. & Cavailhes, T. (2011). Formation of phyllosilicates in fault zone affecting deeply buried arkosic sandstones. Their influence on fault zone petrophysic properties (Annot sandstones, late Eocene-early Oligocene, external Alps). Submitted to Swiss Journal of Geosciences, special publication.

1 Formation of phyllosilicates in a fault zone affecting deeply buried arkosic

2 sandstones. Their influence on petrophysic properties

3 (Annot sandstones, French external Alps)

4
5 Henri Leclère^{a*}, Martine Buatier^a, Delphine Charpentier^a, Jean-Pierre Sizun^a, Pierre Labaume^b

6 Thibault Cavailhes^b

7
8 ^a UMR 6249, Université de Franche-Comté - CNRS, 16 route de Gray, 25030 Besançon cedex,
9 France

10 ^b UMR 5243, Université de Montpellier 2 - CNRS, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier
11 cedex 5, France

12
13
14 *Corresponding author. Tel.: + 33 3 81 66 60 51; Fax: + 33 3 81 66 56 45.

15 E-mail address: henri.leclere@univ-fcomte.fr

16
17
18
19 Keywords: Fault, Phyllosilicates, Petrophysics, Annot Sandstones, Temperature, External Alps

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

21 **Abstract**

22 The Restefond fault, located in the late Eocene-Early Oligocene Alpine foreland basin,
23 affects the well lithified and low porosity Grès d'Annot. The fault core zone is characterized by
24 the occurrence of highly deformed sandstone lenses. Deformation inside the lenses corresponds to
25 mm to sub-mm-spaced cleavage planes rich in phyllosilicates and up to cm-thick and dm-long
26 quartz-calcite pure extensional veins. The cleavages are mostly composed of newly-formed
27 synkinematic white mica and chlorite. By using thermodynamic thermometers based on the
28 chemical composition of chlorite, a temperature of $200^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ of fault activity was computed.
29 This temperature shows that the Restefond fault was active at burial conditions comprised
30 between 6.5 and 8 km, assuming a mean geothermal gradient between 25 and $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. The
31 petrophysic properties of sandstones from the core zone and in the hanging and foot wall of the
32 fault were determined on drilled plugs following three spacial directions. The permeability of the
33 highly deformed sandstone from the core zone is about one order of magnitude higher than in the
34 host rock. This increase of permeability occurs in the direction parallel to the S-C structures and is
35 explained by the occurrence of well-connected micropores localized between platy
36 phyllosilicates. This study shows that the fault petrophysic properties are mostly controlled by the
37 precipitation of synkinematic phyllosilicates under deep burial conditions.

38

39 **1 Introduction**

40 Clay minerals are common minerals in fault zones. Their abundance and textural
41 arrangement can play a crucial role on fault frictional and hydrological properties (Rice 1992;
42 Vrolijk and Van der Pluijm 1999; Haines and Van der Pluijm 2008). However, little is known

43 about the deformation structures, the petrophysical properties and the role of phyllosilicates in
44 highly buried fault zones.

45 In the last four decades, considerable works have been done to understand the
46 petrophysical properties of fault zones affecting high-porosity (>10-15%) siliciclastic sediments
47 in shallow contexts (e.g. Aydin 1978; Antonellini and Aydin 1994; Aydin 2000; Fisher and Knipe
48 2001; Rawling and Goodwin 2003; Fossen et al. 2007). Deformation in high porosity granular
49 materials is characterized by the development of small millimetric displacement along
50 deformation bands, with an evolution from zones of deformation bands to slip surfaces with
51 increasing offset (Aydin 1978; Fossen et al. 2007). A typical result is that the development of
52 deformation bands in fault zones reduces fault transmissibility, thus providing an effective barrier
53 to fluid flow (Antonellini and Aydin 1994; Antonellini et al. 1999).

54 By contrast, in low-porosity, well lithified rocks, deformation is generally characterized by
55 open fractures which act as fluid conduits in fault damage zones (Caine et al. 1996). Nevertheless,
56 our knowledge on faults formed in low porosity, well lithified sandstones in deep diagenesis
57 contexts remains relatively sparse, even if they are becoming increasingly important targets for
58 hydrocarbon exploration and groundwater aquifers.

59 In this paper, we describe a normal fault zone formed in deep burial conditions in the Grès
60 d'Annot, a Priabonian-Rupelian siliciclastic turbidite formation of the Alpine foredeep in SE
61 France. The aim of the study is to determine the origin and conditions of formation of
62 phyllosilicates and their role played on fault zone petrophysic properties. Therefore, in the first
63 part of the paper, we describe deformation microstructures associated with phyllosilicates and we
64 use the chemical composition of the newly-formed chlorite as a basis for estimating their

65 temperatures of formation. In the second part, we quantify petrophysic properties of the host rock
66 and fault zone and compare these data with mineralogical composition and microstructures of the
67 sandstones.

68

69 **2 Geological setting**

70 The Grès d'Annot Formation was deposited from the Early Bartonian (Priabonian in the
71 study area) - to the middle Rupelian in the south-western Alps foreland basin (Du Fornel et al.
72 2004) (Fig. 1a). It is mainly composed of deepwater siliciclastic turbidites, with a maximum
73 thickness of 1000 - 1200 m (Riche et al. 1987; Apps et al. 2004; Joseph and Lomas 2004). The
74 sandstone beds range in thickness from a few millimeters to more than 10 meters and are
75 generally interbedded with silty shale beds. The Grès d'Annot deposition ceased with the rifting
76 of the Mediterranean margin (Séranne 1999) and the emplacement of the Schistes-à-Blocs
77 Formation, interpreted as marine deposits at the front of the Embrunais-Ubaye Nappes
78 (Kerckhove 1969; Elliott et al. 1985; Apps et al. 2004; Joseph and Lomas 2004).

79 Thrusting above the Grès d'Annot occurred during the late Oligocene–Earliest Miocene
80 with the emplacement of the Pennic front (Kerckhove 1969). The thickness of the nappes is
81 estimated to at least 4-5 km from zircon fission tracks analysis in the Grès du Champsaur
82 Formation at the southern border of the Pelvoux massif (Seward et al. 1999). During the Miocene,
83 basement thrusting dated at 22 Ma (Corsini et al. 2004) uplifted the Argentera and Barrot massifs
84 (Bigot-Cormier et al. 2006), and gravitational equilibration of the thickened crust resulted in the
85 formation of normal faults that cut the nappes and their substratum down to the Palaeozoic

86 basement (Labaume et al. 1989; Du Bernard 2002). The present study is focused on one of these
87 normal faults named Restefond fault, located in the internal part of the foreland basin (Fig. 1b).

88 The Restefond fault striking E-W and dipping 70°N affects the Grès d'Annot and the
89 Schistes-à-Blocs Formation and was active after the emplacement of the allochthonous nappes. The
90 study outcrop is located on a part where the Restefond fault affects the Grès d'Annot formation.
91 The footwall is composed of a succession of decimeter-thick sandstone and mudstone layers,
92 while the hanging-wall is made up of meter-thick sandstone layers (Fig. 2). The bedding in the
93 hanging wall and footwall of the fault is sub-horizontal.

94 The main motion of the Restefond fault is normal with an offset of about 15 meters, even
95 if, the striations are scattered from pure normal dip slip to pure senestral strike slip (Fig. 2,
96 Schmidt diagram 1). The Restefond fault zone comprises two main slickensides which delimitate
97 a one-meter wide zone accommodating the maximal deformation. This zone of maximal
98 deformation is considered as the fault core zone. The core zone is characterized by tilted lenses of
99 deformed sandstone separated by thin mudstone layers (Fig. 2). The deformed lenses concentrate
100 calcite-quartz veins, cleavage surfaces rich-in phyllosilicates, shear planes and fractures (Fig. 3).

101

102 **3 Methods**

103

104 The petrophysical and mineralogical analyses were carried out along a profile transverse
105 to the fault zone. Representative samples of the deformation-related features were collected in the
106 fault core zone (i.e. in the lenses of deformed sandstone) and in the host sandstone (up to 15
107 meters away from the core zone) along the selected profile. Samples were collected in the same
108 sandstone layer in the fault footwall and core zone. This layer could not be identified in the

109 hanging wall, where a sandstone layer of equivalent grain size was sampled. Samples presenting a
110 penetrative meteoric alteration were excluded.

111

112 3.1 Observations on thin sections

113 Thin sections of 12 colored epoxy resin-impregnated samples were examined using optical
114 and scanning electron microscopes (SEM) for petrographical and microstructural study. The
115 orientation of the thin sections was selected in the X-Z plane of deformation in order to
116 characterize the microstructures and explain the modifications of the petrophysical parameters.

117 Semi-quantitative estimations of the mineralogical content and macroporosity were
118 performed by point counting on 8 thin sections with an optical microscope equipped with a point
119 counting system. At least 500 points were measured on each thin section. Detrital quartz and
120 phyllosilicates, quartz and calcite cements, fresh and altered feldspars, lithic fragments, newly-
121 formed phyllosilicates as well as macropores revealed by colored resin were identified and
122 quantified. Selected thin sections were carbon coated and studied using a Jeol JSM5600 scanning
123 electron microscope coupled with a FONDIS energy dispersive analyzer (EDS). The nature of
124 phyllosilicates, their morphology and their behavior in highly deformed rocks were particularly
125 investigated.

126

127 3.2 Petrophysic analysis

128 Petrophysic analyses were done on cylindrical plugs drilled in 12 samples following the
129 three spatial directions (horizontal and parallel to the fault strike, horizontal and perpendicular to
130 the fault strike, and vertical). The diameter of the plugs is 20 mm and their length is comprised

131 between 25 to 60 mm. The drilling location of the plugs in the rock was chosen to make plugs
132 devoid of veins and fractures, in order to characterize petrophysical modifications linked to
133 matricial properties and not to fractures properties.

134 3.2.1 Porosity

135 Water porosity measurements were performed using Archimedes' method to quantify total
136 porosity of the drilled plugs. The samples were dried at 60°C until they reached a stable mass
137 (m_d), then degassed during 12 h before being progressively saturated with degassed and distilled
138 water. The total porosity (N_t) is given by the expression $N_t = [(m_2 - m_d) / (m_2 - m_1)] \times 100$, where m_1 is
139 the mass of the sample weighed under water (hydrostatic weighing) and m_2 is the mass of the
140 sample totally saturated by water. The analytical accuracy is $\pm 0.05\%$.

141 3.2.2 Permeability

142 Gas permeability data were performed with a Hassler cell permeameter using nitrogen, at
143 steady state conditions: differential fluid pressure of 20 kPa and under a confining pressure of 800
144 kPa. The analytical accuracy varies between $\pm 10\%$ ($K \approx 1$ mD) and $\pm 0.5\%$ ($K \approx 0.001$ mD).
145 Although a confining pressure of 800 kPa does not reflect in situ stress conditions, these
146 permeability measures allow us to point out a potential preferential fluid-flow direction.

147

148 3.3. X-Ray diffraction (XRD)

149 The phyllosilicate mineralogy of 4 representative samples from host rock (RT23, RT3) and from
150 fault core zone (RT10, RT12) was analyzed with a SCINTAG XRD 2000 diffractometer at the
151 Geological Institute of Neuchatel, Switzerland, following the procedures outlined by Kübler
152 (1964) and Adatte et al. (1996). The XRD diffractometer was equipped with a Cu tube and

153 operated at 45 kV and 40 mA. The phyllosilicate mineralogy was analyzed by X-ray diffraction
154 obtained between $5^{\circ}2\theta$ and $60^{\circ}2\theta$ with a step size of $0.03^{\circ}2\theta$ and a goniometer speed ranging of
155 $2^{\circ}/\text{min}$.

156 Phyllosilicates-sized fractions ($<2\mu\text{m}$ and $2\text{-}16\mu\text{m}$) from the selected samples were
157 extracted after carbonate removal. XRD analyses of oriented phyllosilicate samples were made
158 after air drying at room temperature and ethylene-glycol solvated conditions.

159

160 3.4 Microprobe analysis

161 The chemical composition (Si, Fe, Mg, Al, Ti, K, Ca, Na) of white mica and chlorite from
162 the highly deformed core zone of the fault were analyzed at the University of Montpellier 2, using
163 a CAMECA model SX100 electron microprobe equipped with five X-ray spectrometers on 3
164 carbon coated thin sections from the fault core zone. The microprobe was operated using 20kV of
165 excitation potential, 10 nA of current intensity and a beam diameter of $3\mu\text{m}$. The standards used
166 were Wollastonite (Si, Ca), Fe_2O_3 (Fe), Forsterite (Mg), Al_2O_3 (Al), TiO_2 (Ti), Orthoclase (K) and
167 Albite (Na).

168 Temperatures were then estimated using the composition of chlorite and following the
169 methods of Vidal et al. (2005 and 2006) and then Inoue et al. (2009). Vidal et al. (2001 and 2005)
170 proposed a thermodynamic model for Fe-Mg partitioning of aluminous trioctahedral chlorite ($\text{Si}<3$
171 p.f.u.). They chose four end-members that allow the Fe-Mg, Tschermak and dioctahedral-
172 trioctahedral substitutions occurring in trioctahedral chlorite (clinochlore $(\text{Mg}_5\text{Al})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$
173 $(\text{OH})_8$, daphnite $(\text{Fe}^{2+}5\text{Al})[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$, amesite $(\text{Mg}_4\text{Al}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ and $(\text{Fe}^{2+}4$
174 $\text{Al}_2)[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, and sudoite $(\text{Mg}_2\text{Al}_3)[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$). The simultaneous estimation

175 of Fe³⁺ in chlorite and equilibrium temperature for the Chl-Qtz-H₂O assemblage is done at a
176 pressure of 1.5 kbar and a water activity a_{H₂O} of 1 by using a criterion based on the convergence
177 of equilibria (Vidal et al. 2006). Inoue et al. (2009) used the end-member component of chlorite
178 solid solution Al-free chlorite instead of clinocllore. Using the calibrated thermodynamic
179 properties of Inoue et al. (2009), the formation temperatures of chlorite is estimated using the
180 XFe³⁺ determined by Vidal et al. (2005 and 2006).

181

182 **4 Results and interpretation**

183 4.1 Petrology and deformation microstructures

184 *4.1.1 Host rocks*

185 The sandstone is a lithic arkose following McBride's classification (McBride, 1963) and is
186 composed by both detrital and authigenic components. The major components are quartz, K-
187 feldspar and plagioclase grains, metamorphic and magmatic rock fragments and phyllosilicates
188 (muscovite, chlorite and rare biotite). Point counting analyses (Table 1, samples RT01, 05, 07, 08,
189 21, 22) confirm that feldspar, quartz and polygenic fragments are the major components.
190 Phyllosilicates represent a total of 8 to 15% of the sandstones, with a significant part of them of
191 authigenic origin (illitization of K-feldspars). Optical microscopy shows that the host sandstones
192 have a very compact texture and that their deformation is weak and mainly represented by sparse
193 intragranular to transgranular fractures and pressure-solution at grain contacts (Fig. 4a). These
194 textures are similar to those observed in the Grès d'Annot sampled away from fault zones in the
195 same area (Labaume et al., 2008b). The host sandstones sampled in the fault footwall and

196 hangingwall can thus be considered as equivalent to the protolith of the deformed sandstone
197 sampled in the fault core zone.

198

199 *4.1.2 Fault core zone*

200 At the macroscopic scale, deformation inside the lenses corresponds to mm to sub-mm-
201 spaced cleavage planes rich in phyllosilicates and up to cm-thick and decimeter-long quartz-
202 calcite pure extensional veins (Fig. 3). The veins are scattered from parallel to perpendicular to
203 the fault strike (Fig. 2, Schmidt diagram 2). The cleavage planes trend sub-parallel to the fault,
204 with dips scattered between subhorizontal and parallel to the lens borders (Fig. 2, Schmidt
205 diagram 2). The interaction between the cleavages and shear planes defines a S-C structure (Fig.
206 3). The kinematics of the pure extensional veins and the S-C structure are in agreement with the
207 main normal dip slip motion of the Restefond fault. Intensity of deformation is variable and
208 generally increases toward the lens borders.

209 At the microscopic scale, the formation of S-C structures corresponds to:

- 210 • a passive concentration of phyllosilicates along cleavage planes by a combination of
211 normal shortening represented by pressure solution of quartz and feldspar alteration (Fig. 4b).
- 212 • a concentration of newly-formed phyllosilicates preferentially oriented along shear planes
213 (Figs. 4c and d). Shear planes correspond to trangranular shear fractures with normal dip slip
214 motion (Fig. 3).

215 The newly-formed phyllosilicates, comprising white mica and chlorite (Figs. 4e and f), are
216 described in more detail in a following section.

217

218 4.2 Petrophysic measurements

219 4.2.1 Total porosity

220 The total porosity values (Nt) of host sandstone samples (RT01, 04, 05, 07, 21) range from
221 1% to 2%, except for RT08 and RT22 that display higher values around 4% (Fig. 5A-B and Table
222 2). These higher values correspond to an increase of porosity due to macropore genesis related to
223 calcite-cement dissolution (Fig. 6). This dissolution can be related to present day meteoric
224 alteration by infiltration. The increase of the macroporosity is thus considered as an artifact not
225 related to faulting processes. If we exclude this artifact, we can consider that the total porosity
226 (Nt) of the host sandstone is close to 2%. These data are in agreement with those measured by
227 Labaume et al. (2008a) in similar highly diagenetized sandstones sampled away from fault zones
228 in the same area.

229 The porosity values (Nt) measured in samples from the fault zone are about 3%, slightly
230 higher than the porosity values measured in the host sandstone (Fig. 5A-B). This increase can be
231 related to the occurrence of microporosity inside phyllosilicate clusters. Indeed, phyllosilicate
232 content in the deformed sandstones reaches around three times their amount in the host sandstone
233 according point counting analyses (Table 1). On the contrary, macroporosity measured by point
234 counting in thin sections does not show any difference between the host and highly deformed
235 sandstones.

236

237 4.2.2 Permeability

238 All the permeability values of the host sandstones are comprised between 0.05 and 0.1
239 mD. Permeability from the fault core zone sandstones is about one order of magnitude higher than
240 in the host sandstone (Fig. 5C). The highest value of permeability reaches 1.2 mD.

241 Considering the permeability measurements done following the three-space directions (cf.
242 Methodology), we can notice the following results:

- 243 • The permeability of the samples located in the footwall and the hanging wall doesn't show
244 a preferential direction of fluid flow. This means that the fluid flow outside the fault zone is
245 isotropic.
- 246 • The permeability in the three directions of the samples located in the core zone lenses
247 displays a preferential fluid-flow direction. This direction is horizontal and parallel to the
248 fault plane (N80°E) and corresponds to the strike of the cleavage and shear planes enriched
249 in phyllosilicates and developed during normal motion of the fault.

250 The Figure 7 displays the correlation between porosity and permeability of samples located in
251 the core zone and host sandstone. The samples located in the host sandstone show a constant
252 value of permeability comprised between 0.05 and 0.1 mD when the porosity increases between 1
253 to 2.5%. This highlights that the low increase of porosity has no effect on the permeability
254 because the pores are not well-connected.

255 The highly deformed samples present the highest permeability values. The strong increase of
256 permeability (up to 1mD) in the samples having the highest porosity values (4%) suggests the
257 presence of well-connected micropores in the horizontal and parallel direction of the fault
258 azimuth. Moreover, we can observe a point out of the cluster of the highly deformed samples,
259 with the highest permeability value (1.2 mD) but an intermediate porosity value (2.4 %). It

260 corresponds to the porosity and permeability measurements obtained on the core presented on
261 Figure 7. This core shows a well developed cleavage plane. This single cleavage plane was not
262 sufficient to generate an important increase of porosity but it allowed an important increase of
263 permeability.

264

265 4.3 Phyllosilicates

266 4.3.1 Phyllosilicates mineralogy

267 According to optical microscope observations and point counting analyses, phyllosilicates
268 (mica and chlorite) represent 9 to 15% of the undeformed sandstones but 25-32% of the deformed
269 sandstones (Table 1, Fig. 4 and Fig. 5A).

270 XRD analyses performed on the clay fraction ($<2\mu\text{m}$) and the 2-16 μm fraction from the
271 host sandstone as well as from the deformed and highly deformed zones of the fault core zone
272 (Fig. 8) show that the clay ($<2\mu\text{m}$) and 2-16 μm fractions present similar mineralogical
273 assemblages. In the 2-16 μm fraction XRD patterns, it can be seen that feldspar reflections are
274 less intense in highly deformed samples relative to white mica and quartz reflections. This result
275 confirms the point counting analyses which suggest that feldspar becomes less abundant with
276 increasing rate of deformation (Table 1). Furthermore, scanning electron microscope images shows
277 that the decrease of K-feldspar content in highly deformed sample can be related to the stronger
278 alteration of K-feldspar into white mica along shear planes (Fig. 4e).

279 The absence of expandable clays (i.e. smectite) in the $<2\mu\text{m}$ fraction has been confirmed
280 by XRD analyses of glycolated clay fractions. On the $<2\mu\text{m}$ fraction XRD patterns, the chlorite
281 (00l) reflections are particularly intense in the highly deformed samples.

282 High magnification optical microscope images and scanning electron microscope
283 observations show that white mica and chlorite are preferentially concentrated along the cleavage
284 and shear planes (Figs. 4d and f). Chlorite is often located in the middle of the shear veins and
285 white mica occurs at the borders (Fig. 4f). The size of the newly-formed phyllosilicate particles
286 located in shear veins of highly deformed samples ranges from <2 to about 10 μm .

287

288 4.3.2 Chemical composition of phyllosilicates

289 The chemical composition of newly-formed chlorite (Fig. 4) located along shear planes
290 and large detrital chlorite was determined by microprobe analyses (Online Resource 1 and Fig. 9).
291 The results show that newly formed chlorite as well as detrital chlorite have a chemical
292 composition close to the clinochlore/daphnite pole (Fig. 9a). They are iron-rich chlorite (between
293 2.14 and 2.94 a.p.f.u for Fe). Fig. 9 shows chemical variations between detrital and newly-formed
294 chlorite particles. A higher Si content associated with a lower Fe+Mg content in newly-formed
295 chlorite can be observed, the total alumina content remaining constant. These chemical variations
296 between detrital and newly-formed chlorite are in agreement with Hillier and Velde (1991) who
297 observed that diagenetic chlorite particles contain higher Si content, lower total (Fe+Mg) contents
298 and lower octahedral occupancy than metamorphic chlorite particles with similar alumina
299 contents.

300 Moreover, chlorite compositions can be expressed as the activities of the end-members
301 determined by Vidal et al. (2001), as well as those defined by Inoue et al. (2009) (Fig. 9a).
302 Therefore, the temperatures of chlorite formation can be determined using the thermodynamic
303 thermometers from Vidal et al. (2005 and 2006) and Inoue et al. (2009) (Fig. 10 and Online

304 Resource 1). Temperatures calculated by the model developed by Vidal et al. (2005 and 2006)
305 range from 143°C to 232°C for the newly formed chlorite (Fig. 10a), with a maximum values
306 between 170 and 210°C and a mean value at 200°C ± 20°C. A simultaneous estimation of Fe³⁺ in
307 chlorite has been done. Values obtained are specified in Online Resource 1 and are between 0.2
308 and 0.45. Temperatures calculated by the model developed by Inoue et al. (2009) are very similar,
309 ranging from 148°C to 241°C (Fig. 10b). Detrital chlorite is characterized by higher temperature
310 of formation, from 250 to 290°C. The large range of temperature obtained for newly formed
311 chlorite can be partly related to contamination effect. Indeed some chlorite analyses display a total
312 CaO+Na₂O+K₂O between 0.3 and 0.5% (Online Resource 1). These analyses correspond to the
313 lowest temperature measurements. The presence of such interlayer cations in the chlorite
314 compositions can be related to the presence of chlorite-smectite mixed layers or to contamination
315 of the chlorite analyses by the micas, which are generally closely associated to chlorite in the
316 shear veins (see SEM images, this study). The occurrence of mixed layer would have an effect on
317 the chlorite structural formulae (Lopez-Munguira et al., 2002). Moreover, interlayer cation content
318 in mixed layers also affects to octahedral and tetrahedral substitutions. For this reason, the chlorite
319 geothermometer cannot be used in the presence of mixed layer. In the studied samples, the
320 absence of mixed layer is attested by the lack of difference between air dried and EGC-treated
321 XRD diagrams. This indicates that chlorites are free of any interstratification. The alkali content
322 measured on few chlorite analyses can be then related to mica contamination due to the large size
323 of the electron beam during the microprobe analyses. If we consider this contamination effect, the
324 significant temperature range of newly formed chlorite (free of any contamination) is between
325 180 and 220°C.

326 Figure 11 shows that composition of white mica can be divided in two categories: detrital
327 white mica with low FeO and MgO content (close to 10%) and newly formed white mica with the
328 highest FeO and MgO content (close to 25%) (Online Resource 2). This variation in composition
329 corresponds to the Tschermak substitution (TK) with IVAlVIAl substituted by IVSiVI(Mg,Fe) in
330 newly-formed mica, leading to a redistribution of charges between the tetrahedral and octahedral
331 layers but maintaining overall charge balance. The dispersion of the analyses of the newly formed
332 and detrital micas can be partly explained by the analyses of mixed particles with microprobe.
333 Indeed, in the shear plane both types of micas can be intimately associated.

334

335 **5 Discussion**

336 5.1 Origin and conditions of phyllosilicates formation

337 The detrital and newly formed origin of white mica and chlorite is attested by a difference
338 in shape and in chemical composition.

339 The lower FeO and MgO content of the detrital white mica than newly-formed white mica

340 traduces a difference of fluid compositions and environment of formation. Detrital phyllosilicates

341 are probably derived from the granites and low-grade metamorphic basement rocks (Hercynian

342 basement) outcropping in the Maures-Estérel and Corsica-Sardinia massifs (Apps et al. 2004

343 Garcia et al. 2004) while newly formed phyllosilicates are related to the Restefond fault activity.

344 The increase of abundance of the newly formed white mica is clearly related to the increase of the

345 strain intensity (Fig. 8 and Table 1) and to the alteration of K-feldspars (Fig. 4f). The illitization of

346 feldspar occurs in the presence of fluids following the equation



348 According to this equation, illitization of feldspar necessitates the presence of water. This reaction
349 is more efficient in the fault core zone where water-rock interactions during deformation are
350 stronger than in the host sandstone.

351 The newly-formed chlorite is associated with newly-formed white mica along the shear
352 planes. The mean $200^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ temperature of formation estimated by Vidal et al. (2005 and
353 2006) and Inoue et al. (2009) geothermometers is in agreement with the temperature estimation
354 (around 200°C) by Labaume et al., (2008b) using a petrographic study in non-deformed Grès
355 d'Annot samples from the same area. It is also consistent with the maximum temperatures of
356 220°C reached by the same non-deformed Grès d'Annot as deduced from vitrinite reflectance
357 (Labaume et al., 2008a).

358 The burial depth of faulting is estimated based on a mean geothermal gradient comprised between
359 25 to $30^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ in the foreland basin and its crystalline substratum (Bigot-Cormier et al., 2006;
360 Sanchez et al., 2011). The precipitation of newly formed chlorite and illitization of K-feldspars
361 might occur at depths comprised between 6.5 to 8 km. These depths indicate that faulting
362 occurred in relatively deep burial conditions. The burial condition of faulting in a well-lithified
363 sandstone contrasts with those of Bourroulec et al. (2004), Lansigu and Bourroulec (2004) and
364 Pochat and Driessche (2007) who described syn-sedimentary normal faults affecting the Grès
365 d'Annot a few kilometers from the Restefond fault, characterized by local sedimentary
366 disturbances close the faults. This shows that the faulting of the study area occurred during at
367 least two stages: early syn-sedimentary faulting and later deep-burial faulting.

368

369 5.2 Role of the phyllosilicates on fault zone petrophysic properties

370 The petrophysical investigations on the Restefond fault demonstrate that sandstones in the
371 fault core zone are more porous and permeable than the host sandstones. This slight increase of
372 porosity and the increase of permeability in the highly deformed sandstones compared to the host
373 sandstone can be related to the presence of micropores located between the syn-kinematic newly-
374 formed phyllosilicate particles that characterize the highly deformed sandstones. Indeed, the fact
375 that the newly formed phyllosilicates are concentrated along the S-C surfaces yields to a good
376 connection between the micropores, making the S-C structures preferential channels for fluid-
377 flows and consequently playing an essential role in the petrophysical properties of the fault-zone.
378 The preferential channels fluid-flows along S-C structures have been previously shown by
379 Faulkner and Rutter (1998) for clay-bearing fault gouge in the Carboneras strike-slip fault where
380 preferential fluid-flows occurred vertically. It appears that the preferential fluid-flow along S-C
381 structures is controlled by the kinematic of the fault with vertical preferential fluid-flows for
382 strike-slip fault (Faulker and Rutter 1998) and horizontal parallel to the fault azimuth fluid-flows
383 for normal fault (this study).

384 Previous studies focused on the hydraulic behavior of faults affecting different types of
385 sandstones (i.e. low or high porosity and poorly or well lithified sandstones) in shallow burial
386 contexts highlight the key role played by mechanical processes (i.e. grain size reduction) on the
387 petrophysical properties (Antonellini and Aydin 1994; Rawling and Goodwin 2003; Balsamo et
388 al. 2010). By contrast, the present study shows the key role played by the mineralogical
389 transformations (i.e. phyllosilicates crystallisation) on the petrographical properties of a fault zone
390 affecting low-porosity, well-lithified sandstones under deep burial conditions. This study thus
391 highlights that the fault zone hydraulic behavior results from the temperature-dependent water-
392 rock interactions which induce the mineralogical transformations.

393

394 **6 Conclusion**

395 The results of the structural, mineralogical and petrophysical study of the Restefond fault which
396 affects low porosity and well lithified arkosic sandstones can be summarized as follows:

- 397 1. Within the fault core zone, the deformation is represented by intragranular to transgranular
398 fractures filled with quartz, calcite or newly formed phyllosilicates, intense pressure-
399 solution of quartz and feldspar at grain contacts and development of S-C structures enriched
400 with newly formed phyllosilicates. The newly-formed platy phyllosilicate minerals are
401 white mica and chlorite aligned along the shearing direction. Their crystallization is favored
402 by the burial conditions allowing fluid-rock interaction, represented notably by K-feldspars
403 illitization. The burial depth during faulting is estimated at 6.5 to 8 km based on the
404 temperature of formation of the newly-formed chlorite at $200^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$.
- 405 2. Petrophysical measurements show an increase of permeability of one order of magnitude
406 parallel to the fault azimuth in the sandstones lenses forming the fault core zone compared
407 to the host sandstone. This increase of permeability is due to the increase of newly-formed
408 phyllosilicates content in the S-C structures and in which micropores form connected fluid
409 conducts between clay minerals.

410 This study thus points out that preferential fluid-flow in a fault zone formed in deep burial
411 condition is controlled by the mineralogical transformations related to temperature-dependent
412 fluid-rock interactions and more precisely by the phyllosilicate crystallization. Hence, this study
413 provides a new approach for considering fluid-flow in low-porosity and well-lithified sandstones
414 affected by faults in deep burial conditions.

415 **Acknowledgments**

416 We thank P. Lanari and O. Vidal for their guidances regarding the thermodynamic thermometers.

417 We thank D.Convert-Gaubier from the University of Franche-Comté (Besançon) for his technical
418 support. Reviews by J. Jimenez-Millan, an anonymous reviewer and guest editor F. Nietto-Garcia
419 were very helpful.

420

421

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

422 **Figure and Table captions**

423

424 Figure 1: (a) Structural map of the SW external Alps, with location of the study area (star). 1 =
425 Embrunais–Ubaye nappes; 2 = Middle Eocene to Rupelian, i.e. the Grès d'Annot Formation
426 (south of Pelvoux massif: Grès du Champsaur) and its shallow-water lateral equivalents in the
427 Castellane Arc and Barrême basin, and underlying Tertiary strata; 3 = Mesozoic; 4 = Palaeozoic
428 substratum (mainly crystalline basement in the Argentera and Pelvoux massifs and Permian
429 sediments in the Barrot massif); (b) Cross section of the studied area with the location of the
430 Restefond fault. Map and section are simplified from Labaume et al. (2008b). The star on the map
431 localizes the Restefond fault.

432

433

434 Figure 2: Field photograph and structural data of the Restefond fault outcrop. Only 8 samples are
435 localized on the picture, the other 4 samples are located in the hanging wall between 12 to 17 m
436 from the core zone and their position is not visible on this photograph. The footwall is composed
437 of sandstone-mudstone succession while the hanging wall is composed of massive sandstone
438 layers. The core zone is bounded by two major slip surfaces (white lines on photograph) and is
439 composed by imbricated lenses of deformed sandstone (cf. Figs. 3 and 4). (1) Schmidt diagram
440 with the plot of shear planes (lines) and striations (arrows indicate the sense of displacement of
441 the upper block); (2) Schmidt diagram with the plot of quartz-calcite extension veins surfaces

442 (lines) and poles of the cleavage planes (green points). Scale is represented by the man in front of
443 the fault.

444

445 Figure 3: Polished surface of a hand-sample of a deformed sandstone lens from the fault core
446 zone. The deformation is marked by cleavage planes, quartz-calcite extension veins and shear
447 planes. Cleavage planes correspond to pressure solution surfaces (stylolites) and define a foliation
448 which density increases toward the shear planes bordering the sandstone lens. Newly-formed
449 phyllosilicates (white mica and chlorite) are concentrated along the cleavage and shear planes.

450

451 Figure 4: Optical microscope (a, b, c and d) and backscattered scanning electron microscope (e
452 and f) images of the host sandstone (a) and deformed sandstones from the fault zone core (b, c, d,
453 e and f). a. Imbricated quartz grains sutured by pressure solution at grain contacts (arrows); b and
454 c. highly deformed sandstone with newly-formed white mica preferentially oriented along shear
455 surface and as feldspar replacement. The white arrow indicates the vertical direction; d. Shear
456 surface with newly formed mica and chlorite; e. SEM image of K-feldspar illitisation along a
457 shear zone ; f. Newly-formed white mica and chlorite preferentially oriented along a shear
458 surface. The evidence of newly-formed phyllosilicates is shown by the interdigitate texture of
459 chlorite and white mica. The black arrow indicates the vertical direction ; Qz: quartz, Fsd:
460 feldspar, Ms: white mica, Chl: chlorite; alt. Fsd : altered feldspar.

461

462

463 Figure 5: Petrophysic data and mineralogical composition along the studied profile across the
464 Restefond fault zone. A : Mineralogical content obtained by point counting analyses (cf Table 1) :

465 1 : Macropores ; 2 : Fresh feldspars ; 3 : Calcite cement ; 4 : Quartz veins ; 5 : Newly-formed
466 phyllosilicates and matrix enriched in phyllosilicates ; 6 : Altered feldspars ; 7 : Detrital
467 phyllosilicates ; 8 : Detrital quartz ; 9 : Polygenic fragments. B: Total porosity (Nt). C :
468 Permeability values (K) in mD. Core orientation green : horizontal and parallel to the fault ; blue :
469 horizontal and perpendicular to the fault ; red : vertical.

470

471 Figure 6: Optical micrograph of a host sandstone sample with high porosity. Macroporosity (in
472 red) is related to secondary alteration of calcite cement. Qz: quartz, Cal: calcite, Mpor:
473 macroporosity.

474

475 Figure 7: Plot of permeability (K) versus total porosity (Nt). Permeability values are values from
476 the 3 directions. Grey crosses: non-altered host sandstone values (samples showing present day
477 meteoric alteration are excluded); black crosses: deformed samples values. The number of crosses
478 is superior to the number of samples because for each sample, several cores have been made (see
479 table 2).

480

481 Figure 8: Typical XRD diffractometers patterns obtained on the $<2\mu\text{m}$ fraction and the 2 to $16\mu\text{m}$
482 fraction of host sandstone, deformed and highly deformed samples after air dried treatment.
483 Ms: white mica, Chl: chlorite, Qz: quartz, Fsd: feldspars.

484

485 Figure 9: (a) Si-R₂⁺ graphic of detrital, newly formed and non determined (ND) chlorite
486 compositions. End-members compositions of Vidal et al. (2001) and Inoue et al. (2009) have also
487 been reported. Sud: sudoïte; Am: amesite; Daph: daphnite; Clin: clinochlore. TK: Tschermak

488 substitution, DT di/trioctahedral substitution (b) Fe+Mg-AlVI graphic of detrital, newly formed
489 and non-determined (ND) chlorite compositions. This graphic shows the chemical variations of
490 chlorite due to the DT di/trioctahedral substitution and Tschermak substitution.

491

492 Figure 10: Temperatures of chlorite formation determined using the thermodynamic thermometers
493 from Vidal et al. (2005 and 2006) and Inoue et al. (2009). (a) Temperature-frequency of newly-
494 formed, detrital and non-determined chlorite (ND). (b) Correlation between temperatures
495 determined by the thermodynamic thermometers from Vidal et al. (2005 and 2006) and Inoue et
496 al. (2009).

497

498 Figure 11: Al_2O_3 - K_2O - $\text{FeO}+\text{MgO}$ ternary plot of white mica compositions. End-members
499 compositions have also been reported. Prl: Pyrophyllite; Ms: Muscovite; Cel: Celadonite. Grey
500 points: detrital white mica ; dark points: newly-formed white mica. TK: Tschermak substitution;
501 P: pyrophyllitic substitution.

502

503 Table 1: Results in percentage of point counting analyses on thin sections from 8 samples. RT01,
504 RT05, RT07, RT08 are located in the hanging-wall; RT10, RT15 are located in the fault core zone
505 and RT22, RT21 are located in the footwall.

506

507 Table 2: Results of petrophysical measurements. The orientation N170 refers to horizontal cores
508 drilled parallel to the fault, N80 refers to horizontal cores drilled perpendicular to the fault and V
509 refers to vertical cores. The positions of the sample are given following a reference point located
510 in the fault core-zone and with positive values for samples located in the footwall. K(mD)

511 corresponds to the permeability values and Nt corresponds to the total porosity values. ND means
512 non-determined.

513 Annexe

514 Online Resource 1: Chemical compositions of chlorite obtained by microprobe analysis. The atom
515 numbers were calculated on the basis of 14 oxygen atoms; calculations are made for 4 atoms of Si
516 and Al per tetrahedral site. Temperatures and Fe oxidation states are defined by the Vidal et al.
517 (2005 and 2006) and Inoue et al. (2009) methods. NF : newly formed, DET : detrital, ND : non
518 determined, SOC : sum of octahedral cations.

519

520 Online Resource 2: Chemical compositions of white mica obtained by microprobe analysis. The
521 atom numbers were calculated on the basis of 11 oxygen atoms; calculations are made for 4 atoms
522 of Si and Al per tetrahedral site. NF: newly formed, DET: detrital.

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

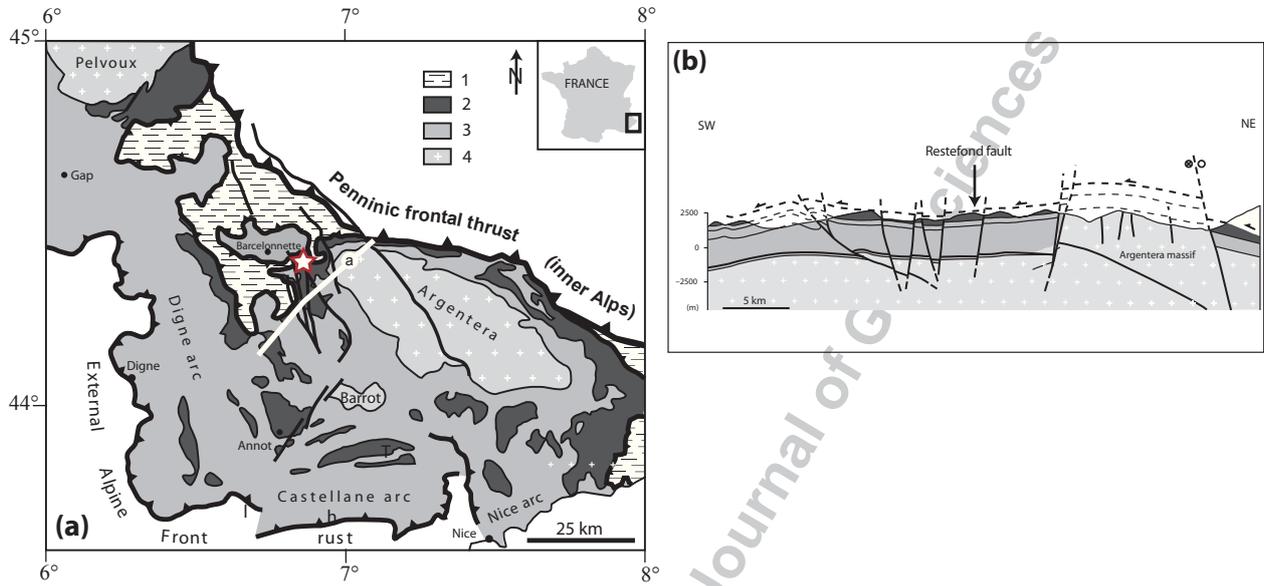
523 References

- 524 Adatte, T., Stinnesbeck, W., Keller, G. (1996). Lithologic and mineralogic correlations of near
525 K/T boundary clastic sediments in NE Mexico: Implication for origin and nature of deposition.
526 *Sp. publications, Soc Geol of America, 307*, 211-226.
527
- 528 Antonellini, M., & Aydin, A. (1994). Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones;
529 petrophysical properties. *AAPG Bulletin, 78*, 355-377.
530
- 531 Antonellini, M., Aydin, A., Orr, L. (1999). Outcrop aided characterization of a faulted
532 hydrocarbon reservoir: Arroyo Grande oil field, California, USA. In W. C. Haneberg, P.S. Mozley,
533 J. C. Moore, L. B. Goodwin (Ed.). *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* (pp. 7-
534 26). American Geophysical Union, Monograph.
535
- 536 Apps, G., Peel, F., Elliott, T. (2004). The structural setting and palaeogeographical evolution of
537 the gres d'annot basin. *Geological Society, London, Special Publications. 221*, 65-96.
538
- 539 Aydin, A. (1978). Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied*
540 *Geophysics, 116*, 913-930.
541
- 542 Aydin, A. (2000). Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and*
543 *Petroleum Geology, 17*, 797-814.
544
- 545 Balsamo, F., Storti, F., Salvini, F., Silva, A., Lima, C. (2010). Structural and petrophysical
546 evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras
547 formation, NE Brazil. *Journal of Structural Geology, 32*, 1806-1826.
548
- 549 Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J., Labrin, E. (2006). The denudation
550 history of the Argentera Alpine external crystalline massif (western Alps, France-Italy) an
551 overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Geodinamica Acta, 16/6*, 455-
552 473.
553
- 554 Bouroullec, R., Cartwright, J.A., Johnson, D.J., Lansigu, C., Quémener, J.-M., Savanier, D.
555 (2004). Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution
556 kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting. In: Joseph, P., Lomas, S. (Ed),
557 *Deep-water sedimentation in the Alpine Basin of SE France: new perspectives on the Grès*
558 *d'Annot and related systems* (pp. 241–265). *Geological Society, London, Special Publications*,.
559
- 560 Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure.
561 *Geology, 24*, 1025-1028.
562
- 563 Corsini, M., Ruffet, G., Caby, R. (2004). Alpine and late-hercynian geochronological constraints
564 in the Argentera massif (western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae, 97*, 3-15.
565

- 566 Du Bernard, X. (2002). Les modes de localisation et de propagation de la rupture dans les zones
567 de failles affectant les grès, et les facteurs qui les contrôlent. *Ph.D. Dissertation*, Université
568 Joseph Fourier, Grenoble 1, France, 301 pp.
569
- 570 Du Fornel, E.D., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Muller, C.,
571 Ravenne, C., Sztrakos, K. (2004). The southern grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt
572 at regional correlation. In: Joseph, P., Lomas, S. (Ed), *Deep-water sedimentation in the Alpine*
573 *Basin of SE France: new perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (pp. 137–
574 160). Geological Society, London, Special Publication.
575
- 576 Elliott, T., Apps, G., Davies, H., Evans, M., Ghibaud, G., Graham, R.H. (1985). A structural and
577 sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of south-east
578 France.. In P. A. Homewood, P. William, G. Allen (Ed.). *International Symposium on foreland*
579 *Basins* (pp. 39-73). Excursion Guidebook Fribourg International Association of Sedimentologists.
580
- 581 Faulkner, D. R., & Rutter, E. H. 1998. The gas permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C.
582 In: Jones, G., Fisher, Q. J. & Knipe, R. J. (Ed) *Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in*
583 *Hydrocarbon Reservoirs* (pp. 147-156). *Geological Society, London, Special Publications*, 147.
584
- 585 Fisher, Q.J., & Knipe, R.J. (2001). The permeability of faults within siliciclastic petroleum
586 reservoirs of the north sea and norwegian continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18,
587 1063 - 1081.
588
- 589 Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K. (2007). Deformation bands in sandstone: a
590 review. *Journal of the Geological Society London*, 164, 755-769.
591
- 592 Garcia, D., Joseph, P., Marechal, B., Moutte, J. (2004). Patterns of geochemical variability in
593 relation to turbidite facies in the grès d'Annot formation. In: Joseph, P., Lomas, S. (Ed), *Deep-*
594 *water sedimentation in the Alpine Basin of SE France: new perspectives on the Grès d'Annot and*
595 *related systems* (pp. 349-365). *Geological Society, London, Special Publications*.
596
- 597 Haines, S.H. & Van der Pluijm, B.A. (2008). Clay quantification and Ar/Ar dating of synthetic and
598 natural gouge: application to the Miocene Sierra Mazatan detachment fault, Sonora, Mexico.
599 *Journal of Structural Geology*, 30, 525 – 538.
600
- 601 Hillier, S. & Velde, B. (1991). Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic
602 (low temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26, 149-168.
603
- 604 Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D., Vieillard, P. (2009). Application
605 of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorite. *Clays and Clay Minerals*,
606 57, 371-382.
607
- 608 Joseph, P., & Lomas, S.A. (2004). Deep-water sedimentation in the alpine foreland basin of SE
609 France: new perspectives on the grès d'Annot and related systems : an introduction. In: Joseph, P.,
610 Lomas, S. (Ed), *Deep-water sedimentation in the Alpine Basin of SE France: new perspectives on*

611 *the Grès d'Annot and related systems* (pp. 1-16). *Geological Society, London, Special*
612 *Publications*.
613
614 Kerckhove, C. (1969). La zone du flysch dans les nappes de l'embrunais-ubaye (Alpes
615 occidentales). *Géologie Alpine*, 45, 1-202.
616
617 Kübler B. (1964). Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Pétrole*, 19, 1093-
618 1112.
619
620 Labaume, P., Arnaud, N., Buatier, M., Charpentier, D., Chauvet, A., Chirouze, F., Jolivet, M.,
621 Monié, P., Sizun, J.P., Travé, A. (2008a). Contrôle tectonique de la diagenèse d'une formation
622 turbiditique d'avant-chaîne, exemple des grès d'Annot, Alpes externes Franco-Italiennes. Rapport
623 Total, 230 pp.
624
625 Labaume, P., Jolivet, M., Souquière, F., Chauvet, A. (2008b). Tectonic control on diagenesis in a
626 foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the grès d'Annot basin
627 (Late Eocene-EarlyOligocene, French, Italian external Alps). *Terra Nova*, 20, 95-101.
628
629 Labaume P., Ritz JF., Philip H. (1989). Failles normales récentes dans les alpes sud-occidentales:
630 leurs relations avec la tectonique compressive. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 308,
631 1553-1560.
632
633 Lansigu, C., & Bouroullec, R. (2004). Staircase normal fault geometry in the Grès d'Annot (SE
634 France). In: Joseph, P., Lomas, S. (Ed), *Deep-water sedimentation in the Alpine Basin of SE*
635 *France: new perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (pp. 223–240). *Geological*
636 *Society Special Publication, London*.
637
638 Lopez-Manguira, A., Nietto, F., Morata, D. (2002). Chlorite composition and geothermometry: a
639 comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena
640 Zone, SW Spain. *Clay Minerals*, 37, 267-281.
641
642 McBride, E.F. (1963) A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*.
643 33, 664-669.
644
645 Pochat, S., & Driessche, J.V.D. (2007). Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps
646 on sediment gravity flow dynamics: an example from the grès d'Annot formation, SE France.
647 *Sedimentary Geology*, 202, 796 - 820.
648
649 Rawling, G.C., & Goodwin, L.B. (2003). Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly
650 lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, 25, 317-331.
651

- 652 Rice, J. (1992). Chapter 20 fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the
653 San Andreas fault. In B. Evans., T.F. Wong. (Ed.), *Fault Mechanics and Transport Properties of*
654 *Rocks A Festschrift in Honor of W. F. Brace* (pp. 529-553). International Geophysics.
655
- 656 Riche, P., Trémolières, P., Ravenne, C., & Vially, R. (1987). Sédimentation et tectonique dans le
657 bassin marin éocène supérieur-oligocène des Alpes du sud. *Oil & Gas Science and Technology -*
658 *Rev. IFP*, 42, 529-553.
659
- 660 Sanchez, G., Rolland, Y., Schneider, J., Corsini, M., Oliot, E., Goncalves, P., Verati, C., Lardeaux,
661 J., Marquer, D. (2011). Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights
662 from the argentera-mercantour massif (SW Alps). *Lithos*, 125, 521-536.
663
- 664 Seranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS:
665 an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 15-36.
666
- 667 Seward, D., Ford, M., Bürgisser, J., Lickorish, H., Williams, E.A., Meckellii, L.D. (1999).
668 Preliminary results of fission-track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France. In G Gosso,
669 F Jadoul, M Sella, M.I Spalla (Ed.), *3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa*
670 *Italie*, September 29th– October 1st1999 (pp. 25–31). Memorie di Scienze Geologiche.
671
- 672 Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T., Pascarelli, S. (2006). P-T-
673 Deformation- $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping:
674 application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan).
675 *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 669-683.
676
- 677 Vidal, O., Parra, T., Vieillard, P. (2005). Thermodynamic properties of the Tschermak solid
678 solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation. *American*
679 *Mineralogist*, 90, 347-358.
680
- 681 Vidal, O., Parra, T., and Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite
682 using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C,
683 1.25 kbar range. *American Journal of Science*, 6, 557-592.
684
- 685 Vrolijk, P. & Van der Pluijm, B.A.(1999). Clay gouge. *Journal of Structural Geology*, 21, 1039 -
686 1048.
687



Figure^a 1

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

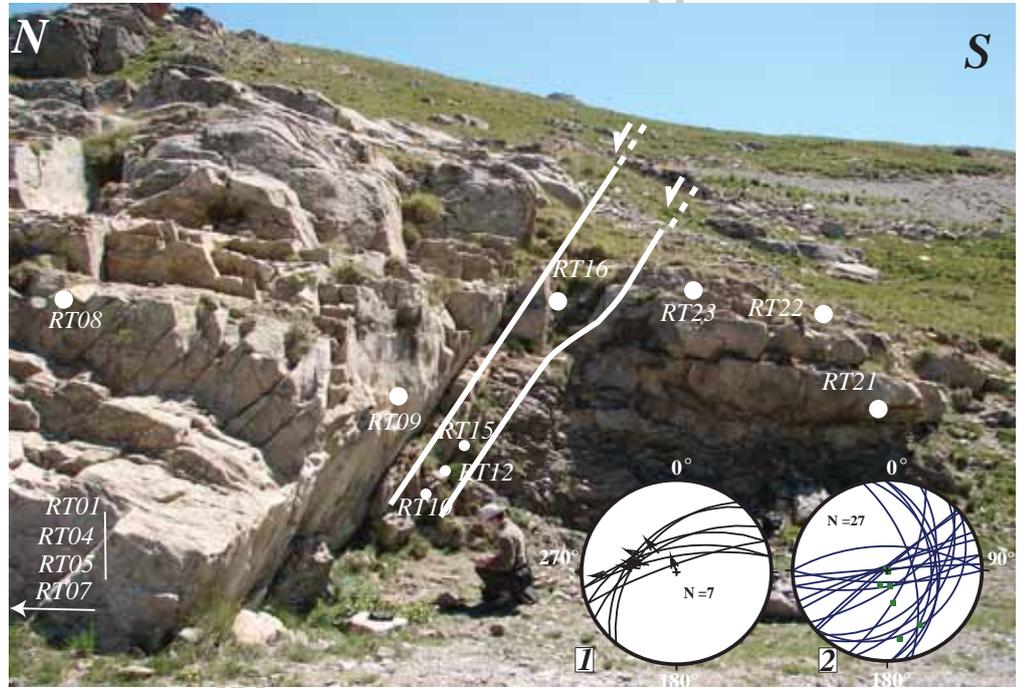


Figure 2

Accepted for publication in the *Journal of Hydrology*

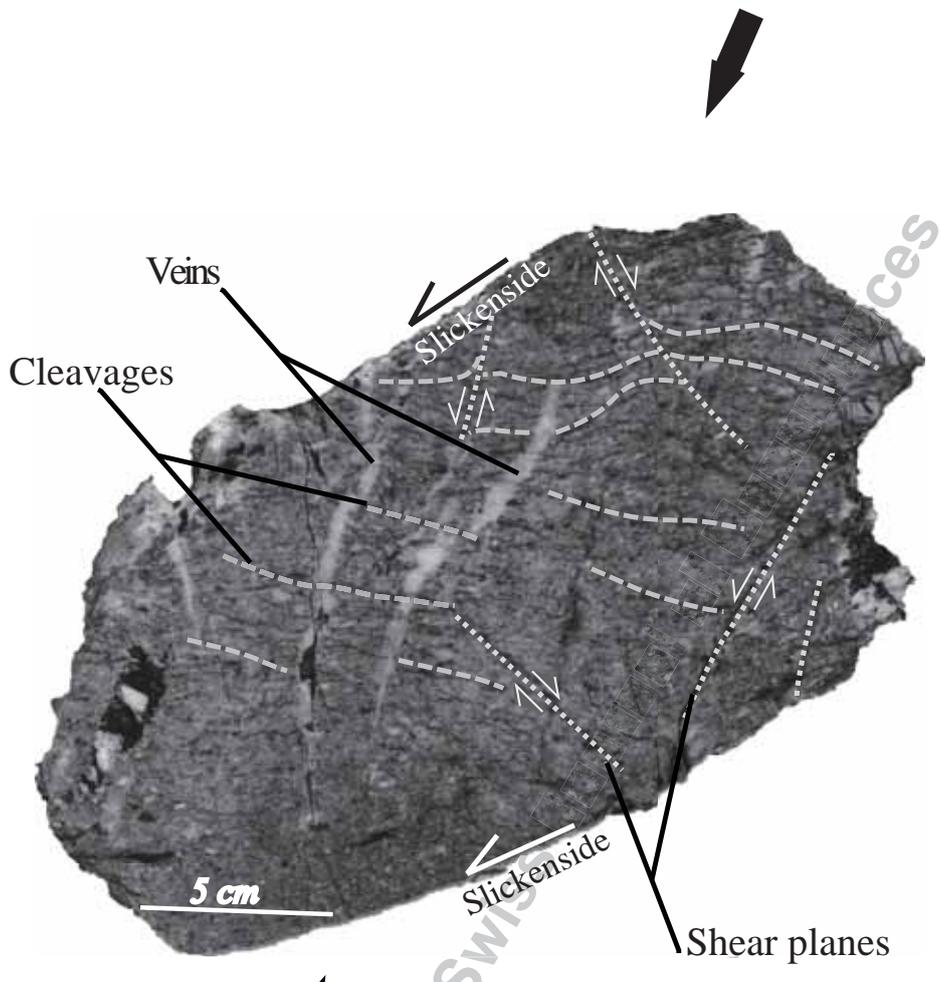


Figure 3

Shortening direction

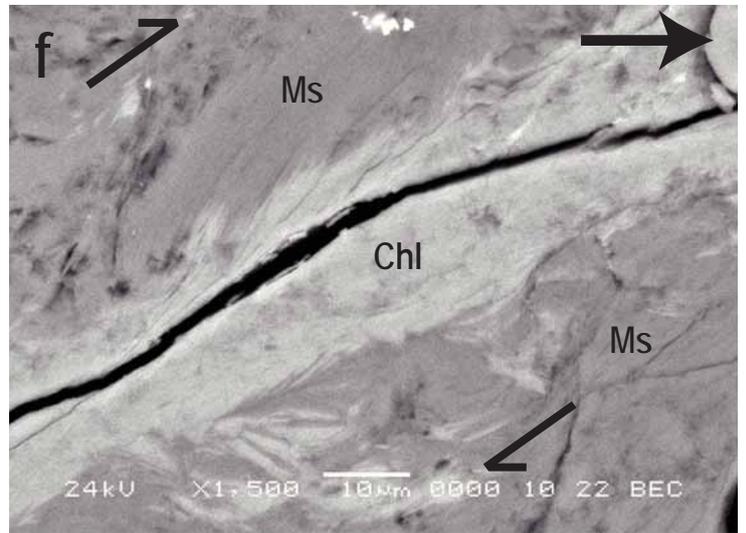
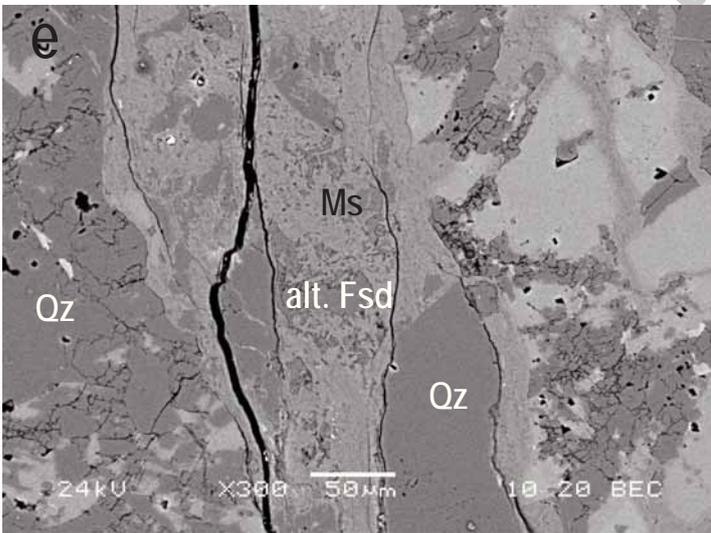
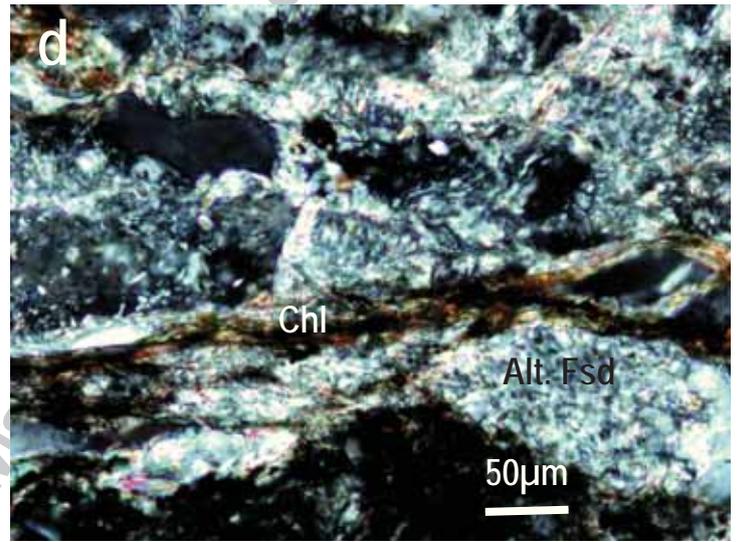
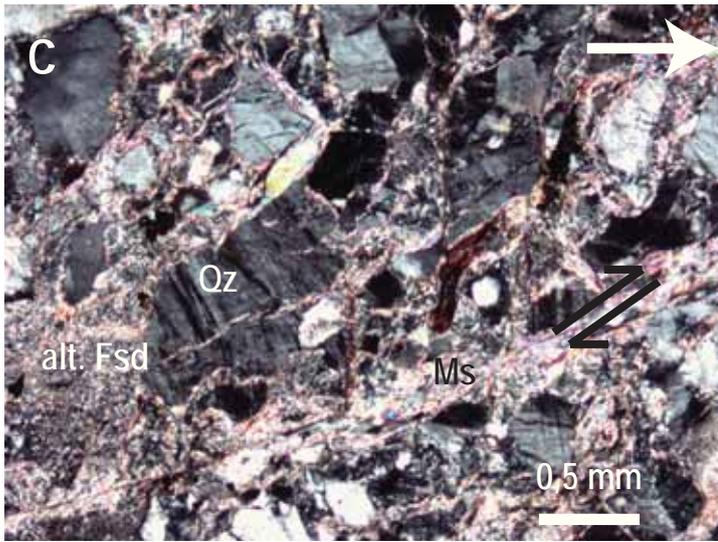
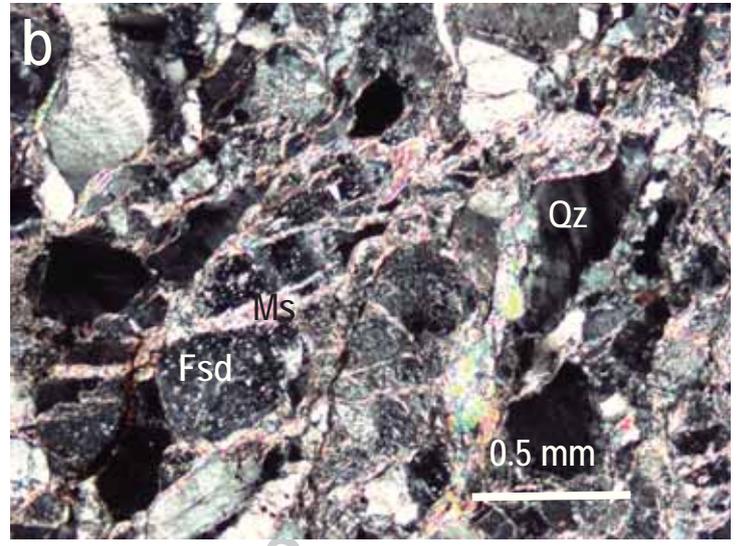
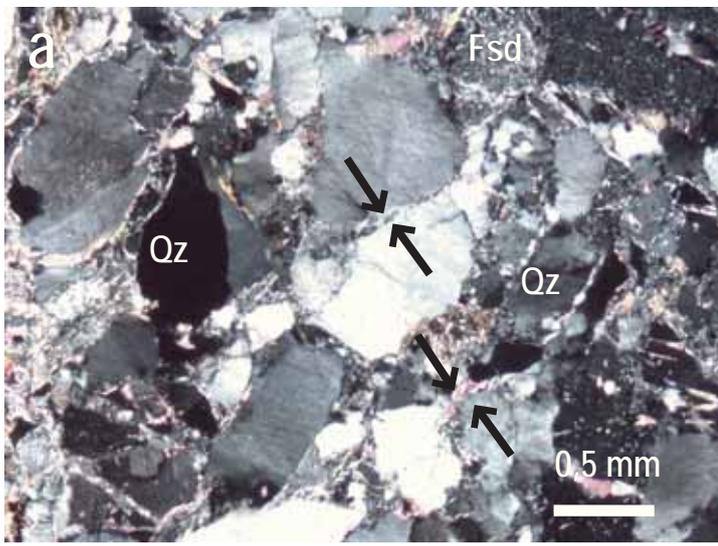


Figure 4

Accepted

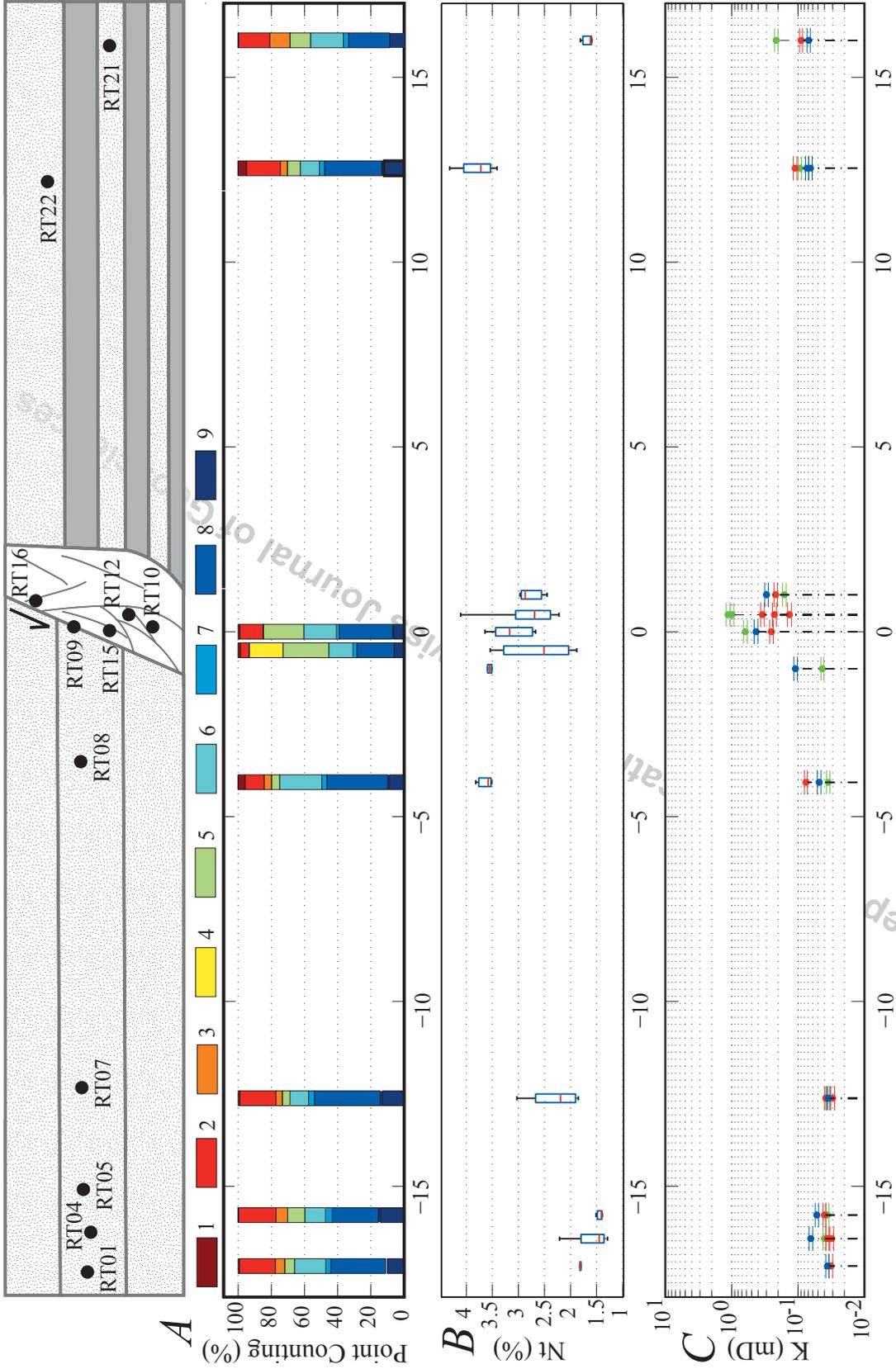


Figure 5

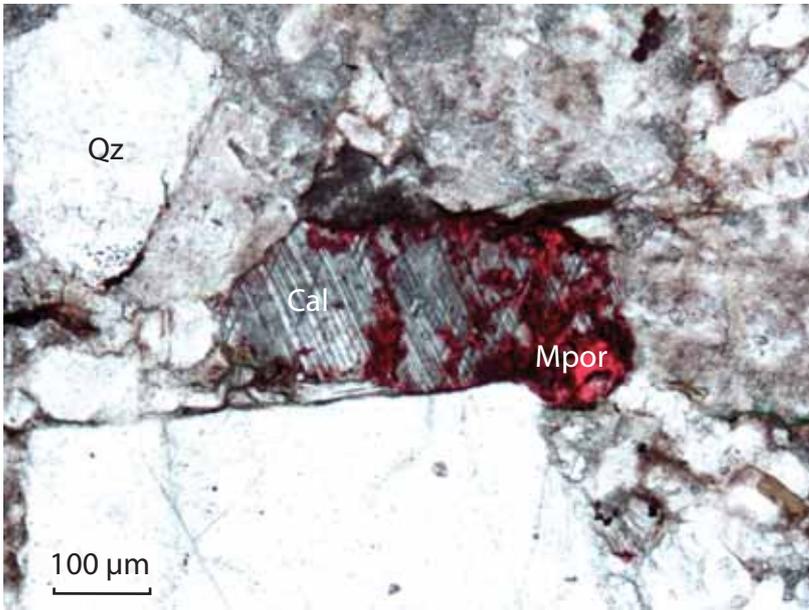


Figure 6

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

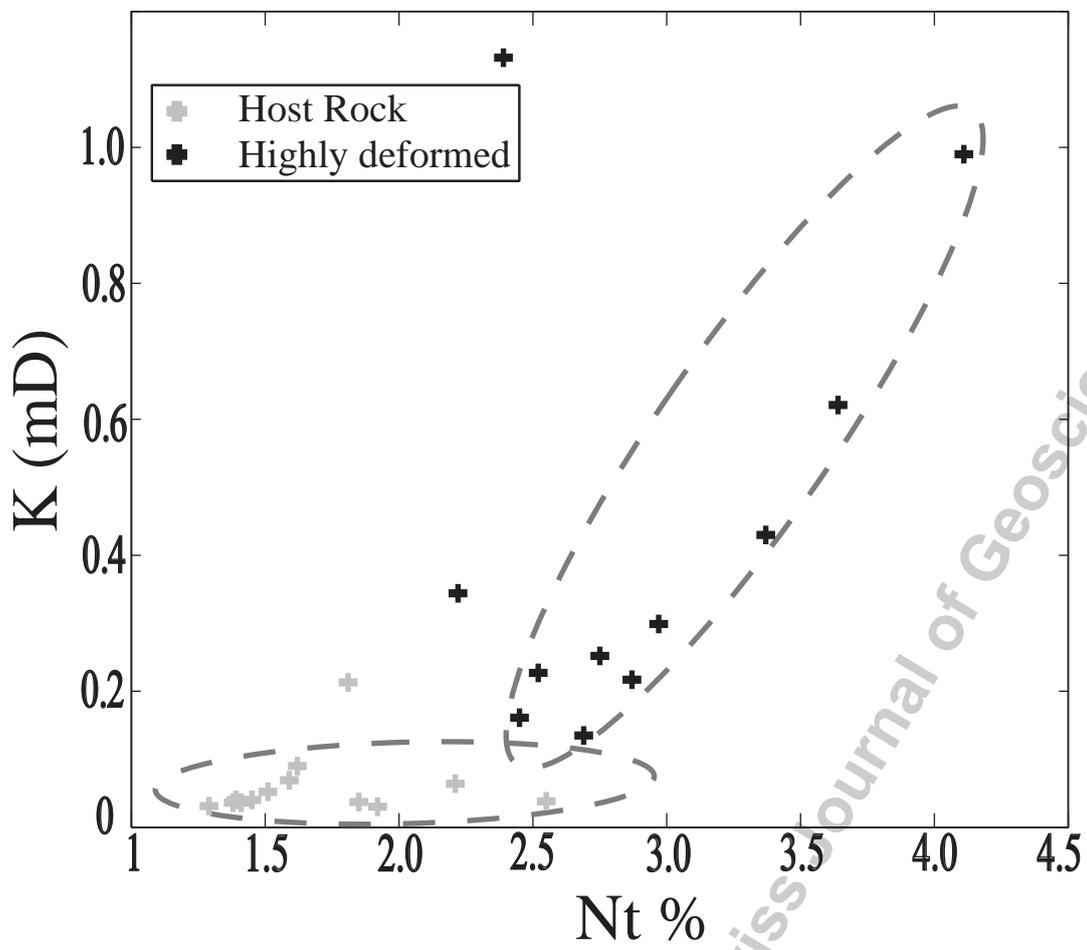


Figure 7

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

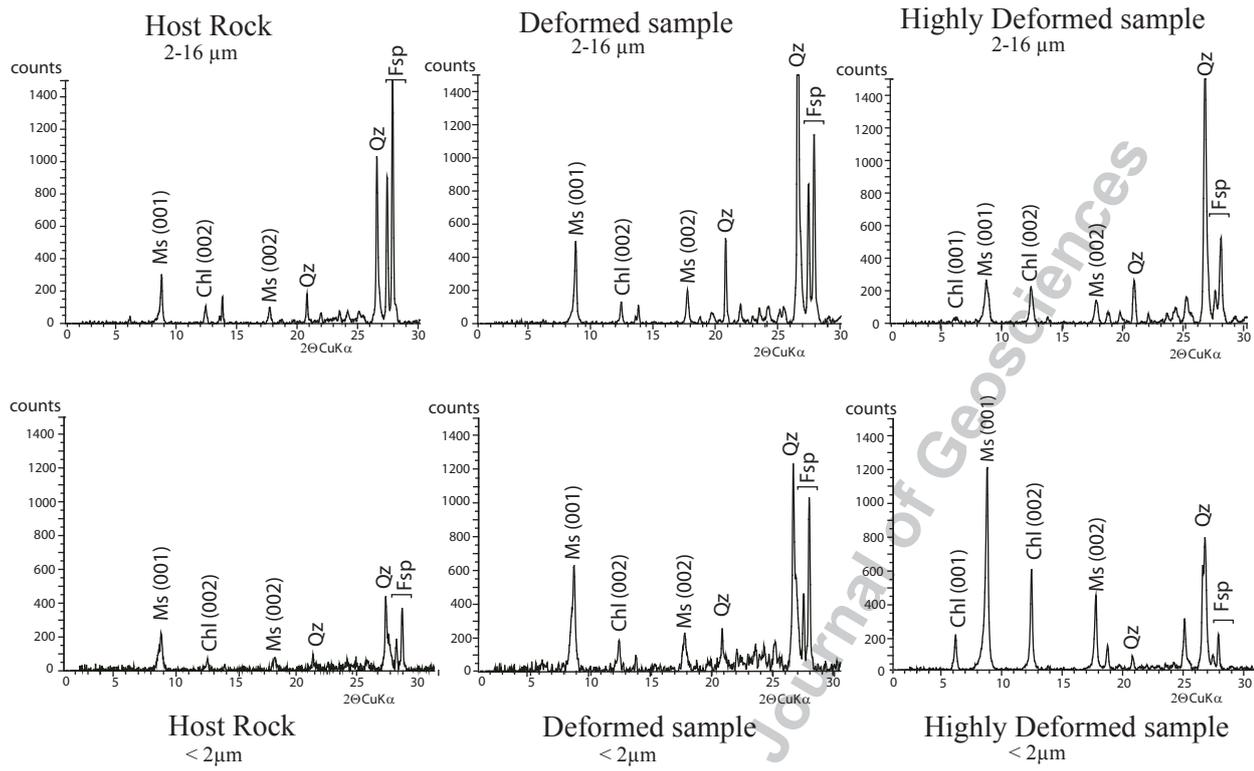


Figure 8

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

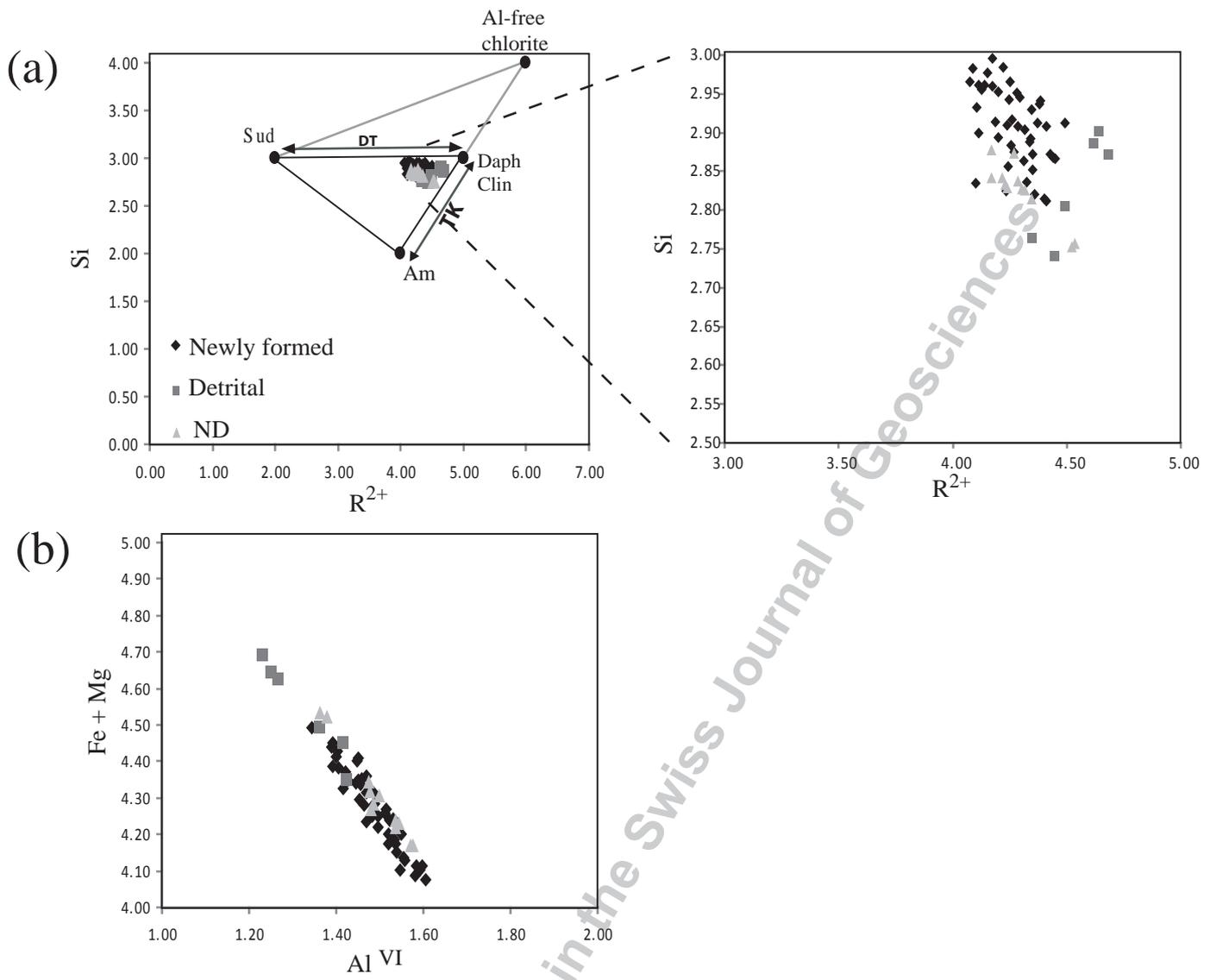
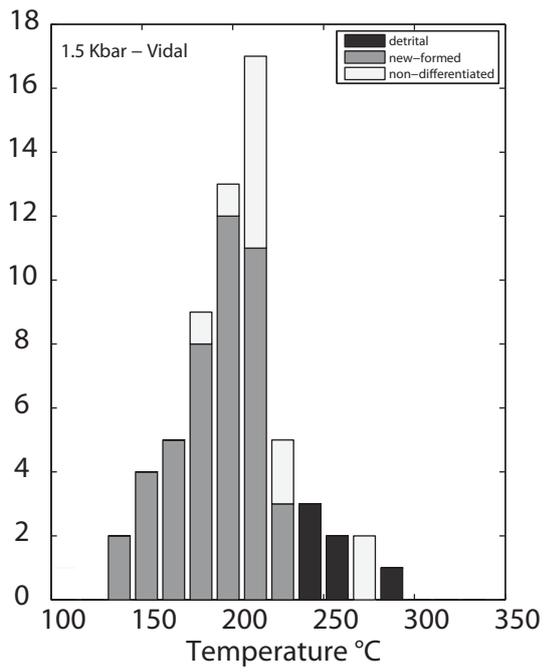


Figure 9

(a)



(b)

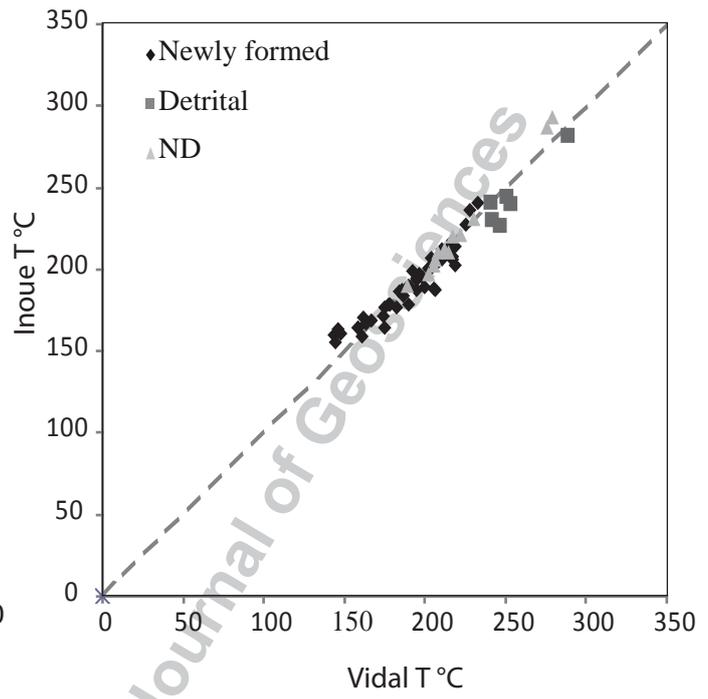


Figure 10

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

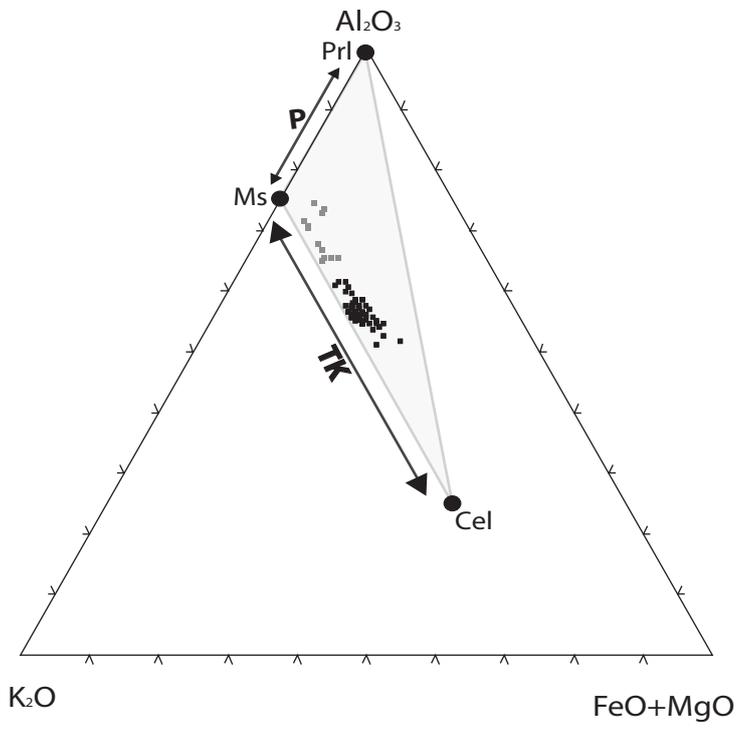


Figure 11

Accepted for publication in the Swiss Journal of Geosciences

	Host rock from hanging wall				Core zone		Host rock from footwall	
	RT01	RT05	RT07	RT08	RT15	RT10	RT22	RT21
Polygenics Fragments	11	16	14	10	7	6	13	9
Detrital Quartz	33	28	40	37	32	22	34	25
Fresh feldspars	22	23	22	11	14	5	20	19
Altered feldspars	19	13	11	25	20	15	11	20
Detrital phyllosilicates	3	4	4	3	2	2	3	3
New formed phyllosilicates	6	10	5	5	24	28	8	12
Quartz veins	0	0	0	0	0	20	0	0
Calcite cement	6	7	4	4	0	0	4	12
Macroporosity	1	0	1	4	1	1	5	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

Table 1

Accepted for publication in the *Springer Journal of Earth System Science*

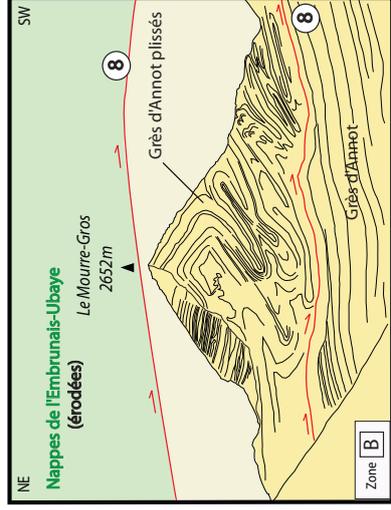
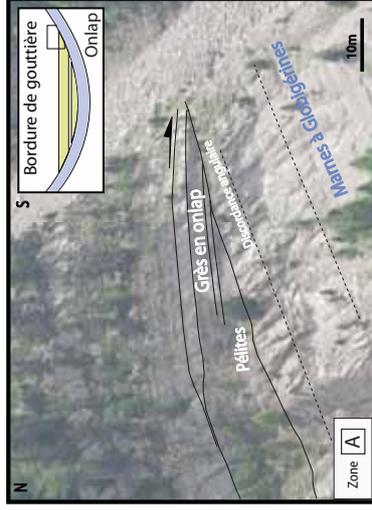
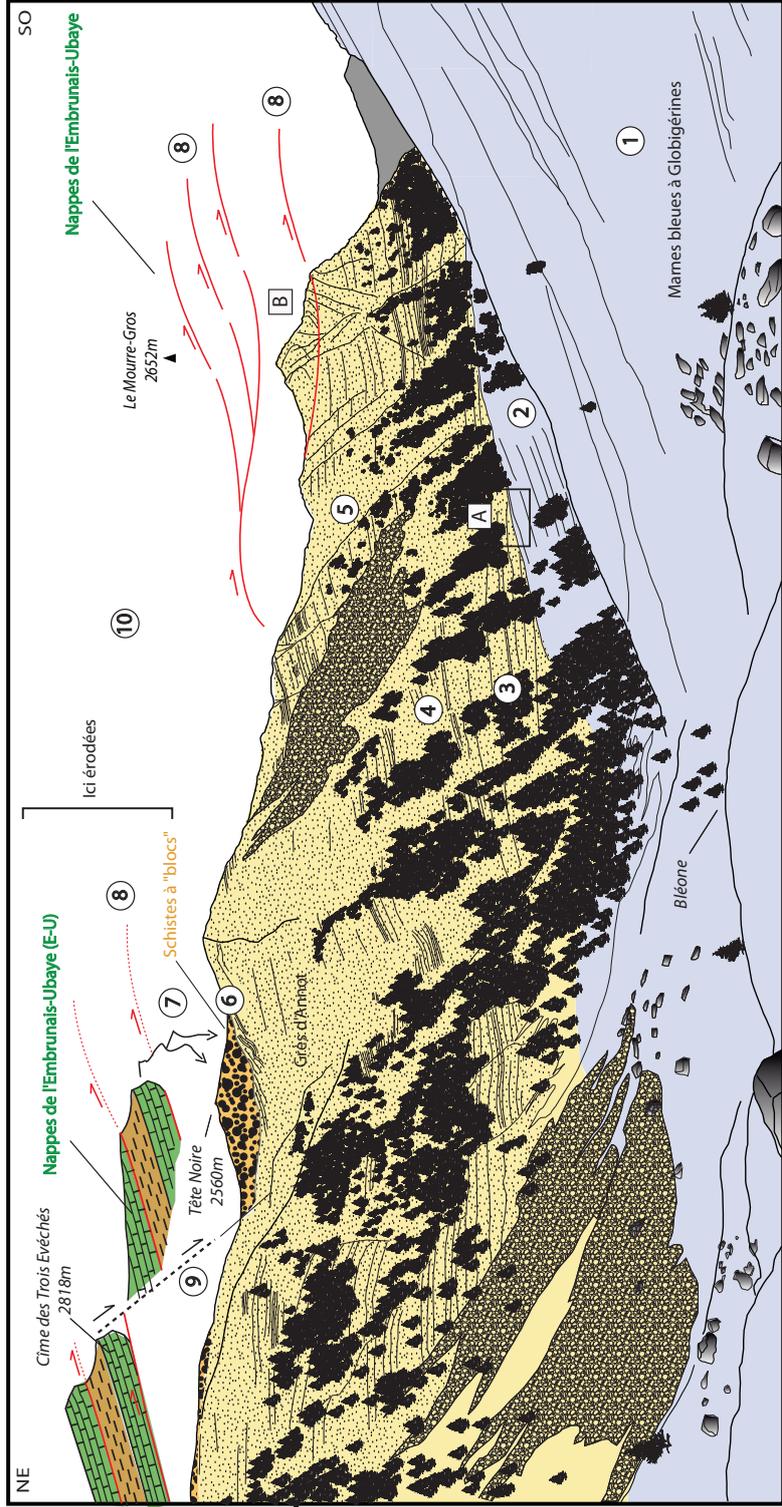
SAMPLES	Orientation	Positions (m)	K (mD)	delta K (mD)	Nt (%)
RT01	N170	-17.16	0.036	0.002	1.80
RT01	V	-17.16	0.032	0.002	1.82
RT04	N170	-16.42	ND	ND	1.66
RT04	N170	-16.42	0.064	0.004	2.21
RT04	N80	-16.42	0.04	0.002	1.45
RT04	V	-16.42	0.036	0.002	1.38
RT04	V	-16.42	0.031	0.002	1.29
RT05	N170	-15.78	0.052	0.003	1.51
RT05	N80	-15.78	0.036	0.002	1.41
RT05	V	-15.78	0.04	0.002	1.39
RT07	N80	-12.62	0.037	0.002	1.85
RT07	N170	-12.62	0.035	0.002	3.03
RT07	N170	-12.62	ND	ND	2.19
RT07	V	-12.62	0.03	0.002	1.92
RT07	V	-12.62	0.038	0.002	2.55
RT08	N170	-4.07	0.048	0.003	3.51
RT08	V	-4.07	0.076	0.004	3.58
RT08	N80	-4.07	0.035	0.002	3.82
RT09	N170	-1	0.109	0.007	3.59
RT09	N80	-1	0.043	0.002	3.51
RT10	V	-0.5	ND	ND	1.88
RT10	V	-0.5	ND	ND	2.51
RT10	V	-0.5	ND	ND	3.54
RT15	N170	0	0.43	0.028	3.37
RT15	N80	0	0.621	0.039	3.64
RT15	V	0	0.252	0.016	2.75
RT15	V	0	ND	ND	2.67
RT15	V	0	ND	ND	3.17
RT12	N170	0.46	ND	ND	2.77
RT12	N80	0.46	1.132	0.073	2.39
RT12	N80	0.46	0.99	0.063	4.11
RT12	N80	0.46	ND	ND	3.02
RT12	N80	0.46	ND	ND	3.15
RT12	N80	0.46	ND	ND	2.37
RT12	V	0.46	0.344	0.022	2.22
RT12	V	0.46	0.227	0.015	2.52
RT12	V	0.46	0.135	0.009	2.69
RT16	N170	1	0.299	0.019	2.97
RT16	N80	1	0.161	0.01	2.45
RT16	V	1	0.217	0.013	2.87
RT22	N170	12.54	0.065	0.004	3.41
RT22	N170	12.54	0.073	0.004	3.78
RT22	N80	12.54	0.094	0.005	4.32
RT22	V	12.54	0.111	0.007	3.66
RT21	N170	16	0.069	0.004	1.59
RT21	N80	16	0.213	0.013	1.81
RT21	V	16	0.09	0.005	1.62

Table 2

Si	3,50	3,52	3,46	3,51	3,43	3,47	3,27	3,45	3,43	3,38	3,40	3,43	3,51	3,51	3,49	3,54	3,54	3,11	3,48
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Al ^{iv}	0,49	0,47	0,54	0,48	0,56	0,52	0,73	0,54	0,56	0,62	0,59	0,56	0,48	0,48	0,51	0,46	0,45	0,88	0,51
Al tot	2,02	2,11	2,17	2,10	2,21	2,18	2,53	2,19	2,25	2,32	2,25	2,15	2,12	2,09	2,16	2,11	2,11	2,80	2,12
Al ^{vi}	1,53	1,64	1,63	1,62	1,65	1,66	1,80	1,64	1,68	1,70	1,66	1,58	1,63	1,61	1,65	1,65	1,66	1,92	1,61
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,18	0,15	0,13	0,14	0,12	0,12	0,10	0,17	0,14	0,11	0,16	0,23	0,17	0,17	0,13	0,12	0,14	0,04	0,14
Mg	0,32	0,19	0,26	0,26	0,26	0,24	0,13	0,22	0,20	0,21	0,22	0,27	0,23	0,25	0,23	0,24	0,16	0,05	0,26
K	0,89	0,80	0,85	0,80	0,84	0,79	0,85	0,80	0,81	0,86	0,85	0,79	0,76	0,79	0,80	0,75	0,77	0,89	0,85
Na	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01

	DET	DET	DET	DET	DET	DET	DET	DET											
SiO ₂	47,57	47,34	46,12	46,15	47,75	46,70	49,49	51,47	48,41	47,48	45,50	47,76							
TiO ₂	0,59	0,58	0,75	0,82	0,47	0,52	0,42	0,22	0,38	0,30	0,07	0,07							
Al ₂ O ₃	31,47	35,65	34,88	34,63	34,97	35,77	35,98	29,94	33,07	32,81	35,58	33,44							
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	-0,01	0,01	0,03	0,01	-0,01	0,01	0,03							
FeO	1,58	0,77	0,74	0,86	0,90	0,83	0,91	1,63	1,36	1,10	1,09	2,05							
MgO	1,27	0,55	0,59	0,59	0,73	0,56	0,79	2,04	1,10	1,02	0,68	1,01							
K ₂ O	9,91	10,39	10,49	10,11	8,62	8,85	8,74	9,86	10,33	9,93	10,60	11,13							
Na ₂ O	0,53	0,52	0,50	0,49	1,34	1,43	1,40	0,11	0,25	0,33	0,44	0,23							
CaO	0,02	0,01	0,29	0,01	0,02	0,06	0,03	0,09	0,05	0,10	0,01	0,01							
Total	92,95	95,81	94,37	93,65	94,79	94,72	97,78	95,39	94,96	93,06	93,98	95,73							

Si	3,24	3,12	3,09	3,11	3,15	3,09	3,16	3,39	3,22	3,21	3,07	3,18							
Ti	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00							
Al ^{iv}	0,73	0,86	0,87	0,85	0,83	0,88	0,82	0,60	0,76	0,77	0,93	0,82							
Al tot	2,52	2,76	2,76	2,75	2,72	2,79	2,71	2,32	2,59	2,62	2,83	2,62							
Al ^{vi}	1,79	1,91	1,89	1,90	1,89	1,91	1,89	1,72	1,83	1,84	1,90	1,80							
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00							
Fe	0,09	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,08	0,06	0,06	0,11							
Mg	0,13	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08	0,20	0,11	0,10	0,07	0,10							
K	0,86	0,87	0,90	0,87	0,73	0,75	0,71	0,83	0,88	0,86	0,91	0,94							
Na	0,07	0,07	0,90	0,87	0,17	0,18	0,17	0,01	0,03	0,04	0,06	0,03							
Ca	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00							



LE REFUGE DE L' ESTROP : 40 MILLIONS D'ANNÉES D'HISTOIRE ALPINE SOUS LES YEUX

- | | | |
|--|--|--|
| <p>1 Env. 40Ma</p> <p>2</p> <p>3 Env. 38Ma</p> <p>4</p> <p>5</p> | <p>Dépôts sous-marins, horizontaux des marnes bleues à Globigérines (= foraminifères marins) sur les carbonates d'âge crétacé plissés (sous la cascade de Fontcaudé).</p> <p>Plissement tectonique du bassin sédimentaire dans lequel se sont déposées les marnes -> voir discordance angulaire Zone A</p> <p>Avalanches sous-marines sableuses venant du sud : dépôts des Grès d'Annot Entre deux avalanches : dépôts fins appelés "Pérites" (argiles + quartz)</p> <p>Plissement du bassin pendant les dépôts des Grès d'Annot: Discordance angulaire</p> <p>Avalanches sous-marines sableuses venant du sud : dépôts des Grès d'Annot</p> | <p>6 Env. 30Ma Erosion des Grès d'Annot (Canyons ? Failles ?)</p> <p>7 Env. 30Ma Dépôts des Schistes à Blocs : ces terrains, déposés en environnement marin, sont issus du démantèlement des nappes E-U venant du Nord-Est</p> <p>8 Env. 30Ma Chevauchement Alpin des Nappes de l'Embrunais-Ubaye (E-U) (Zone B). Sur la zone, ces nappes sont composées de terrains d'âge Crétacé à Eocène (80Ma à 65Ma), respectivement des carbonates et des flyschs, déposés dans un bassin sédimentaire situé plus à l'Est dans l'océan Alpin</p> <p>9 20Ma-act. Failles normales & décrochements (exhumation)</p> <p>10 Actuel Erosion différentielle des différents terrains énumérés ci-dessus -> Paysage actuel</p> |
|--|--|--|

"Le vent qui vient à travers la montagne me rendra fou" V. Hugo
 Thibault CAVALIÈRES - CNRS / Université Montpellier II -
 Années: 2011 & 2012

ARCHITECTURE ET PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES ZONES DE FAILLES DANS UNE SERIE GRESO PELITIQUE TURBIDITIQUE PROFONDEMENT ENFOUIE : ROLE DE LA DEFORMATION ET DES INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE

Les zones de failles constituent des discontinuités majeures dans la croûte supérieure. Ce mémoire s'intéresse aux failles actives à des profondeurs de 5-8 km, i.e. dans des conditions pouvant jouer un rôle important (i) sur le comportement mécanique de la croûte, en particulier sur son potentiel sismogénique et (ii) sur la compartimentation des réservoirs géologiques profondément enfouis.

Les failles étudiées sont des failles normales (rejet jusqu'à 50 mètres) affectant des alternances de bancs de grès arkosiques et de pélites dans les Grès d'Annot, une formation turbiditique d'âge priabonien-rupélien du bassin d'avant-chaine alpin. Les Grès d'Annot ont été enfouis sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye peu de temps après leur dépôt et exhumés au Miocène moyen-supérieur. L'étude a été réalisée dans deux secteurs des Alpes de Haute-Provence, (1) le secteur de l'Estrop (chaîne des Trois Evéchés, dans la partie occidentale du bassin) et (2) le secteur de Point Vert-Restefond (alentours du col de la Bonette, dans la partie orientale du bassin). La réflectance de la vitrinite dans les Grès d'Annot indique des températures maximales de 160-190°C dans le secteur (1) et de 240-260 °C dans le secteur (2) , soit des profondeurs d'enfouissement de 5-6 km et 8-10 km, respectivement, dans l'hypothèse d'un gradient géothermique moyen de 25-30°C/km. A partir des observations microstructurales, de données d'inclusions de fluides, de modélisations thermodynamiques sur chlorites syncinématiques et des indices de cristallinité de l'illite, on a établi que les failles du secteur (1) ont fonctionné à une température d'environ 200°C pour une pression de 0.6Kbar et celles du secteur (2) dans une gamme de température de 200-220°C et de pression comprise entre 0.6 et 1.1 Kba. L'activité de la faille de Point-Vert a été datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ au Miocène inférieur (21 Ma). Ces failles sont interprétées comme associées aux premiers stades du soulèvement résultant de l'activité des chevauchements dans le socle sous-jacent.

Deux types principaux de roches de failles caractérisent les failles étudiées. Les brèches dilatantes sont majoritaires dans les zones de failles du secteur (1) alors que les arkoses foliées sont majoritaires dans les zones de failles du secteur (2).

Les brèches dilatantes témoignent de mécanismes de déformation dominés par la fracturation transgranulaire et la pression-solution des silicates. Ce dernier mécanisme se manifeste principalement par d'abondantes précipitations cycliques de quartz, les stylolites restant peu développés. Les géométries structurales sont associées à l'activation de plans T de Riedel déterminant l'ouverture de relais extensifs et un régime localement dilatant. Nous associons ce type de roche de faille à une faible pression effective au cours de la déformation.

La déformation cisailante exprimée dans les arkoses foliées témoigne de mécanismes de déformation dominés par (i) la fracturation intragranulaire et transgranulaire, (ii) la pression-solution/précipitation des silicates, principalement le quartz, (iii) la néoformation de micas blancs liée à l'altération des feldspaths et (iv) la précipitation de chlorite. Ce travail montre également que les transformations minéralogiques liées aux interactions fluide-roche dans la zone de faille (forte augmentation de la proportion des phyllosilicates au dépend des feldspaths) changent radicalement la composition minéralogique de la roche. Nous associons ce type de roche de faille à une forte pression effective au cours de la déformation.

La pétrophysique montrent que les brèches de failles (secteur 1) ont une perméabilité isotrope et équivalente à celle du protolithe (10^{-3} mD sous 2 MPa de confinement) tandis que les roches foliées (secteur 2) montrent une augmentation de perméabilité (10^{-2} mD) selon l'axe Y de la déformation, d'un ordre de grandeur supérieure aux perméabilités suivant les axes X et Z et dans la roche hôte (10^{-3} mD). Ce drain préférentiel potentiel est associé à l'orientation des phyllosilicates dans la foliation.

Mots Clefs : Failles, déformation, fractures, fluides, perméabilité, porosité, réservoirs profonds, interactions fluide-roche, pression-solution, muscovitisation, phyllosilicates, Alpes externes, bassin d'avant chaine, turbidites, Grès d'Annot.