



HAL
open science

Analyse méthodologique et caractérisation multi-échelle des systèmes de fractures à l'interface socle/couverture sédimentaire – application à la géothermie (bassin de Valence, SE France)

Arezki Chabani

► To cite this version:

Arezki Chabani. Analyse méthodologique et caractérisation multi-échelle des systèmes de fractures à l'interface socle/couverture sédimentaire – application à la géothermie (bassin de Valence, SE France). Géomorphologie. Université Paris sciences et lettres, 2019. Français. NNT : 2019PSLEM046 . tel-02466297

HAL Id: tel-02466297

<https://pastel.hal.science/tel-02466297v1>

Submitted on 4 Feb 2020

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.



THÈSE DE DOCTORAT

DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à MINES ParisTech

**Analyse méthodologique et caractérisation multi-échelle des
systèmes de fractures à l'interface socle/couverture
sédimentaire – application à la géothermie
(Bassin de Valence, SE France)**

Soutenue par

Arezki CHABANI

Le 01 juillet 2019

Ecole doctorale n° 398

**Géosciences, Ressources
Naturelles et Environnement**

Spécialité

**Géosciences et géo-
ingénierie**

Composition du jury :

Béatrice, LEDESERT Professeur, université de Cergy	<i>Présidente</i>
Juliette, LAMARCHE Maitre de conférences, université AMU	<i>Rapporteur</i>
Yves, GERAUD Professeur, université de Lorraine	<i>Rapporteur</i>
Giovanni, BERTOTTI Professeur, TU Delft	<i>Examineur</i>
Olivier, BOUR Professeur, Université de Rennes 1	<i>Examineur</i>
Bertrand, GAUTHIER Expert, TOTAL S.A	<i>Examineur</i>
Isabelle, COJAN Directeur de Recherche, MINES ParisTech	<i>Directeur de thèse</i>
Caroline, MEHL Maitre-assistant, MINES ParisTech	<i>Co-encadrant</i>
Chrystel, DEZAYES Chercheure, BRGM	<i>Invité</i>
Dominique, BRUEL Maitre de Recherche, MINES ParisTech	<i>Invité</i>

Remerciements

*Avant tout, profitons pour remercier
les personnes qui ont aidé à
l'aboutissement de ce travail*

Tout d'abord, je tiens à remercier chaleureusement mes encadrants de thèse *Caroline Mehl, Isabelle Cojan* et *Dominique Bruel* pour leur encadrement, leur confiance et également pour leur soutien sans relâche tout le long de ces années passées à l'école.

Je tiens également à remercier l'ensemble de mon jury de thèse, à commencer par la présidente *Beatrice Ledéser*, les rapporteurs *Juliette Lamarche* et *Yves Géraud* pour leurs remarques très pertinentes ; les examinateurs *Giovanni Bertotti, Olivier Bour & Bertrand Gauthier* qui m'ont fait l'honneur d'examiner mon travail de thèse. Enfin, un grand merci à *Chrystel Dezayes* du BRGM qui nous a fait l'honneur avec sa présence et apporter des remarques pertinentes.

Je profite également pour remercier les différents acteurs du Programme GEODENERGIES, spécialement le projet REFLET dans lequel ma thèse s'est inscrite. Un grand merci au BRGM pour les différentes missions de terrain (*Chrystel Dezayes, Hugues Bouer, Catherine Lerouge & Renaud Couëffe*) et pour les bonnes bières partagées le soir autour de diverses discussions 😊. Je tiens également à remercier le BRGM pour le partage des données qui ont permis de bien avancer mon travail de thèse mais également pour les sessions de travail notamment avec Catherine Lerouge. Je voudrais continuer par remercier Fonroche Géothermie (l'industriel du projet) pour les réunions d'avancement et également pour avoir fourni les données sismiques retraitées. Je finis mes remerciements par l'université d'Orléans et l'université de Lorraine notamment *Yves Géraud* et *Lionel Bertrand*.

Je reviens vers l'équipe Géologie de l'école des Mines, où je remercie amplement *Damien Huyghe* et *Christine Franke* pour les nombreuses discussions notamment sur la sismique et les relectures de l'article. Je remercie aussi l'ensemble de l'équipe géologie à savoir *Sylvie* qui a toujours veillé sur le bon déroulement de chaque mission engagée, *Jean-Louis Grimaud* pour les discussions autour de l'Ardèche et également les moments très agréables partagés sur le terrain des enseignements, *Thomas Gillot, Léo Szewczyk & Alexandre Hamon*. Un grand merci aux anciens doctorants de l'équipe géologie à savoir *Frédéric Haurine, Benoit Deleplanque & Dariouche Keventache*.

Je tiens aussi à remercier l'ensemble de l'équipe doctorale qui veille sur le bon déroulement de nos thèses à commencer par *Véronique Lachasse* qui travaille sans relâche afin de faciliter au maximum les parties administratives de la thèse. Un grand merci à Patrick Goblet, responsable de l'ED à l'école des Mines pour ces conseils et son implication dans le déroulement de ma thèse.

Mes mots de remerciements vont également à l'ensemble des personnes rencontrées durant mon périple de 3 ans et demi, avec mention spéciale aux doctorants du centre de Fontainebleau qui ont rendu ce périple très agréable. Je tiens à dédier mes plus chaleureux remerciements à *Robin Alais* alias *Von Mises* et *Martin Lemay* qui m'ont beaucoup aidé pour la partie statistique et code Python. Les « stats » ne sont plus obscures désormais 😊. Je remercie également l'ensemble de la TEAM DOPAMINE : *Sébastien, Marine, Manon, Aurélien, Bob, Jean, Albane, Théo* et *Thibault* (EDF) qui ont œuvré pour nous organiser de multiples activités et surtout de multiples apéros. Mes remerciements vont également à *Angélique Husson* et *Nico Seigneur*, nos deux belges adorés.

Ma vie « française » a démarré à Marseille où j'ai pu faire mes études supérieures (Aix-Marseille université), je remercie au passage *Jérôme Vella, Thomas Haulbert, Romain Lacube* et *Jered Batcher*, les amis de toujours pour les mémorables moments passés ensemble à travailler, et surtout à bronzer chez *Katy* et *René* que je tiens également à remercier du fond du cœur pour leur chaleureux accueil. Je tiens à remercier également *Thomas Teillet, Quentin Villeneuve, Giovan Peyrotty* et *Garp Ondicolberry* pour les supers moments partagés durant le Master GR2M. Je tiens aussi à remercier *Jonathan Cambiaggio* pour les bons moments passés ensemble et surtout à taper la balle jaune. Je tiens également à remercier à *Annalivia Moretti* LILI <3.

Mes chaleureux remerciements vont également à la famille Barrez : Sandra, Samantha et son copain Jonathan, Natacha, Mamie et Papi qui m'ont permis de poursuivre mes études sereinement en m'hébergeant chez eux. J'ai passé d'agréables moments avec vous ... je ne vous oublierai jamais.

Les mots de la fin sont dédiés à mes parents qui m'ont poussé et soutenu depuis ma rentrée à l'école primaire. Je tiens également à remercier mes frères et sœurs (Samira, Djamel, Souhila et Lynda) avec qui nous avons partagé les meilleurs moments. Enfin, je tiens à remercier Latifa, ma femme de toujours, qui m'a toujours soutenu dans mon travail jusqu'au bout et continu à le faire merveilleusement bien.

Merci à vous tous, et je vous souhaite une bonne lecture !

Résumé

Le bassin de Valence est un fossé d'effondrement localisé le long du couloir Rhodanien et appartenant au segment sud du grand système faillé extensif d'âge Oligocène, appelé : ECRIS. Ce bassin et en particulier les formations fracturées du socle et de la base de la couverture sédimentaire triasique sont des cibles potentielles pour la l'exploitation géothermique en raison de l'anomalie thermique régionale positive. Compte tenu de l'histoire tectonique polyphasée de la région, les zones fracturées présentent une organisation spatiale complexe. Dans l'objectif d'une exploitation géothermique du bassin de Valence, cette étude vise à caractériser la géométrie des accidents et l'architecture des dépôts du bassin de Valence à l'aide des profils sismiques (bassin) et d'analogie de la marge ardéchoise. La confrontation des résultats entre analogue et bassin a permis d'imbriquer les échelles d'observation et de proposer un schéma conceptuel d'évolution temporelle de la fracturation.

Les réseaux de fractures de la marge ardéchoise sont étudiés d'une part à différentes échelles à partir du modèle numérique de terrain, de cartes géologiques aux 1/250000^{ème} et 1/50000^{ème}, ainsi que des affleurements, et d'autre part via l'interprétation des profils sismiques associés aux données de forages du centre du bassin.

Afin de caractériser précisément les orientations et les longueurs de ces réseaux de fractures, deux méthodologies ont été développées. La première permet d'identifier de façon semi-automatique les familles principales de fractures à l'aide du mélange de distributions de von Mises, permettant de modéliser des distributions multimodales de données circulaires. La seconde méthode s'applique à la modélisation des distributions des longueurs de fractures par les lois exponentielles et puissances. Elle permet de déterminer automatiquement les seuils de coupures lors de la sélection des données de longueurs afin de prévenir les effets de tronçatures et de censures dus aux biais d'échantillonnage.

L'analyse de l'organisation spatiale des réseaux de fractures sur la marge ardéchoise a mis en évidence sept directions principales, dont cinq se retrouvent à la fois dans le socle et la couverture. De plus, trois domaines de fracturation ressortent de cette analyse : (1) le nord du socle ardéchois caractérisé par une densité de fracturation modérée et une structuration dominée par les systèmes hercyniens NE-SW considérés comme étant de second ordre; (2) l'ouest de la marge ardéchoise caractérisée par une dominance des systèmes E-W à NW-SE de troisième ordre ; (3) la couverture sédimentaire montrant une densité de fractures plus importante avec une dominance du système

NNE-SSW défini comme étant de second ordre. En outre, la modélisation de la distribution des longueurs de fractures mesurées sur les cartes géologiques (à grande échelle) a mis en évidence deux comportements : la distribution des longueurs de fractures supérieures à 2000 m suit une loi puissance témoignant de l'indépendance à l'échelle, tandis que les fractures inférieures à 2000 m dépendent de l'échelle. Ces résultats permettent de paramétrer les modèles de réseaux de fractures pour l'exploitation des réservoirs géothermiques.

Enfin, cette analyse des réseaux de fractures sur la marge ardéchoise ainsi que les données sismiques montrent un héritage structural important. En effet, dans trois zones les failles s'enracinent dans le socle : (1) le faisceau faillé à rejet apparent normal situé à la verticale de la fosse Paléogène de Valence, (2) l'accident de Montoisson interprété comme appartenant aux reliques de la faille des Cévennes et (3) les deux accidents réactivés en inverse à l'est (près du domaine du Vercors sur le profil E-W). Néanmoins, cette étude met également en évidence un découplage structural entre le socle et la couverture sédimentaire. Ce découplage est très probablement lié à la forte présence des marnes noires de plus de 600 m d'épaisseur à cet endroit et qui accommodent la déformation. Ces résultats ont des impacts sur l'exploitation géothermique du bassin de Valence. En effet, très peu de zones de failles comportant un potentiel géothermique ont été recensées. Seul le faisceau faillé à rejet apparent normal situé à la verticale de la fosse Paléogène de Valence pourrait avoir un intérêt géothermique favorable.

Abstract

The Valence basin is a graben located in the Rhodanian corridor and belongs to the southern segment of the Oligocene large faulted system ECRIS. This basin and more specifically the fractured formations of the basement and at the base of the sedimentary cover are potential targets for geothermal exploitation due to a positive regional thermal anomaly. Given the multiphase loading history under differentiated boundary conditions of this region, the spatial organization of fractured networks is highly complex. In the view of a geothermal exploitation of the Valence basin, this study aims to characterize the geometry of the fracture networks and the deposits at the interface of the basement/cover. The comparison of the results between the Ardeche margin analog and the Valence basin help us to build a conceptual model.

Fracture networks of the Ardeche margin and the Valence basin are studied at various scales from Digital Elevation Model (DEM), geological maps at 1/250000 and 1/50000, to outcrops. This work is based also on seismic interpretations and the borehole data of the basin. In order to characterize fracture orientations and length distributions, two methods are developed. The first aims to semi-automatically identify fracture orientations using a mixture of von Mises distributions (MvM) which is adapted to model multimodal circular data. The second method deals with length distribution modelling using power and negative exponential laws. It allows to automatically determining the cut-off values to prevent length distributions from truncating and censoring effects.

The spatial organization analysis of fracture networks of the Ardeche margin allowed identifying six main fracture directions, including five sets reproducible in both the basement and the cover. In addition, three different zones were identified from this analysis: (1) the northern part of Ardeche basement is characterized by a moderate fracture density and is structured by the second order NE-SW Hercynian systems; (2) the western Ardeche basement is characterized by the third-order dominant E-W to NW-SE fracture systems; (3) the sedimentary cover shows a high fracture density, with a dominant second order NNE-SSW systems. Furthermore, fracture length distribution modelling allowed two differentiate two behaviors: the fractures longer than 2000 m are modeled by a power law and considered to be “scale invariant”, while the fractures shorter than 2000 m are modeled by an exponential law and are “scale dependent”. These results allowed determining fracture network modelling parameters for geothermal exploitation of reservoirs.

Finally, the fracture network analysis of the Ardeche margin and from seismic data in the Valence basin shows an important structural detachment. Indeed, three fractured parts connected

with the basement are distinguished: (1) fault systems playing in a normal way located in the Valence Paleogene graben; (2) the Montoisson fault which corresponds to the relic of Cevennes fault, and (3) the two faults reactivated in a reverse way located in the southern part of the Valence basin (near to the Vercors domain). However, this study highlighted a structural detachment between basement and cover. This detachment is probably related to the presence of thick marl deposits until up to 600 m which accommodate the deformation. These results have a strong impact on the geothermal exploitation of the Valence basin. Indeed, very few faulted zones with a geothermal potential have been identified. Only the fault systems that played in a normal way and located in the Valence Paleogene graben may have favorable conditions for geothermal exploitation.

TABLE DES MATIERES

Remerciements	04
Résumé	08
Abstract	11
Introduction générale	24
1. Contexte géologique	24
2. Problématique de la thèse.....	25
CHAPITRE 1 : LA GEOTHERMIE PROFONDE	29
I. INTRODUCTION	30
II. LA GEOTHERMIE DANS LE MONDE	32
III. LA GEOTHERMIE EN FRANCE	34
III.1 Cibles géothermiques haute énergie.....	34
III.2 Structure thermique du fossé rhodanien	37
CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE VALENCE ET DE LA MARGE	
ARDECHOISE	45
I. INTRODUCTION	46
II. EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SUD-EST DE LA FRANCE	50
II.1 L'héritage de l'orogénèse hercynienne	50
II.2 Le rifting téthysien et la mise en place du bassin du SE	52
II.3 L'orogénèse pyrénéenne et la fermeture du bassin du SE.....	54
II.4 Le Rift Ouest Européen et l'individualisation du bassin de Valence.....	57
II.5 La progression du front de déformation alpin et hiatus associés	59
II.6 Synthèse	59
III. STRUCTURATION DU BASSIN DE VALENCE	61
III.1 Epaisseur crustale et morphologie du toit du socle.	63
III.2 Coupes structurales : relation socle-couverture	66
III.3 Nature et architecture des dépôts mésozoïques et cénozoïques	70
III.4 Réseaux de fractures grande échelle sur les analogues	86
IV. SYNTHÈSE DE L'ÉTAT DE L'ART ET PROBLÉMATIQUES ASSOCIÉES	93
CHAPITRE 3 : RESEAUX DE FRACTURES – DEFINITIONS, ATTRIBUTS ET TRAITEMENTS	
STATISTIQUES	95
I. INTRODUCTION	96
II. FRACTURES : DEFINITIONS ET ATTRIBUTS CLASSIQUEMENT ETUDIÉS	97
II.1 Fractures, joints, failles : définitions.....	97
II.2 Attributs géométriques des fractures	100
III. SUPPORTS ET METHODE D'ANALYSE DES SYSTEMES FRACTURES UTILISES DANS CETTE ETUDE	
.....	103
III.1 Supports d'analyse	104
III.2 Méthode d'acquisition des données par <i>scanline</i>	107
IV. TRAITEMENTS STATISTIQUES DES DONNÉES DIRECTIONNELLES : APPLICATION AUX	
FRACTURES	109
IV.1 Projection des orientations et pendages de fractures	110
IV.2 Analyse statistique sur données structurales : les distributions circulaires classiquement	
utilisées	111
IV.3 Implémentation des distributions circulaires dans les différents logiciels de géologie	
structurale	116
IV.4 Séparation en sous-familles de fractures	118
IV.5 Synthèse	120
V. TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNÉES DE LONGUEURS ET D'ESPACEMENTS	121
V.1 Lois d'échelles.....	121
V.2 Biais d'échantillonnage.....	126
V.3 Choix du modèle en fonction de la population d'échantillons et de l'attribut géométrique	128
V.4 Distributions classiquement choisies pour les longueurs de fractures	129
V.5 Distributions appliquées aux espacements de fractures.....	132

V.6	Evaluation de la pertinence au modèle choisi	134
V.7	Synthèse	136
VI.	SYNTHESE GENERALE	137
CHAPITRE 4 : SEMI AUTOMATED COMPONENT IDENTIFICATION OF COMPLEX NETWORK		
USING A MIXTURE OF VON MISES DISTRIBUTIONS: APPLICATIONS TO THE ARDECHE MARGIN		
(SOUTH-EAST FRANCE)		
139		
I.	ABSTRACT	141
II.	INTRODUCTION	142
III.	MIXTURE OF VON MISES (MvM) DISTRIBUTIONS.....	144
IV.	GEOLOGICAL SETTING AND STRUCTURAL CONTEXT OF THE STUDY AREA	146
V.	MATERIALS AND METHOD	149
V.1	Materials.....	149
V.2	Fracture and lineament attributes	151
V.3	Statistical analysis: MvM distributions	151
VI.	RESULTS	153
VI.1	Parameters estimation	153
VI.2	Appraising the number of MvM components	154
VI.3	Parameters estimated from MvM distributions with 5 components.....	158
VII.	DISCUSSION	160
VII.1	Identification of consistent components between distributions	160
VII.2	Reproducibility of estimations on samples depending on each other	162
VII.3	Variability in between components from different datasets as a marker of complexity in loading history.....	162
VII.4	Interpretation of DEM singular component	Erreur ! Signet non défini.
VIII.	CONCLUSION.....	165
IX.	APPENDIX A: SUPPLEMENTARY DATA	167
CHAPITRE 5 : MULTISCALE CHARACTERIZATION AND SPATIAL ARRANGEMENT OF		
FRACTURE SYSTEMS: A CASE STUDY OF THE ARDECHE MARGIN, SOUTH-EAST FRANCE.		
169		
I.	MULTISCALE CHARACTERIZATION AND SPATIAL ARRANGEMENT OF FRACTURE SYSTEMS: A	
CASE STUDY OF THE ARDECHE MARGIN, FRANCE.....		171
I.1	Abstract	171
I.2	Introduction.....	172
I.3	Geological setting	173
I.4	Materials and methods	176
I.5	Results	181
I.6	Discussion	194
I.7	Conclusion	206
I.8	Supplementary materials	207
II.	TEST COMPARATIVE ENTRE LA LOI PUISSANCE ET L'EXPONENTIELLE	214
III.	COMPARAISON DES DENSITES SURFACIQUES EN FONCTION DES AGES DE LA COUVERTURE	
.....		218
CHAPITRE 6 : MODELE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE VALENCE.....		
221		
I.	INTRODUCTION	223
II.	DONNEES DE FORAGES.....	224
II.1	Localisation des forages	224
II.2	Définition des niveaux lithostratigraphiques du bassin de Valence.....	225
II.3	Géométrie des dépôts : corrélations entre puits	228
III.	DONNEES SISMIQUES: RELATIONS SOCLE/COUVERTURE DU BASSIN DE VALENCE	232
III.1	Localisation des lignes sismiques	232
III.2	Conversion temps/profondeur.....	234
IV.	PROFIL N-S (81SE4A)	235
IV.1	Calage du puits BMT-1 sur le profil N-S.....	235
IV.2	Découpage en unités lithostratigraphiques	235
IV.3	Description du profil N-S	237

V.	PROFIL WNW-ESE (82SE01)	246
V.1	Calage du puits SLF2 sur le profil WNW-ESE	246
V.2	Découpage en unités lithostratigraphiques	246
V.3	Description du profil WNW-ESE	247
VI.	DISCUSSION	259
VII.	CONCLUSION	263
	CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	265
I.	DEVELOPPEMENTS METHODOLOGIQUES	267
I.1	Loi de mélange de von Mises	267
I.2	Effets de troncatures et de censures.....	269
I.3	Corrélation multi-échelle des lois puissance	269
II.	FRACTURATION DU BASSIN DE VALENCE : MISE EN PERSPECTIVE DES TRAVAUX SUR ANALOGUE ET LIGNES SISMIQUES	270
II.1	Complémentarité des échelles d’observation	270
II.2	Sectorisation de la fracturation	273
II.3	Découplage socle/couverture – Question de l’héritage structural	274
II.4	Evaluation des paramètres de distributions de la fracturation pour les cibles géothermiques (socle et Trias).....	274
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	278
A.	ANNEXES	291
I.	FORAGE DE MONTMIRAIL (V.MO2)	292
II.	FORAGE DE MONTOISON (BMT-1)	293
III.	FORAGE DE SL1	295
B.	DISTRIBUTION DES LONGUEURS	296
IV.	DISTRIBUTION DES LONGUEURS DANS LE SOCLE	297
V.	DISTRIBUTION DES LONGUEURS DANS LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	298
C.	ACQUISITION DES DONNEES DE LA MARGE ARDECHOISE	299
VI.	SUPPORTS D’ACQUISITIONS – JEUX DE DONNEES	300
C.1.1.	Les fractures issues des cartes géologiques	300
C.1.2.	Les linéaments issus des MNTs	304
VII.	ATTRIBUTS GEOMETRIQUES MESURES	311
C.1.3.	Les azimuts de fractures	311
C.1.4.	Les longueurs de fractures	312
C.1.5.	Les espacements entre fractures	312
D.	ACQUISITION DES DONNEES DE TERRAIN	316
VIII.	LES FRACTURES ISSUES DES AFFLEUREMENTS	318
IX.	CARRIERE DU LYAS	319
X.	CARRIERE DU MOULIN	321
XI.	ROUTE DE SOYONS	323
XII.	CARRIERE DE CEMEX (CRUSSOL)	325
XIII.	DALLES DE L’ARGENTIERE	327
XIV.	LES VANS	329
XV.	AC023 (OT 5)	330

TABLE DES FIGURES

Figure 1-1 : Principe de fonctionnement d'un réservoir géothermique de haute température (ADEME/BRGM).....	31
Figure 1-2 : (a), (b) : Production mondiale d'électricité par pays. (c) : Production brute d'électricité géothermique dans les pays de l'Union européenne en 2015 et 2016 (en GWh).....	33
Figure 1-3 : Carte des bassins sédimentaires, sources thermales et aquifères en France (Rapport BRGM, 2015).	35
Figure 1-4 : Position des forages pétroliers (points : données non corrigées, triangles gris données corrigées (Bonté et al., 2010).	36
Figure 1-5 : Localisation des cibles potentielles d'exploitation géothermique haute température sur un schéma structural de l'ECRIS (<i>European Cenozoic Rift System</i>), d'après Dèzes et al., (2004).....	37
Figure 1-6 : Coupe horizontale (carte iso-profondeur) dans le bloc thermique 3D à 5000 m de profondeur Les zones en hachures correspondent aux orogènes (Bonté et al., 2010).	38
Figure 1-7 : carte du flux de chaleur en mW/m ² du bassin du Sud-Est calculé à partir de forages profonds (Lucazeau and Vasseur, 1989).	39
Figure 1-8 : Epaisseur des sédiments et profondeur du Moho dans le bassin du Sud-Est (Garibaldi et al., 2010). Les failles majeures ont été également tracées.	40
Figure 1-9 : Production de chaleur moyenne dans le bassin du Sud-Est (Garibaldi, 2010).....	41
Figure 1-10 : Localisation des forages profonds (en rouge) contenant des données de températures.....	42
Figure 1-11 : Cartes des températures : A. 1000, B. 3000, C. 4000 et D. 5000 m de profondeur avec les cartes d'erreurs d'interpolations associées (Garibaldi, 2010).....	43
Figure 2-1 : A : Carte de localisation de l'ECRIS et position du bassin de Valence (rectangle bleu).....	47
Figure 2-2 : Synthèse des évènements tectoniques affectant le Massif Central et les dépôts du bassin du SE (d'après Choukroune et al., (1973) ; Deville et Sassi (2006) ; Philippe et al., (1998) ; Ziegler (1992). Les âges sont exprimés en millions d'années.	48
Figure 2-3 : Courbes d'enfouissement et de subsidence tectonique du bassin de Valence (AQUASUB), établies pour la base du Trias du puits V.Mo.2 (Rubert, 2009a).	49
Figure 2-4 : Localisation des affleurements de chaîne hercynienne et continents associés (Faure et al., 2008).	50
Figure 2-5 : Carte des paléostructures permienes. 10 : bassins permienes, 11 : bassins permienes sous couverture sédimentaire (Bles et al., 1989).....	51
Figure 2-6 : Carte paleo-environnementale de la marge NW de la Téthys au Norien supérieur (Dercourt and Vrielynck, 1993). L'emplacement du bassin de Valence correspond au cercle noir.	52
Figure 2-7 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au sommet du Lias carbonaté (Baudrimont and Dubois, 1977).	54
Figure 2-8 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au sommet du Crétacé inférieur (Baudrimont and Dubois, 1977).....	55
Figure 2-9 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au Crétacé supérieur (Baudrimont and Dubois, 1977).....	56
Figure 2-10 : Coupe WNW–ESE illustrant la séparation du Bas-Dauphiné en deux zones suite à une subsidence différentielle avec des dépôts Eocène–Oligocène différenciés (Dumas, 1987).....	57
Figure 2-11 : Carte structurale synthétique et localisation des épanchements magmatiques de l'avant-pays ouest alpin (Sissingh, 2001)..	58
Figure 2-12 : Localisation des profils sismiques régionaux (lignes rouges) sur un extrait de la carte géologique de la France au 1/1000000 (modifiée d'après Couëffe et al., 2010).....	61
Figure 2-13 : Localisation des principaux forages atteignant le socle paléozoïque. Report sur fond géologique à 1/250 000.	62

Figure 2-14 : Extrait de la carte géologique au 250 000ème du bassin de Valence sur lequel a été superposée la carte de des isohypses du toit du socle (Rapport Andra, 2005).....	64
Figure 2-15 : Substratum du bassin de Valence (Debrand-Passard et al., 1984a).	65
Figure 2-16 : Coupes structurales E/W. A : extrait de la partie ouest de la coupe synthétique du bassin de Valence proposée par Deville et al, (1994) (coupe AA' sur Figure 2-12). B : Profil sismique interprété au droit de la fosse de Valence (de La Vaissière, 2006).....	66
Figure 2-17 : Coupe N/S issue d'une interprétation de profil sismique converti en profondeur (Roure et al., 1994).....	68
Figure 2-18 : Coupes sériés E/W dans les analogues de la bordure ouest du bassin de Valence illustrant le découplage entre socle et couverture au sud du bassin.	69
Figure 2-19 : A : Localisation du bassin de Valence sur la carte de France.	74
Figure 2-20 : coupe lithostratigraphique des dépôts cénozoïques de la fosse de Valence présentant les équivalences entre les différents noms de formations employés (Dumas., (1988).	76
Figure 2-21 : Carte des isobathes de la discordance du Paleogène sur le Mésozoïque et le socle (NGF exprimées en mètres) (Dumas, 1988).....	77
Figure 2-22 : Carte géologique simplifiée de la marge ardéchoise, d'après les cartes géologiques au 1 :250 000 de Valence (n° 34)	78
Figure 2-23 : A : Log stratigraphique synthétique de la base de la série (carbonifère à Lias), effectué à partir des forages de Balazuc et de Morte-Mérie (Aquilina and Dreuzy, 2011). B : Logs stratigraphique du Kimméridgien de la montagne de Crussol (Debrand-Passard et al., 1984a).....	79
Figure 2-24 : Coupes lithostratigraphiques corrélées du Trias entre Crussol et les Vans (bordure sud-est du massif central) (Debrand-Passard et al., 1984a).	82
Figure 2-25 : A : extraits de la carte géologique au 1/1000 000 sur lequel ont été reportées les zones d'intérêt relatives aux réseaux de fractures..	86
Figure 2-26 : Répartition des orientations des linéaments tracés à l'échelle 1/250 000 et 1/50 000 (Bertrand, 2017).	88
Figure 2-27 : Schémas de synthèse de l'organisation du réseau de failles a) au premier ordre et b) à l'intérieur d'un bloc structural de premier ordre du socle de la région de Valence (Bertrand, 2017).....	89
Figure 2-28 : Synthèse de l'orientation des contraintes durant A : l'extension jurassique et B : l'extension crétacée (Billant, 2016).....	90
Figure 2-29 : Orientation des tenseurs de contraintes durant la compression éocène (en noir les tenseurs tirés d'études préexistantes de Arnaud, (1981) ; De Graciansky et al., (1987) ; De Graciansky et Lemoine, (1988) et Homberg et al., (2013), et en rouge les tenseurs mis en évidence dans le cadre de la thèse de Billant (2016)).	91
Figure 2-30 : Synthèse des structures et microstructures cassantes affectant le couloir Rhodanien, y compris le bassin de Valence.	92
Figure 3-1 : Classification des fractures en fonction de leur mode d'ouverture : (a) Mode I, (b) Mode II, (c) Mode III. Les flèches noires indiquent la direction de propagation de la fracture. Modifié d'après Wang., (1996).	97
Figure 3-2 : Distribution classiques de joints. Modifié d'après Engelder., (1987); Olson., (1993) et Pollard et Aydin (1988).....	98
Figure 3-3 : Géométrie d'une zone de faille et les fractures associées. (a) : Vue en coupe d'une zone de faille (Soliva, 2004). (b) : Zone d'endommagement (Bauer et al., 2015).	99
Figure 3-4 : Orientation et pendage d'un plan. L : longueur de la fracture ; H : hauteur de la fracture. Modifié d'après Richard (2006).....	100
Figure 3-5 : Synthèse comparative des échelles d'observation concernées par différents supports d'acquisition de la fracturation.	104
Figure 3-6 : Illustration du tracé des fractures à partir des cartes géologiques au 1/50000.	105
Figure 3-7 : Illustration des modèles MNT sous différents éclairages.	106

Figure 3-8 : (a–b) Illustration de l’analyse d’un réseau de fractures par scanline. Modifié d’après Priest et Hudson., (1981).....	108
Figure 3-9 : (a) Représentation des données directionnelles sur une rosace, (b) Principe de projection stéréographique et sphérique en hémisphère inférieur d’un plan et d’une droite (Davis and Reynolds, 1996).....	110
Figure 3-10 : Représentation graphique de la distribution de Mélange de von Mises	115
Figure 3-11 : Traitement statistique des données circulaires implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales..	116
Figure 3-12 : Traitement statistique des données sphériques clustérisées implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales..	117
Figure 3-13 : Traitement statistique des données sphériques en guirlandes implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales.	118
Figure 3-14 : Inspection visuelle d’un diagramme suggérant la présence de 4 pôles de clusters (sets), dont un avec un pôle moyen subvertical et trois autres avec des pôles moyens subhorizontaux, orientés approximativement de W, W et NNW (Munier, 2004).....	119
Figure 3-15 : Statistiques d'orientation des subsets séparés par les méthodes de mélange de cluster et Bingham utilisés dans l'exemple précédent.....	120
Figure 3-16 : Distribution des lois statistiques (loi puissance, exponentielle, gamma et log-normale) les plus utilisées pour décrire le comportement des paramètres géométriques des réseaux de fractures. (Bonnet et al., 2001b).....	121
Figure 3-17 : Compilation des distributions cumulées de longueur de failles issues de la littérature (Cladouhos and Marrett, 1996).	124
Figure 3-18 : a) Distribution normale selon la fonction de la densité probabilité (PDF) et la fonction de la distribution cumulative ; b) Distribution Log-normale selon la fonction de la densité probabilité (PDF) et la fonction de la distribution cumulative (Burmester and Hull, 1997).	125
Figure 3-19 : illustration des effets de troncature et censure dans le cas d’une distribution de type loi de puissance (Ackermann et al., 2001)	127
Figure 3-20 : Distributions de longueurs de fractures en fonction de leurs orientations et du type de système de fractures (Le Garzic et al., 2011).	130
Figure 3-21 : (a) Distribution des longueurs de fractures de différentes échelles (Bertrand et al., 2015); (b) distribution des longueurs de fractures pour les différents réseaux (Davy et al., 2006).	131
Figure 3-22 : Schéma illustrant les différents espacements entre des fractures parallèles (Gillespie et al., 1993).....	132
Figure 3-23 : Types de distributions multi-échelles des espacements de joints (Genter and Castaing, 1997b).....	133
Figure 4-1 : Simplified geological map of the Ardeche margin.	147
Figure 4-2 : Procedure of identification of lineaments from the DEM.....	149
Figure 4-3 : Estimation of the statistically optimized number of components for the six data sets recovered from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM	152
Figure 4-4 : Convergence tests for the EM algorithm for the six data sets recovered from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Basement and sedimentary cover data are considered separately for each dataset H that represents the number of components selected to estimate the MvM distributions. N: sample size. Nllik is normalized to its maximum value.....	153
Figure 4-5 : Appraisal test - Plots of the cumulative weight ($\sum \omega$) of the components versus the concentration parameter (κ) ordered in increasing values for (a to c) the three datasets displayed into six datasets according to lithology	156
Figure 4-6 : Plots of modeled 5 (blue color) and 6 (red color) component MvM distributions on data histograms for the six samples built from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM.....	159

Figure 4-7 : (a) Plot of the orientations and associated I_{70} for each of the modeled components (5 components distributions) within the six datasets built from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Color scale refers to the seven main differentiated components identified from estimations. (b) Comparison of the modeled orientations with field fracture sets (red color) and expert analysis of lineaments interpreted as fractures (green color). (c) Loading history (from literature) for fracture sets included in the main well defined components identified from estimations.....	161
Figure 4-8 : Corresponding of the N075 lineament orientations digitized from the DEM at (a) basement and (b) sedimentary cover.	164
Figure 5-1 : Simplified geological map of the Ardeche margin	176
Figure 5-2 : Fractures digitalized from (a) geological maps 1:250,000 (dataset 2) and (b) 1:50,000 (dataset 1) classified by orientations	179
Figure 5-3 : Plots of modeled components MvM distributions on data histograms for the six datasets built from (a, b) the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and (c) the outcrops .	183
Figure 5-4 : Summarize of the orientations and associated I_{70} for each of the modeled components for large scale (1) dataset 1; (2) dataset 2 and outcrop data (OT1 to OT5). Outcrop data for basement have been compiled after Bertrand (Pers. Com).....	184
Figure 5-5 : Chronological relationships between component orientations on (a) basement and (b) cover from geological maps dataset 2 and 1.....	185
Figure 5-6 : Fracture spacings for the data collected in the basement, and in the cover on (a) dataset 1, (b) dataset 2 and on (c) meso scale outcrops 1 to 5.....	188
Figure 5-7 : Length distributions for the data according to the fracture orientations collected in the basement, and in the cover on (a) dataset 1, (b) dataset 2 and on (c) meso-scale outcrops 4 and 5.....	190
Figure 5-8 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on basement (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) length distributions by fracture orientations. Power law models have systematically been applied. Compiled parameters corresponds to the optimized models regards to R^2 , once truncation and truncation+censuring effects have been tested.....	192
Figure 5-9 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on cover on (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) length distributions by fracture orientations.....	193
Figure 5-10 : Comparison of fractures digitized from the two datasets obtained from the geological maps (a) dataset 2 and (b) dataset 1 on the same cropping area..	195
Figure 5-11 : Compilation of power law length distribution exponents from literature, compiled by Bonnet et al., (2001).....	197
Figure 5-12 : (a), (b) Multiscale length distributions for NNE-SSW and N-S fracture orientations from cover. (c) Multiscale length distribution of the entire data from sedimentary cover (dataset 1, dataset 2, OT4 and OT5).	198
Figure 5-13 : A conceptual scheme of the fracture network organization in the basement and the sedimentary cover of the Ardeche margin.	201
Figure 5-14 : Summarized loading history for fracture sets included in the main well defined components identified from estimations by MvM distribution. After Mattaouer, (1973); Arthaud et Matte, (1975a); Bles et al., (1989); Martin et Bergerat, (1996) and Bergerat, (1982).....	203
Figure 5-15 : Conceptual scheme of evolution of the analogs of both basement and cover of the Valence basin.	205
Figure 5-16 : Comparaison à partir de F-statistic de la pertinence des modèles de type loi puissance et exponentielle pour chaque jeu de données.....	216

Figure 5-17: (a) Illustration de la fracturation (fractures cartées à partir des cartes géologiques au 1 :50,000) structurant le Trias, le Jurassique et le Crétacé. Report sur fond de modèle MNT. (b) Distribution des longueurs en fonction des âges.....	218
Figure 6-1 : Localisation des principaux forages profonds utilisés dans ce présent travail. Report sur fond géologique à 1/250 000.	225
Figure 6-2 : Log lithostratigraphique synthétique (sans échelle verticale) de l'ensemble des formations traversées par les forages profonds du bassin de Valence.	227
Figure 6-3 : A : Tracé (trait en rouge) incluant les forages ayant servi à la description de l'évolution latérale des épaisseurs des séries mésozoïques. B : Variation Nord-Sud des épaisseurs mésozoïques du bassin de Valence (Figure modifiée et complétée d'après : De La Vaissière (2006) ; Mandier (1984) ; Roure (1992)).	228
Figure 6-4 : Evolution latérale des épaisseurs des séries évaporitiques du Trias et des séries de marnes noires du Dogger dans les forages V.Mo2, SL1, BMT-1 et Ma1.	230
Figure 6-5 : Evolution E-W et N-S de l'épaisseur des dépôts crétacés et oligocènes. Mise en évidence de l'épaississement des dépôts crétacés et oligocènes vers la fosse de Valence.	231
Figure 6-6: Position des lignes sismiques régionales (tracé bleu et rouge) superposée aux principaux ensembles sédimentaires dans le Sud-Est de la France. Report sur fond géologique à 1/250 000.	233
Figure 6-7 : Interprétation sismique de la ligne N-S (81SE04). Mise en évidence des accidents, la position des murs des unités stratigraphiques a été réalisée à l'aide du forage BMT-1.	238
Figure 6-8 : Interprétation tectono-stratigraphique du profil sismique 81SE04 orienté N-S.	239
Figure 6-9 : Géométrie des dépôts du Crétacé inférieur et illustration des accidents affectant la couverture sédimentaire d'âge jurassique supérieur, Crétacé inférieur et Oligocène.	243
Figure 6-10 : Géométrie des reliques de la faille de Cévennes au sud du forage de BMT-1.	245
Figure 6-11 : Interprétation sismique de la ligne WNW/ESE (81SE01). Mise en évidence des accidents, murs des unités stratigraphiques à l'aide du forage SLF2.	248
Figure 6-12 : Interprétation tectonostratigraphique du profil sismique 81SE01 orienté WNW/ESE.	249
Figure 6-13 : Illustration de la discordance stratigraphique entre les dépôts d'âge Crétacé inférieur et Oligocène caractérisée par des géométries en top lap.....	252
Figure 6-14 : Illustration des accidents réactivés en inverses lors des épisodes compressifs type alpin.	254
Figure 6-15 : Illustration des accidents affectant les dépôts de la fosse de Valence, caractérisés par un rejet apparent normal.	255
Figure 6-16 : Illustration des accidents sous l'anticlinal de Saint-Lattier.	257
Figure 6-17 : Illustration des deux accidents qui semblent être réactivés en inverse et structurant l'ensemble de la couverture sédimentaire.	258
Figure 7-1 : Confrontation des résultats obtenus sur le bassin de Valence à partir de la sismique et sur l'analogie ardéchois, permettant d'imbriquer les échelles d'observation.	272
Figure 8-1 : Log stratigraphique synthétique d'après Rubert (2009b).	292
Figure 8-2 : Log stratigraphique du forage de BMT-1 réalisé d'après les observations sur les carottes de forage et également le rapport de fin de sondage S.N.P.A (1962).	293
Figure 8-3 : Log stratigraphique de SL1 d'après S.N.P.A (1962).	295
Figure 8-4 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on basement (a) dataset 1 and (b) dataset 2.....	297
Figure 8-5 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on cover on (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) OT4..	298
Figure 8-6 : Assemblage des cartes géologiques utilisées pour l'analyse statistique de la fracturation sur analogue de la marge ardéchoise.	302

Figure 8-7: Assemblage des cartes géologiques utilisées pour l'analyse statistique de la fracturation sur analogue de la marge ardéchoise.	303
Figure 8-8 : Modèles MNT de la marge ardéchoise générée avec quatre éclairages différents : N000°E, N045°E, N090°E, N0180°E et N315°E. Projection Lambert 93.....	305
Figure 8-9 : Linéaments tracés à partir des modèles MNT de la marge ardéchoise à différents éclairages : N000°E en noir, N045°E en violet, N090°E en bleu, N180°E en bleu clair et N315°E en rouge.	307
Figure 8-10 : Interprétation des modèles MNT de la marge ardéchoise. (A) Assemblage de linéaments issu de chaque direction d'éclairage ; (B) Carte des linéaments classés en fonction du nombre d'éclairages auquel ils ont été observés ; (C) Carte finale des linéaments fusionnés.....	310
Figure 8-11 : Schéma explicatif du calcul des azimuts des fractures sur les cartes géologiques et les modèles MNT.....	311
Figure 8-12 : Schéma structural avec localisation des affleurements étudiés dans le Trias et Jurassique ardéchois.	318
Figure 8-13 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Privas mettant en évidence la situation structurale de la carrière de Lyas à l'échelle locale.	319
Figure 8-14 : Description et illustration des données de la carrière du Lyas.	320
Figure 8-15 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Privas mettant en évidence la situation structurale de la carrière du Moulin à l'échelle locale.	321
Figure 8-16 : Description et illustration des données de la carrière du Moulin.....	322
Figure 8-17 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Valence mettant en évidence la situation structurale de la route de soyons à l'échelle locale.	323
Figure 8-18 : Description et illustration des données de la route de soyons.....	324
Figure 8-19 : Description et illustration des données de la carrière de Cemex.	326
Figure 8-20 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000, localisant la dalle de Largentière (5), l'affleurement des vans (6) et AC023 (7).....	327
Figure 8-21 : Description et illustration des données de la dalle de L'Argentière.	328
Figure 8-22 : Description et illustration des données de l'affleurement des Vans.	329
Figure 8-23 : Description et illustration des données de l'affleurement des Vans	330

Introduction générale

1. Contexte de la thèse

La demande énergétique mondiale croît chaque année de plus de 3 %. Dans un contexte général de développement durable, la diminution des rejets de CO₂ et la réduction du recours aux énergies fossiles, associée à l'exploitation des énergies renouvelables constitue un enjeu prioritaire mondial.

La géothermie fait partie des énergies ciblées par de nombreux programmes de recherche car il s'agit d'une énergie en grande partie renouvelable, qui entraîne entre 10 à 20 fois moins de rejets de CO₂ que toutes les énergies fossiles (Charbon, pétrole et le gaz). L'exploitation de ce type d'énergie est par ailleurs beaucoup moins coûteuse en termes d'installations et d'entretien que celle des énergies fossiles.

Le Groupement d'Intérêt Scientifique (GIS) « Géodénergie» (<http://www.geodenergies.com/>), dans le cadre duquel s'inscrit cette thèse, a pour objectif général de favoriser l'exploitation et la gestion des ressources du sous-sol au service des énergies sans Carbone. Il regroupe au total 18 partenaires : 10 entreprises, 7 établissements publics de recherche et 1 pôle de compétitivité. Ce projet est divisé en cinq thèmes de recherche, dont 4 sont orientés vers la géothermie : (1) Stockage du CO₂ et production de l'énergie utilisable, (2) Optimisation de la géothermie profonde en fossé d'effondrement, (3) Enregistrement de la micro sismicité d'un réservoir géothermique, (4) Amélioration de la connaissance des échangeurs géothermiques et (5) Développement d'une plateforme logicielle commune.

Cette thèse MINES ParisTech, dotée d'un financement d'établissement d'enseignement supérieur, est environnée par le projet ANR « REFLET » (2015-2019). Ce projet ANR vise à optimiser l'exploitation géothermique profonde en contexte de fossé d'effondrement (axe 2 du GIS « Géodénergie ») et à lancer, à l'horizon 2020, les premières centrales géothermiques capables de produire d'importantes quantités d'énergies électriques en France métropolitaine. Le projet est conduit en partenariat avec les industriels Fonroche Géothermie et Electerre, le BRGM et les universités de Lorraine et d'Orléans et MINES ParisTech.

2. Problématique de la Thèse

L'exploitation de l'énergie du sous-sol en rapport avec la chaleur de la terre remonte à près de 20 000 ans. Elle s'est développée notamment dans les régions volcaniques. Les premières pompes à chaleur exploitant la chaleur du sous-sol remontent au début du XX^{ème} siècle.

La demande énergétique mondiale et la nécessité de réduire les émissions de gaz à effet de serre ont contraint les organismes publics et privés à adopter de nouvelles stratégies visant à produire une énergie durable. L'exploitation géothermique profonde s'inscrit dans ces nouvelles stratégies. La production de l'électricité est l'un des objectifs majeurs de l'exploitation des réservoirs géothermiques profonds.

Les réservoirs géothermiques profonds sont localisés généralement à des profondeurs variant en 3000 et 5000 m de profondeur. Les caractéristiques d'un réservoir géothermique se résument ainsi :

- Présence des températures optimales : ces températures varient selon l'exploitation géothermique visée. Pour des fins de production d'énergie électrique, certains auteurs recommandent des températures minimales de 200°C (Genter et al., 2003).
- Présence d'un réseau de fractures propice à la circulation des fluides. Les réservoirs naturellement fracturés, ayant des caractéristiques pétrophysiques optimales constituent la seconde caractéristique essentielle d'un réservoir.
- Les réservoirs de socle constituent de bons réservoirs géothermiques. En France, les granites altérés de Soultz présentent des zones hydrothermales altérées propices à une exploitation géothermique optimale (Bertrand, 2017; Dezayes et al., 2008).
- Les réservoirs de couverture ayant des caractéristiques pétrophysiques optimales constituent également de bons réservoirs géothermiques. Le réservoir du Buntsandstein localisé dans le fossé Rhénan et composé d'une formation argilo-gréseuse et une anomalie thermique régionale (S. Haffen, 2012), constitue un bon candidat pour une production de l'électricité. A ce sujet, plusieurs projets géothermiques sont en cours pour exploiter le Buntsandstein.

Les réservoirs géothermiques fracturés présentent des géométries complexes avec généralement une influence importante de l'héritage structural (Bertrand et al., 2018; Le Garzic, 2010). Ils sont situés à des profondeurs importantes, parfois excédant les 5 km, ce qui complique leur

compréhension. Les données de forages (1D), les profils sismiques et les données géophysiques fournissent des informations primordiales pour comprendre l'architecture d'un réservoir mais ne sont pas suffisantes. De plus, les coûts d'acquisitions de ces données sont extrêmement élevés. Les données disponibles sont donc très restreintes.

Les analogues de réservoirs sont largement utilisés et mis en avant pour remédier au manque de données en subsurface. Ces analogues affleurent en surface et permettent une caractérisation spatiale (en 2D et 3D) des réseaux de fractures. Ceci permet une meilleure compréhension à la fois du comportement des réseaux de fractures mais également de leur potentiel pétrophysique. Cette alternative est beaucoup moins coûteuse et nécessite des moyens simples pour l'acquisition des données. L'approche d'analogue peut se faire sur plusieurs échelles : (1) à grande échelle, à partir des images satellites, des photos aériennes, des cartes géologiques et des modèles numériques de terrain ; (2) à l'échelle de l'affleurement, à partir des données de carrières, des bordures de routes etc. et (3) à l'échelle des lames minces et des données de carottes. Les modèles numériques de réservoirs présentent également une alternative pour évaluer le potentiel d'un réservoir.

Cette thèse se focalise sur la caractérisation spatiale des réseaux de fractures à différentes échelles et vise à proposer un modèle conceptuel de fractures afin d'exploiter le fluide géothermal du bassin de Valence au vu des températures favorables enregistrées (Garibaldi, 2010). A cette caractérisation s'ajoute celle de caractériser les relations socle/couverture, tout en mettant en évidence l'architecture des dépôts du bassin de Valence et celle des accidents. La persistance des accidents entre le socle et la couverture est évaluée ainsi que le rôle des évaporites et des niveaux argileux dans le découplage structural du bassin de Valence.

Le travail sur la fracturation a été réalisé sur un analogue du bassin de Valence : la marge ardéchoise. Il s'agit du seul endroit où affleurent à la fois le socle et une partie des séries de la couverture sédimentaire, du Trias au Crétacé inférieur majoritairement. La discussion sur le couplage socle/couverture sédimentaire a quant à elle, été poursuivie grâce à des données sismiques sur bassin de Valence lui-même.

Ce manuscrit de thèse se compose de six chapitres :

- ✓ Le premier chapitre présente des généralités sur l'état de la géothermie dans le monde et en France.

- ✓ Le second chapitre présente le contexte géologique du bassin de Valence et de la marge ardéchoise. Une première partie s'intéresse à l'évolution tectono-sédimentaire du bassin du Sud-est de la France jusqu'à l'individualisation du bassin de Valence. Une seconde et troisième partie s'intéressent respectivement à la structure géométrique et thermique du bassin.
- ✓ Le troisième chapitre aborde d'une part à l'état de l'art sur les réseaux de fractures (géométrie et mécanique), et d'autre part les méthodes utilisées pour scinder les familles de fractures à partir des distributions enregistrées. Ces méthodes ont pour la plupart été implémentées dans les logiciels de la géologie structurale. Enfin, un inventaire des méthodes d'analyse des longueurs et d'espacements entre fractures est également abordé. Ces méthodes serviront de base pour notre travail d'analyse.
- ✓ Le quatrième chapitre traite de l'adaptation de la loi de Mélange de von Mises aux données complexes d'orientations des fractures de l'analogue ardéchois. Ce chapitre a fait l'objet d'une soumission d'article dans *Computers and Geosciences*.
- ✓ Le cinquième chapitre, en format article (en préparation), traite de la méthodologie de traitement des longueurs afin de remédier aux effets de tronçures et de censures. On aborde dans cette partie l'organisation géométrique des réseaux de fractures à partir des longueurs et d'espacements caractéristiques dans le socle et la couverture. Pour ce faire, il s'agit de déterminer les valeurs caractéristiques du réseau de fractures et leur hiérarchie dans le système : un modèle géométrique peut alors être proposé. La mise en place de ces géométries est ensuite expliquée par l'histoire tectonique pluriphasée. Une attention particulière devra être portée sur les relations socle/couverture et l'impact de ce réseau de fractures sur l'architecture du bassin de Valence. Il est alors possible de proposer un modèle conceptuel d'évolution spatio-temporelle du réseau de fractures de l'analogue de la marge ardéchoise.
- ✓ Le sixième chapitre traite de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Valence. Ce travail est réalisé à l'aide des données de forages et des profils sismiques. Ce chapitre vise à clarifier la mise en place des dépocentres du bassin de Valence et à caractériser les accidents affectant le socle et la couverture sédimentaire, tout en mettant l'accent sur le découplage structural.
- ✓ La dernière partie est consacrée à la discussion générale de la thèse. Nous comparons les résultats obtenus sur la marge ardéchoise avec les analogues de rifting et également à l'échelle du bassin de Valence.

CHAPITRE 1 : LA GEOTHERMIE PROFONDE

I. Introduction

La géothermie, quel que soit le type de production (électricité, chauffage), exploite l'énergie calorifique d'un fluide chauffé de façon naturelle en sous-sol. Les pays comme l'Islande bénéficient de conditions géologiques optimales avec un fort gradient géothermique ($T > 150^{\circ}\text{C}$ à moins de 1km de profondeur sur de nombreuses zones) et une forte pluviométrie dont les effets combinés donnent naissance à des sources chaudes qui, associées aux phénomènes paravolcaniques que sont les geysers permettent d'exploiter l'eau chaude directement pour le chauffage ou la production d'électricité (<https://Geothermie-perspectives.fr>). En général, la production d'énergie par géothermie nécessite l'implantation de forages d'injection et d'extraction, qui permettent soit d'aller chercher des fluides chauds en profondeur. La méthode consiste à extraire le fluide profond, généralement une saumure chargée en différents éléments, qui circule dans le réseau de fractures de la croûte. Une fois la chaleur de ce fluide récupéré grâce à un échangeur thermique, le fluide est réinjecté dans la formation afin de maintenir la pression dans le réservoir (Figure 1-2). La chaleur une fois transmise peut alors servir de chauffage direct ou à des procédés industrielles, mais également, et si le niveau de température le permet, à l'alimentation de turbine pour la génération de l'électricité.

La température du fluide récupéré dépend du gradient géothermique naturel et de la profondeur du forage et donc de la zone de circulation dans le massif fracturé. En fonction des gammes de températures du fluide récupéré, on parle de (<https://energiegeothermique.com>):

- **géothermie de haute température** lorsque l'on se réfère à des températures supérieures à 150°C , généralement atteintes entre 3 000 et 5 000 m de profondeur pour un gradient géothermique moyen. La géothermie haute température est essentiellement exploitée pour la production d'électricité et plus récemment en cogénération pour la production de chaleur en complément.
- **géothermie de moyenne température** lorsque le fluide présente des températures variant de 90 et 150°C . Les domaines d'application sont la chaleur industrielle et parfois la production d'électricité grâce à des systèmes ORC (Organic Rankine Cycle) permettant l'utilisation de fluide basse température.
- **géothermie de basse température** pour ce qui concerne les températures comprises entre 30 et 90°C . Son domaine d'utilisation comprend le chauffage urbain, les serres, les piscines,

le thermalisme ainsi que l'eau chaude sanitaire. En France, compte tenu des gradients géothermiques rencontrés, ce type de température se trouve à des profondeurs comprises entre 1 300 et 2 000 m.

- **géothermie de très basse température** pour ce qui concerne des températures comprises entre 10 et 30°C. Les domaines d'utilisation se limitent au chauffage individuel ou à la climatisation.

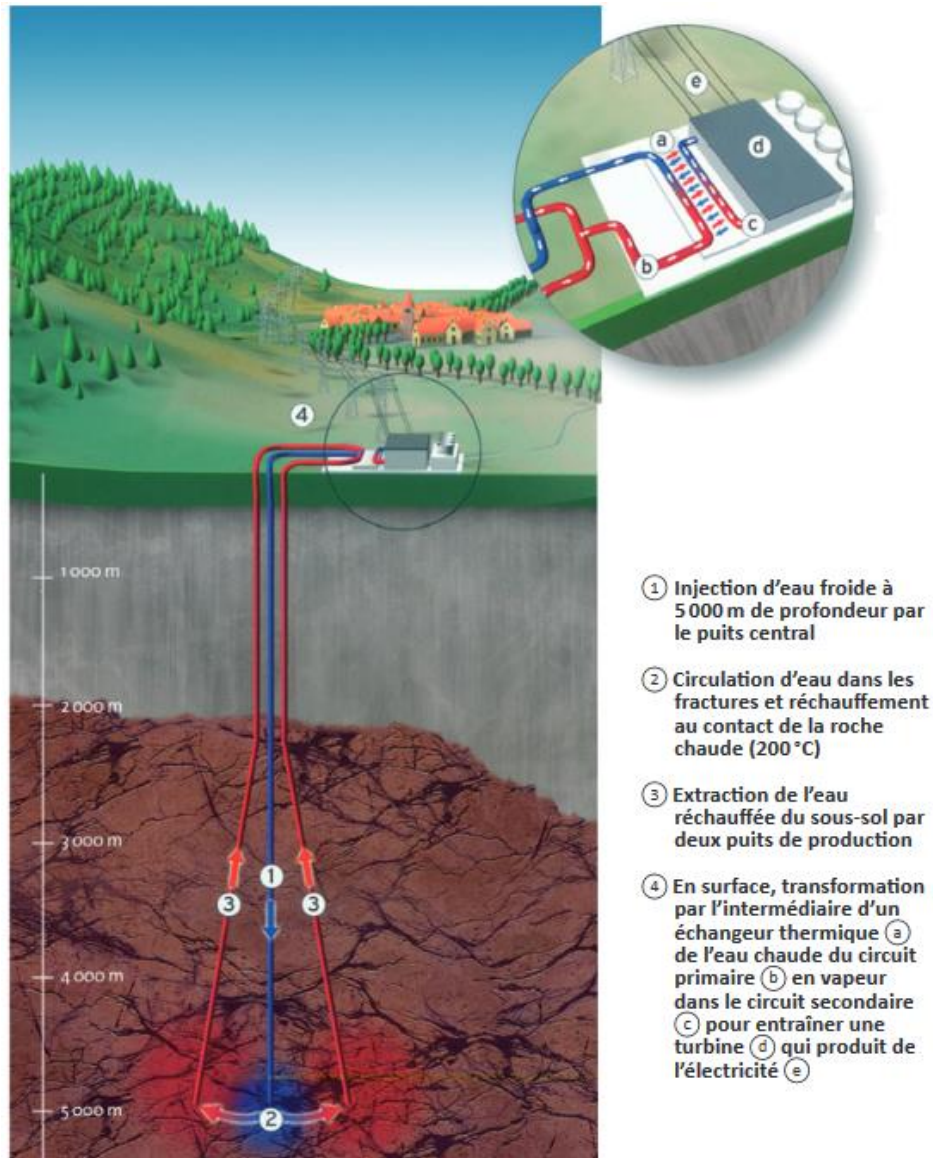


Figure 1-1 : Principe de fonctionnement d'un réservoir géothermique de haute température (ADEME/BRGM).

II. La géothermie dans le monde

Aujourd'hui, dans le monde, seuls 70 pays produisent de la chaleur par géothermie (<https://Geothermie-perspectives.fr>). Plus de 350 installations géothermiques haute température, hors volcanisme, ont été recensées pour une puissance totale avoisinant les 10 700 MW en 2010 contre 8 000 MW en 2000, soit une augmentation de 25% en 10 ans montrant le développement de ce type de ressource à comparer celle de 0.3 % de la puissance mondiale électrique installée (Bertani, 2015).

La production d'électricité renouvelable par géothermie correspond à 1.41 % (soit 71.6 TWh) de l'ensemble des sources d'électricité renouvelable dans le monde (Figure 1-2A). Cette production se situe principalement aux Etats Unis et aux Philippines avec respectivement 18,4 et 9,6 TWh/an en 2013. En Europe, seules l'Italie et l'Islande figurent dans les dix plus grands producteurs mondiaux de l'électricité géothermique avec 5,7 et 5,2 TWh respectivement (Figure 1-2B). Au niveau de l'Union européenne (UE), la production de l'électricité par géothermie est en plein développement. En effet, entre 2015 et 2016, la production d'électricité par géothermie (Figure 1-2C) a considérablement augmenté, notamment en Italie, avec une production estimée à 6 288.6 GWh en 2016. L'Allemagne et le Portugal occupent respectivement la seconde et troisième place avec 171.6 et 174 GWh. La France se trouve en quatrième position avec une production avoisinant les 93 GWh, dont 4 GWh en France métropolitaine. Les prévisions à l'horizon de 2020 prévoient une augmentation de la production d'électricité brute par géothermie dans l'UE de seulement 8 TWh contre 10.9 TWh prévus initialement (<https://www.edf.fr>; section géothermie en chiffres).

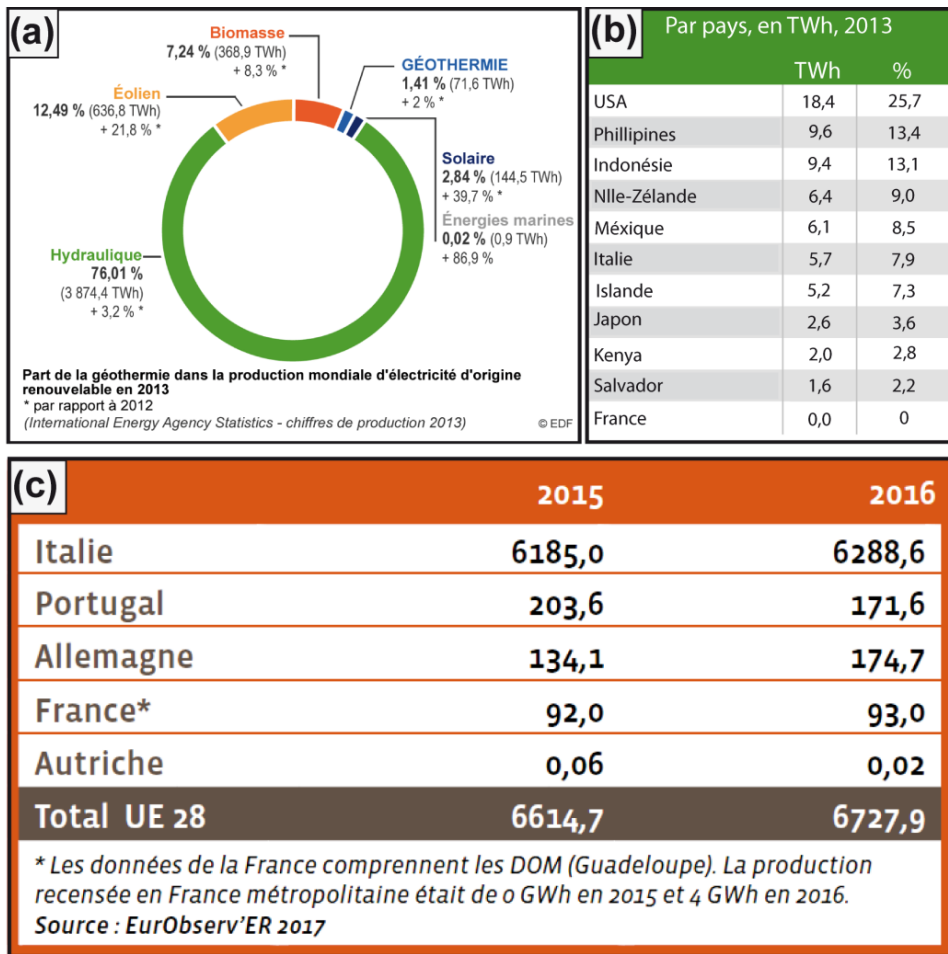


Figure 1-2 : (a), (b) : Production mondiale d'électricité par pays. (c) : Production brute d'électricité géothermique dans les pays de l'Union européenne en 2015 et 2016 (en GWh) (<https://www.edf.fr>; section géothermie en chiffres).

III. La géothermie en France

La France compte actuellement plus de soixante-cinq installations de production géothermale de basse température, principalement en Ile de France (source : <http://geothermie-perspectives.fr>; ENR, 2012). En France, compte tenu des gradients géothermiques rencontrés, ce type de température se trouve à des profondeurs comprises entre 1 300 et 2 000 m. La géothermie de basse température est d'ores et déjà exploitée dans les bassins Parisien et Aquitain, connus pour leurs aquifères continus profonds pouvant atteindre des températures supérieures à 70°C (Figure 1-3). La chaleur est extraite à des profondeurs allant de 600 m à 2000 m. Ces deux bassins présentent des structures géologiques simples, permettant une exploitation géothermique efficace et maîtrisée et l'approvisionnement de 200 000 logements en chauffage. La France dispose également de réservoirs haute température. Deux centrales sont actuellement en production : Soultz-Sous-Forêts en Alsace et la Bouillante en Guadeloupe. La Guadeloupe produit ainsi environ 7% des besoins énergétiques locaux grâce à la géothermie haute énergie. Un projet d'extension de la centrale géothermique est en cours pour atteindre une production d'environ 20% (source : <http://geothermie-perspectives.fr>; ENR, 2012).

III.1 Cibles géothermiques haute température

Une analyse statistique sur les données de 593 forages (977 mesures corrigées) sur le sol français a permis à Bonté et al., (2010) de calculer, en imposant une température de surface de 10°C, un gradient géothermique moyen de 30,6°C/km sur le sol français (Figure 1-4B). Ce gradient moyen subit toutefois de fortes variations en fonction du bassin dans lequel on le calcule : il varie en effet de 27,1°C/km dans le bassin Aquitain à 34,9°C/km dans le bassin de Paris. Compte tenu du gradient géothermique moyen, on estime que les températures nécessaires à l'exploitation géothermique haute température qui sont supérieures à 150°C sont atteintes en métropole dans le bassin de la Limagne (Massif Central), le graben du Rhin (Alsace) et le couloir Rhodanien, sous un recouvrement d'environ 5000 m (localisation en Figure 1-3).

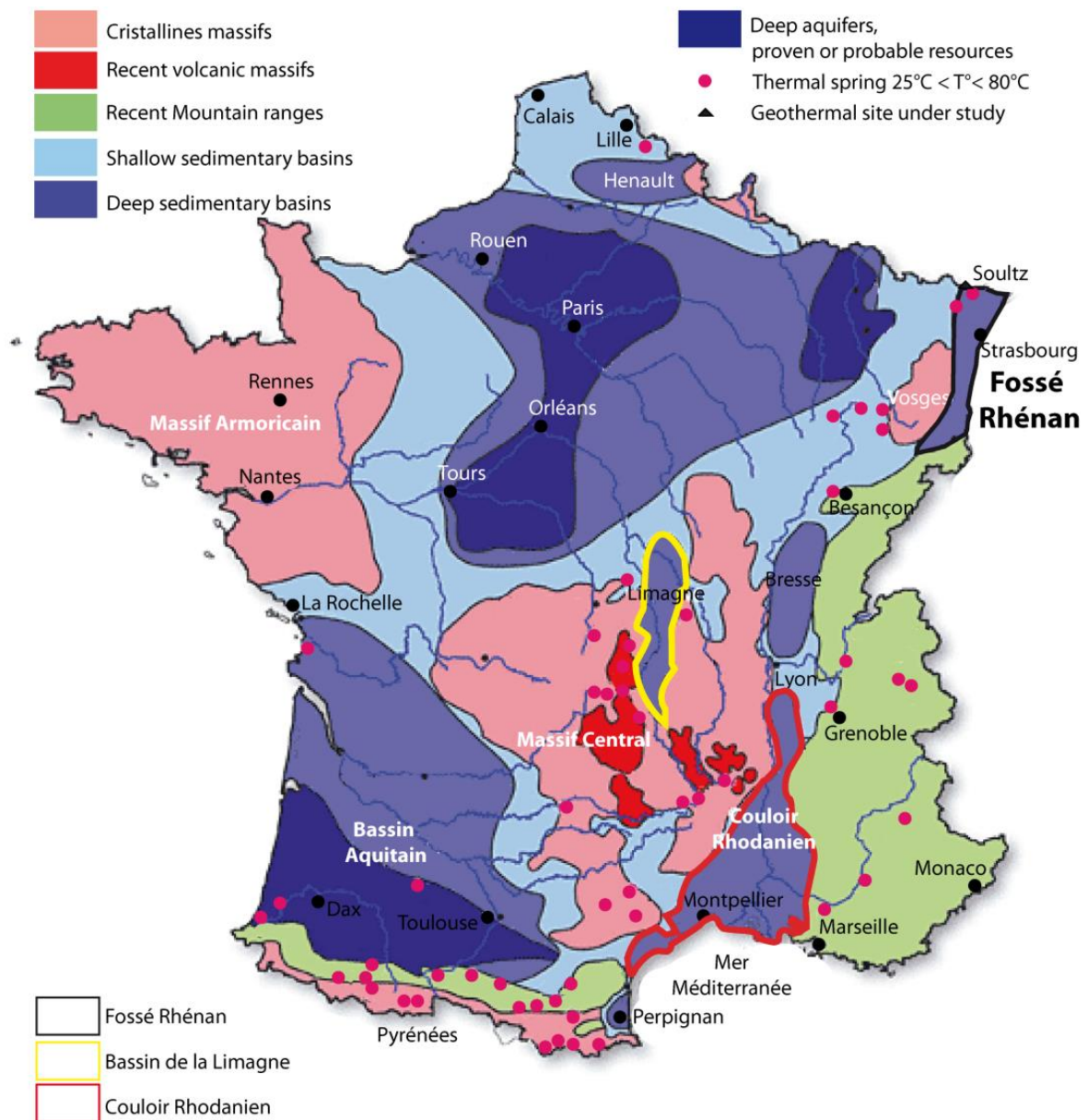


Figure 1-3 : Carte des bassins sédimentaires, sources thermales et aquifères en France (Rapport BRGM, 2015).

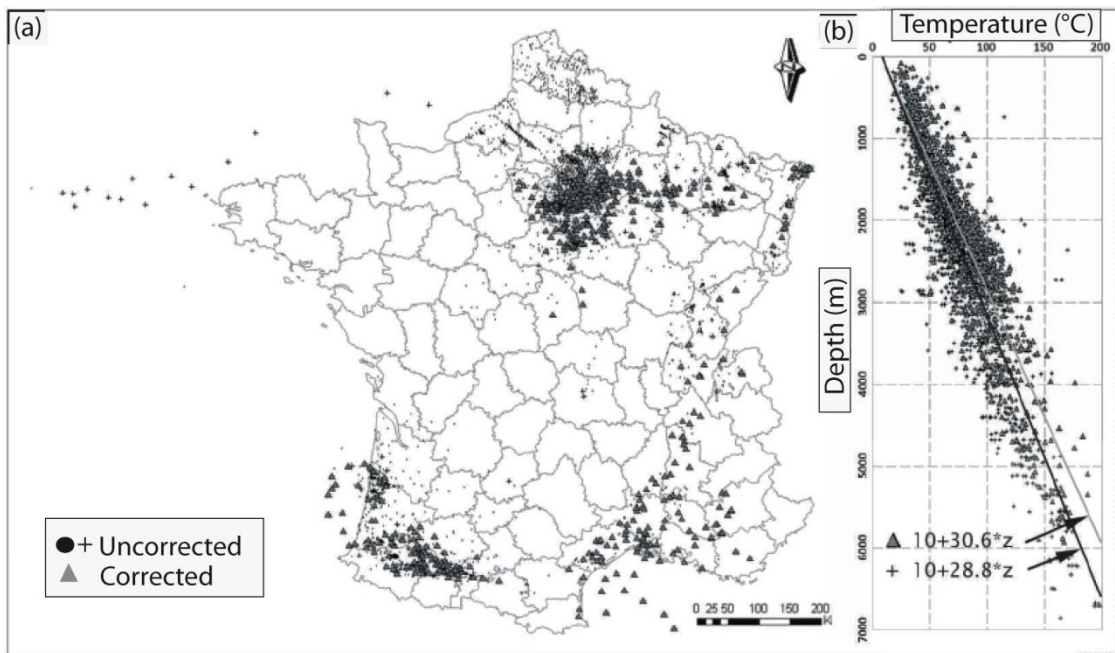


Figure 1-4 : Position des forages pétroliers (points : données non corrigées, triangles gris données corrigées. (a) Répartition spatiale des forages ; (b) variation de la température en fonction de la profondeur. Ligne noire : tendance linéaire pour les données non corrigées ; ligne grise : tendance pour les données corrigées (température de surface imposée est de 10 °C) (Bonté et al., 2010).

Sur les quatre cibles « thermiquement favorables » identifiées pour l’exploitation géothermique haute température en métropole, trois (fossé Rhénan, fossé Rhodanien et bassin de la Limagne) sont situées le long du rifting ouest Européen (ROE) (Figure 1-5) (Cloetingh et al., 2010; Dèzes et al., 2004; Ziegler, 1992), c’est-à-dire le long de fossés d’effondrement bordés de grands accidents. Ces bassins présentent des températures anormalement élevées, et seraient reliées à un amincissement crustal suite à la période de rifting ROE (Garibaldi *et al.*, 2010; Guillou-Frottier *et al.*, 2010). Le site pilote de Soultz-Sous-Forêts, lancé en 1987 suite à un accord Franco-allemand, vise une mise en exploitation du fluide géothermique par doublet géothermique (injection et production) des roches cristallines présentes à 5 km de profondeur dans le fossé rhénan. Ce projet en est aujourd’hui à la phase lancement de la production. Le potentiel des sites du fossé rhodanien et du bassin de Limagne reste à explorer.

Les cibles géothermiques visées en France ont fait l’objet de plusieurs études, notamment dans le fossé Rhénan. Ce dernier est en cours d’exploitation dont la principale cible est le socle granitique avec une perméabilité essentiellement reliée aux zones de failles et également les zones

d'altérations. Le couloir Rhodanien et le bassin de la Limagne sont en phase exploratoire et sont considérés comme des analogues au fossé Rhénan.

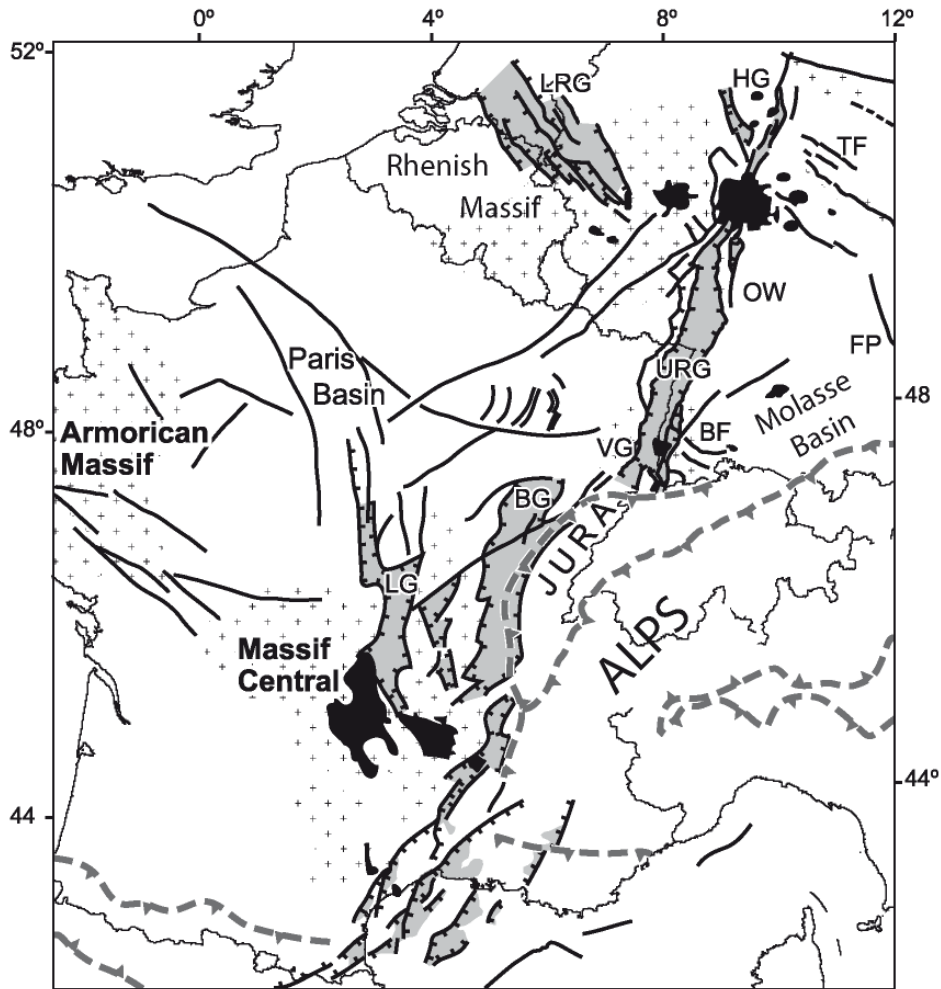


Figure 1-5 : Localisation des cibles potentielles d'exploitation géothermique haute température sur un schéma structural de l'ECRIS (*European Cenozoic Rift System*), d'après Dèzes et al., (2004).

III.2 Structure thermique du fossé rhodanien

A l'échelle de la France, les estimations des températures profondes (5000 m) mises en évidence par plusieurs auteurs établissent trois anomalies positives principales variant entre 150 et 200 C° (Garibaldi, 2010) : le bassin de la Limagne (Massif Central), le graben du Rhin (Alsace), et le bassin du Sud-Est (Figure 1-6). Ces zones présentent un amincissement de la croûte continentale qui a été acquis durant le rifting ouest européen (ECRIS) (Dèzes et al., 2004; Ziegler, 1992).

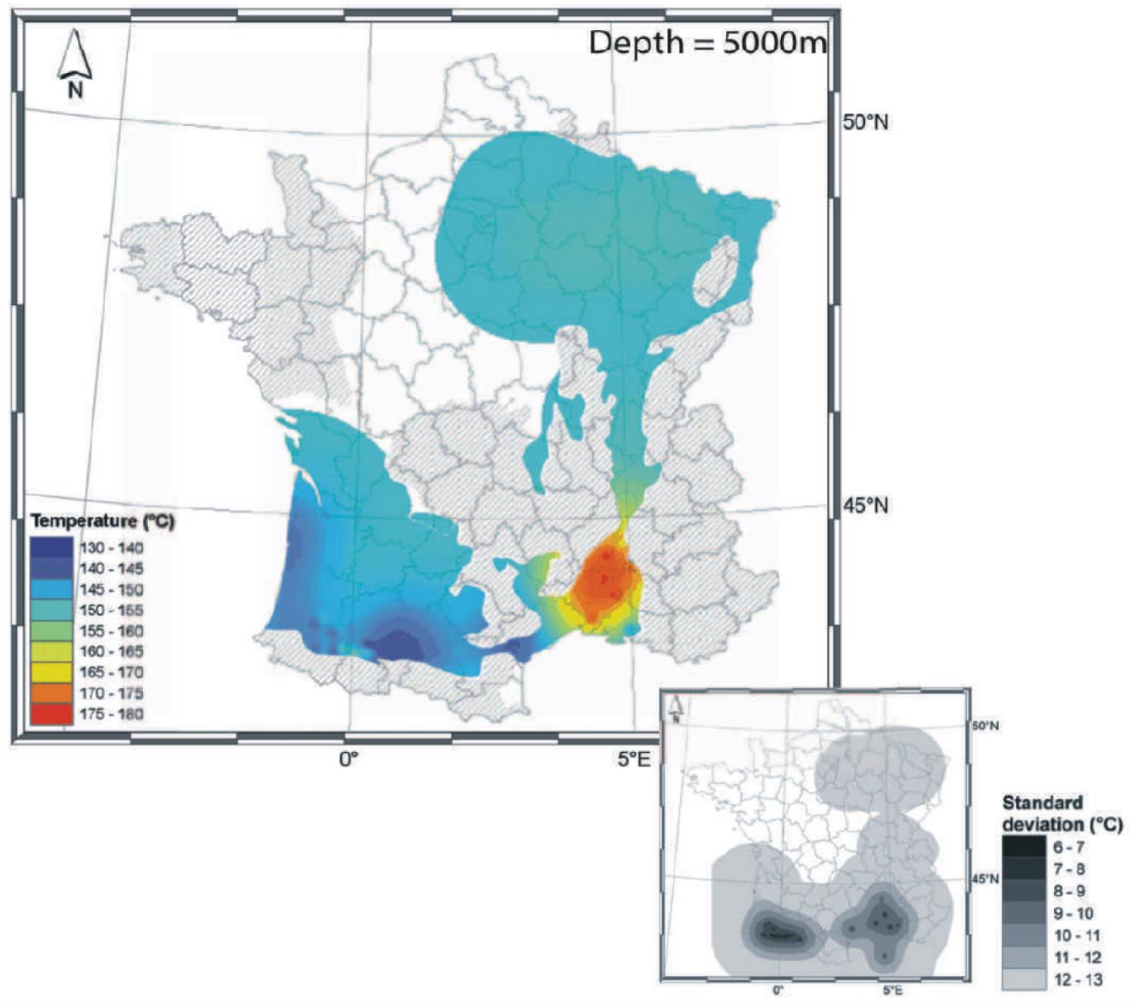


Figure 1-6 : Coupe horizontale (carte iso-profondeur) dans le bloc thermique 3D à 5000 m de profondeur. Les zones en hachures correspondent aux orogènes (Bonté et al., 2010). La carte en encart (en noir et blanc) représente les écart-types sur les températures.

III.2.1 Structuration du bassin du Sud-est

La densité du flux de chaleur enregistrée en France pour un gradient moyen les 30°C/km varie entre 40 et 100 mW/m² (Lucazeau and Vasseur, 1989) (Figure 1-7). Dans le bassin du Sud-est, le flux de chaleur avoisine les 100 mW/m² dans le couloir Rhodanien et dans la plaine de Vistrenque et les 60 mW/m² en Provence (Figure 1-7).

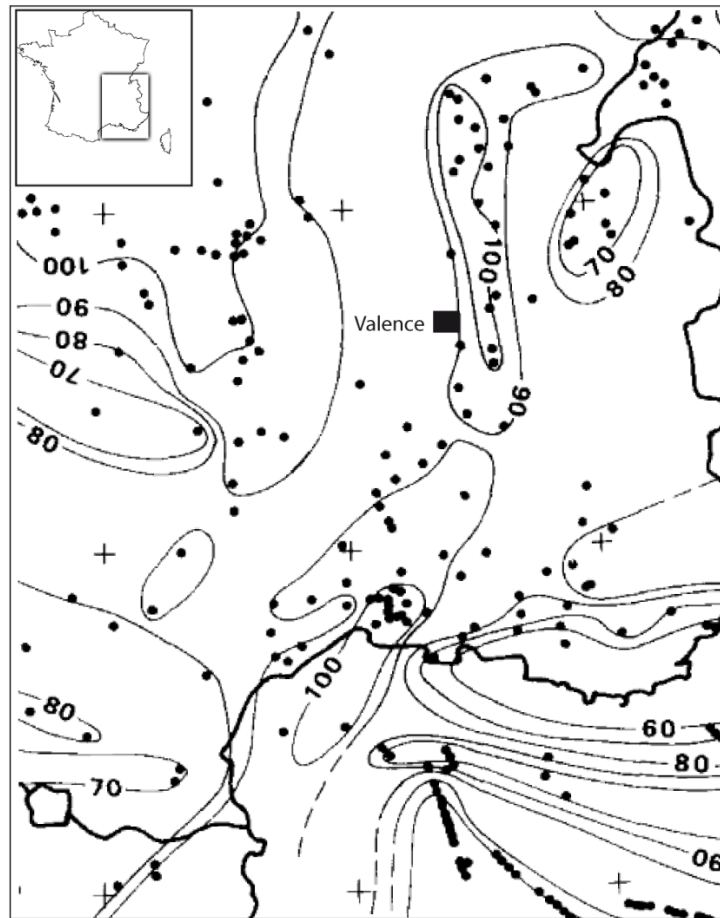


Figure 1-7 : carte du flux de chaleur en mW/m² du bassin du Sud-Est calculé à partir de forages profonds (Lucazeau and Vasseur, 1989).

L'épaisseur de la croûte continentale du bassin du Sud-Est avoisine les 30 km (Tesauro et al., 2008). Celle-ci décroît dans la vallée du Rhône jusqu'à 22 km suite aux extensions qui se sont produites au cours du Jurassique et à l'Oligocène (Guieu and Roussel, 1990; Sapin and Hirn, 1974). L'épaisseur maximale atteinte (43 km) se trouve vers l'est aux frontières avec les Alpes (Figure 1-8) (Garibaldi et al., 2010). Les zones de forte production de chaleur et d'amincissement maximal sont superposées. L'amincissement crustal enregistré dans le bassin du Sud-est interprété comme lié à une remontée du Moho de 60 km de profondeur sous les Alpes à 20-22.5 km dans le bassin Liguro-Provençal (Figure 1-8) (Garibaldi et al., 2010).

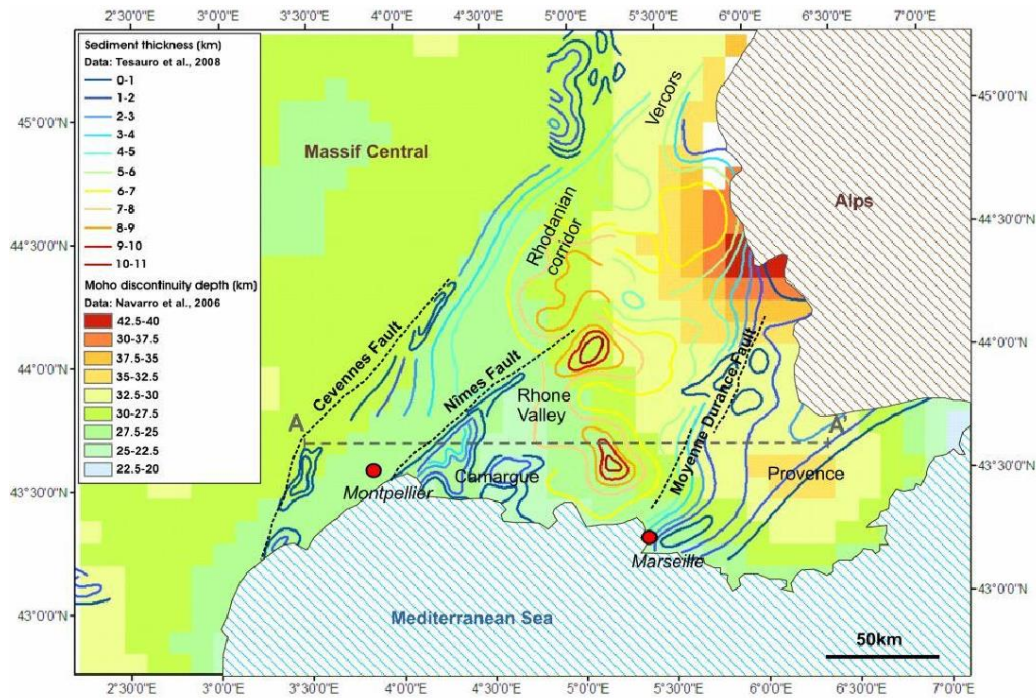


Figure 1-8 : Epaisseur des sédiments et profondeur du Moho dans le bassin du Sud-Est (Garibaldi et al., 2010). Les failles majeures ont été également tracées.

Les travaux de Garibaldi (2010) ont mis en évidence, à travers des cartes du flux de chaleur pour les 5 premiers kilomètres de profondeur, des valeurs assez faibles ($1,02 \mu\text{W}/\text{m}^3$) dans le bassin du Sud-Est (Figure 1-9). Les valeurs calculées ont été établies à partir de plus de 80 sondages, en s'appuyant sur les valeurs de Gamma-Ray issues des forages profonds.

Trois zones présentent toutefois un fort potentiel de production de la chaleur dans le bassin du Sud-Est : l'ouest de la faille des Cévennes, la région de Valence et Marseille (Figure 1-9). Les convections semblent s'installer dans les zones perméables relatives aux failles, permettant ainsi d'avoir des températures élevées. Ces zones constituent donc des cibles de choix pour l'exploitation géothermique du fossé rhodanien et en particulier le bassin de Valence.

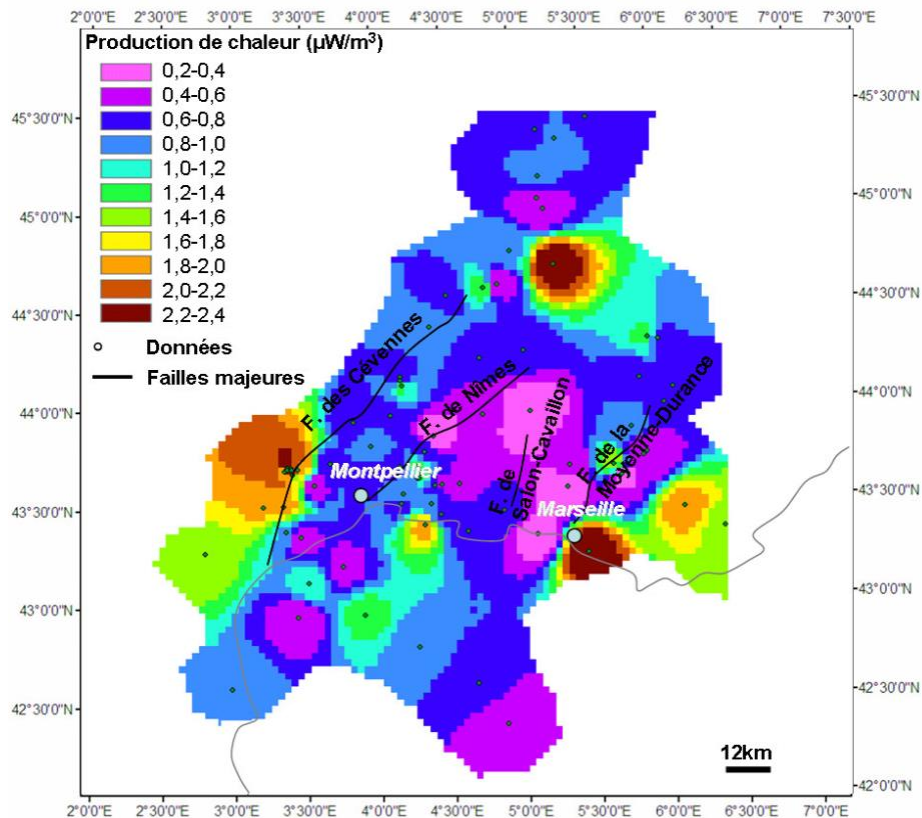


Figure 1-9 : Production de chaleur moyenne dans le bassin du Sud-Est (Garibaldi, 2010). Cette production est calculée à partir des logs de gamma-ray disponibles dans les 5 premiers kilomètres des forages dont la localisation est fournie sur la carte.

III.2.2 Inventaire des données de températures du Bassin de Valence

Seul 103 parmi les 182 forages répartis sur l'ensemble du bassin du Sud-Est présentent des données de températures. Au niveau du Bas Dauphiné, 17 forages profonds (atteignant à la fois le socle et contenant des données de températures) ont été recensés (Figure 1-10) et seulement 12 forages contiennent des données de températures (BHT). Ces données de températures correspondent à des valeurs ponctuelles mesurées à une profondeur donnée et non un profil de température.

Le potentiel thermique du bassin de Valence a été établi grâce aux cartes thermiques établies dans le cadre de la thèse de Garibaldi (2010). Ces travaux ont mis en évidence un fort potentiel thermique de la fosse de Valence et ce dès 1000 m de profondeur (Figure 1-11A). En effet, les

températures atteintes à cette profondeur sont de l'ordre de 45–50°C sous la ville de Valence. Un point chaud à 70–75°C est également observé vers l'anticlinal de Saint-Lattier. Ces températures croissent avec la profondeur jusqu'à atteindre 130–135°C sous la ville de Valence à 3 000 m de profondeur, et ce jusqu'à Montélimar et l'extrémité NE de la faille des Cévennes (Figure 1-11B). Dès 4 000 m de profondeur, des températures optimales pour une exploitation géothermique haute température sont enregistrées (170–175°C) et ce toujours sous la ville de Valence, jusqu'à Montélimar et l'extrémité NE de la faille Cévennes (Figure 1-11C). A 5 000 m de profondeur et ce précisément au niveau du socle du bassin de Valence, les températures excèdent les 190°C (Figure 1-11D). Ces températures sont favorables à une exploitation géothermique de haute température. Ce point chaud est la cible potentielle du projet REFLET.

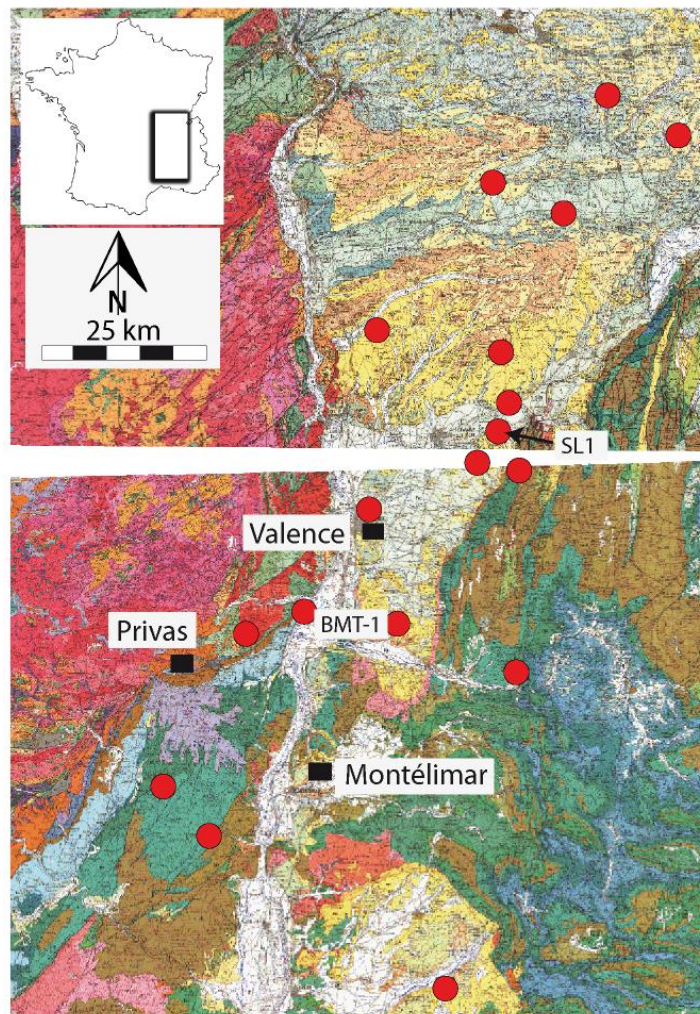


Figure 1-10 : Localisation des forages profonds (en rouge) contenant des données de températures.

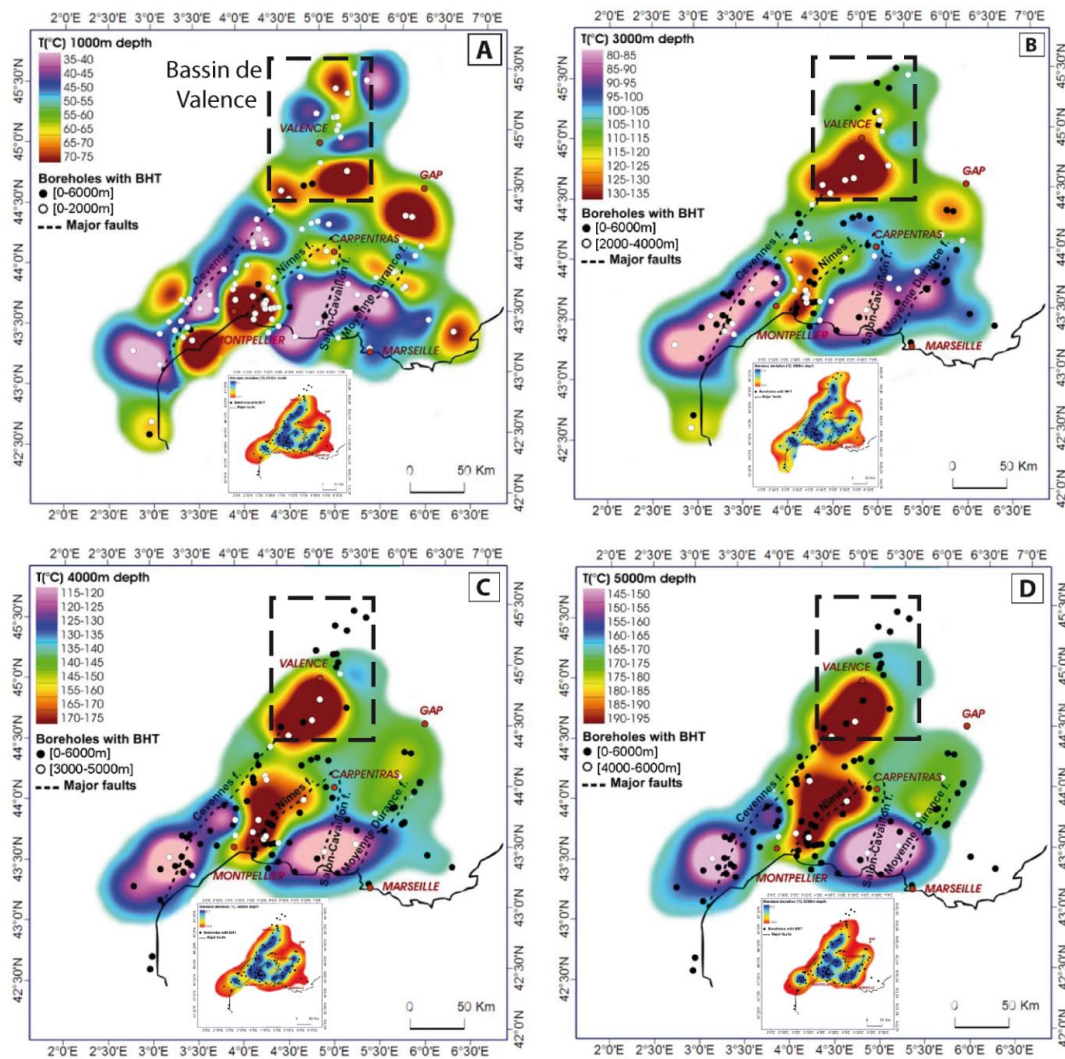


Figure 1-11 : Cartes des températures : A. 1000, B. 3000, C. 4000 et D. 5000 m de profondeur avec les cartes d'erreurs d'interpolations associées (Garibaldi, 2010).

III.2.3 Synthèse

Il ressort de ces analyses des flux de chaleur dans le couloir Rhodanien que :

- 1- La partie nord où se localise le bassin de Valence est un bon candidat à l'exploitation géothermique.
- 2- Les cibles thermiquement favorables se situent sous 5000 m de profondeur, c'est-à-dire à l'interface socle/couverture.
- 3- Les zones de failles ont un impact favorable sur la structure thermique et constituent des cibles à l'exploitation. Il devient alors clair qu'une étude structurale est indispensable.

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE VALENCE ET DE LA MARGE ARDECHOISE

I. Introduction

Le bassin de Valence, également appelé bassin du Bas-Dauphiné, est situé entre la ville de Vienne au nord, de Valence au sud, du massif du Vercors à l'est et le Massif Central côté ouest (Figure 2-1). Il appartient au segment sud d'un grand système faillé s'étendant sur plus de 1100 km depuis la côte de la Mer du Nord jusqu'à la Méditerranée : le « European Cenozoic Rift System » (ECRIS) (Ziegler, 1992). Les anomalies thermiques relevées le long de ce rift avorté font de ses différents segments des cibles de choix pour l'exploitation géothermique. Le Permis Exclusif de Recherche (PER) « Val de Drôme » exploré par Fonroche Géothermie est localisé le long de la faille bordière séparant, à l'ouest, le bassin de Valence du Massif Central.

Ce bassin est orienté selon un axe globalement Nord Sud et s'étend sur plus de 100 km de longueur et environ 60 km de largeur. Il est séparé des terrains paléozoïques du Massif Central, à l'ouest, par une faille bordière N/S à NE/SW. Il est bordé à l'Est par les massifs mésozoïques du Vercors, de la Chartreuse et le chevauchement Alpin. Le sud du bassin, entre les villes de Valence et Montélimar, est marqué par un seuil ; les terrains mio-pliocènes affleurent sur l'ensemble du bassin. Ils ont été entaillés lors de la crise messénienne par le cours du Rhône et de ses affluents, incision comblée par les dépôts marins pliocènes. Vallée à nouveau, façonnée lors des périodes glaciaires du Quaternaire qui ont conduit à de nouvelles incision et dépôts fluvio-glaciaires. Quelques affleurements mésozoïques affleurent au sud du bassin (notamment sur la marge ardéchoise).

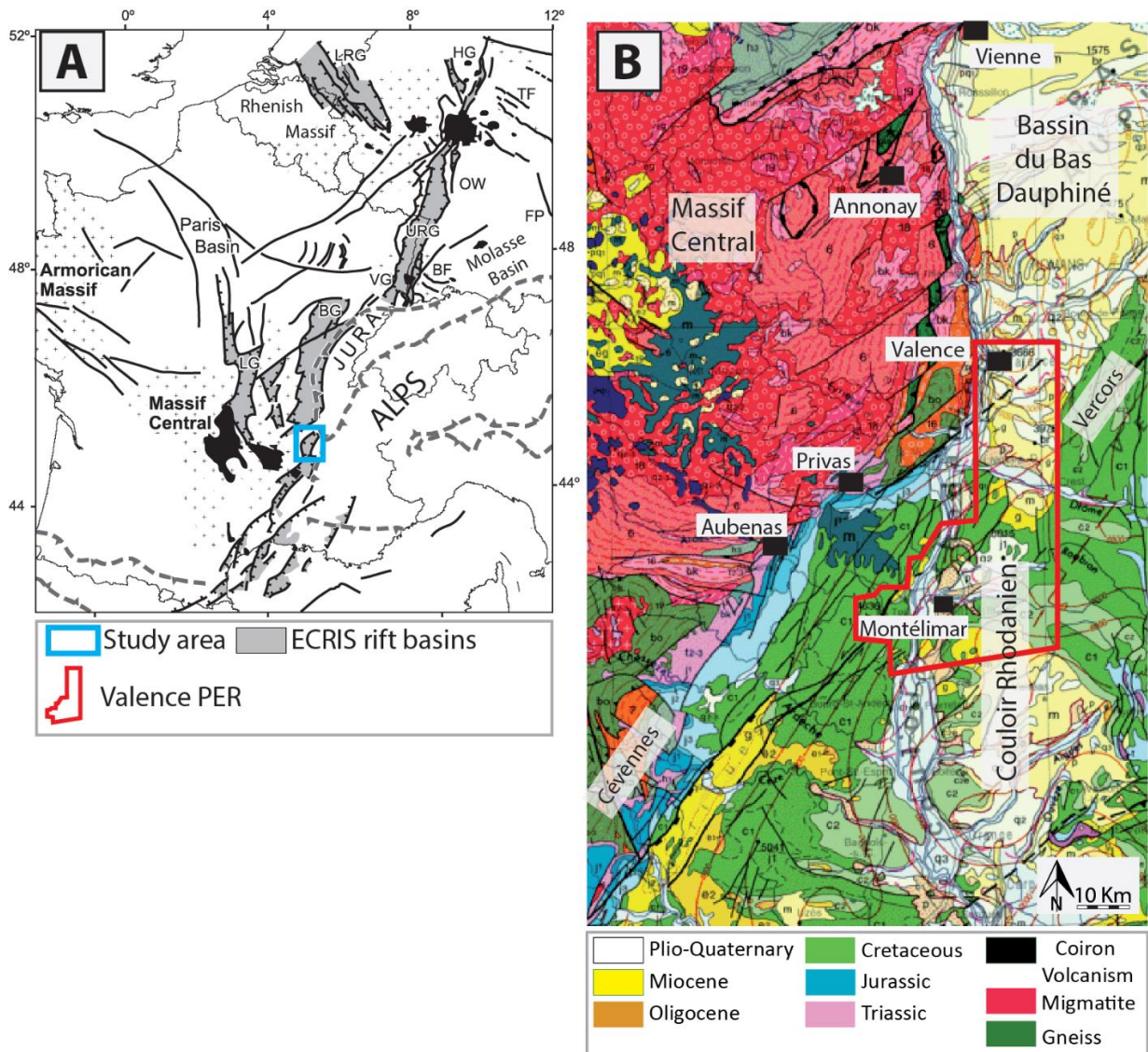


Figure 2-1 : A : Carte de localisation de l'ECRIS et position du bassin de Valence (rectangle bleu). En noir, les failles cénozoïques, en gris, les bassins reliés au rift, les croix signalent les massifs varisques et le remplissage noir les champs volcaniques (Ziegler and Dèzes, 2007). B : Extrait de la carte géologique de France au 1/1000 000 sur lequel on observe le bassin de Valence, le Massif Central, la marge ardéchoise, le massif du Vercors et les Cévennes et le PER de Valence déposé par Fonroche Géothermie (zone encadrée en rouge).

L'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Valence est complexe, car elle est la conséquence d'une histoire polyphasée dans laquelle le poids de l'héritage structural est très important. Les terrains les plus anciens de la zone d'étude ont en effet subi deux orogénèses (hercynienne et alpine sensu lato) ainsi que deux phases de rifting (téthysien et cénozoïque) (Figure 2-2).

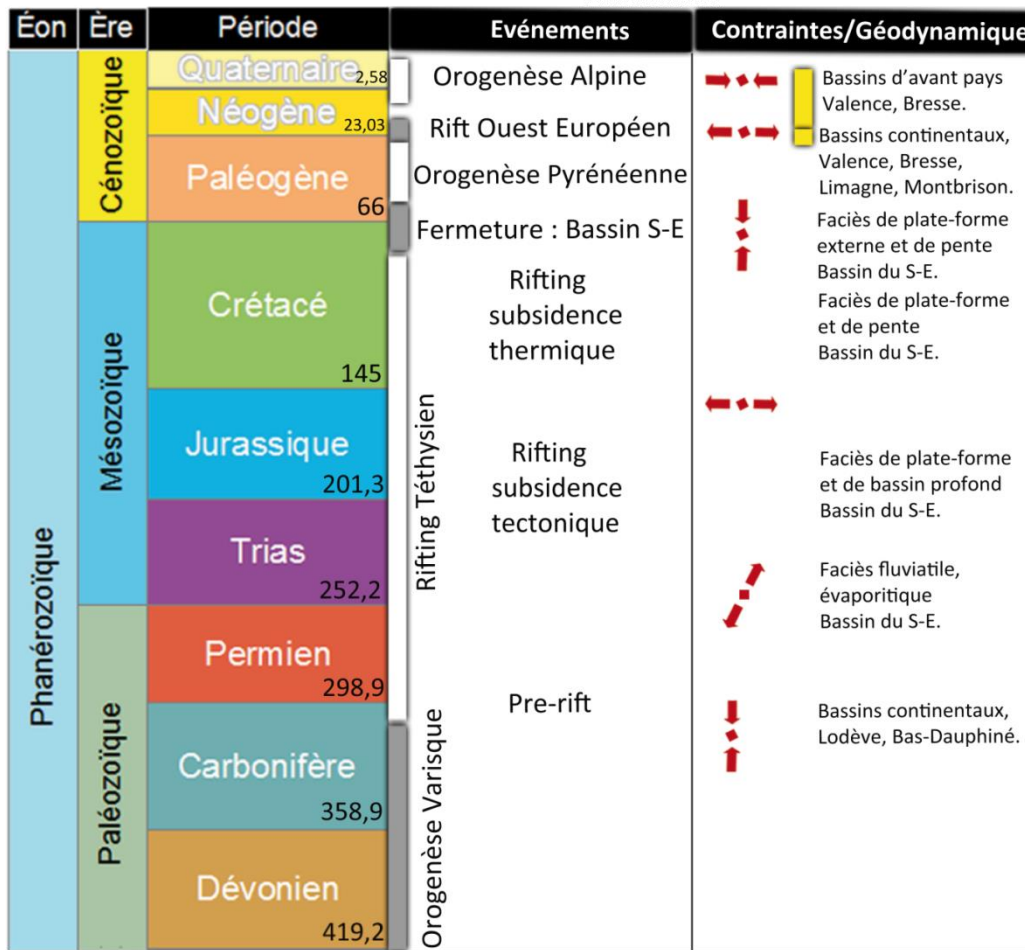


Figure 2-2 : Synthèse des évènements tectoniques affectant le Massif Central et les dépôts du bassin du SE (d'après Choukroune et al., (1973) ; Deville et Sassi (2006) ; Philippe et al., (1998) ; Ziegler (1992). Les âges sont exprimés en millions d'années.

Ces évènements ont un impact double sur le bassin. Ils conditionnent l'enregistrement sédimentaire par le biais de variations importantes des taux de subsidence au cours du temps dans le bassin (Figure 2-3), point qui sera abordé plus tard. Ils structurent également la géométrie et la dynamique du réseau de fractures sur l'ensemble de la zone. La connaissance de la géométrie des dépôts d'une part et du réseau de fractures d'autre part, sont de première importance dans l'optimisation de l'exploitation géothermique.

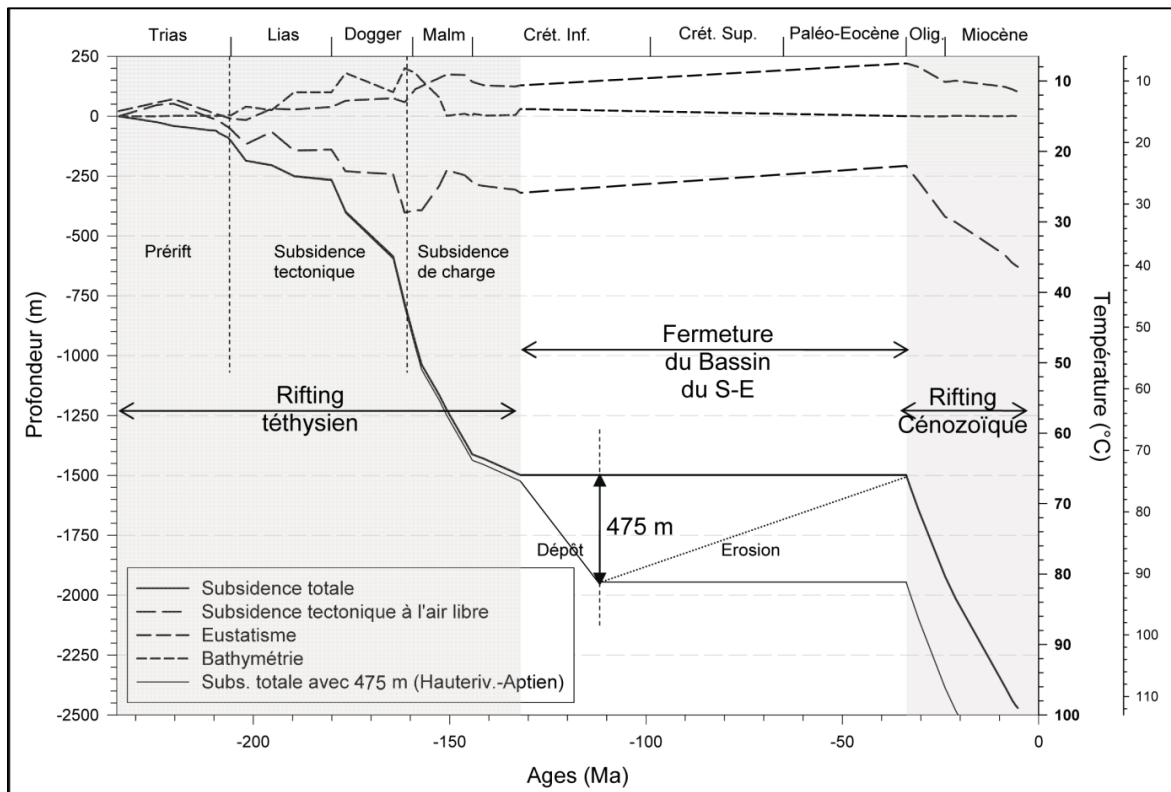


Figure 2-3 : Courbes d'enfouissement et de subsidence tectonique du bassin de Valence (AQUASUB), établies pour la base du Trias du puits V.Mo.2 (Rubert, 2009a).

Cette partie résume les différents épisodes tectoniques régionaux ayant contribué à la structuration actuelle du bassin de Valence. Nous détaillerons ensuite les caractéristiques géométriques du bassin (substratum et remplissage sédimentaire), qui en font une cible de choix pour l'exploitation géothermique. Nous résumerons enfin les travaux jusque là effectués sur la caractérisation du réseau de fractures dans le socle et la couverture sédimentaire de la zone cible et sur les analogues situés sur la marge Ardéchoise.

II. Evolution tectono-sédimentaire du Sud-Est de la France

II.1 L'héritage de l'orogénèse hercynienne

Les reliques de la chaîne hercynienne s'étendent, en Europe, de la péninsule ibérique au Massif de Bohême (Faure et al., 2008; Matte, 1986). Le Massif Central et le socle du bassin de Valence font partie de ces reliques et sont attribués à la marge nord du Gondwana (Figure 2-4).

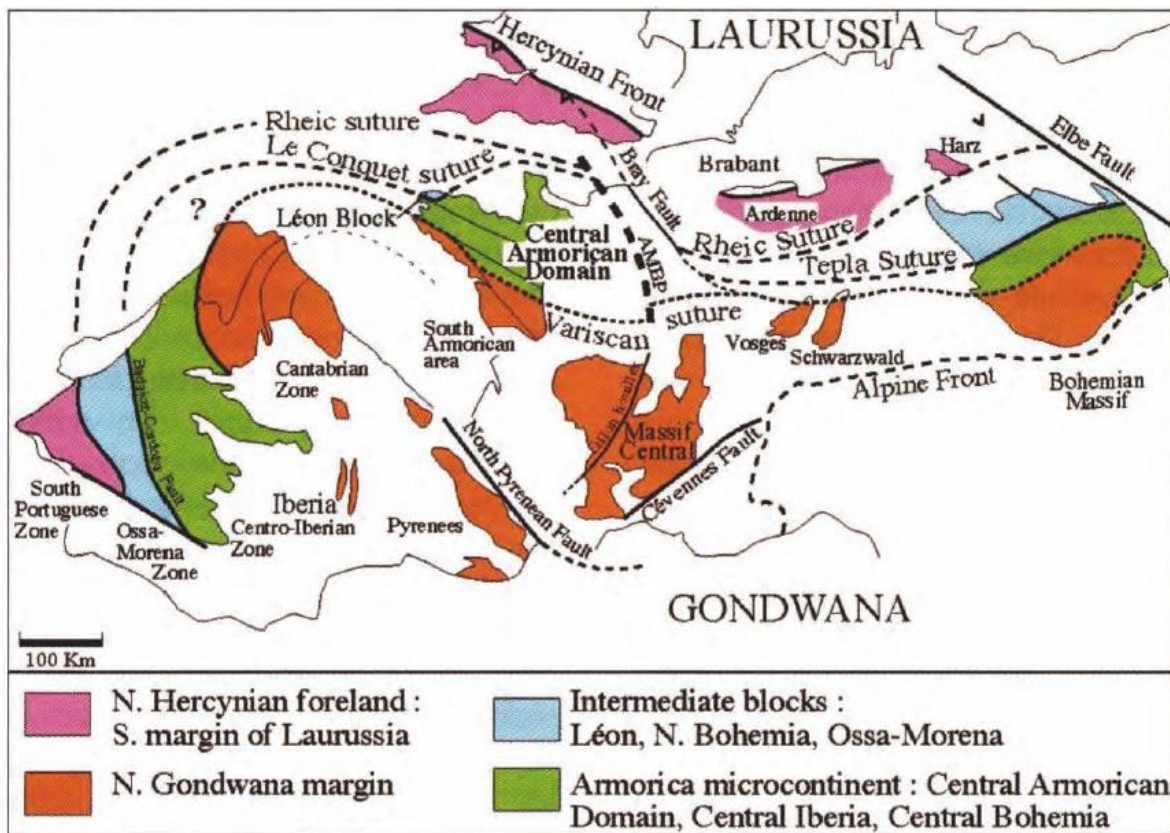


Figure 2-4 : Localisation des affleurements de chaîne hercynienne et continents associés (Faure et al., 2008).

L'orogénèse hercynienne s'est déroulée de l'Ordovicien au Carbonifère et témoigne d'une histoire polyphasée complexe liée au rapprochement de trois supercontinents : Gondwana, Laurentia et Baltica.

Dans un premier temps, un raccourcissement globalement N/S aboutit, après une succession de phases d'extension et de subduction (Schulmann et al., 2014), à la collision de ces super continents

et à la mise en place, dans la croûte supérieure de décrochements conjugués NW/SE et NE/SW respectivement dextres et senestres ainsi que de chevauchements ENE-WSW à E-W (Arthaud and Matte, 1975a; Mattauer, 1973) qui constituent ce que nous qualifierons d'héritage hercynien par la suite.

Un changement de la direction de raccourcissement de N/S à E/W et une rotation de la partie sud de la chaîne entre le Carbonifère inférieur et supérieur (Carreras and Druguet, 2014; Edel et al., 2014; Edel et al., 2013) marquent la fin de l'orogénèse hercynienne. Ce changement induit, dans le centre de l'Europe, la formation des bassins transtensionnels dont l'orientation et la localisation sont contrôlées par l'héritage hercynien. Les dépôts sédimentaires associés à certains d'entre eux correspondent aux bassins houillers du Massif central (Autun, Ausance, Blanzzy...).

Bles et al., (1989) voient dans l'ouverture des bassins Lodève, de Rodez, et de Saint-Affrique situés en bordure sud du massif central (Figure 2-5) la marque d'une extension N/S dans la zone depuis l'Autunien jusqu'au Saxonien.

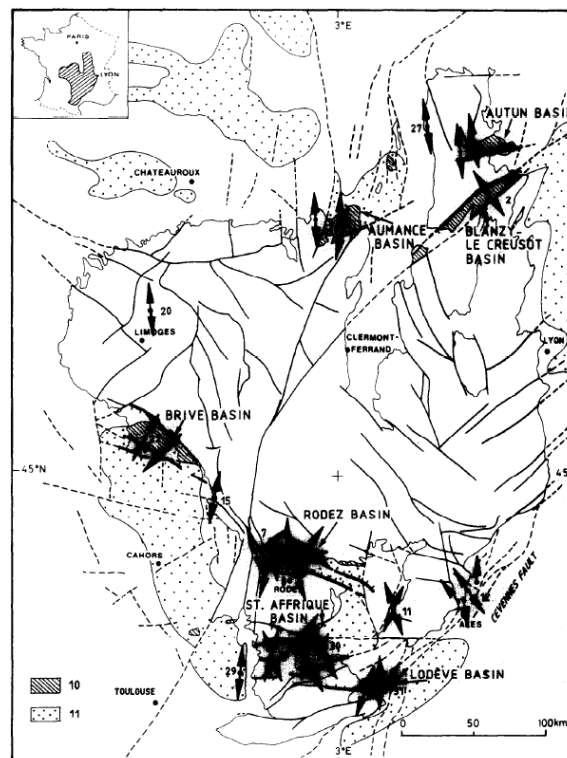


Figure 2-5 : Carte des paléostructures permienes. 10 : bassins permienes, 11 : bassins permienes sous couverture sédimentaire (Bles et al., 1989).

II.2 Le rifting téthysien et la mise en place du bassin du SE

La première manifestation de contraintes aux limites extensives, orientées E/W (Bergerat et al., 1993) dans les séries du SE de la France est enregistrée au Permo-Trias (Debrand-Passard et al., 1984b). L'extension E/W est à l'origine de la mise en place des failles normales syn-sédimentaires triasiques d'orientations N030° et N160° (Bles et al., 1989; Elmi, 1990; Martin and Bergerat, 1996). Cette extension affecte les intervalles Anisien-Ladinien (Trias moyen), et une partie du Carnien (Trias supérieur). Certains auteurs pointent également une extension N/S (Bergerat and Martin, 1993) caractérisée par le jeu de certaines failles orientées E/W, qui affectent principalement la formation bariolée d'Ucel (Carnien-Norien) : cette phase est décrite comme locale et serait liée à une permutation des axes de contraintes horizontales σ^2/σ^3 . Cette permutation est reliée à un état de contrainte régional correspondant à la fin de l'extension triasique.

Au cours du Trias, des séries fluviatiles et évaporitiques, caractéristiques de séquences de pré-rift, se déposent à l'emplacement de l'actuel bassin de Valence. Celui-ci est alors situé sur la marge passive nord-ouest de la Téthys (Figure 2-6) (Lemoine et al., 1986b).

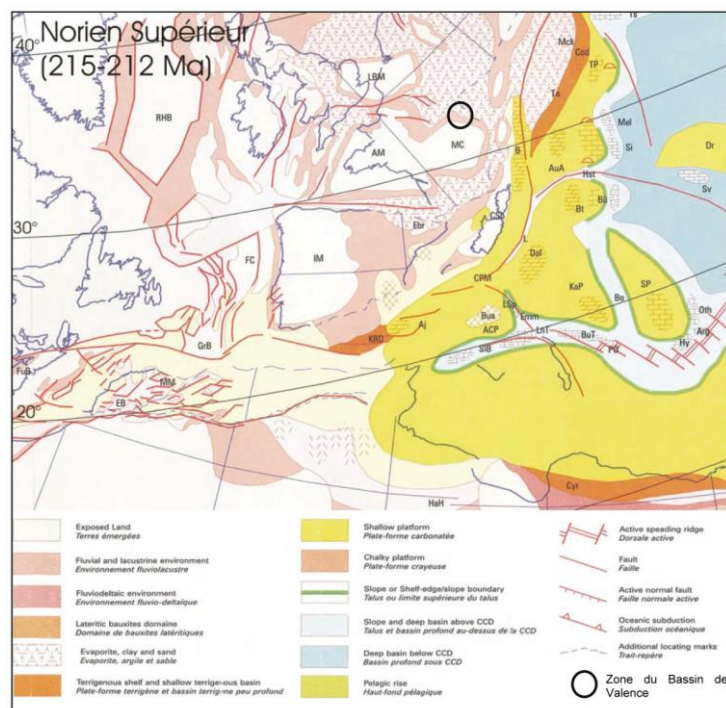


Figure 2-6 : Carte paleo-environnementale de la marge NW de la Téthys au Norien supérieur (Dercourt and Vrielynck, 1993). L'emplacement du bassin de Valence correspond au cercle noir.

Comme en témoignent les courbes de subsidence déduites des séries du bassin de Valence (Figure 2-3), c'est au Lias que s'accélère la subsidence du substratum dans cette zone. Cette accélération est directement liée à l'initiation du rifting téthysien (Lemoine et al., 1986a). Les contraintes extensives sont à cette période orientées N110 : elles réactivent en extension les grands accidents bordiers hercyniens et provoquent la mise en place et l'approfondissement du bassin du SE, orienté NE/SW (Baudrimont and Dubois, 1977; Bergerat, 1982; Ziegler, 1992). Cette direction NE/SW d'origine hercynienne ont souvent limité le domaine marin profond jouant le rôle de pente active et ont également initié des sillons particuliers de sédimentation.

C'est durant cette phase que se déposent les premiers faciès de bassin caractéristiques, au sud de l'éperon lyonnais (Figure 2-7), composés de

- Ensemble inférieur : constitué de grès et argilites de faciès marin restreint du Rhétien, de séquences de calcaires graveleux et oolithiques et de dolomies fines primaires avec parfois des niveaux d'anhydrites ;
- Ensemble moyen : constitué de grès et calcaires détritiques, calcaires fins à silex (marin ouvert), et de calcaires détritiques à oolithes ferrugineuses et polypiers siliceux.

Au NW de l'éperon on observe des dépôts de plateforme de type calcaires argileux (mudstones à silex) et de surfaces corrodées de type plateforme externe à ammonites. Cette paléogéographie avec des faciès de plateforme au NE évoluant vers des faciès de talus ou bassin au SE reste pérenne du Trias au Crétacé inférieur (Debrand-Passard et al., 1984b).

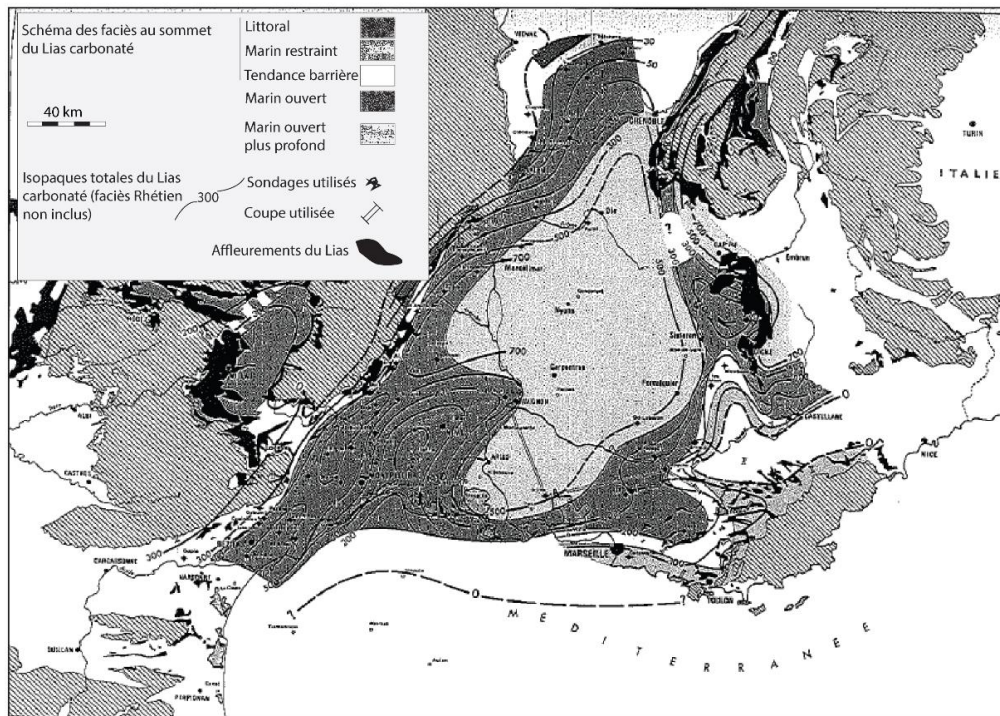


Figure 2-7 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au sommet du Lias carbonaté (Baudrimont and Dubois, 1977).

A la subsidence tectonique succède la subsidence thermique, du Malm au Crétacé (Lemoine et al., 1986b). Le maximum d'enfouissement du bassin du SE est atteint à 1950 m de profondeur vers la fin de la phase de subsidence thermique, c'est-à-dire au Crétacé moyen (Figure 2-3) (Roure et al., 1994). C'est une période marquée par une maturation des terres noires jurassiques.

II.3 L'orogénèse pyrénéenne et la fermeture du bassin du SE

Le Crétacé inférieur est marqué, régionalement, par une réorientation du bassin du SE selon un axe E/W (Figure 2-8) et la fin de la subsidence thermique (Lemoine et al., 1986a). Cette réorientation est interprétée comme étant la conséquence de la convergence des plaques Ibérie et Europe, qui marque le début de l'orogénèse pyrénéenne. La convergence est d'abord accommodée par un mouvement senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe le long de la faille nord-pyrénéenne (Tapponnier, 1977). Les bordures du bassin du SE subissent alors une forte érosion allant de 2 000 à 2 500 m d'épaisseur, notamment au niveau du Massif Central (Barbarand et al., 2003).

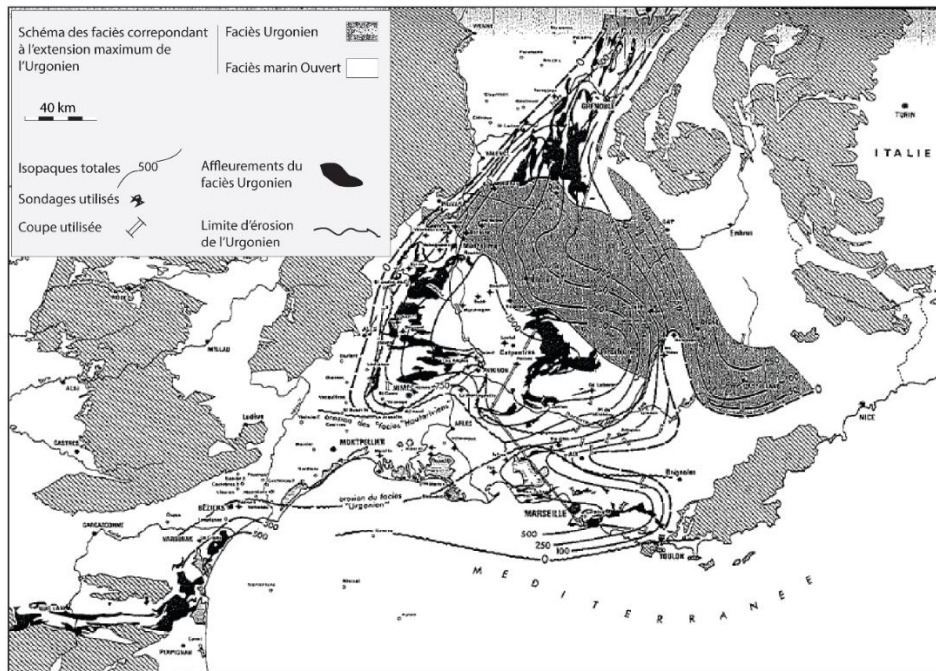


Figure 2-8 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au sommet du Crétacé inférieur (Baudrimont and Dubois, 1977).

La convergence des plaques Afrique et Europe se poursuit au Crétacé supérieur, mais passe à une orientation N/S suite au blocage du mouvement de l'Ibérie vers l'est. Sous l'effet du raccourcissement, le bassin du SE se ferme peu à peu et l'on observe une migration du dépotcentres vers l'est (Figure 2-9) (Debrand-Passard et al., 1984a). L'ouest de ce qui a été le bassin du SE se retrouve alors émergé, ce qui explique le peu de sédiments préservés durant cette période dans le bassin de Valence.

La convergence N/S se poursuit jusqu'à l'Eocène. Elle aboutit à la collision pyrénéenne au sud (Choukroune et al., 1973). Elle entraîne la formation d'un ensemble de plis et de chevauchements d'axes E/W et le rejeu en décrochement senestre d'accidents N/S à NE/SW pour partie héritée de la structuration hercynienne dans l'avant-pays nord pyrénéen et en Provence (Arthaud and Séguret, 1981; Bergerat, 1987). Dans la région de Valence, les failles de la Voulte, de Gilhac, de Rochechinard et de Presle prennent le relais de la déformation plicative et des accidents hercyniens situés plus au sud (faille des Cévennes, des Matelles et de la Durance). Les calcaires de la bordure du bassin accommoderaient donc préférentiellement la déformation par fracturation décrochante le long d'accidents NNE/SSW et NW/SE respectivement senestres et dextres (Bergerat, 1982). La sédimentation dans la zone de Valence est caractérisée par des dépôts essentiellement d'âge

oligocène (Debrand-Passard et al., 1984a). Certains auteurs (Dumas, 1987) rapportent toutefois la formation d'un premier fossé continental sur Valence dès l'Eocène moyen. Ces dépôts sont absents sur les seuils de Vienne et de Montélimar et sont irrégulièrement représentés au niveau de l'anticlinal de Saint-Lattier, où le Néogène transgresse directement sur le substratum anté-tertiaire. D'un point de vue lithologie, ces dépôts sont caractérisés par des formations continentales éocènes non fossilifère avec des faciès et des épaisseurs très variables : conglomérats et marnes rouges ou encore de sables ferrugineux, entrecoupés de marnes ocres et d'argiles bariolées à la base ; séries nettement carbonatées, beaucoup plus régulières constituées de marnes et de calcaires concrétionnés associés à des conglomérats à galets encroûtés, puis de marnes ocre à fissures remplies d'hématite et de manganèse (Debrand-Passard et al., 1984a). Ces faciès témoignent d'une phase de structuration importante durant le Lutétien. Les formations oligocènes supérieures sont caractérisées par de conglomérats associés à des marnes rouges à la base. Au sommet, les marnes sont sableuses, micacées et riches en galets de roche cristalline.

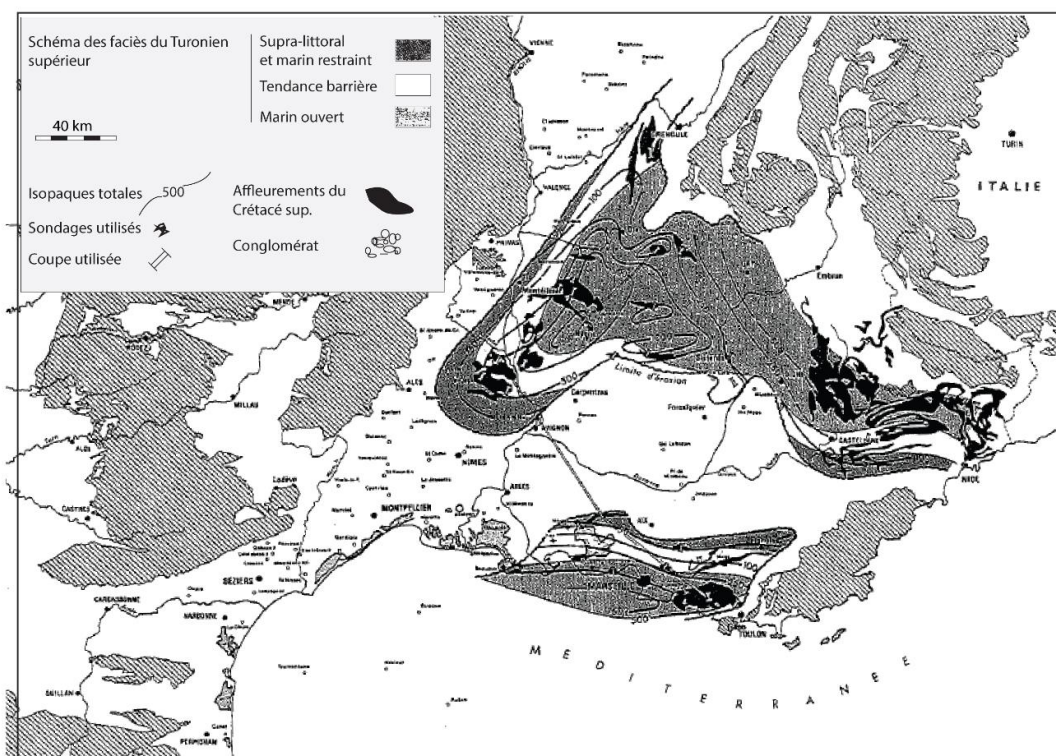


Figure 2-9 : Carte d'isopaques et d'environnements de dépôt dans le bassin du SE, au Crétacé supérieur (Baudrimont and Dubois, 1977).

II.4 Le Rift Ouest Européen et l'individualisation du bassin de Valence

L'Oligocène marque une forte reprise de la subsidence dans la région de Valence (Figure 2-9), qui contraste avec celle peu marquée des bassins alentours. Ceci témoigne sans ambiguïté de l'individualisation du bassin de Valence sensu stricto à cette époque. Deux zones se différencient alors : (1) la fosse de Valence et (2) les zones faiblement subsidentes comme les plateformes de Vienne au Nord et Môle de Montmirail à l'Est (Figure 2-10). Ces zones sont séparées par les failles de St-Vallier à l'ouest du bassin, de Beaurepaire au nord, et de Montmirail à l'Est.

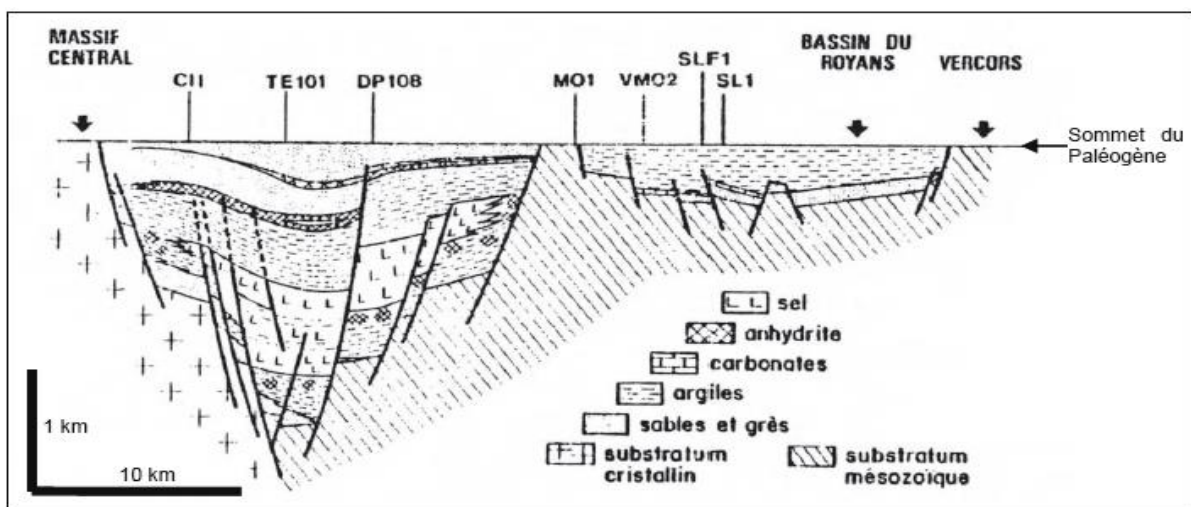


Figure 2-10 : Coupe WNW–ESE illustrant la séparation du Bas-Dauphiné en deux zones suite à une subsidence différentielle avec des dépôts Eocène–Oligocène différenciés (Dumas, 1987).

La reprise de la subsidence est attribuée à la mise en place, à l'échelle régionale, du « Rift Ouest Européen cénozoïque » (Ziegler, 1992). Ce rift est actif dans la zone d'étude du Priabonien à l'Aquitano-Burdigalien (Sissingh, 2001). La phase de rifting est induite par des contraintes aux limites extensives orientées E/W (Figure 2-11). Elle conduit au rejeu normal d'accidents hérités N/S et NNE/SSW et par conséquent à la structuration de fossés d'effondrement N/S à NE/SW, dont la fosse de Valence est l'un des segments (Bergerat, 1982; 2001). Sissingh (2001) interprète la succession de formations évaporitiques et marneuses qui s'accumulent à cette époque dans la fosse comme le signe d'une connexion intermittente entre la fosse et le bassin flexural d'avant-pays alpin situé plus à l'est.

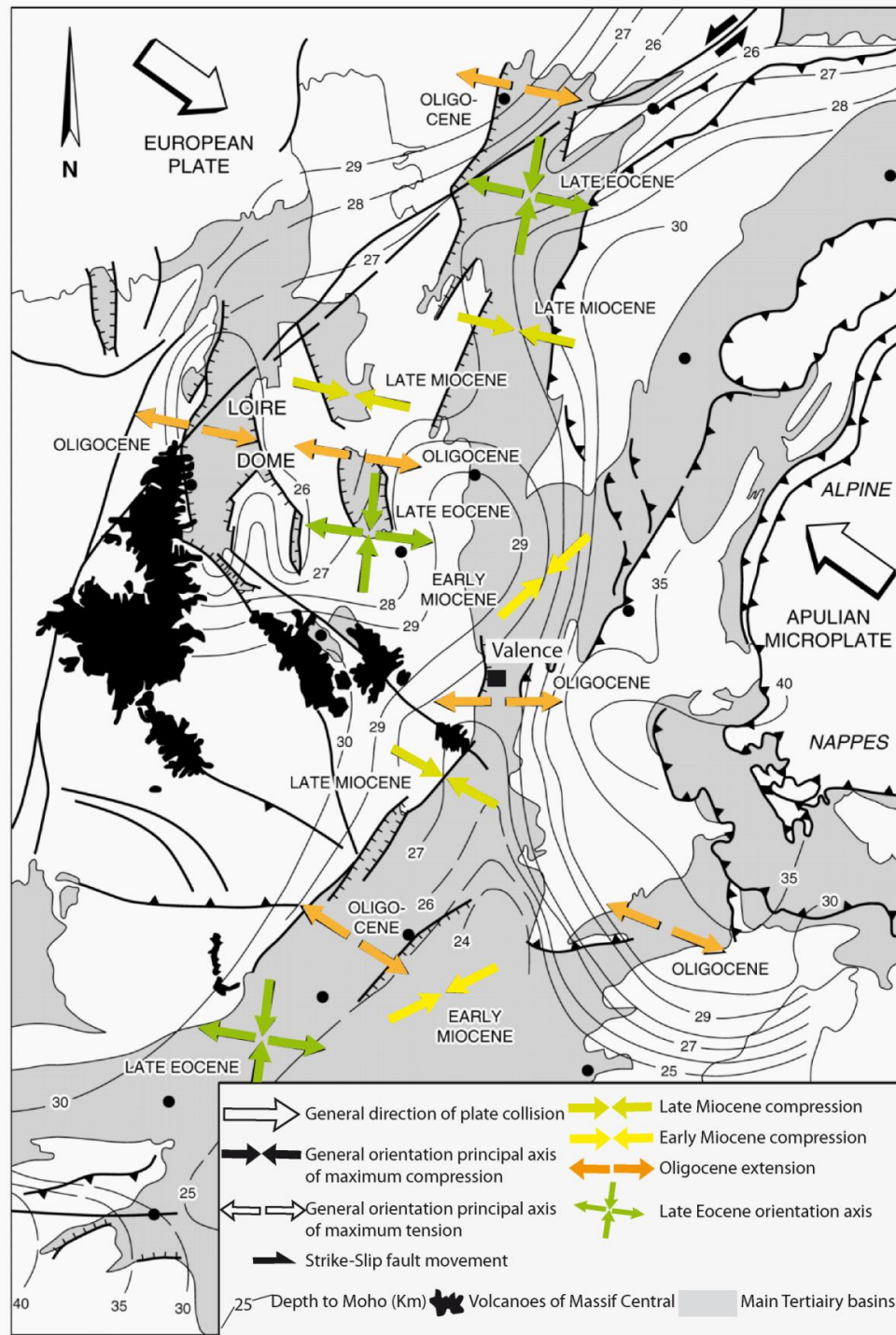


Figure 2-11 : Carte structurale synthétique et localisation des épanchements magmatiques de l'avant-pays ouest alpin (Sissingh, 2001). Les paléo-contraintes reportées depuis l'Eocène terminal jusqu'à la fin du Miocène sont compilées d'après les données de Bergerat (1987) et Blès et al.(1989). Les profondeurs du Moho sont tirées de Hirn (1980), Bergerat et al. (1990) et Prodehl et al. (1995).

II.5 La progression du front de déformation alpin et hiatus associés

Le début du Miocène, précisément la base de l'Aquitaniens, est marqué par le dépôt de séries lacustres dans la fosse de Valence. Un hiatus sédimentaire correspond au milieu de l'Aquitaniens et à l'ensemble du Burdigalien, en lien avec une surrection de la zone (Sissingh, 2001). La région est quant à elle soumise à des contraintes aux limites en compression orientées NE/SW (Figure 2-11), probablement liées à la progression du front de déformation alpin. Langhien et Serravallien sont caractérisés par une incursion marine dans la fosse de Valence. Après le Tortonien, la sédimentation devient continentale. Cette continentalisation est interprétée comme liée à une uplift de la zone en lien avec une reprise de la compression (Sissingh, 2001). Le Messinien est marqué par une incision du réseau fluvial du Rhône en lien avec l'abaissement du plan d'eau méditerranéen (Clauzon, 1982; Gorini et al., 2015).

Au Pliocène, la remontée du plan d'eau méditerranéen conduit à une vaste ria, donnant naissance à un estuaire long de 250 km qui s'étend jusqu'au nord de Valence. Cette ria est petit à petit comblée par des sédiments marins, paysage sur le quel s'installe petit à petit le cours du Rhône au cours du Plio-Quaternaire. Le Plio-Quaternaire se caractérise par une tectonique extensive de direction WSW/ENE dans le bassin de Valence. Cette tectonique serait à l'origine de la trans-tension de la zone, et elle entraîne la déformation des dépôts miocènes et pliocènes du bassin de Valence (Tapponnier, 1977; Ziegler, 1992).

II.6 Synthèse

Au cours de l'histoire polyphasée du bassin du SE de la France, et ce quelles que soient les conditions aux limites (compressives ou extensives), ce sont sans cesse les mêmes directions d'accidents qui ont encaissé la fracturation et ont été resollicités. L'histoire hercynienne privilégie les directions NE/SW, NW/SE et ENE/WSW à E/W. La première phase de rifting (Téthys) entraîne la néoformation d'accidents N030 et N160 ainsi que le rejeu des accidents NE/SW. La compression pyrénéenne resollicite les accidents NNE/SSW (N030 environ) et NW/SE tandis que la seconde phase de rifting (ECRIS) fait rejouer les accidents globalement N/S à NNE/SSW. Le canevas du réseau de fractures dans la zone est donc organisé autour de 5 directions préférentielles : NE/SW, NNE/SSW, NW/SE, E/W et N/S.

Dans ce contexte géologique complexe, on considère, sur la base de la reprise de subsidence et une subsidence différentielle par rapport aux bassins alentours, que la fosse de Valence telle qu'on la connaît actuellement, s'est mise en place au début de l'Oligocène.

Nous allons détailler, dans la partie suivante, l'état de l'art quant à la structure (et notamment la géométrie de l'interface socle/couverture sédimentaire), le remplissage sédimentaire et le réseau de fractures du bassin de Valence. Les informations collectées sur le remplissage sédimentaire et le réseau de fractures seront tirées de la zone cible à partir des lignes sismiques retraitées, des données de forages issus de la BSS en ligne ainsi que de la bibliographie sur les analogues de la marge ardéchoise.

III. Structuration du bassin de Valence

L'interprétation de lignes sismiques, couplée à l'analyse de puits, a permis à plusieurs équipes de caractériser la structure finie du bassin de Valence, les failles affectant le socle en profondeur, les relations socle/couverture sédimentaire au premier ordre, la géométrie des dépôts (coupes et isohypses) et la dynamique de cette structuration (de La Vaissière, 2006; Deville et al., 1994; Roure et al., 1994).

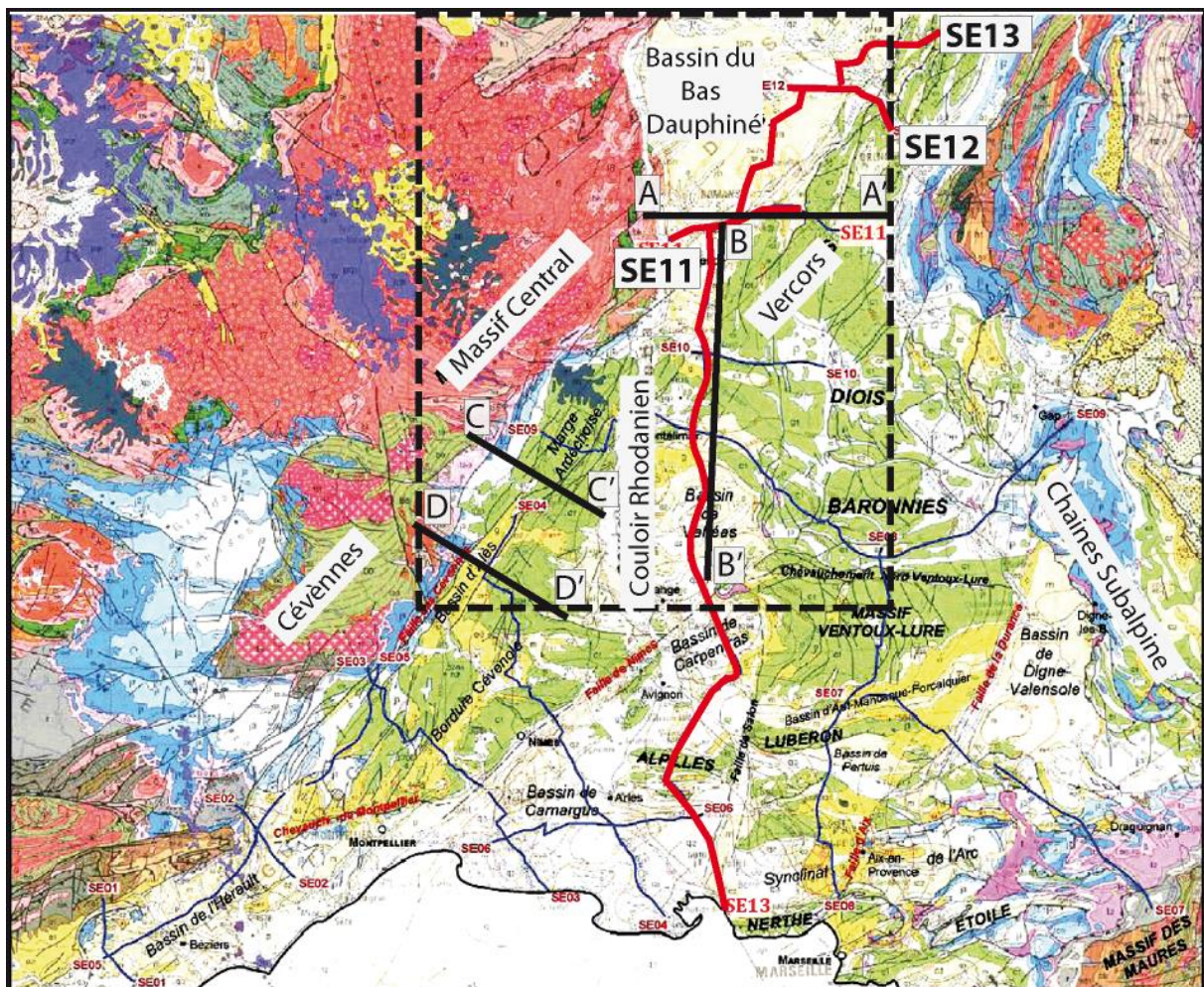


Figure 2-12 : Localisation des profils sismiques régionaux (lignes rouges) sur un extrait de la carte géologique de la France au 1/1000000 (modifiée d'après Couëffé et al., 2010). Les lignes noires localisent les coupes synthétiques proposées dans la littérature d'après analyse de profils sismiques et puits (AA' Deville et al., 94 ; BB', CC' et DD' Roure et al., (1992) et Roure et al.,(1994)). Le rectangle noir figure l'emprise de la Figure 2-13.

L'ensemble des lignes sismiques localisées sur la Figure 2-12 correspond à 71 profils sismiques acquis par les opérateurs pétroliers entre 1958 et 1991 dans le bassin du SE.

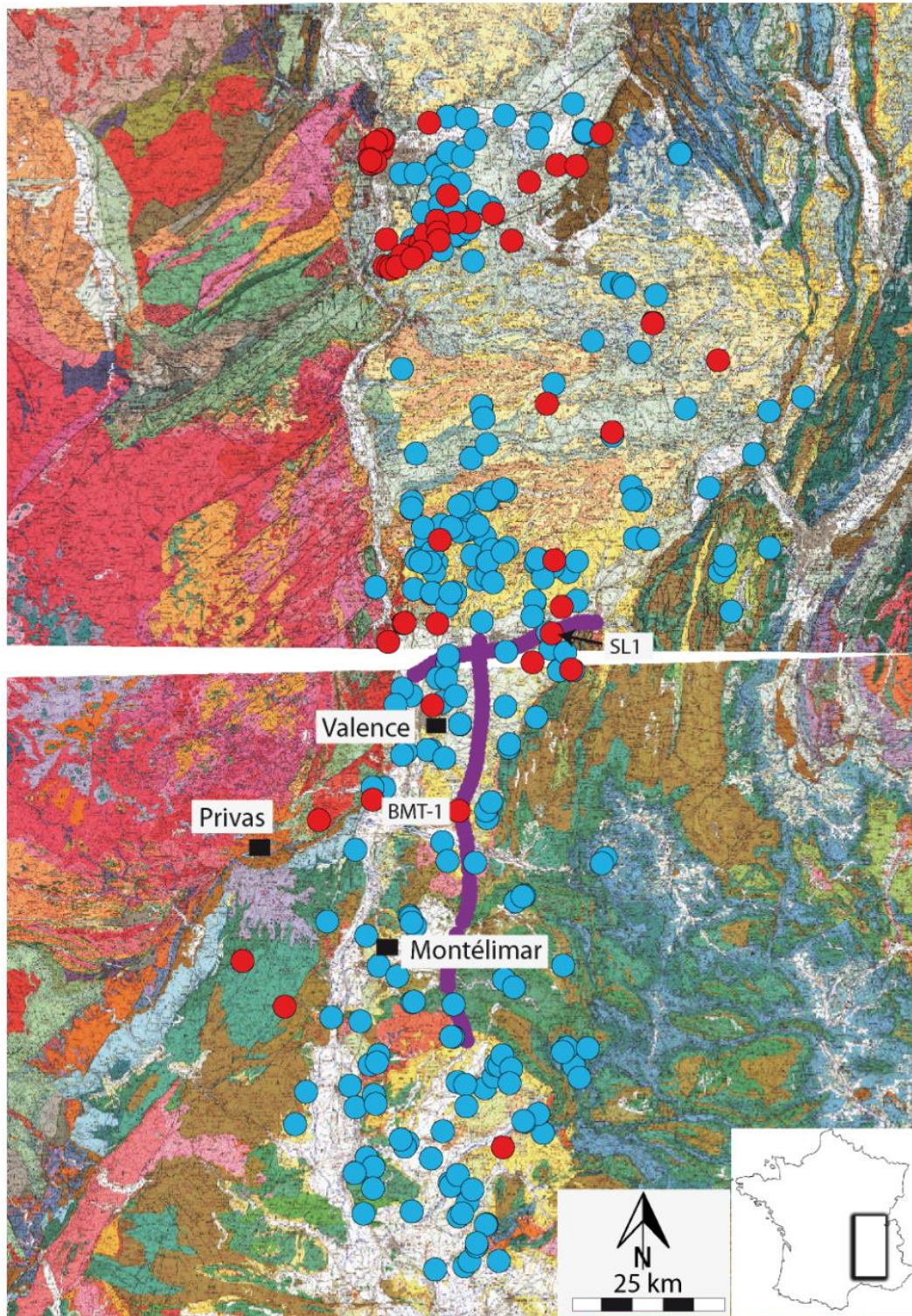


Figure 2-13 : Localisation des principaux forages atteignant le socle paléozoïque. Report sur fond géologique à 1/250 000. Les points bleus désignent les forages n'atteignant pas le socle, les points rouges désignent les forages atteignant le socle. Les deux lignes sismiques figurées en violet concernent directement notre zone d'étude.

Les données de forages (Figure 2-13) fournissent des informations sur les épaisseurs et les faciès de la couverture sédimentaire. Les forages sont répartis de façon assez homogène sur l'ensemble du bassin. Ce travail de thèse a été l'occasion de restructurer et compléter une base de données préexistante (fournie par le BRGM) composée de 328 puits, auxquels nous avons ajouté 24 puits tirés de la base de données BSS en ligne, localisés en bordure du bassin de Valence.

III.1 Epaisseur crustale et morphologie du toit du socle.

La croûte continentale passe d'une épaisseur d'environ 30 km sous le Massif Central à 27 km sous la fosse de Valence (Figure 2-11, profondeur du Moho). L'amincissement est ici de l'ordre de 10 %, c'est-à-dire moins prononcé que les 20 % pointés par Hirn (1976) aux alentours.

Une structuration à grande échelle du toit du socle a été proposée par Debrand-Passard (1984b) sur la base de sondages profonds et d'analyse de lignes sismiques réflexion et réfraction (cartes d'isodélais converties en isohypses calées sur les forages). L'interpolation entre les lignes sismiques a été faite à l'aide des forages profonds et des données gravimétriques. Les accidents reportés sur la Figure 2-14 sont issus d'une synthèse grande échelle tirée de l'interprétation de ces mêmes profils sismiques. A grande échelle, accidents N/S et NE/SW semblent conditionner la géométrie du toit du socle dans la partie sur du fossé rhodanien, et en particulier dans le bassin de Valence (Figure 2-14).

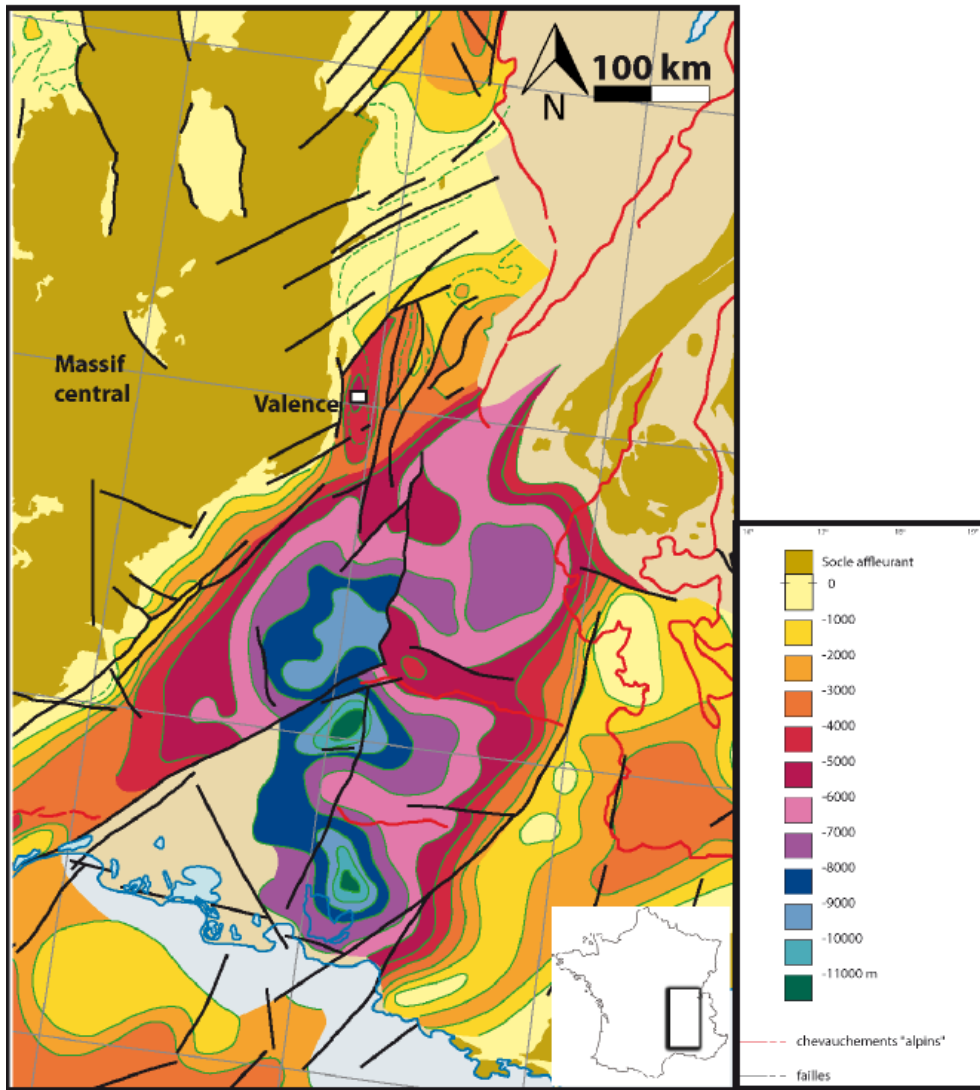


Figure 2-14 : Extrait de la carte géologique au 250 000ème du bassin de Valence sur lequel a été superposée la carte de des isohypses du toit du socle (Rapport Andra, 2005). En traits pleins verts, les isohypses déduites de l'interprétation de données sismiques, en pointillés verts, les isohypses déduites de méthodes géophysiques, en noir les failles, les points bleus correspondent au puits et les points bleus clairs aux points de conversions temps/profondeurs sur les lignes sismiques.

Trois grands accidents N/S semblent affecter le socle du bassin de Valence en profondeur : la faille bordière ouest, un accident se subdivisant en deux branches à l'est de la fosse proprement dite et un dernier situé à l'est du bassin. Sont également reportés des accidents NE/SW affectant le socle au nord et au sud (failles de Cévennes et de Nîmes) de la fosse de Valence.

La partie la plus profonde de la fosse de Valence est caractérisée par un toit du socle estimé entre 5000 et 6000 m. Le rejet apparent le long de l'accident bordier ouest est donc considérable. Le jeu des grands accidents N/S est tel que le toit du socle passe progressivement d'est en ouest, de

6000 m sous la fosse à environ 2000 à 3000 m en front de chaîne alpine. Les accidents NE/SW (héritage hercynien) conditionnent quant à eux un approfondissement progressif N/S du toit du socle depuis 0 à 1000 m sous le bassin du Bas Dauphiné à environ 9000 à 10000 m à l'est du bassin d'Alès et au nord de la faille de Nîmes.

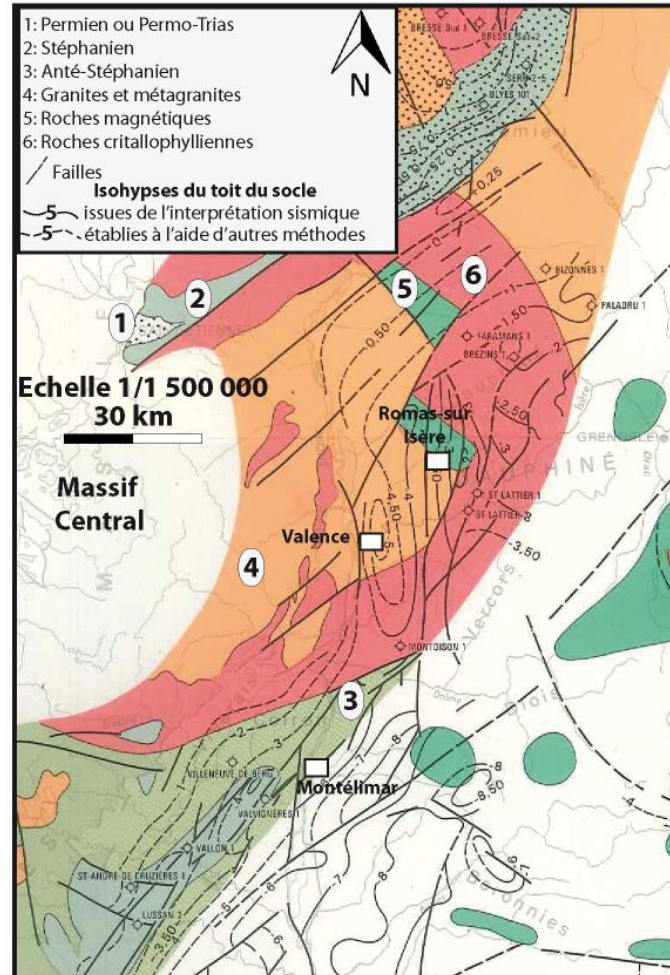


Figure 2-15 : Substratum du bassin de Valence (Debrand-Passard et al., 1984a). Chaque numéro correspond à un code couleur et est défini dans la légende.

Plusieurs unités de socle paléozoïque ont été différenciées à l'aide des données gravimétriques et magnétiques (Figure 2-15) (Debrand-Passard et al., 1984a). L'est et le centre du bassin de Valence seraient dominés par des roches cristallophylliennes indifférenciées et un métamorphisme de contact. Ces roches cristallophylliennes appartiennent à l'unité gneissique du Dôme en Velay (Ledru et al., 2001). La partie ouest du socle du bassin de Valence serait caractérisée quant à elle par une dominance des roches granitiques, avec un comportement magnétique faible et

une densité faible à moyenne. Ces roches granitiques seraient à l'origine de la continuité est du Dôme granitique du Velay (Ledru et al., 2001).

III.2 Coupes structurales : relation socle-couverture

Plusieurs coupes structurales synthétiques ont été établies à partir de l'interprétation des profils sismiques déjà mentionnés, callés aux puits. Elles permettent d'imager la structure du bassin, la géométrie des dépôts et les relations entre socle et couverture sédimentaire.

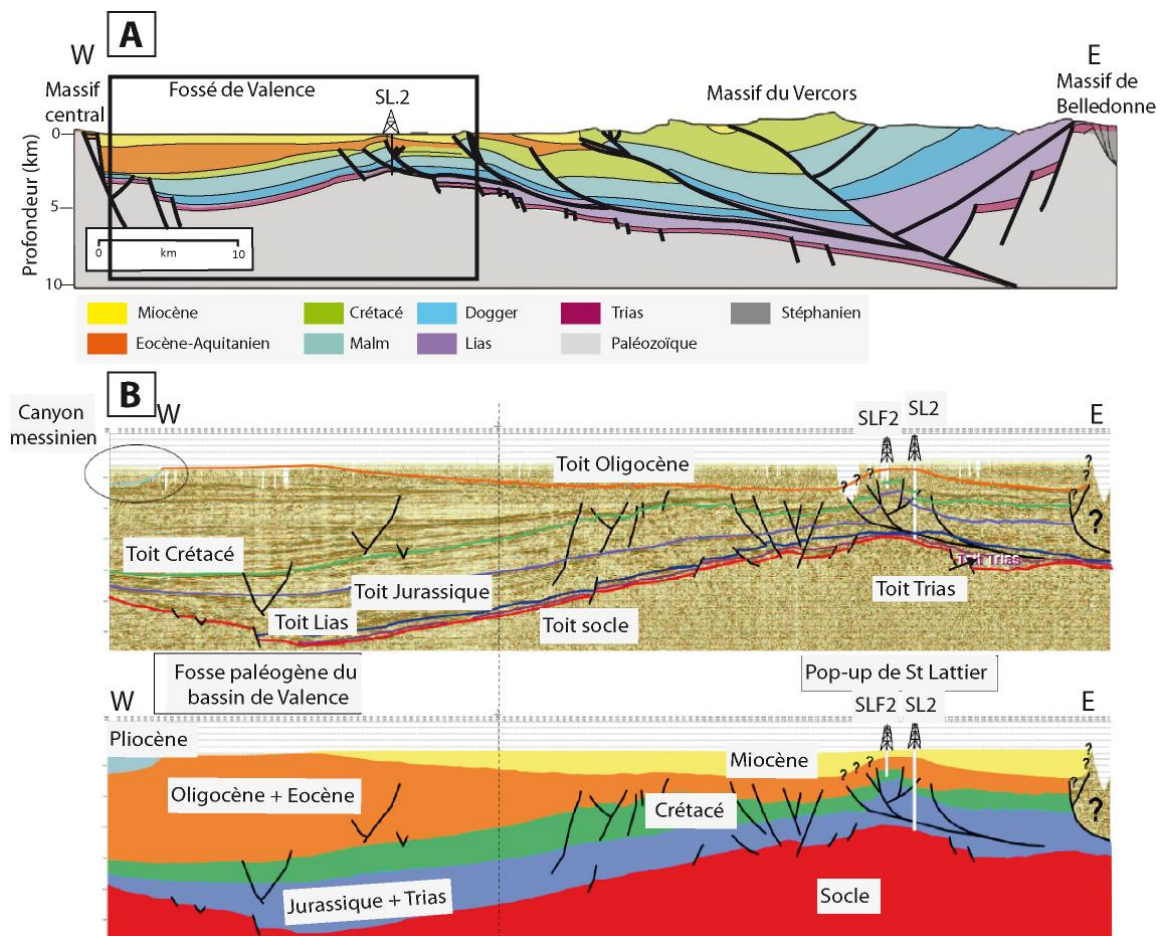


Figure 2-16 : Coupes structurales E/W. A : extrait de la partie ouest de la coupe synthétique du bassin de Valence proposée par Deville et al, (1994) (coupe AA' sur Figure 2-12). B : Profil sismique interprété au droit de la fosse de Valence (de La Vaissière, 2006). Le profil est localisé par le rectangle noir sur la coupe synthétique de Deville et al. (1994).

Les coupes synthétiques E/W formalisent une profondeur du socle maximale sous la fosse de Valence (entre 5000 et 6000 m). Socle et couverture sont affectés, sur la marge ouest du bassin de Valence, par un accident bordier à rejet apparent normal mettant à l'affleurement le socle du Massif Central (Figure 2-16A). Le rejet de cette faille est de l'ordre de 1 à 2.5 km, selon les auteurs.

Dans la fosse de Valence, les faciès triasiques sont très peu épais et n'excèdent pas les 50 m (Figure 2-16A) (Philippe et al., 1998). De façon générale, les dépôts jurassiques atteignent leur puissance maximale au centre de la fosse et s'amincissent aussi bien vers l'ouest que vers l'est : les dépôts liasiques ont une puissance de 300 m et 330 m respectivement en bordure ouest et au centre du bassin, contre 260 m à l'est, vers Saint-Lattier. La puissance du Dogger est de 330 m au centre du bassin, 300 m à l'est et 160 m l'ouest. Le Malm se distingue par sa forte puissance de 1000 m au centre du bassin.

Les dépôts du Crétacé inférieur suivent la même tendance à l'amincissement vers l'est. Leur épaisseur maximale est atteinte au centre de la fosse de Valence. Les dépôts d'âge crétacé supérieur à éocène inférieur sont absents : la région de Valence est alors émergée (Dumas, 1988).

La structure des séries oligocène et miocène varie d'un auteur à l'autre. Alors que Deville et al. (1994) pointent des séries miocènes au contact direct de l'accident bordier ouest (Figure 2-16A), La Vaissière (2006) y fait affleurer l'Oligocène dans son interprétation du profil sismique E/W (Figure 2-16B). L'épaisseur maximale des séries oligocènes est atteinte, quels que soient les auteurs, dans la partie ouest de la fosse (plus de 2000 m de sédiments dont une épaisseur cumulée d'évaporites supérieure à 1100 m). Ces séries s'amincissent vers l'est. Deville et al. (1994) proposent une épaisseur maximale du Miocène à l'ouest du bassin, un amincissement général vers l'est et une épaisseur conditionnée par la position de l'anticlinal de Saint Lattier. La Vaissière (2006) propose de son côté un épaissement du Miocène d'est en ouest.

Excepté l'accident bordier à l'ouest, la plupart des accidents affectant le socle sont scellés au Jurassique (Figure 2-17). Ils ont joué pendant l'extension liasique.

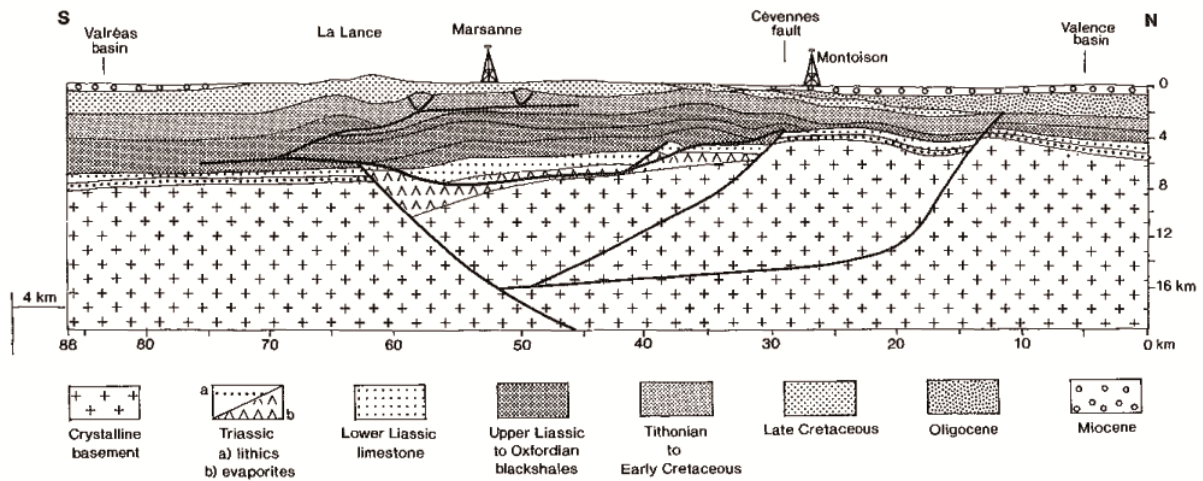


Figure 2-17 : Coupe N/S issue d'une interprétation de profil sismique converti en profondeur (Roure et al., 1994). Cette coupe est figurée par le trait de coupe BB' en Figure 2-12.

La couverture sédimentaire est elle aussi affectée par des failles listriques (failles d'Ardèche et Lagorce-Vallon en Figure 2-18A et B) qui viennent pour la plupart s'enraciner dans le décollement triasique (faille bordière du bassin d'Alès en Figure 2-18C) ou un niveau de décollement carbonifère (faille d'Ardèche en Figure 2-18B) : la couverture est donc ici découplée du socle (Bonijoly et al., 1996; Roure et al., 1992).

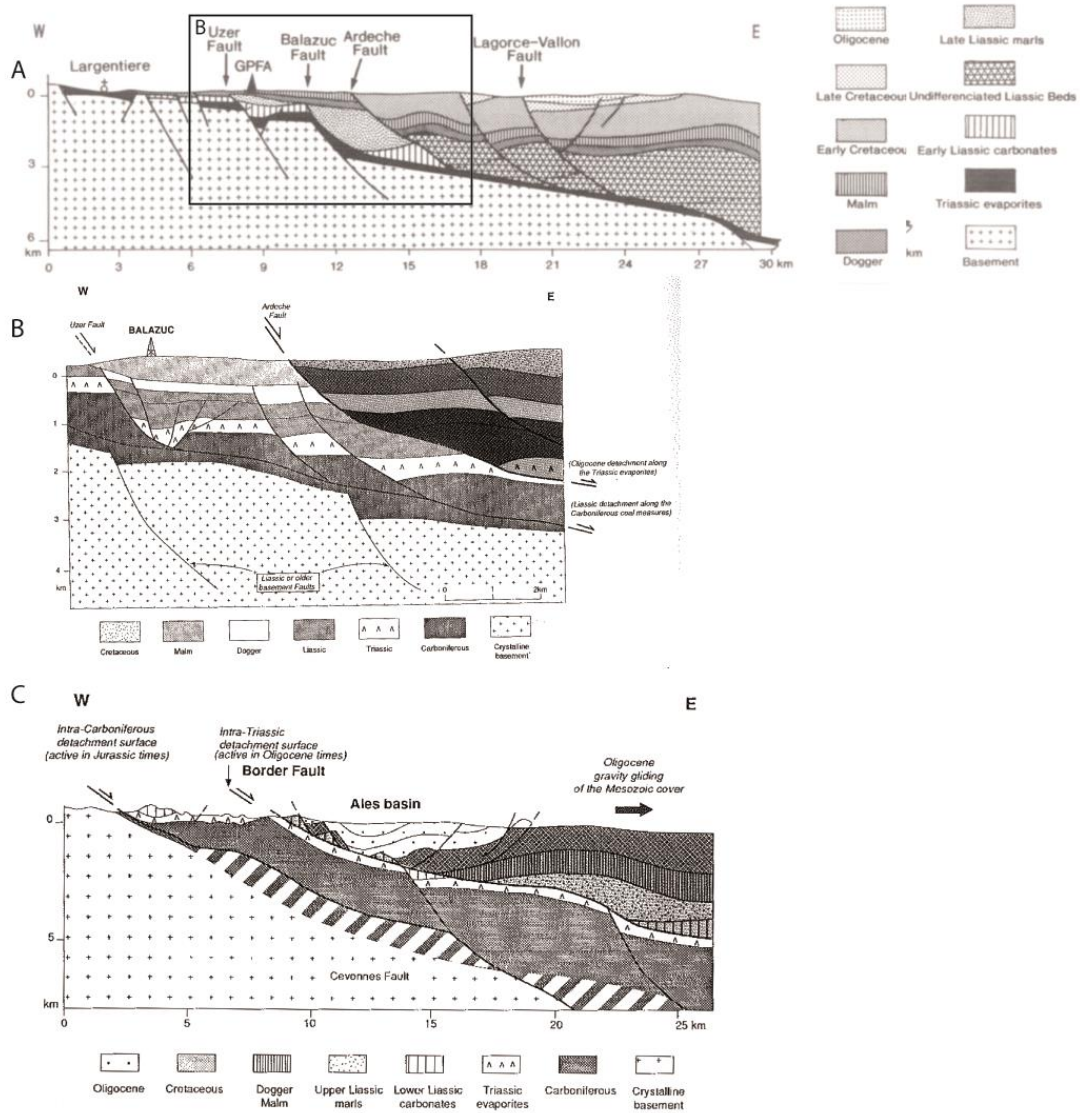


Figure 2-18 : Coupes sériés E/W dans les analogues de la bordure ouest du bassin de Valence illustrant le découplage entre socle et couverture au sud du bassin. A et B : coupe de la marge ardéchoise localisée par le profil CC' sur la Figure 2-12 ; B est un agrandissement de A. C : Coupe du bassin d'Alès localisée par le profil DD' sur la Figure 2-12 (Roure et al., 1994; Roure et al., 1992).

Alors qu'elles ont un rejet apparent normal sur la bordure ouest, les failles situées à l'est du puits de Saint Lattier (SL2) et dans le massif du Vercors semblent avoir subi une inversion : on entre ici dans la chaîne d'avant pays plissée alpine. Ces failles sont scellées par les dépôts tardicénozoïques. Le jeu polyphasé le long de la faille des Cévennes est mis en évidence par l'interprétation d'une structure en fleur au droit du puits de Montoisson (BMT-1), couplée à un rejet apparent normal du socle de l'ordre de 2 km (Roure et al., 1992).

Le massif du Vercors, chevauchant sur l'avant-pays, est quant à lui structuré par une succession de rampes/plats à la base de l'unité allochtone.

III.3 Nature et architecture des dépôts mésozoïques et cénozoïques

Nature et architecture de la couverture sédimentaire sont abordées d'une part grâce aux données de forages dans la fosse de Valence et d'autre part de coupes sédimentaires réalisées sur la marge ardéchoise.

III.3.1 Fosse de Valence

III.3.1.1 Couverture mésozoïque

Celle-ci est abordée à partir des forages profonds qui donnent des descriptions fines des dépôts et dont l'implantation permet d'aborder les évolutions latérales de faciès ainsi que d'épaisseur (figure 2-19, Annexe A1-A2) :

- Le forage de Montmirail (V.MO2) (Rubert, 2009b) est l'un des forages de la zone atteignant le socle. Il permet de résumer la succession des faciès rencontrés dans le bassin, depuis le socle jusqu'au Miocène (Annexe A1).
- Le forage Montoisson 1 (BMT-1) atteint également le socle et permet une description des faciès dans la partie distale de la fosse de Valence (Annexe A2).
- D'autres forages telles Marsanne (MA-1) et Saint Lattier 1 (annexe A3) et 2 localisés dans la Figure 2-19 nous permettent de mettre en évidence l'évolution latérale de faciès au sein de la fosse de Valence.

Le Trias du bassin de Valence montre de forts contrastes d'épaisseurs et une succession de faciès assez stable :

- il correspond à une épaisseur d'environ 39 m dans le forage de Montmirail (V .Mo2, Directement en contact sur le socle, il se compose de la base au sommet, de grès moyen à grossier (15 m), d'argile noire (6 m), de dolomie argileuse (3 m), de niveaux argileux intercalés avec de l'anhydrite (4,5 m), d'un niveau dolomitique, argileux et anhydritique (6,5 m) et d'un niveau très riche anhydrite (2,9 m).

- Au niveau de Montoisson (BMT-1), les faciès du Trias s'étendent sur 88,4 m et présentent une succession de faciès assez similaire à celle enregistrée dans le forage V.MO2.
- Au sein des forages Saint Lattier (SL1 et SL2, (Mandier, 1984; Roure et al., 1992) les formations triasiques sont dominées par les calcaires argileux et des évaporites, avec la présence de fins bancs sableux de 4 et 10 m. Au niveau du forage SL1, le Rhétien est épais de 22 m et se caractérise principalement de faciès calcaire oolitique packstone. Le forage SL2 intersepte quant à lui 29 m et se compose de calcaire à éléments détritiques gréseux et grès grossier. L'épaississement des faciès du Rhétien est faible dans la partie distale du bassin de Valence puisqu'on enregistre 28 m au niveau du forage BMT-1 (Annexe A2).

Les variations d'épaisseur des séries sont résumées dans le Tableau 2-1.

Le Trias montre de forts contrastes d'épaisseur entre ces différents sondages : il passe de 38.9 m dans le forage V.Mo2 à 118 m dans le forage SL1 et 88,4 m au niveau du forage BMT-1. D'après les travaux de Cula and Courel, (1988), les dépôts triasiques et ce jusqu'à ceux du Lias reflètent une oscillation régionale des environnements de dépôts variant entre le marin et le continental. Le Trias inférieur est attribué à une origine fluviatile à lagunaire notamment pas ses unités sableuses à fluviatile et plaine d'inondation au Trias supérieur. Le Rhétien se caractérise par un environnement de plaines d'inondation s'ouvrant vers le domaine marin. La tectonique régionale était instable durant la succession des dépôts (Bonijoly et al., 1996; Elmi, 1990; Martin and Bergerat, 1996; Vinchon et al., 1996). En effet, le rifting et la subsidence ayant débuté au Carnien et Norien ont causé la mise en place de multiples blocs structuraux.

L'Hettangien est caractérisé dans :

- V.Mo2 : une puissance de 59 m, la série est dominée par un faciès calcaire argileux et de marnes argileuses (Annexe A1),
- SL1 : puissance de 43 m, caractérisée par des calcaires argileux et siliceux,
- BMT-1 : puissance de 27 m, comprenant essentiellement des conglomérats monogéniques composés d'éléments de calcaires (argileux) De très fines passées gréseuses légèrement dolomitiques s'intercalent dans la série. L'ensemble est très cimenté et ainsi très compact.

Les faciès du Sinémurien représentent une puissance de :

- 100 m au niveau du forage BMT-1 avec principalement des alternances entre calcaire argileux et d'abondantes intercalations gréseuses,
- seulement 17 m dans le forage de V.MO2,
- 25 m au niveau du forage SL1.

De même pour les séries du Dogger :

- 600 m dans le forage BMT-1. Les faciès se composent d'importantes alternances de calcaire argileux à fines intercalations gréseuses et pyriteuses.
- 475 m dans le forage de V.MO2 avec principalement des argilites noires à calcaire argileux à la base ; puis des marnes noires avec de rares intercalations de calcaire argileux dans la partie intermédiaire et sommitale.
- 812 m Au niveau du forage SL1. La série est composée de faciès de marnes noires à la base, de calcaire argileux dans les formations intermédiaires passant à des marnes noires à intercalations de calcaire au sommet dans la partie sommitale

Les faciès du Jurassique supérieur, dont la puissance atteint 420 m au niveau de (BMT-1), 550 m (V.MO2) à 575 m (SL1) présentent des lithologies assez similaires :

- Alternance de marne argileuse à calcaire argileux à la base, surmontée par des alternances de calcaire argileux et de fines intercalations de bancs marneux avec présence de radiolaires et gastropodes. La série se termine par des calcaires massifs à fines alternances argileuses, avec quelques passées dolomitiques observées dans le forage SL1.

Le Crétacé inférieur (Annexe A1, A2 et A3) montre de grandes variations d'épaisseur :

- 100 m au niveau de V.MO2, présente des calcaires gréseux à la base (Berriasien) puis passe à des calcaires bioclastiques au sommet (Valanginien).
- 453 m dans le forage SL1, ils correspondent à des calcaire argileux la base, puis du calcaire oolithique (Valanginien) passant à un calcaire cristallin à silex et calcaire marno-gréseux glauconieux à fines intercalations marneuses (Hauterivien).

La comparaison des données des puits de V.Mo2, SL1 et SL2 et BMT-1 a permis de mettre évidence l'épaississement des séries secondaires et tertiaires entre Saint-Lattier au nord et vers

Montoison au sud (Figure 2-19). De manière générale, les séries liasiques augmentent d'épaisseur de 250 m à V.Mo2 à 600 m au niveau du forage BMT-1. L'augmentation conséquente de l'épaisseur des séries triasiques et liasiques est interprétée comme liée au jeu de faille des Cévennes (Roure et al., 1992). L'épaississement des dépôts devient alors conséquent et atteint jusqu'à 1 500 m pour le Lias et 1 000 m de Trias et de Rhétien confondu entre le forage BMT-1 et Ma1 (Figure 2-19).

	Bassin de Valence			Marge ardéchoise	
	V.MO2	SL1	BMT-1	BA-1/MM-1	En surface
Miocène	Min 350	Min 76	Min750	/	/
Oligocène	425	133	210	/	600-800
Eocène	/	35	/	/	/
Crétacé sup.	/	/	/	/	variable
Crétacé inf.	100	453	1740	/	1500
Jurassique sup.	550	575	420	250	74
Jurassique moy.	475	812	600	400	ind
Jurassique inf.	76	68	127	120–134	Min 150
Rhétien	22.1	29	28	157–217	
Trias	38.9	118	88.1	84–126	88– 230

Tableau 2-1 : Synthèse des épaisseurs (en mètres) des étages géologiques recoupés par les forages dans le bassin de Valence et de la marge ardéchoise ainsi que les épaisseurs en surface. min : minimum, max : maximum, ind : indéfinie.

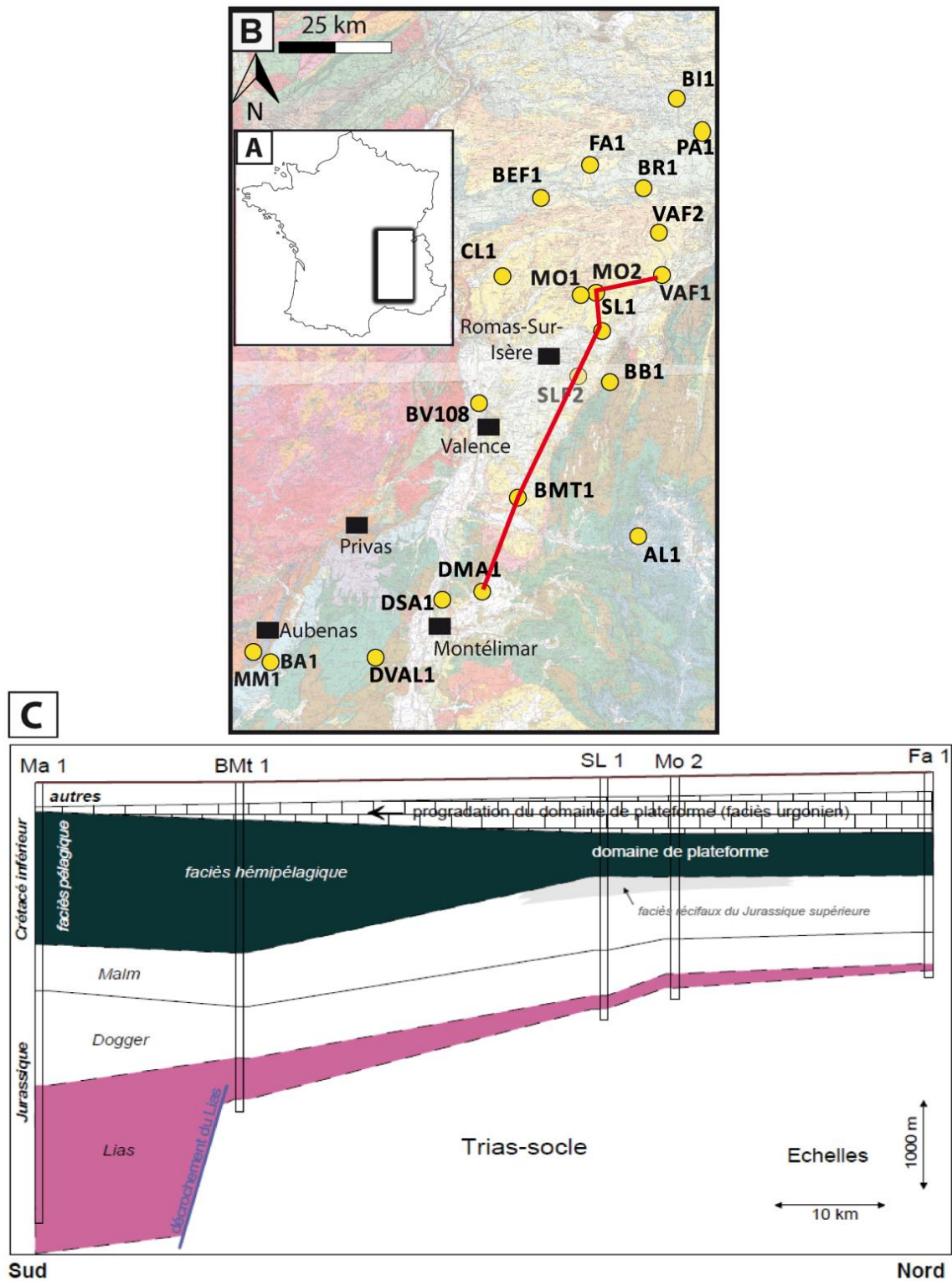


Figure 2-19 : A : Localisation du bassin de Valence sur la carte de France. B : Tracé (en trait en rouge) incluant les forages ayant servi à la description de l'évolution latérale des faciès (Fa1 : Faramans, V.Mo.2 : Montmiral, SL1 : Saint-Lattier 1, BMT1 : Montoisson-1, Ma1 : Marsanne). C : Evolution latérale des faciès du bassin de Valence (de La Vaissière, 2006).

III.3.1.2 Couverture Cénozoïque

La série cénozoïque du bassin de Valence est décrite par Dumas (1988) (Figure 2-20). Elle est découpée en cinq formations (formation intrasalifère, salifère inférieure, marneuse intermédiaire, évaporitique supérieure et marno-sableuse terminale) dont les âges, peu contraints, sont globalement évalués entre l'Eocène moyen et l'Aquitainien.

Le contact entre les faciès mésozoïques et cénozoïques correspond à une discordance majeure dans le bassin de Valence, représentée par un hiatus correspondant au Crétacé supérieur (observé sur tous les forages analysés) et également au Paléocène et de l'Eocène, absent des forages étudiés, à l'exception du forage SL1 (35 m). Les dépôts d'âge oligocène s'observent sur l'ensemble des forages :

- V.MO2 : puissant de 425 m, l'Oligocène est composé principalement de sable et calcaires argileux, tandis que les dépôts miocènes sont dominés par des sables argileux.
- SL1 : puissant de 133 m, il se compose de calcaire à silex à la base évoluant vers alternances argile sable (Stampien). Les dépôts miocènes sont composés d'argiles noires avec de rares alternances gréseuses et conglomératiques.
- SL2 : Les faciès Eocène sont préservés et recouvrent les dépôts Urgo-Berriasien. Puissants de 107 m, ces faciès sont caractérisés par des argiles sableuses rouges, et de sable argileux. Ces faciès éocènes sont suivis des dépôts Stampien (Oligocène), caractérisés par des calcaires gréseux et de grès, puissant de 53 m. Les faciès Chattiens sont composés de calcaires gréseux jaunâtres (18 m) et d'argiles sableuses grises et rouges (100 m). Le tout est scellé par les dépôts Aquitainien/Helvetien (Miocène) caractérisés par de l'argile gris-bleuté à gris-verdâtre et des sables argileux puissants de 500 m. La partie sommitale est caractérisée par environ 40 m de galets polygéniques du Quaternaire (glaciaire).
- BMT-1 : les faciès oligocènes puissants de 210 m comprennent des alternances argile-sable à la base, suivies de conglomérats à éléments siliceux et calcaire gréseux dans la partie intermédiaire puis d'alternances argile-sable au sommet. Le Miocène, quant à lui, se compose principalement d'alternances de sables argileux et grossiers avec de rares passées d'argile calcaire.

LITHOSTRATIGRAPHIE		AGE	
FORMATION MARNOSABLEUSE TERMINALE	Sables grossiers	AQUITANIEN ?	MIO.
	Marnes bariolées	OLIGOCENE SUPERIEUR	OLIGOCENE
	Grès glauconieux		
	Marnes grises		
	Sables radioactifs		
FORMATION EVAPORITIQUE SUPERIEURE	Carbonates anhydritiques (DP 108)		
FORMATION MARNEUSE INTERMEDIAIRE	Marnes bigarrées	supérieur	STAMPIEN
	Marnes bigarrées microgréseuses		
	Couches à cyrènes et à potamides		
	Couches rayées et marnes à foraminifères		
FORMATION SALIFERE INFERIEURE	Unité T4	inférieur (Sannoisien)	STAMPIEN
	Unité T5		
	Unité T6		
FORMATION INFRASALIFERE	Faciès présalifère (DP 108)	sup.	LUDIEN
	marnes	inf.	
	Grès de Claveyson	MOYEN ?	
		INFERIEUR ?	EOCENE

Figure 2-20 : coupe lithostratigraphique des dépôts cénozoïques de la fosse de Valence présentant les équivalences entre les différents noms de formations employés (Dumas., (1988), d'après rapport de fin de sondage DP108, Goy et Busson., (1980) et Dumas ., (1987)).

Le traitement des données de puits sur l'ensemble du bassin a permis à Dumas (1988) de reconstituer l'évolution de la sédimentation dans le bassin entre le Rupélien et l'Aquitaniens.

La carte des isobathes de la discordance du Paléogène sur le Mésozoïque ou le socle (Figure 2-21) montre une structuration de la fosse de Valence conditionnée au premier ordre par l'accident bordier N/S et par la faille de Claveyson - Tersanne orientée NE/SW : les dépocentres sont en effet déplacés vers ces deux accidents et les isobathes ont tendance à s'aligner dans une direction préférentielle NNE/SSW. Cette géométrie des dépôts est globalement conservée jusqu'au début de l'Oligocène supérieur (formation évaporitique supérieure). Deux sous-bassins se dessinent toutefois dès le Stampien (formation marneuse intermédiaire), l'un centré sur Valence, l'autre sur Montchenu (Dumas, 1988). C'est à la base de l'Aquitaniens (formation marno-sableuse terminale) que les dépôts

se réorganisent selon une direction N/S depuis Clerieux jusque Tersanne : l'accident de Claveyson – Tersanne ne semble alors plus impacter leur géométrie à cette époque.

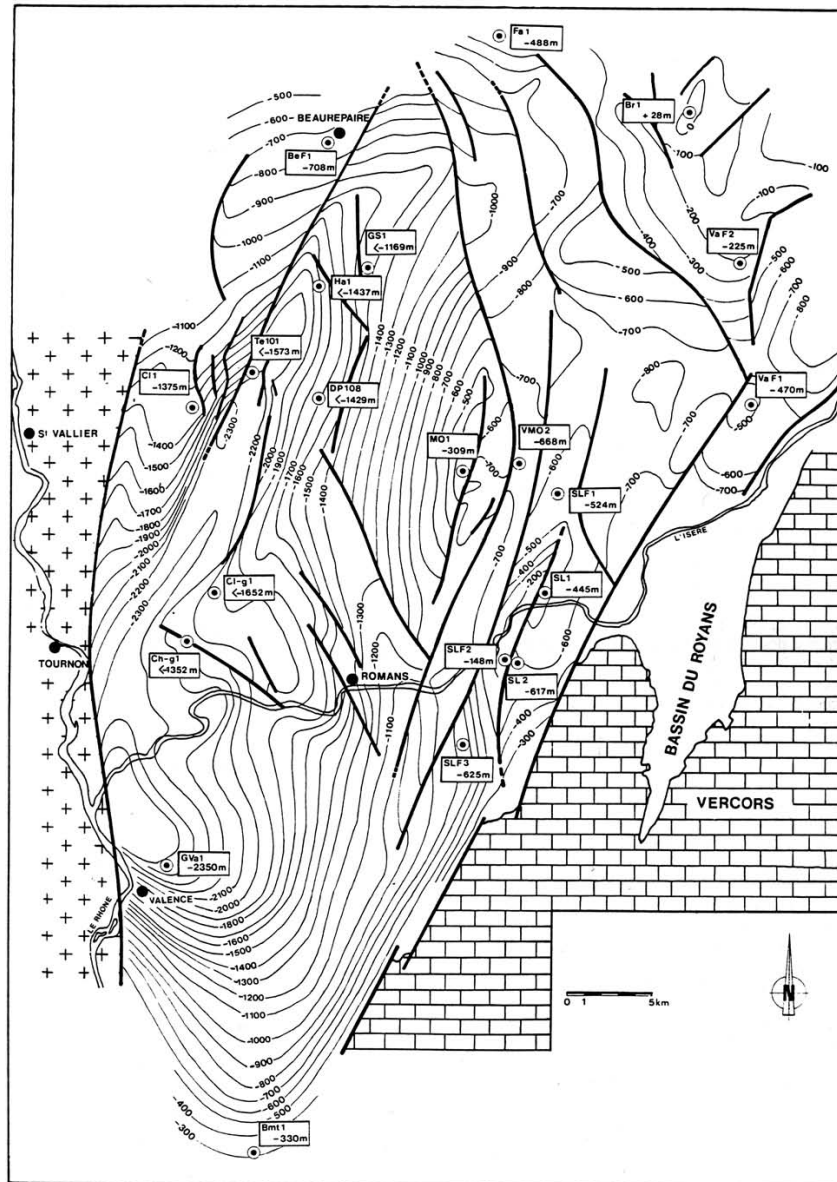


Figure 2-21 : Carte des isobathes de la discordance du Paléogène sur le Mésozoïque et le socle (NGF exprimées en mètres) (Dumas, 1988).

Les données de puits sur la fosse de Valence peuvent être complétées par des données de puits et des coupes réalisées sur la marge ardéchoise.

III.3.2 Marge ardéchoise

III.3.2.1 Couverture mésozoïque

Le Trias ardéchois a fait l'objet de nombreuses études, notamment dans le cadre du programme GPF (Géologie Profonde de France, 1982). A l'issue de ces travaux, une description détaillée de toutes les séries a été proposée par Aubague (1966) ; Courel (1980) ; Finelle (1981) ; Debrand-Passard (1984a) ; Lemoine (1986a) ; et Elmi, (1990), grâce à l'analyse de puits (notamment Morte Mérie et Balazuc - Figure 2-23B et Figure 2-22) et de coupes de terrain (Montagne de Crussol - Figure 2-23B).

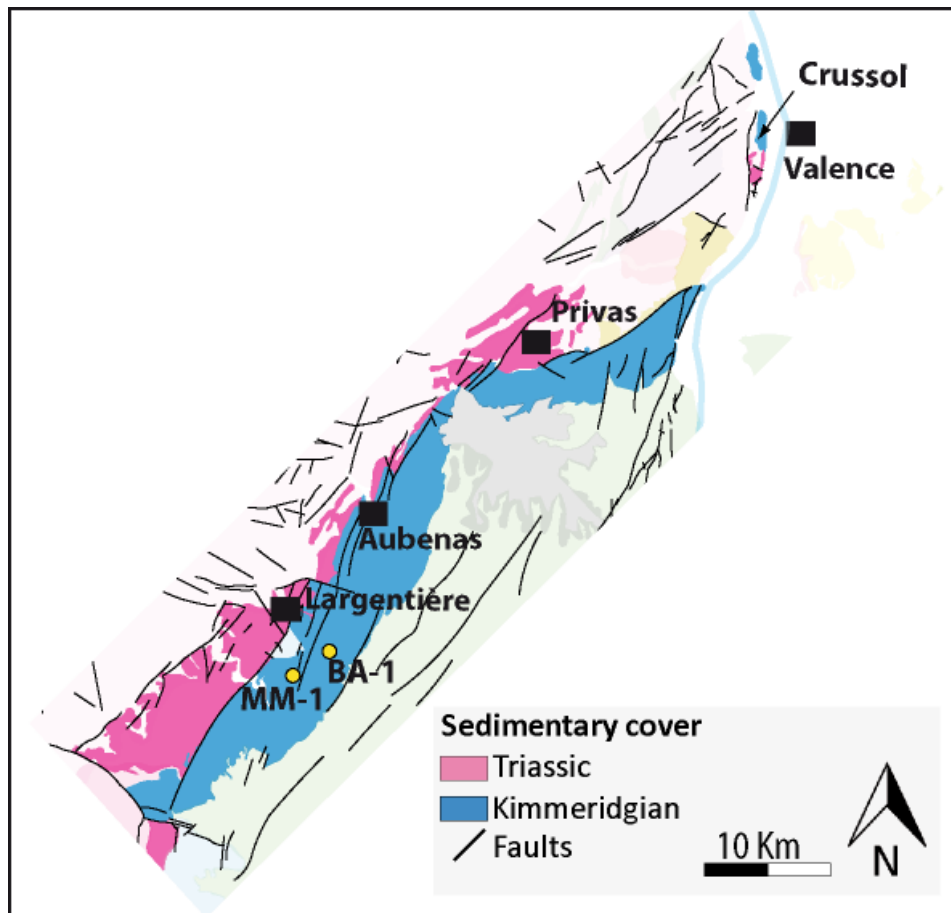


Figure 2-22 : Carte géologique simplifiée de la marge ardéchoise, d'après les cartes géologiques au 1 :250 000 de Valence (n° 34), sur laquelle ont été localisés les puits (BA-1 : Balazuc, MM-1 Morte Mérie).

Au puits de Balazuc et Morte-Mérie, il est au contact de **dépôts permo-carbonifères**.

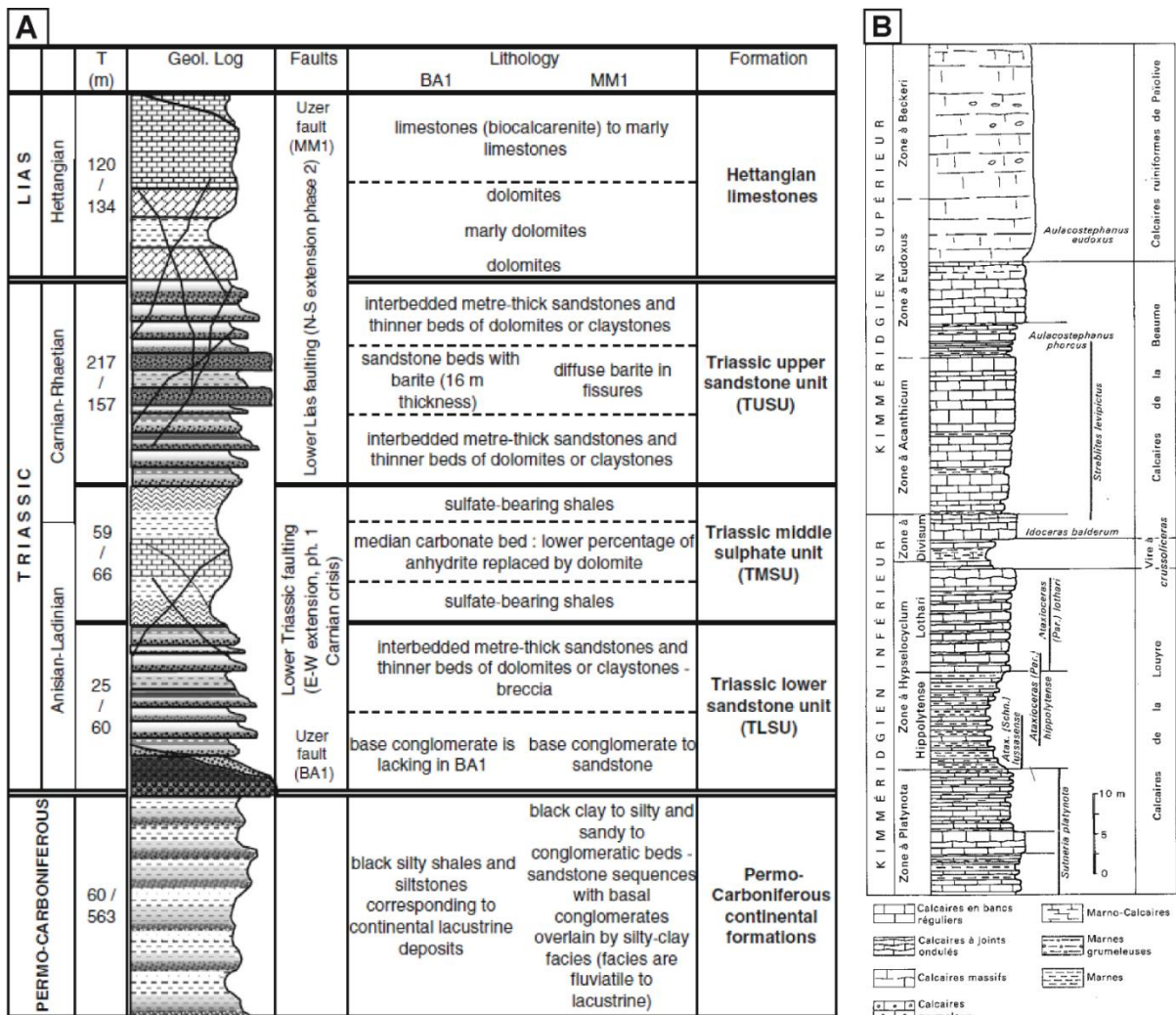


Figure 2-23 : A : Log stratigraphique synthétique de la base de la série (carbonifère à Lias), effectué à partir des forages de Balazuc (BA1) et de Morte-Mérie (MM1) (Aquilina and Dreuzy, 2011). B : Logs stratigraphique du Kimméridgien de la montagne de Crussol (Debrand-Passard et al., 1984a).

Les terrains permo-carbonifères sont caractérisés par de schistes noirs et siltstone, correspondant à des dépôts continentaux de type lacustre. Ces faciès, interceptés au niveau du forage de BA-1 et MM-1 (Figure 2-23), sont épais d'environ 500 m et sont caractérisés à la base par des conglomérats recouverts d'argile. Ces faciès sont caractéristiques du domaine fluvialite à lacustre. Au sommet, les faciès varient de marnes noires à passées silteuses à des bancs conglomératiques à alternances par de séquences sableuses.

Les faciès triasiques sont caractéristiques de dépôts fluvialites, et se composent de la base au sommet (Figure 2-23A) :

- **du grès de base** : attribué au buntsandstein, sa puissance varie de 4 à 35 m. Il correspond à des séquences granodécroissantes ou granocroissantes de conglomérats à grès feldspathiques grossiers, organisés en bancs massifs à litages obliques et à matrice silteuse.
- **des Grès de Roubreau** : puissants de 15 à 35 m, ils se composent à la base des grès feldspathiques grossiers ou fins, bien triés, à litages horizontal.
- **des argilites grises silteuses** : leur épaisseur varie entre 8 et 30 m. Ces argilites à débit schisteux alternent avec des fins bancs de grès carbonatés. Elles sont décrites comme étant une série transgressive durant le Trias (Aquilina et al., 1996; Courel et al., 1980).
- **de la barre carbonatée médiane** : variant entre 2 et 16 m d'épaisseur, elle se compose de dolomie massive à texture mudstone. Ce faciès exprime un approfondissement de la lagune.
- **des Argilites grises carbonatées (ou argilites sulfatées supérieures)** : Variant entre 5 et 30 m, les argilites grises sont entrecoupées par des fines lentilles de dolomie. Elles sont interprétées comme caractéristiques d'un environnement lagunaire peu profond.
- **des Grès, argiles bariolées dolomitiques et dolomies ocre (Série d'Ucel)** : cette série est puissante de 50 à 70 m et est composée de grès feldspathiques très grossiers qui passent progressivement à des grès fins puis à des argilites vertes, pour terminer vers de la dolomie à éléments gréseux.
- **les Grès et siltites de la Croix-Blanche** : datant du rhétien, cette formation puissante de 4 à 13 m est caractérisée par des grès fins, des dolomies laminées en bancs réguliers et des marnes noires.

L'Hettangien marque un retour à la sédimentation marine, avec le dépôt de calcarénites à bioclastes et d'éléments de quartz à la base, calcarénite à passées argileuses finement laminées avec de rares crinoïdes dans la partie intermédiaire, et de calcarénites fines et de biomicrite en lits ou nodules dans l'horizon supérieur (Figure 2-23A - (Debrand-Passard et al., 1984a)).

La série du Kimméridgien est très homogène sur l'ensemble de la bordure ardéchoise et présente très peu de variations d'épaisseur et de faciès. Cette série, continue sur 100 km (Debrand-Passard et al., 1984a), est fortement fracturée. Le Calcaire de Louyne, puissant d'environ 40 m, constitue la base du Kimméridgien du massif du Crussol. Il correspond à une série bien litée en bancs d'épaisseurs variables. La série intermédiaire est caractérisée par des faciès marno-calcaires grumeleux en petits bancs. Dans la partie sommitale, les calcaires de la Baume, puissants de 34 m,

marquent un escarpement et sont mieux marqués dans la topographie (Figure 2-23B - (Debrand-Passard et al., 1984a)).

Le Crétacé inférieur de la marge ardéchoise affleure au niveau d'Aubenas, Bessèges, de l'Argentière et de Privas. Les faciès se composent globalement, de la base au sommet :

- du Berriasien : épais en moyenne de 25 m, il est principalement composé de bancs de calcaires noduleux (Busnardo et al., 1965; Le Hégarat, 1971).
- du Valanginien : les formations valanginiennes se composent d'alternances marno-calcaires et de faisceaux de calcarénites. Les faciès à dominance marneuse se concentrent essentiellement autour de Saint-Maurice-d'Ardèche, Lussas, et Saint-Jean-le-Centenier (Busnardo, 1977). Dans la région des Coiron, le Valanginien supérieur atteint une épaisseur d'environ 1000 m, composé principalement de faciès marno-calcaires.
- de l'Hauterivien : la puissance maximale de 840 m est atteinte près de la montagne de Berg, les formations hauteriviennes affleurent sur un tiers de la carte géologique d'Aubenas (1/50 000). L'Hauterivien inférieur se caractérise par des faciès à dominance marneuse avec des puissances allant de 160 à 383 m dans le Serre Court, entre le ruisseau d'Artige et la Nègue (Elmi, 1983). En revanche, l'Hauterivien supérieur est puissant d'environ 30 m entre le sud de Saint-Germain et les Salelles à environ 100 m vers le Serre d'Artige.
- du Barrémien : composé de faciès Urgonien (calcarénites, madrépores et rudistes), l'épaisseur de cette formation varie entre 20 et 30 m.

Le Crétacé supérieur de la marge ardéchoise affleure de manière très hétérogène. En effet, au niveau de la feuille de Bessèges (n°888), seuls les faciès du Coniacien affleurent. Ils sont caractérisés par des calcaires à rudistes, blanchâtre et crayeux. En revanche, les faciès du Crétacé supérieur sont beaucoup plus abondants sur la feuille d'Aubenas (n°865):

- le Cénomaniens-Turonien : vers le Teil, Viviers-Nord et Viviers-Sud (Sornay 1950), les faciès correspondent à des conglomérats à fossiles remaniés de l'Albien et du Cénomaniens.
- le Turonien : calcaires gréseux reposant sur les conglomérats, ces calcaires sont appelés « calcaires à débris du château du Teil », et présentent une succession complexe et variée de calcaires bioclastiques roux, de calcaires noduleux, de calcaires détritiques à débris et de calcaires fins (Contensuzas, 1980).

- le Santonien : la succession des faciès du Santonien affleure dans son ensemble au nord de Largorce : sables blancs ou bariolés localement grésifiés d'environ 4 m d'épaisseur, lignite noir d'environ 0.5 m d'épaisseur, sable gris à muscovite, grès jaunâtre avec une fine passée argileuse d'environ 0.9 m, sable et lentilles ligniteuses (0.4 m), argile grise (0.6 m).

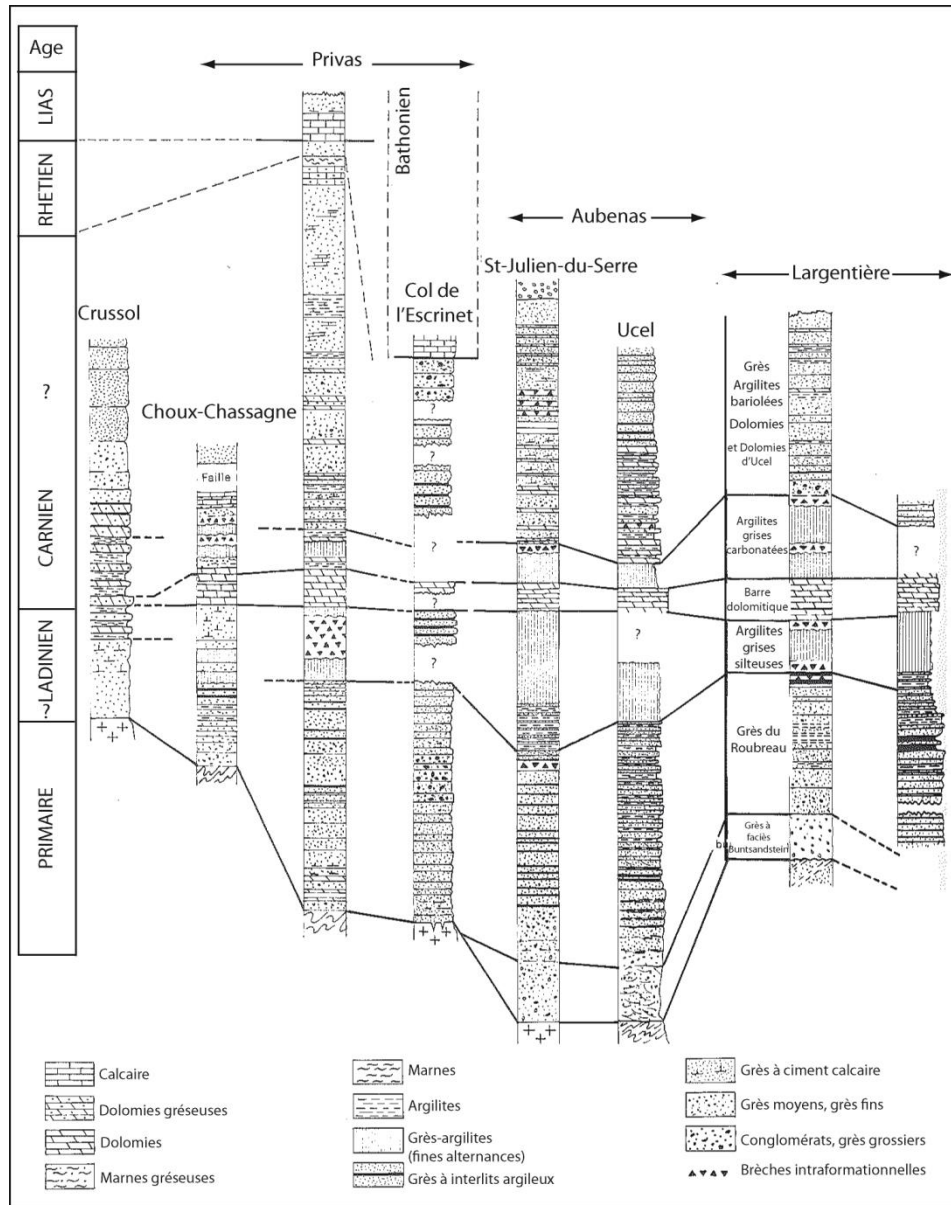


Figure 2-24 : Coupes lithostratigraphiques corrélées du Trias entre Crussol et les Vans (bordure sud-est du massif central) (Debrand-Passard et al., 1984a).

Les variations de faciès au sein du Trias sont progressives (Figure 2-24), mais suffisamment tranchées pour marquer l'irrégularité de la sédimentation liée à la paléotopographie et à l'influence structurale (Courel et al., 1980). Les grès de base du Buntsandstein sont irréguliers, ils sont plus épais dans la région d'Aubenas. En revanche, dans la région de Privas, le col de l'Escrinet, les grès peu épais, argileux, mal consolidés et grossiers se distinguent nettement des grès de Roubreau. A Crussol, ce faciès de grès est quasiment absent, à l'exception de la route de Soyons, où il affleure sur environ 2 m. Les grès de Roubreau quant à eux varient en liaison avec la paléotopographie, notamment vers Largentièrre. Les variations restent tout de même faibles entre Aubenas et Privas et mieux marquées au niveau du Crussol. Les argilites grises silteuses situées sous la barre carbonatée médiane sont quant à elles régulières avec des niveaux bréchiques assez fréquents. La barre carbonatée médiane est mêlée avec des argilites bariolées au niveau de Privas et Largentièrre. A Crussol, elle est comprise entre deux niveaux argileux, avec celui du bas contenant des faciès bréchiques, ce qui permet d'identifier assez facilement la formation. Enfin, les grès, les argilites bariolées dolomitiques et dolomies ocres d'Ucel constituent la formation la plus importante au niveau de Privas (jusqu'à 100 m d'épaisseur). Cette formation affiche une variation de faciès et une puissance assez importants, reflétant ainsi des irrégularités de la paléotopographie, où des Hauts-fonds actifs comme Largentièrre (Courel et al., 1980; Finelle, 1981).

En résumé, la sédimentation triasique a débuté le long du transect triasique ardéchois durant l'Anisien (Courel et al., 1980). Les séries du Trias inférieur (Buntsandstein) ont été enregistrées dans les dépo-centres du bassin du sud-est, en Provence (Courel et al., 1984), Languedoc (Taugourdeau-Lantz, 1983) et dans le graben de Bresse (Dromart et al., 1996). En ce qui concerne la sédimentation jurassique, seuls les faciès de bassin et de plateforme externe sont conservés. A partir de l'Oxfordien supérieur, aux variations d'épaisseurs près, il n'y a quasiment pas de différence entre les séries dauphinoises et chaînes subalpines. Les dépôts oxfordiens (inférieur) traduisent une paléogéographie contrastée directement liée au jeu de failles : Flaviac et Buisnières, séparant ainsi la zone des faciès ardéchois à l'ouest, et une zone subsidente à l'est (Debrand-Passard et al., 1984a). La subsidence s'étend sur tout le domaine ardéchois et marque le retour de la sédimentation dès l'oxfordien supérieur. Les glissements synsédimentaires mis en évidence durant l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien, les faciès noduleux et la resédimentation dans le Tithonien témoignent de la persistance des pentes et d'un jeu subsident différentiel entre le bassin et sa bordure ardéchoise pendant tout le Jurassique supérieur (Debrand-Passard et al., 1984a).

Enfin, les manifestations tectono-sédimentaires, mises en évidence dans les zones bordières et de bassin du sud-est ont joué un grand rôle dans la répartition de la subsidence durant le Crétacé inférieur. Les gradients de subsidence varient considérablement, pouvant s'intensifier au niveau des bordures (voir au niveau des plateformes elles-mêmes) mais restent relativement faibles dans le bassin. Ceci s'enregistre dans les comblements de sillons et les brusques variations de faciès et d'épaisseur le long de la marge cévenole qui semblent liées au jeu précoce des failles du socle (Debrand-Passard et al., 1984a).

III.3.2.2 Couverture cénozoïque

En ce qui concerne les formations tertiaires, l'Eocène est très peu présents dans les faciès de la marge ardéchoise. En effet, il est identifié seulement sur la feuille d'Aubenas par le faciès de calcaire lacustre de Largorce.

Les faciès Oligocènes quant à eux sont abondants et très présent au sein de la marge ardéchoise. Ils se composent de marnes jaunâtres ou rougeâtres, de poudingues et de calcaires lacustres. L'épaisseur des séries continentales varie entre 600 et 800 m (Courel et al., 1980; Elmi, 1990). Le début de la série est dominée par des marnes gréseuses, jaunâtres avec quelques passées sablo-gréseuses et ainsi que de bancs discontinus de conglomérats à galets calcaires. Dans les formations intermédiaires, on observe une alternance de marnes jaunes et de bancs de calcaires plus ou moins argileux. La partie supérieure est composée de marnes gréseuses couronnées par des conglomérats de Saint-Ambroix, poudingues ou brèches constitués par des éléments du calcaire urgonien ou du calcaire hauterivien massif, souvent volumineux et peu roulés. Ils proviennent du démantèlement des falaises néocomiennes, consécutif au fonctionnement de la faille des Cévennes (Courel et al., 1980; Elmi, 1990).

III.3.3 Synthèse

Les séries mésozoïques et cénozoïques enregistrent entre le bassin de Valence et la marge ardéchoise des faciès variés et des contrastes d'épaisseurs (Tableau 2-1).

Les séries secondaires se sont déposées dans un intervalle de temps de 160 Ma, à l'échelle du bassin du Sud-est (Baudrimont and Dubois, 1977). Entre sédimentation et érosion, près de 10 000 m d'épaisseur de sédiments ont été déposés, transformés et érodés. Les accidents tardi-hercyniens orientés NE-SW et le remplissage d'évaporites triasiques constituent la première étape

d'ouverture E-W du bassin. A cette ouverture E-W succède une ouverture marine de direction E-W également dès le début du Lias. L'extension du bassin atteint son apogée durant le Lias et le Jurassique supérieur, avec une subsidence maximale. La fermeture à la fin du Jurassique au Crétacé supérieur du bassin du sud-est constitue une étape clé. La sédimentation prend alors un axe E-W. Dans un contexte de compression N-S liée aux mouvements tectoniques pyrénéo-provençaux, le bassin du sud-est disparaît.

En ce qui concerne les faciès des séries, 3 milieux de dépôts ont été distingués :

- Bassin profond : dominé par une sédimentation argileuse et carbonatée, avec des régimes turbiditiques enregistrés dès le Jurassique supérieur.
- Plateforme externe : caractérisée par des dépôts argilo-carbonatés pélagiques,
- Plateforme de type barrière : caractérisée par des sédiments de haute température (Biocalcarénites et oolithes).

Les structures tardi-hercyniennes contrôlent la subsidence et par conséquent les variations d'épaisseurs, des faciès, type de dépôt et des séquences. Du Trias au Jurassique supérieur, l'extension E-W engendre un comportement en ouverture. La fin du Jurassique au Crétacé supérieur, les axes de subsidence majeure passe de NE-SW à E-W et des axes d'anticlinaux E-W. A la fin de cette période, le bassin du sud-est se ferme sous l'influence d'une compression N-S (Baudrimont and Dubois, 1977).

Les séries cénozoïques caractérisées principalement par les faciès Oligocènes varient considérablement en épaisseur (jusqu'à 450 m dans le bassin contre 600 à 800 m dans la marge). Les phénomènes d'effondrements et de subsidence ont considérablement impactés l'architecture des dépôts et la structure actuelle de la fosse de Valence. Le rifting Ouest Européen et les cycles sédimentaires d'âge Miocène et Pliocène ont principalement structurés la fosse de Valence. La fosse a été alimentée par le Massif Central et le massif du Vercors dès l'Eocène. Les dépôts de près de 800 m de molasses miocène est liée à la mer périalpine et à l'avancée vers l'ouest des Alpes externes.

III.4 Réseaux de fractures grande échelle sur les analogues

III.4.1 Géométrie des réseaux de fractures en surface

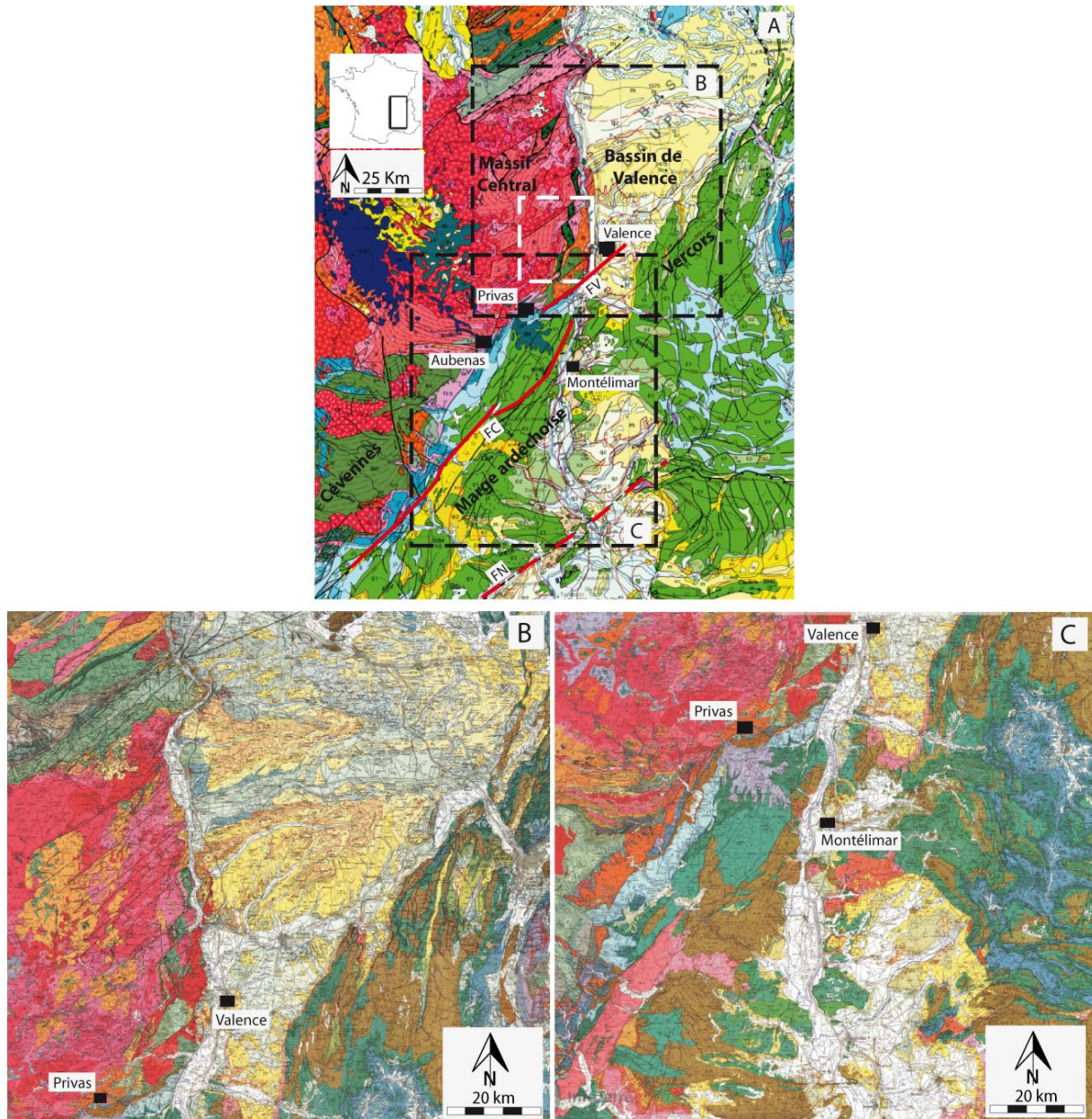


Figure 2-25 : A : extraits de la carte géologique au 1/1000 000 sur lequel ont été reportées les zones d'intérêt relatives aux réseaux de fractures. Le rectangle blanc localise la zone étudiée par Bertrand (2017). B : Extrait de la carte géologique au 1/250 000 centré sur la bordure ouest du bassin de Valence. C : Extrait de la carte géologique au 1/250 000 centré sur la bordure ouest du bassin de Valence. B et C illustrent les réseaux de fractures affectant socle et couverture aux alentours du bassin. FV : faille de la Voulte, FC : faille des Cévennes, Fn : Faille de Nîmes.

Même si son orientation est globalement N/S, le bassin de Valence est structuré à grande échelle par de grands accidents NE/SW de l'ordre de la dizaine à la cinquantaine de kilomètres de longueur, parallèles aux failles des Cévennes, de Nîmes et de moyenne Durance (situées au sud de la zone d'étude). La faille de La Voulte, de direction N040°–N050°, est l'un de ces accidents majeurs, avec un rejet estimé à environ de 600 m Figure 2-25 (Bergerat, 1982). Cette famille d'accidents NE/SW s'enregistre de façon extrêmement pénétrative aussi bien dans les séries paléozoïques du Massif Central (Figure 2-25B, Figure 2-27 et Figure 2-30) que dans la couverture mésozoïque affleurant sur la marge ardéchoise (Figure 2-25C). Quelques-uns d'entre eux sont cartés dans l'Oligocène au sud de Livron sur Drôme. La plupart de ces accidents semblent scellés par les séries miocènes. La faille de La Voulte affecte quant à elle les terrains jurassiques et rejoue durant le Cénozoïque (Bergerat, 1982). Quelques accidents N/S sont également cartés à grande échelle, dont la faille bordière ouest séparant le bassin des séries paléozoïques du Massif Central. Ces accidents semblent affecter l'ensemble de la couverture sédimentaire (SW de Grane et SE de Chabrillan).

A l'est, le chevauchement des chaînes subalpines sur le bassin complexifie la lecture cartographique au premier ordre (Figure 2-25).

Si la cinématique des failles a été largement abordée sur des analogues essentiellement carbonatés du sillon rhodanien (Bergerat, 1982; Bergerat and Martin, 1993), peu d'études ont contribué à détailler les caractéristiques géométriques de l'ensemble du réseau de fractures sur ces analogues.

Bertrand (2017) est le premier à proposer une analyse statistique (orientations, longueurs et espacements) des failles affectant le socle, d'après un relevé de linéaments sur Modèle Numérique de Terrain (MNT) à l'échelle 1/250 000 et 1/50 000 et l'acquisition de données de terrain. L'emprise de la zone d'étude est figurée par un rectangle blanc en Figure 2-25, elle correspond à une emprise ciblée sur le socle, située à l'ouest de Valence. L'analyse de 202 linéaments lui permet de mettre en évidence 4 familles de failles d'orientations principales : N000, N020, N050 et N120. La Pondération en longueur ou nombre ne changeant que peu les orientations des familles identifiées, l'auteur en déduit une homogénéité des longueurs en fonction des familles. Le travail sur MNT lui permet d'aboutir aux résultats synthétisés en Figure 2-26. L'auteur met globalement en évidence, quelle que soit l'échelle du support, 5 familles directionnelles : N000, N025, N050/055, N090, N120 et N140. Il pointe la difficulté à séparer, sur MNT au 1/250 000, les familles N020 et N050 identifiées sur cartes géologiques (Figure 2-26).

	Nb de linéaments	Surface de la carte (km ²)	Densité (nb/km ²)	Orientation principale	% de nombre	% de longueur
1/250 000	154	92,54	1,66	N000°E	8,3	7,7
				N025°E	23,3	20,1
				N050°E	23,2	28,9
				N090°E	7,7	10,5
				N120°E	14,2	11,4
				N140°E	8,3	7,5
1/50 000	625	14,88	42,00	N000°E	11,4	8,0
				N025°E	10,2	10,8
				N055°E	21,3	30,0
				N090°E	9,1	10,9
				N120°E	12,3	9,8
				N140°E	18,8	15,9

Figure 2-26 : Répartition des orientations des linéaments tracés à l'échelle 1/250 000 et 1/50 000 (Bertrand, 2017).

Le travail de terrain lui permet de compléter son analyse multi-échelle et de proposer un modèle d'organisation structurale dans la zone (Figure 2-27). Données cartographiques et MNT montrent une organisation du socle contrôlée au premier ordre par les accidents ENE-WSW et NE-SW, d'espacement caractéristique de l'ordre de 4 à 8 km pour les premières et 9 km pour les secondes. Données MNT au 1/50000 et terrain mettent principalement en évidence des structures N-S, E/W et NW/SE, auxquelles s'ajoutent parfois des ESE-WNW. Les accidents ENE-WSW structurent des blocs réguliers de taille caractéristique de 100 à 300 m. Les accidents N-S et NW-SE montrent également une organisation régulière localement, tandis que les accidents NE-SW et E-W ont une distribution aléatoire. Organisations au premier ordre et au second ordre semblent indépendantes.

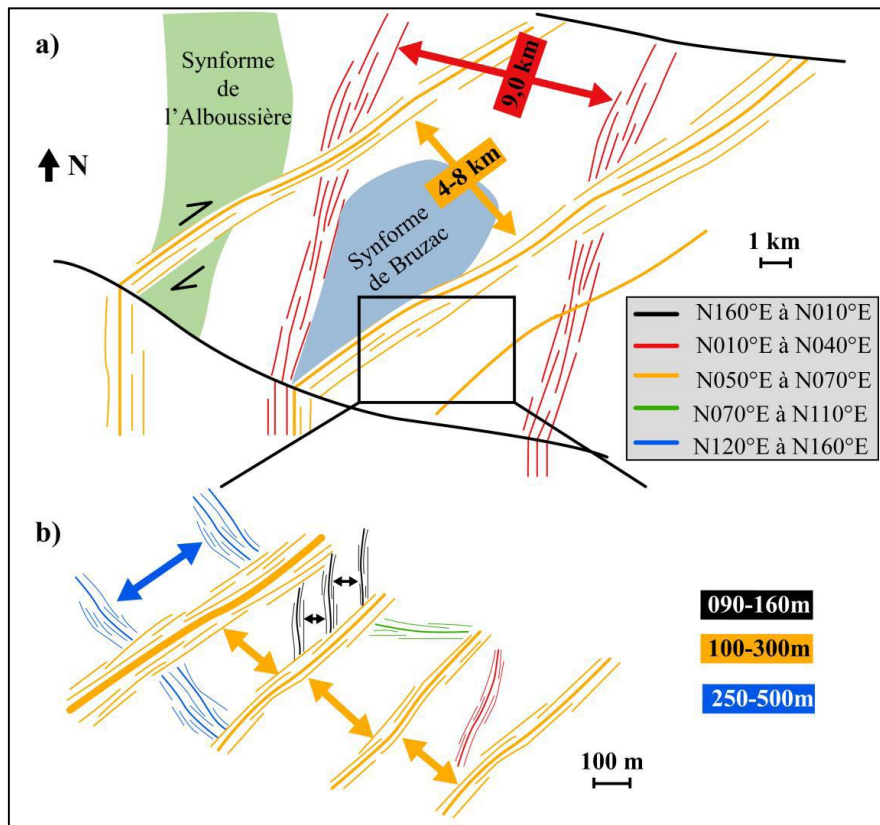


Figure 2-27 : Schémas de synthèse de l'organisation du réseau de failles a) au premier ordre et b) à l'intérieur d'un bloc structural de premier ordre du socle de la région de Valence (Bertrand, 2017).

A ce jour, aucune étude comparable ne semble avoir été entreprise sur les analogues triasiques et liasiques de la marge ardéchoise.

III.4.2 Etudes Cinématiques

Les déformations tectoniques récentes ayant structuré le bassin de Valence ont fait l'objet de nombreux travaux (Baroux, 2000; Bergerat and Chorowicz, 1981; Billant, 2016; Bles et al., 1989; Casagrande Fioretti, 1985). Les reconstructions des états de contraintes triasiques ont été proposées à partir d'observations de terrain et inversion de tenseurs de contraintes (Angelier, 1990; Angelier and Mechler, 1977; Arthaud, 1969; Ritz and Taboada, 1993).

Peu d'études ont porté sur l'inversion de données cinématiques en lien avec l'épisode hercynien. Les études ont surtout porté sur les états de contraintes mésozoïques particulièrement sur les faciès carbonatés, à partir du Jurassique (synthèse de Billant, 2016).

Jurassique et Crétacé inférieur : Les extensions d'âge Jurassique supérieur et Crétacé se distinguent régionalement par une direction moyenne WNW et ENE respectivement (Figure 2-28). La première extension est reliée à l'ouverture de Téthys et/ou l'ouverture de l'Atlantique nord tandis que la seconde extension est reliée à l'ouverture du golfe de Caspogne et/ou le rift de Valais.

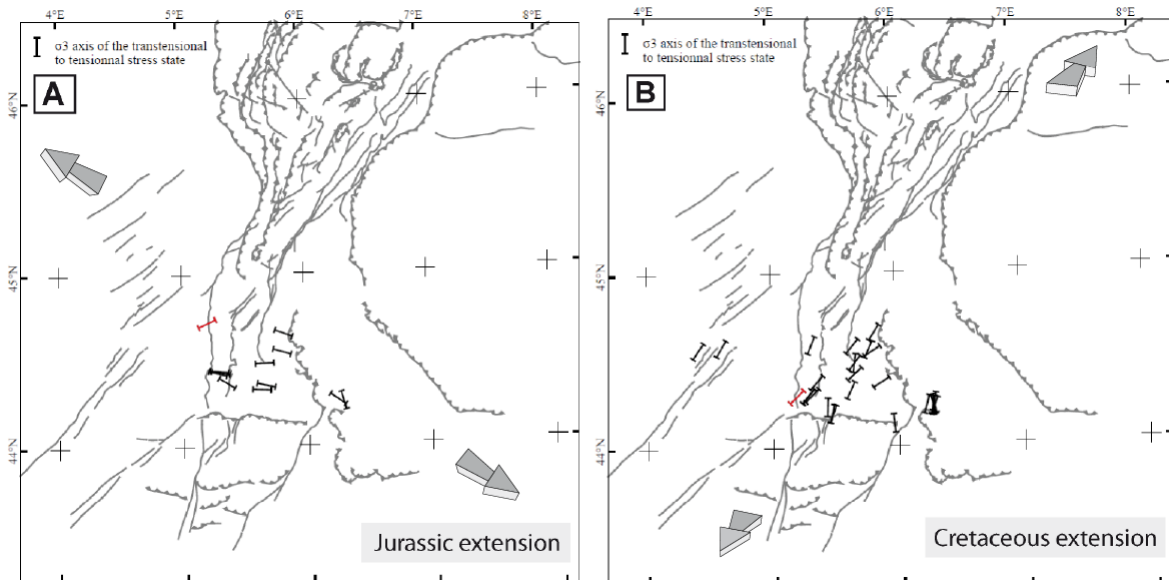


Figure 2-28 : Synthèse de l'orientation des contraintes durant A : l'extension jurassique et B : l'extension crétacée (Billant, 2016). En rouge l'orientation des contraintes mises en évidence dans l'étude de Billant, (2016). Les autres tenseurs sont le résultat d'une synthèse des travaux de Arnaud, (1981) ; De Graciansky et al., (1987) ; De Graciansky et Lemoine, (1988) et Homberg et al., (2013).

Crétacé supérieur à Eocène supérieur : La première compression mise en évidence est de direction NNW-SSE à N-S (σ_1). Cette compression n'a pas été observée sur des faciès autres que ceux du Turonien (Billant, 2016) (Figure 2-29). Cette compression datant de la fin du Crétacé est attribuée à la tectonique Pyrénéenne ; Elle est le résultat de la rotation antihoraire de la plaque Ibérique et Africaine durant l'ouverture Atlantique, mettant ainsi fin à l'avancée de la Téthys Ligurienne et plus tardivement à la collision de la plaque ibérique avec le bloc corso-sarde avec la plaque européenne (Lacombe and Jolivet, 2005). Dans le couloir rhodanien, L'éocène supérieur est marqué par une compression N-S (Figure 2-30) (Bergerat, 1982).

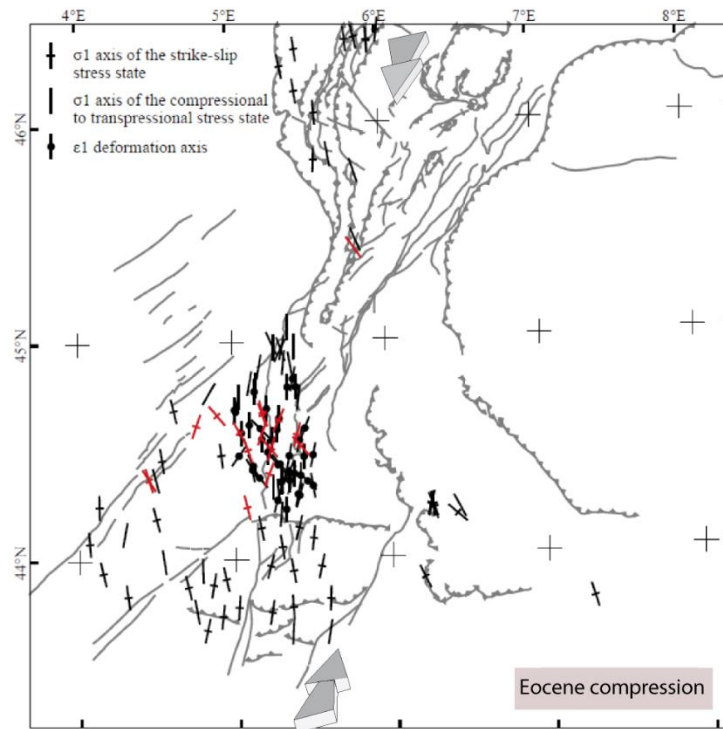


Figure 2-29 : Orientation des tenseurs de contraintes durant la compression éocène (en noir les tenseurs tirés d'études préexistantes de Arnaud, (1981) ; De Graciansky et al., (1987) ; De Graciansky et Lemoine, (1988) et Homberg et al., (2013), et en rouge les tenseurs mis en évidence dans le cadre de la thèse de Billant (2016)).

- **Oligocène**, le régime distensif domine et engendre un rejeu en failles normales de plusieurs accidents, relié à l'individualisation du fossé de Valence. La direction moyenne est de Est à SE (Figure 2-30B) (Bergerat, 1982; Bles et al., 1989). Dans l'avant pays Alpin, cette extension, apparaît durant l'Oligocène et se maintient jusqu'au Chattien. Elle est reliée à la phase de rifting ouest européen (ECRIS) (Bergerat, 1982).
- **Aquitainen**, la compression horizontale NE-SW fait rejouer les accidents N/S à NNE/SSW. Certains auteurs considèrent que cette compression s'arrête au Burdigalien, et correspond probablement au stade savi que décrit par Bergerat (1981) dans la vallée du Rhône. Aucune grande structure ni réactivation n'ont été observées durant ce stade de déformation et il est difficile de relier ce régime tectonique décrochant au niveau du bassin de Valence à la compression générée par la collision apulienne. L'hypothèse de la convergence de l'Afrique post extension oligocène a été mise en avant par Bergerat (1985).
- **Mio-Pliocène** : la compression Mio-Pliocène a débuté au Burdigalien/Ligurien et atteint son apogée au Pliocène supérieur (Billant, 2016). La direction moyenne de cette

compression est NNE-SSW dans le Bas Dauphiné, ESE-WNW dans le massif de la Chartreuse, ESE-WNW à ENE-WSW dans le Vercors, Diois et les Baronnies à N-S en Provence et NE-SW à N-S au niveau de la nappe de Digne. La direction N-S a été réactivée et s'observe dans les failles de décrochements, la contrainte est accommodée dans les niveaux basaux triasiques et liasiques, affleurant aux abords du bassin de Valence (Philippe et al., 1998).

- **Quaternaire** : l'état de contraintes du Quaternaire se caractérise par un régime de compression (Billant, 2016). La direction moyenne est ENE-WSW dans le Bas Dauphiné et le massif du Vercors.

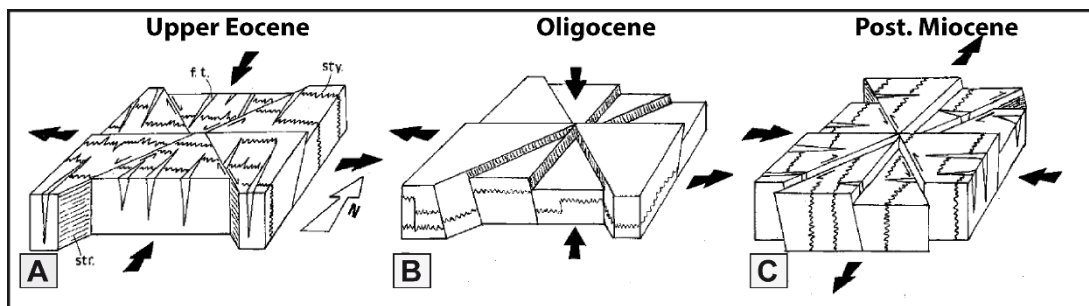


Figure 2-30 : Synthèse des structures et microstructures cassantes affectant le couloir Rhodanien, y compris le bassin de Valence. (A) Phase de compression N-S d'Eocène Sup. ; (B) phase de distension E-W d'âge Oligocène ; (C) phase de compression E-W post-Miocène. F.t : fentes de tensions, St y : pics stylolitiques, Str : Stries (Bergerat, 1982).

IV. Synthèse de l'état de l'art et problématiques associées

La fracturation associée au bassin de Valence reflète l'histoire complète et polyphasée de ce bassin. Depuis le bassin du sud-est jusqu'à son individualisation, le bassin de Valence a hérité des structures hercyniennes structurant son socle et sa couverture. Les directions privilégiées sont les NE/SW, NW/SE et ENE/WSW à E/W. La phase de rifting Téthysien entraîne la néoformation d'accidents NNE-SSW et NW-SE ainsi que le rejeu des accidents NE-SW. La compression pyrénéenne resollicite les accidents NNE-SSW et NW-SE tandis que le rifting oligocène (ECRIS) fait rejouer les accidents N-S à NNE-SSW. L'endommagement des séries est donc intense, que ce soit dans le socle ou la couverture. Toutefois, aucun modèle synthétique et quantitatif traitant à la fois la fracturation du socle et de la couverture, n'existe dans la littérature.

L'architecture des dépôts des séries sédimentaires du bassin de Valence est fortement contrôlée par les systèmes hercyniens, qui jouent notamment sur la subsidence et par conséquent les épaisseurs, les faciès et le type de dépôt. Toutefois, peu de cas a été fait jusqu'à présent de la géométrie de la limite socle/couverture.

La présence d'un réseau de failles intensif et d'une structure thermique favorable renforce l'idée d'une exploitation géothermique réalisable dans le bassin de Valence. Au vu de l'héritage structural complexe contrôlant fortement la nature et la géométrie des dépôts sédimentaires, trois types d'informations sont essentiels dans un objectif d'optimisation d'une exploitation géothermique du bassin de Valence : (1) Caractériser la géométrie des dépocentres du bassin de Valence tout en mettant l'accent sur l'interface socle/couverture sédimentaire ; (2) Caractériser et évaluer la géométrie et la dynamique du réseau de fractures affectant le socle et la couverture sédimentaire, puisque l'interface socle/couverture est une cible potentielle pour exploitation géothermique dans la zone et (3) Evaluer l'héritage structural entre le socle et la couverture sédimentaire.

CHAPITRE 3 : RESEAUX DE FRACTURES – DEFINITIONS, ATTRIBUTS ET TRAITEMENTS STATISTIQUES

I. Introduction

L'exploitation d'un réservoir géothermique nécessite la présence à la fois d'une anomalie thermique positive et d'une formation réservoir et d'un réseau de fracture ayant des caractéristiques pétrophysiques favorables à la circulation des fluides. Ces réseaux de fractures comprennent plusieurs fractures, disposées dans un volume. Cette disposition change d'un réseau à un autre selon le mode de mise en place des fractures, l'épaisseur des unités mécaniques et les contraintes exercées (Rives et al., 1992). Cette disposition peut être qualifiée également d'arrangement ou d'organisation spatiale.

Afin de comprendre l'organisation d'un réseau de fractures, il est nécessaire de caractériser ses attributs géométriques : les orientations, les longueurs, les espacements et les ouvertures. Cette caractérisation nécessite le recours aux lois statistiques, qui expliquent pertinemment le comportement des réseaux de fractures.

Dans ce présent chapitre, nous présentons une revue bibliographique sur les différents thèmes abordés dans cette thèse. Dans un premier temps, nous introduisons dans la section II les concepts de base qui serviront tout le long de ce travail. Dans un second temps, nous introduisons dans la section III, les différents traitements statistiques des données directionnelles et leurs applications aux fractures. Ensuite, nous nous focalisons dans la section IV sur la description des lois de distribution des attributs de fractures (Longueurs, espacements, ...), qui contrôlent le comportement de la fracturation à différentes échelles. Les méthodes utilisées dans cette étude sont également introduites.

II. Fractures : définitions et attributs classiquement étudiés

II.1 Fractures, joints, failles : définitions

Une fracture est une discontinuité d'origine mécanique consécutive à la rupture d'un volume rocheux (Aydin, 2000; Pollard and Aydin, 1988) qui dépend des propriétés mécaniques du massif rocheux et des contraintes auxquelles il est soumis.

Plusieurs types de fractures sont recensés selon que l'on constate ou non la présence d'un déplacement relatif d'une éponte par rapport à l'autre (Price, 1966). Si le déplacement se fait de façon tangentielle à la surface de la fracture, on parle de cisaillement. Si le déplacement se fait suivant la normale à la surface de la fracture, on parle d'ouverture dans le cas d'un déplacement orienté vers l'extérieur de la surface; ou de fermeture si le déplacement est orienté vers l'intérieur de la surface de la fracture.

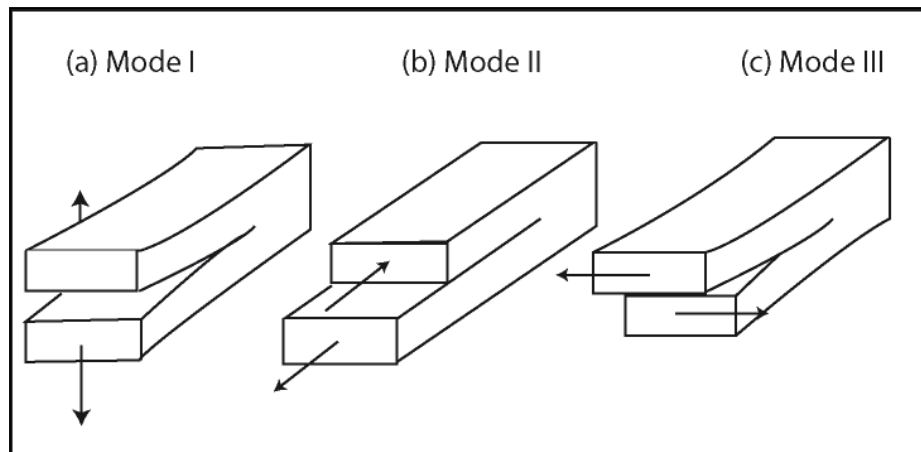


Figure 3-1 : Classification des fractures en fonction de leur mode d'ouverture : (a) Mode I, (b) Mode II, (c) Mode III. Les flèches noires indiquent la direction de propagation de la fracture. Modifié d'après Wang., (1996).

Les joints ne présentent pas de déplacement visible : ils sont donc définis par une ouverture perpendiculaire aux épontes (ouverture en tension pure ou mode I, tel que défini par Atkinson (1984), Lawn (1985) et Wang (1996) - Figure 3-1a). Si l'ouverture des joints est cristallisée, on parle alors de veine. Pollard and Aydin (1988) et Aydin (2000) les décrivent comme étant les fractures les plus répandues dans les couches sédimentaires. Ils se divisent en trois classes (Engelder, 1987; Olson, 1993; Pollard and Aydin, 1988):

- le premier groupe correspond à des réseaux de joints parallèles, régulièrement espacés dans une large zone (Figure 3-2a) ;
- le second groupe à une concentration de joints aux abords d'une faille. Ces joints constituent alors la zone d'endommagement de la faille. La géométrie de la zone d'endommagement dépend fortement du taux du rejet de la faille (Gross et al., 1997)(Figure 3-2b).
- Le troisième groupe correspond aux couloirs de fractures. Ce dernier correspond à une concentration de fractures persistantes (fractures traversant plusieurs bancs). Il est caractérisé par des fractures faiblement espacées. Le degré de concentration des fractures dépend de l'épaisseur des bancs traversés (Gillespie et al., 1993) (Figure 3-2c).

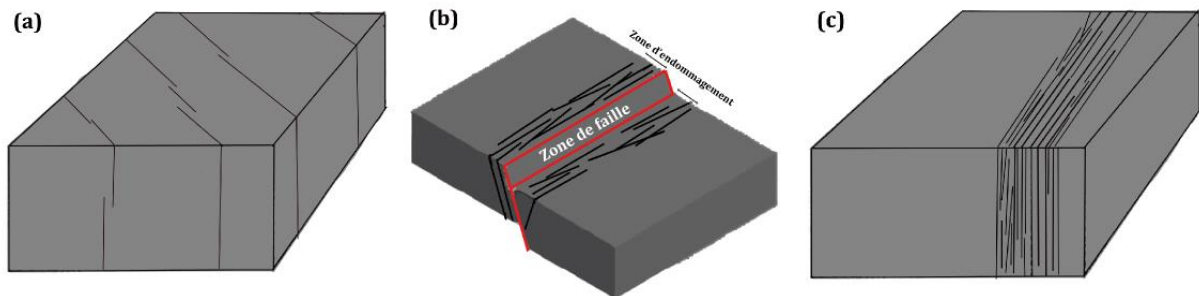


Figure 3-2 : Distribution classiques de joints. (a) : Réseau de joints parallèles ; (b) : réseau de joints associés aux mouvements des failles (zone d'endommagement) ; (c) : Couloir de fractures. Modifié d'après Engelder., (1987); Olson., (1993) et Pollard et Aydin (1988).

Les failles présentent un déplacement relatif des compartiments : leur mise en place implique donc un cisaillement (ouverture en cisaillement pur - mode II, ou en décrochement - mode III Figure 3-1b, c). Les zones de failles sont classiquement divisées en deux parties :

- **Le cœur de faille (*fault core*)** : il peut inclure plusieurs surfaces de glissement, des zones argileuses, des zones bréchiques ainsi que des zones altérées (Figure 3-3a, b). Les propriétés pétrophysiques au sein du cœur de faille peuvent changer en fonction du stade d'évolution de la faille (Caine et al., 1996). En effet, le cœur de la faille peut être un conduit pour la circulation des fluides durant le processus de déformation, et peut agir ensuite comme une barrière dans le cas où la porosité et la perméabilité sont scellées par les minéralisations liées aux fluides après déformation.

- La zone d'endommagement (*damage zone*)** : elle entoure le cœur de faille et est induite par le mouvement de la faille et génère des failles antithétiques, des joints d'extension et des clivages dans un périmètre qui dépend du rejet de la faille (Kim et al., 2003; Reyer et al., 2012) (Figure 3-3b). Elle peut augmenter considérablement la perméabilité de la zone de faille et enregistrer les différents épisodes de glissements et d'événements de déformation. Ces événements se traduisent par un ou plusieurs stries de déplacement au niveau des miroirs de failles qui constituent la zone de faille.

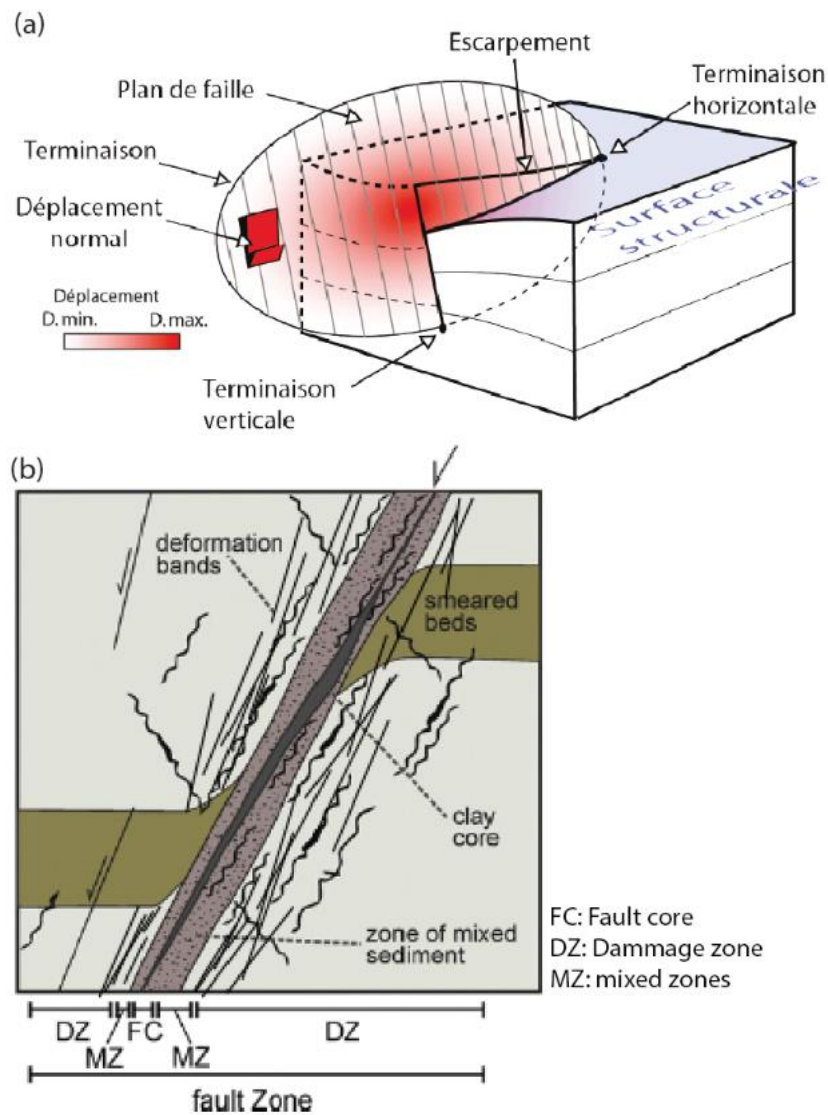


Figure 3-3 : Géométrie d'une zone de faille et les fractures associées. (a) : Vue en coupe d'une zone de faille (Soliva, 2004). (b) : Zone d'endommagement (Bauer et al., 2015).

L'échelle de déplacement des fractures varie en fonction de chaque mode de propagation. En effet, les failles peuvent présenter des déplacements plurikilométriques selon le mode II ou le mode III), tandis que les fractures en ouverture pure (mode I) peuvent avoir des déplacements mineurs négligeables.

Nomenclature : Tout le long de cette étude, nous utilisons le terme « fracture » pour désigner toute discontinuité avec ou sans déplacement. Ce terme sera utilisé de façon générique et regroupe à la fois les joints, les veines et les failles. Dans modèles numérique de terrain MNT, nous utilisons le terme « linéament » pour faire la différence avec le terme fracture, utilisée sur les cartes géologiques ou le terrain. En effet, le traçage des objets à partir d'un MNT n'est pas forcément interprété comme étant une fracture. Hors, le terme fracture est déjà une interprétation et son utilisation devra être confirmée.

II.2 Attributs géométriques des fractures

Dans cette partie, nous nous focalisons sur la définition des attributs géométriques des fractures, tels qu'ils sont observés et mesurés sur le terrain ou sur l'imagerie de puits afin de caractériser le système de fractures.

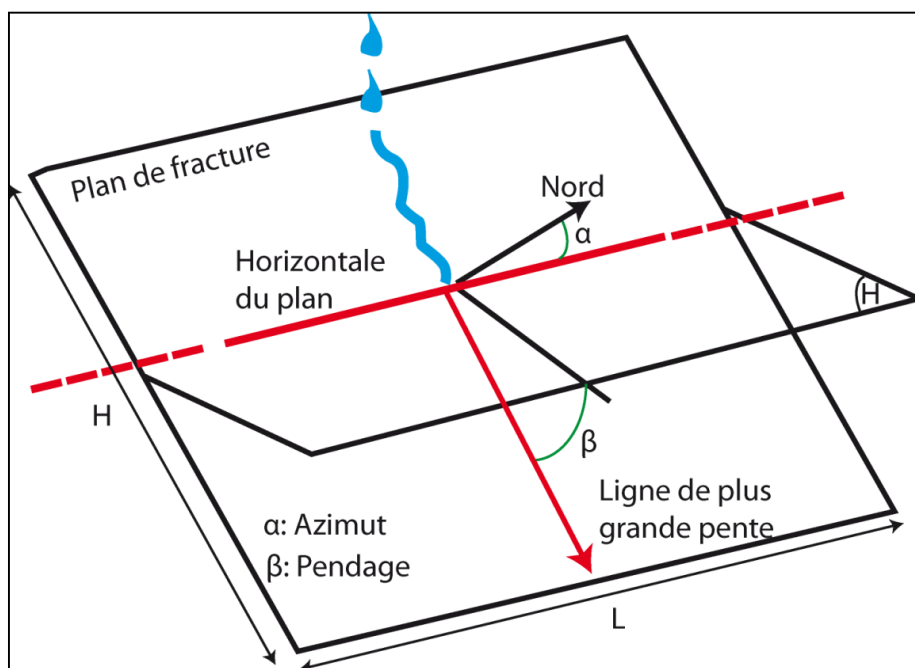


Figure 3-4 : Orientation et pendage d'un plan. L : longueur de la fracture ; H : hauteur de la fracture. Modifié d'après Richard (2006).

1. **Dimensions des fractures** : Les dimensions d'une fracture correspondent à sa longueur et sa hauteur (Figure 3-4). Elles sont très variables d'une fracture à l'autre, de tailles millimétriques à plurimétriques. La longueur varie considérablement selon le mode de la fracturation. Dans le cas d'une fracture de type Mode I, la longueur dépasse rarement quelques centaines de mètres, tandis qu'une fracture de Mode II (faille) peut atteindre plusieurs kilomètres (Olson, 1993). La hauteur d'une fracture est contrôlée principalement par l'épaisseur des unités mécaniques. La hauteur dépasse rarement quelques dizaines de mètres. Cependant, on peut observer dans certains cas des fractures de grandes dimensions, ceci est le résultat d'une interaction entre plusieurs fractures individuelles (de Joussineau et al., 2005).
2. **Forme des fractures** : la morphologie des surfaces de fractures montre que la propagation se fait au départ de manière elliptique ou circulaire. Pollard et Aydin (1988) reportent que la forme des fractures est due essentiellement aux caractéristiques mécaniques de l'encaissant. Au sein d'une roche massive et compacte, la fracture prend une forme circulaire ou elliptique. Au sein d'une roche stratifiée, les fractures se propagent sous une forme radiaire. La fracture suit le plan de stratification et prend une forme quasi-rectangulaire (Bonneau *et al.*, 2012a, b).
3. **Orientation des fractures** : l'orientation d'une fracture est définie par deux angles : sa direction ou son azimut (selon les conventions) et son pendage (Figure 3-4). La direction d'une fracture correspond à l'angle entre le Nord géographique et la direction du pendage projeté sur l'horizontale, tandis que l'azimut correspond à l'angle entre le Nord géographique et une droite horizontale comprise dans le plan de la fracture. Le pendage correspond à l'angle aigu entre le plan de la fracture et le plan horizontal. Les deux angles sont exprimés en degrés, la direction du pendage varie entre 0° et 360° dans le sens horaire et la valeur du pendage varie entre 0° et 90°.
4. **Localisation des fractures** : les fractures ne sont souvent exposées que partiellement sur le terrain et ne sont recoupées que sur une très faible largeur dans un carottage, c'est la raison pour laquelle on associe dans la plupart des cas la position spatiale d'une fracture au centre de gravité de sa trace.
5. **Ouverture des fractures** : l'ouverture d'une fracture correspond à la distance mesurée perpendiculairement au plan moyen de la fracture entre les épontes. L'ouverture des fractures peut varier de l'ordre du micrométrique et aller jusqu'à quelques centimètres. Cependant, la tortuosité de la fracture influence son ouverture et peut varier considérablement le long de la fracture. Ceci peut créer des drains d'écoulement préférentiel au sein de la fracture.

6. **Remplissage des fractures** : On distingue quatre types de remplissages d'après Nelson (1985) : (1) les fractures ouvertes, sans remplissage caractérisées par une forte perméabilité, favorisant ainsi l'écoulement des fluides ; (2) les fractures à épontes polies ou striées (frottements liés au glissement le long du plan de la fracture) caractérisées par une faible perméabilité perpendiculairement au plan de la fracture, et parfois une forte perméabilité dans le sens du plan de la fracture ; (3) les fractures à remplissage fin, essentiellement d'argile, se caractérisent par des perméabilités très faibles ; et (4) les fractures minéralisées caractérisées par une fermeture totale ou partielle, causant ainsi une très faible perméabilité. Ces minéralisations comprennent les remplissages de type carbonatés, siliceux, sulfates (eg. La barytine) etc.

III. Supports et méthode d'analyse des systèmes fracturés utilisés dans cette étude

Dans un premier temps, nous détaillons les caractéristiques des supports d'analyse utilisés dans cette étude pour la caractérisation des attributs des fractures : cartes géologiques, modèle numérique de terrain, imagerie satellite et affleurements de terrain. Dans un second temps ; nous reviendrons sur la technique d'acquisition des attributs géométriques de fracture dite de la « *scanline* ». Les méthodes d'acquisition et de l'analyse des données ont été exhaustivement détaillées dans l'annexe B, appliquée à nos jeux de données.

Les fractures représentent des discontinuités limitées dans l'espace. Leurs longueurs sont supérieures à leurs épaisseurs, leurs formes sont assimilables à une surface. L'extension de cette dernière varie de l'ordre millimétrique à plurikilométrique, d'où la nécessité, lorsque l'on traite de réseaux de fractures, de considérer plusieurs échelles pour chaque analyse. Plusieurs supports d'analyse sont alors nécessaires pour effectuer une gamme complète d'observations à différentes échelles (Figure 3-5) :

- La grande échelle (10^1 à 10^5 m) est abordée par analyse sur imagerie satellite, cartes géologiques, modèles numériques de terrain (MNT), photos aériennes et imagerie sismique.
- L'échelle dite intermédiaire (10^{-1} à 10^1 m) correspond à l'analyse de la fracturation à partir d'affleurements de terrain.
- La petite échelle (10^{-3} à 10^{-1} m) concerne l'analyse sur carotte de forage, imagerie de puits ou lames minces.

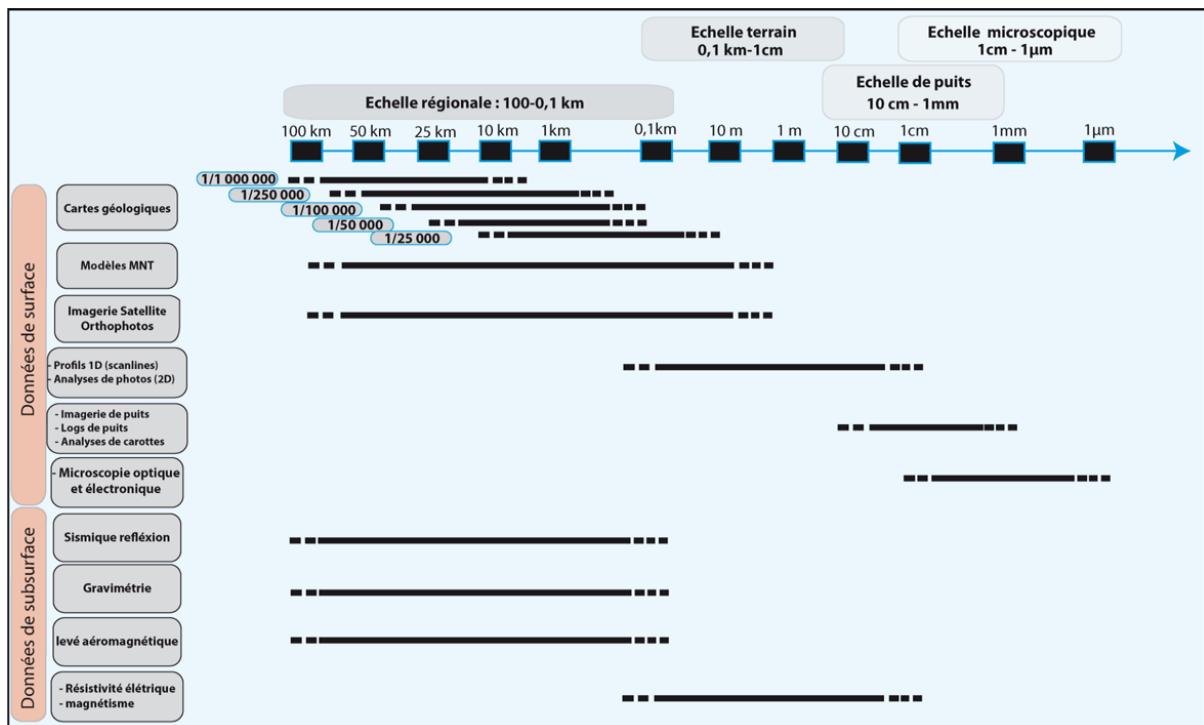


Figure 3-5: Synthèse comparative des échelles d'observation concernées par différents supports d'acquisition de la fracturation.

III.1 Supports d'analyse

III.1.1 Les cartes géologiques

Les cartes géologiques permettent d'acquérir des jeux de paramètres qui comprennent les orientations des fractures, leurs longueurs, leurs espacements ainsi que leurs densités sur la surface étudiée (Figure 3-6).

Dans les études multi-échelle, les auteurs s'appuient sur des cartes géologiques allant du 1/50000^{ème} au 1/250000^{ème}, selon leur disponibilité sur le secteur étudié (Bertrand, 2017; Le Garzic, 2010). Cependant, les fractures tracées sur les cartes géologiques sont déjà issues d'une interprétation.

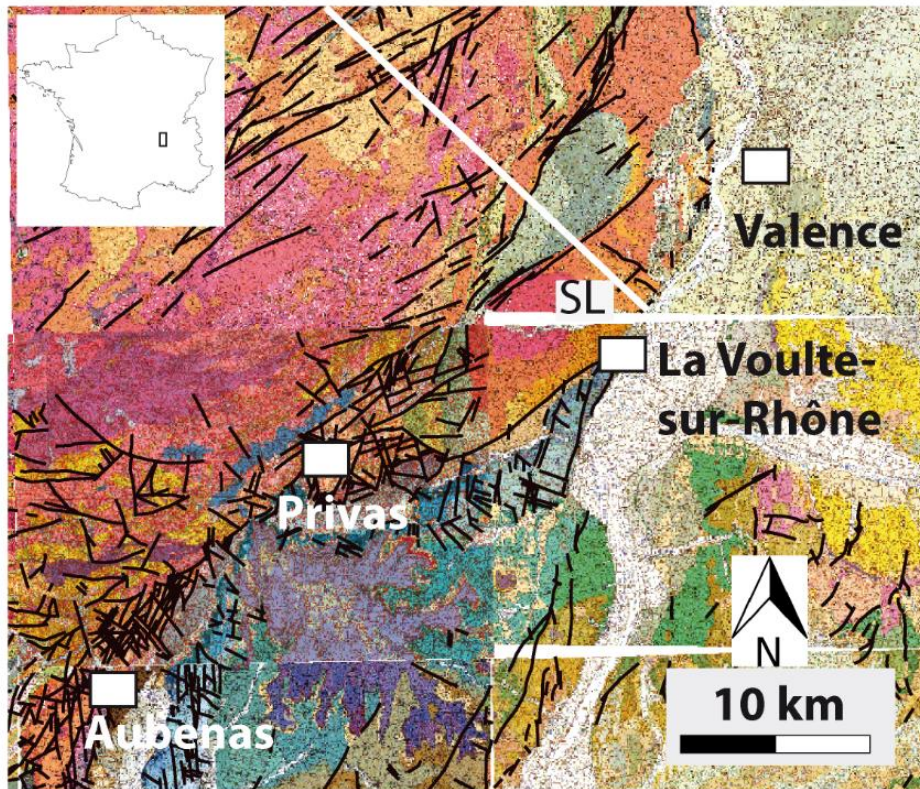


Figure 3-6 : Illustration du tracé des fractures à partir des cartes géologiques au 1/50000. Les longueurs sont directement calculées une fois la fracture est digitalisée. L'espace est obtenu par la méthode des scanlines (SL).

III.1.2 Les modèles Numériques de Terrain (MNT)

La construction du modèle numérique de terrain (MNT) consiste à modéliser la représentation numérisée d'un relief par une grille régulière et rectangulaire. L'altitude d'un point donné sur le terrain est représentée par un nœud sur la grille du MNT. On obtient une matrice d'altitude dont les pas en x, y sont paramétrables. Le MNT est défini par un point origine, un nombre de lignes, un nombre de colonnes, et un pas. La perception du relief est ensuite accentuée en fonction de l'éclairage appliqué au MNT : toute irrégularité morphologique perpendiculaire à la direction de l'éclairage est mise en évidence contrairement à celle qui lui est parallèle (Figure 3-7a-e).

La méthodologie d'analyse et de traitement des cartes MNT consiste à détecter des linéaments. Le principe est d'identifier des linéaments qui présenteraient une morphologie très rectiligne sur plusieurs kilomètres, ou qui dévieraient franchement le cours d'une vallée (Le Garzic, 2010).

Plusieurs biais peuvent perturber l'analyse des linéaments des MNT notamment celui relié aux effets d'éclairages des MNT. En effet, selon un éclairage donné, un linéament peut apparaître ou disparaître mettant ainsi le doute sur validité. C'est la raison pour laquelle il est recommandé de générer un modèle MNT sous minimum quatre éclairages différents (Le Garzic, 2010). Les linéaments tracés sous minimum deux éclairages sont considérés comme étant plus valide (Figure 3-7f).

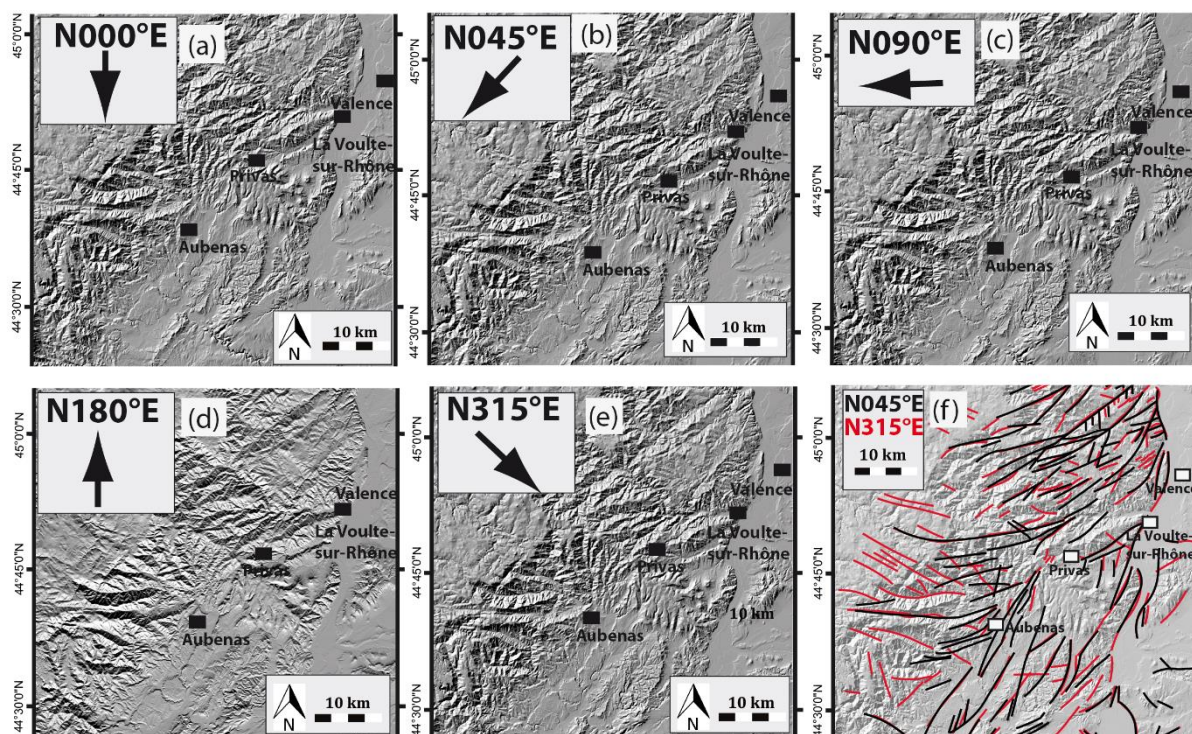


Figure 3-7 : Illustration des modèles MNT sous différents éclairages : (a) N000°E, (b) N045°E, (c) N090°E, (d) N180°E et (e) N315°E. (f) Mise en évidence des linéaments tracés à partir d'un MNT sous deux éclairages N045°E et N315°E; d'après la méthode détaillée dans Le Garzic (2010), nous prenons en compte les linéaments tracés sous minimum deux éclairages.

III.1.3 L'imagerie satellite et les orthophotos

L'imagerie satellite couvre une échelle d'observation assez large allant du 1/5 000 au 1/1 000 000. Il existe plusieurs satellites qui prennent des images régulières et de grande qualité de la surface de la terre, chaque satellite diffère en termes de résolution et la largeur du domaine photographié. Par exemple, le satellite américain Landsat prend des photos de largeur 185 x 185 km et fournit une résolution entre 15 et 30 m tandis que le satellite ASTER couvre une largeur de 60 x 60 km avec une résolution de 15, 30 ou 90 m. Donc le choix des images satellites dépend du besoin

en termes des dimensions de la zone d'étude et ainsi que de la résolution des structures que l'on souhaite tracer.

Il existe également les images orthophotos qui correspondent à des images aériennes prises soit par satellite ou alors des appareils spécifiques. En France, ces données sont fournies par l'IGN et disponibles par département à très haute résolution (5 m) qui sont optimales pour une observation et un traçage de linéaments. Certaines orthophotos peuvent avoir une résolution centimétrique jusqu'à 20 cm. Cependant, la couverture végétale constitue souvent un inconvénient majeur qui masque certains accidents.

Il existe d'autres méthodes d'acquisition des données à savoir par photogrammétrie ou alors par drone. Ces appareils permettent une acquisition plus robuste et un échantillonnage plus complet des affleurements mais cependant avec des limites de résolutions propre à chaque méthode.

III.1.4 Les données de terrain

Variant entre 100 m et 10 cm, le terrain constitue une échelle clé dans l'analyse de la fracturation car elle permet de faire des observations directes. La caractérisation de la fracturation en 2D se fait par une analyse sur des surfaces (dalles) où l'on mesure les longueurs et espacements de via la méthode de *scanlines* et également les orientations des fractures. La caractérisation 1D se fait via les *scanlines* ou l'on caractérise les densités linéaires.

III.2 Méthode d'acquisition des données par *scanline*

Qu'il s'agisse d'un travail sur données cartographiques ou d'un travail de terrain se basant sur des méthodes dites « classiques », la caractérisation d'un réseau de fractures s'effectue par des mesures géométriques d'orientations, de longueurs, d'espacements et d'ouvertures.

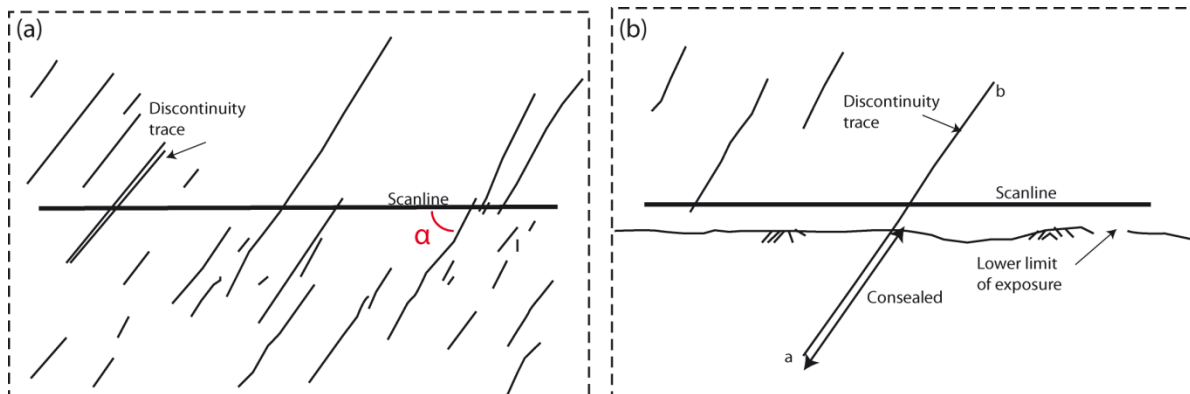


Figure 3-8 : (a–b) Illustration de l'analyse d'un réseau de fractures par scanline. Identification de l'angle α entre les fractures d'une même famille et la scanline. Modifié d'après Priest et Hudson., (1981).

La répartition spatiale et les mesures des densités de fractures 1-D, 2-D et 3-D se font par la méthode dite du « *scanline* ». Elle consiste à mesurer chacun des attributs d'une population de fractures le long d'une ligne (virtuelle sur logiciel SIG ou physique sur le terrain), en repérant la position de chaque fracture recoupant cette ligne. Dans l'idéal, la ligne de mesure est placée perpendiculairement aux structures principales (Gauthier et al., 2000; Priest and Hudson, 1981) (Figure 3-8). L'orientation d'une fracture forme souvent un angle avec la *scanline* (Figure 3-8a). Cet angle crée un biais et remet en cause l'espacement mesuré et également la position de la fracture. On applique donc une correction pondérale dite de Terzaghi à chaque fracture (équation (1)) pour l'analyse statistique des données :

$$w = \frac{1}{\cos \alpha} \quad (1)$$

Où α est l'angle entre le plan de la fracture et la *scanline* et w est le poids de chaque fracture individuelle. Pour plus de détails, le lecteur se réfèrera aux articles de Terzaghi (1965) et Bisdom et al., (2014).

Puisque la *scanline* n'intersecte majoritairement que les systèmes de fractures qui lui sont perpendiculaires, il est nécessaire d'effectuer plusieurs *scanlines* d'azimuts différents sur un même site pour prendre en compte un maximum de fractures. Le nombre de *scanlines* varie en fonction de du nombre des familles de fractures. Une base de données robuste et représentative nécessite une analyse entre 100 et 200 fractures minimum par affleurement ou par *scanline*, dont la longueur est comprise entre 25 et 50 m (Bonnet et al., 2001b; Ehlen, 2000).

IV. Traitements statistiques des données directionnelles : application aux fractures

Une fois les données acquises, il convient maintenant les traiter et ainsi de les analyser. Les données d'orientations font partie des paramètres de fractures permettant de définir l'organisation spatiale d'un réseau de fracture. Il est donc essentiel de bien définir les familles de fractures à partir d'une distribution d'orientations.

Le traitement des données directionnelles a fait l'objet d'une branche de l'analyse statistique du fait de leur spécificité. Les observations circulaires peuvent être considérées comme étant des points sur une unité circulaire. En dimension plus élevée, plus généralement, les directions peuvent être considérées comme des points de la sphère unité (Mardia and Jupp, 2000). Bien que les données circulaires soient le plus souvent mesurées en degrés, la plupart des algorithmes qui traitent les données circulaires utilisent le radian comme unité de mesure.

Le traitement statistique de données circulaires a été longuement discuté dans la littérature du fait de la complexité des données et a fait l'objet de nombreuses publications. Le premier auteur à s'être intéressé à la caractérisation des distributions statistiques de données circulaires est von Mises (1918). S'en sont suivis les travaux d'Arnaud (1941) et de Fisher (1953). Ce dernier a repris les travaux précédemment formulés en deux dimensions afin de les étendre à des données en trois dimensions sur une sphère. Plusieurs études ont repris les bases de von Mises et de Fisher afin de transposer les fonctions des données circulaires à de nombreux domaines d'application allant des Sciences de la terre à l'analyse d'image et à la génétique (voir Bouberima (2013) pour une revue des applications de la méthode).

L'enjeu du traitement statistique des données circulaires est de parvenir à distinguer les directions préférentielles dans l'ensemble de la distribution. Cet enjeu est particulièrement important en géologie structurale, puisqu'il s'agit de répartir les fractures en familles directionnelles potentiellement compatibles mécaniquement.

Plusieurs méthodes mathématiques objectives et reproductibles ont été développées (Priest, 1993) afin d'aider l'opérateur dans la définition des familles de fractures. Ces méthodes ont été illustrées dans les travaux de Shanley and Mahtab (1976). Ce sont des algorithmes basés sur l'hypothèse qu'un ensemble de fractures cohérent en termes de direction (si l'on raisonne en 2

dimensions) présente un degré de regroupement (*clustering*) significativement plus élevé qu'une distribution d'orientations totalement aléatoire.

Nous allons aborder, dans cette partie, les modes de projection spécifiques aux données directionnelles, les méthodes d'analyse de distributions circulaires classiquement implémentées dans les logiciels de géologie structurale et expliciterons la distribution choisie (mélange de lois de von Mises) pour traiter, dans cette thèse, des données d'orientation de fractures en deux dimensions. Nous reviendrons enfin sur la notion de clustering.

IV.1 Projection des orientations et pendages de fractures

Deux types de représentation sont classiquement utilisés en géologie structurale : la rosace circulaire (pour les données en deux dimensions : direction ou pendage) et la projection hémisphérique (pour les données en trois dimensions : direction et pendage).

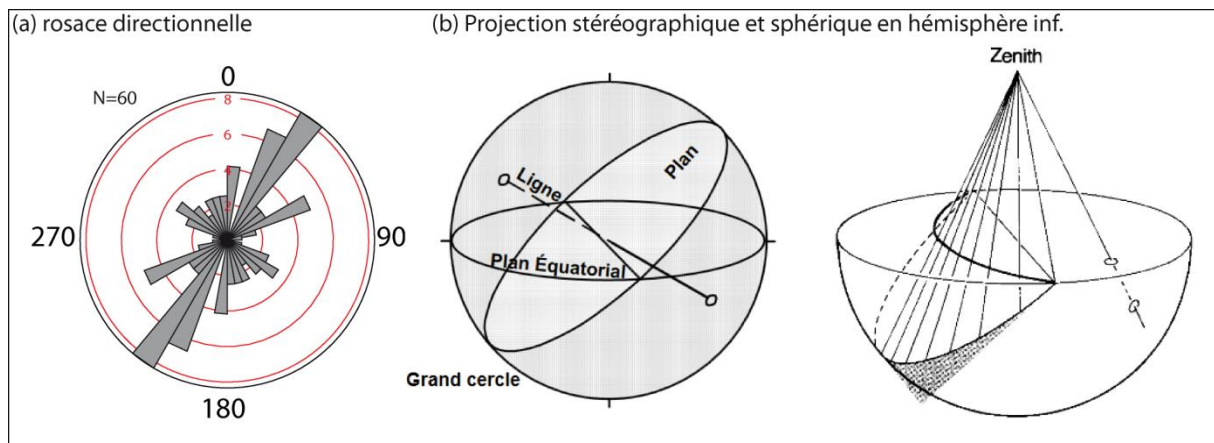


Figure 3-9 : (a) Représentation des données directionnelles sur une rosace, (exemple des données de la carrière du Lyas dans le présent travail (voir Annexe C2). (b) Principe de projection stéréographique et sphérique en hémisphère inférieure d'un plan et d'une droite (Davis and Reynolds, 1996).

Il s'agit, pour les rosaces directionnelles, de porter sur un cercle, les fréquences respectives de différentes classes de données directionnelles (Figure 3-9a). L'amplitude angulaire des classes est au choix de l'utilisateur.

Le mode de projection hémisphérique consiste quant à lui à projeter des données de plans ou de lignes sur un hémisphère (Figure 3-9b) (inférieur ou supérieur, au choix de l'utilisateur). Les lignes sont projetées sous forme de points, les plans sous formes d'arcs de cercle. Il existe deux types de canevas couramment employés en géologie structurale. Le canevas de Wülf est une projection

conforme (conservation des angles) tandis que celui de Schmidt est une projection équivalente (conservation entre deux éléments de surface) (Howarth, 1996).

Ces méthodes graphiques permettent d'analyser les données « à l'œil » (Priest, 1993). Les seuils inférieurs et supérieurs de chaque famille azimutale sont déterminés par l'utilisateur (géologue), ce qui nécessite une expertise certaine. Tout en préconisant une approche subjective, Bridges (1990) met en évidence la difficulté pour l'utilisateur de reconnaître les familles d'azimuts dans le cas où les familles directionnelles se chevauchent ou au contraire sont très dispersées sur la projection.

IV.2 Analyse statistique sur données structurales : les distributions circulaires classiquement utilisées

L'analyse de la distribution des orientations des fractures constitue, après la projection, la seconde étape dans le processus d'analyse des données visant à mettre en évidence les directions principales et à établir les familles de fractures (Fisher et al., 1993; Király, 1969).

Il existe plusieurs distributions permettant de modéliser les données directionnelles (en particulier circulaires) (Masseran et al., 2013). Les plus classiquement employées, en géologie structurale, sont la distribution de von Mises, la distribution de Fisher et la distribution de Fisher-Bingham. Toutes ces distributions ont en commun une forme exponentielle (Mardia and Jupp, 2000). Dans cette partie, nous présentons ces principales distributions et expliciterons pourquoi nous avons fait le choix d'utiliser une loi de distribution de type mélange de von Mises dédiée aux systèmes complexes.

IV.2.1 Données 2D, unimodales et symétriques : distribution de von Mises

La loi de probabilité de von Mises, également appelée distribution normale circulaire, décrit des phénomènes aléatoires circulaires (ou directionnels) et est une loi de densité continue sur le cercle unité. Elle est l'analogie circulaire de la loi normale sur la droite réelle (Mardia and Jupp, 2000). Elle a été formulée par von Mises (1918). La densité de distribution de von Mises se définit comme suit (2):

$$f(\theta|\mu, \kappa) = \frac{1}{2\pi I_0(\kappa)} e^{\kappa \cos(\theta-\mu)} \quad (2)$$

Où :

- θ décrit l'intervalle $[0, 2\pi[$
- $0 \leq \mu \leq 2\pi$: la direction moyenne,
- $\kappa \geq 0$: paramètre de concentration de la direction autour de la moyenne,
- le terme $\frac{1}{2\pi I_0(\kappa)}$ est une constante de normalisation, où $I_0(k)$ est la fonction de Bessel modifiée d'ordre 0, donnée comme suit :

$$I_0 = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{\kappa \cos\theta} d\theta \quad (3)$$

La distribution de von Mises décrite dans l'équation (2), est pertinente pour des distributions en deux dimensions (planaires), symétriques et unimodales. Cependant, les données structurales acquises sur analogues sont en général en trois dimensions (orientations et pendages), leurs distributions multimodales sont souvent asymétriques. Plusieurs adaptations du modèle développé par von Mises ont été proposées au cours du temps, pour traiter de données en 3D (loi de Fisher ou Fisher-Bingham) ou de données multimodales (mélange de von Mises).

IV.2.2 Données 3D : fonction de distribution de Fisher

La distribution de von Mises a été étendue en trois dimensions par les travaux d'Arnold (1941). Elle est connue sous le nom de fonction de distribution de Fisher (Fisher, 1953). Elle permet l'analyse statistique de données directionnelles vectorielles.

La méthode consiste, dans un premier temps, à déterminer les coordonnées de chacun des vecteurs mesurés (par exemple, pôles de plans de fracture) sur la sphère unitaire. Si l'on suit la règle de la main droite, que l'on considère un pendage positif pour un vecteur plongeant vers le bas, alors les coordonnées du vecteur dans l'espace sont calculées comme suit :

$$X = \sin(a) \cos(b); Y = \cos(a) \cos(b); Z = -\sin(b) \quad (4)$$

Avec a l'azimut du plan et b son pendage.

Sont ensuite calculées les coordonnées du vecteur résultant S , somme des n vecteurs unitaires du jeu de données (Borradaile, 2013; Fisher et al., 1993). Dans les logiciels comme Win-Tensor, les vecteurs unitaires de direction opposée sont réorientés afin de pointer vers la même direction.

$$S_x = \sum x_i ; S_y = \sum y_i ; S_z = \sum z_i \quad (5)$$

La norme R du vecteur S est donnée par :

$$R^2 = S_x^2 + S_y^2 + S_z^2 \quad (6)$$

L'orientation du vecteur S est identique à celle du vecteur résultant moyen. La norme du vecteur moyen R_m est calculée, en l'absence de pondération des vecteurs unitaires, comme suit :

$$R_m = R/n \quad (7)$$

On comprend intuitivement que R_m traduit indirectement le degré de concentration des données autour du vecteur moyen. Elle varie entre 1 pour des vecteurs unitaires de même direction (concentration parfaite) à environ 0.5 pour des données distribuées uniformément sur la sphère (<http://damiendelvaux.be/Tensor/UserGuides>, Delvaux, 2010).

La fonction de densité de la distribution de Fisher est formulée ainsi :

$$f(\theta) = \frac{\kappa \sin \theta e^{\kappa \cos \theta}}{e^\kappa - e^{-\kappa}} \quad (8)$$

Où θ est l'angle de divergence avec le vecteur résultant S (en degrés) et κ est le paramètre de dispersion (ou de concentration, selon les auteurs). κ est calculé à partir de la relation de Fisher (1953) :

$$\frac{e^\kappa + e^{-\kappa}}{e^\kappa - e^{-\kappa}} - \frac{1}{\kappa} = \frac{|S|}{n} \quad (9)$$

Où S est le vecteur résultant et n le nombre de vecteurs unitaires sommés.

Pour n suffisamment grand ($n > 30$), l'estimation de κ peut être estimée par :

$$\kappa \approx \frac{n-1}{n-|S|} \quad (10)$$

La distribution de Fisher est l'analogie en 3 dimensions d'une distribution normale isotrope à deux variables : les contours traduisant une probabilité constante sur la sphère unitaire sont nécessairement circulaires, puisque la fonction de distribution ne dépend que de l'angle de divergence avec le vecteur moyen.

IV.2.3 Anisotropie de la distribution en 3D : fonction de distribution de Fisher - Bingham

La distribution de Fisher - Bingham permet de traiter une distribution non isotrope (Kent, 1982). Dans sa formulation la plus simple (à 5 paramètres), la fonction de densité ne dépend plus uniquement du paramètre de concentration κ , mais également d'un second coefficient β qui traduit l'anisotropie de la distribution. Lorsque $\beta=0$, la formulation se réduit à celle de Fisher. Dans le cas contraire, les contours traduisant une probabilité constante sur la sphère unitaire deviennent des ellipses.

Cette formulation plus générale permet, en géologie structurale, de traiter la distribution de vecteurs clusterisés (formulation de Fisher), mais également de vecteurs dont la distribution s'approche d'une guirlande (formulation de Fisher - Bingham).

Les distributions classiquement employées et détaillées jusqu'à présent permettent de caractériser des distributions de données à 2 et 3 dimensions, toutes unimodales. S'il est possible avec ces méthodes de tester le degré de regroupement des données autour d'une direction (et/ ou d'un pendage moyen), ce n'est qu'avec le recours à la méthode du mélange de von Mises que peuvent être traitées les données multimodales.

IV.2.4 Distributions multimodales 2D : mélange de von Mises

Afin d'analyser des distributions complexes et multimodales, fréquentes lorsqu'il s'agit de données de fracturation, le recours au modèle de mélange de distributions de von Mises (MvM) s'avère judicieux, même s'il n'a jamais été implémenté jusque-là dans les logiciels classiques de géologie structurale. Le modèle de mélange de distributions de von Mises correspond à la somme de H composantes dont chacune répond à une distribution de von Mises.

Elle est formulée comme suit :

$$f(\theta, \mu_h, k_h, \omega_h) = \sum_{h=1}^H \omega_h \frac{1}{2\pi I_0(k_h)} e^{k_h \cos(\theta - \mu_h)} \quad (11)$$

Où H est le nombre de composantes, les θ sont les orientations et ω est le poids de chaque composante. La somme des poids de chaque composante est égale à 1.

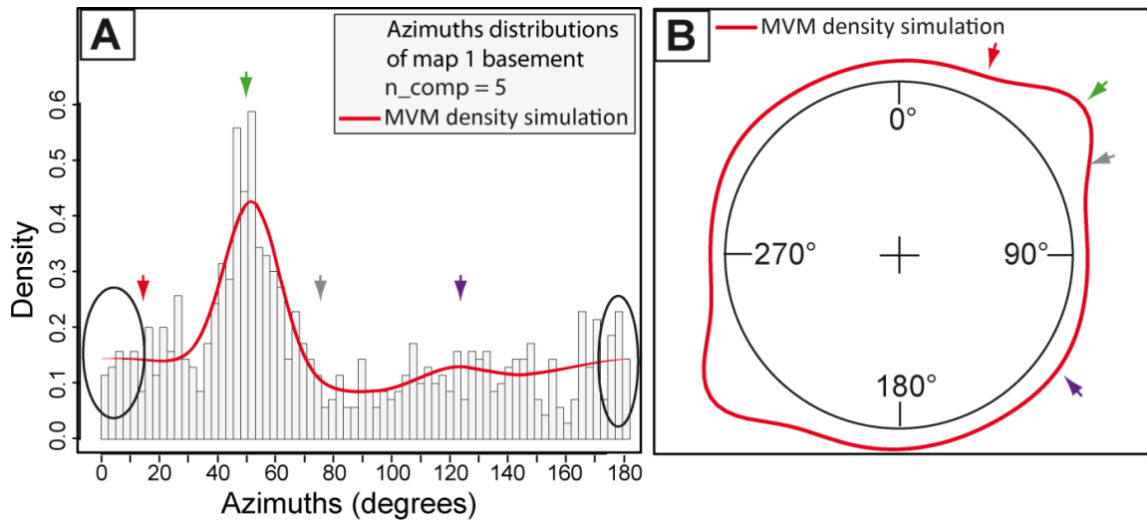


Figure 3-10 : Représentation graphique de la distribution de Mélange de von Mises (a) sur un histogramme et (b) sur un cercle. La distribution de Mélange de von Mises prend en compte la circularité des données, dans l'exemple des données d'azimuts 1 :50000, et ce pour 5 composantes, la dernière composante entourée par le cercle noir tient compte des données entre 160°/180° et 0°/7,5°.

Le modèle de mélange de distributions de von Mises est applicable à des données multimodales en 2 dimensions. C'est pourquoi nous avons fait le choix de cette distribution dans le cadre de données azimutales acquises sur cartes géologiques et MNT (chapitre 4).

Pour un nombre de composantes fixé, le modèle de mélange de distributions de von Mises peut être estimé par un algorithme itératif de maximisation de la vraisemblance EM (*Expectation-Maximization*) (Dempster et al., 1977). Cet algorithme converge vers un maximum local de la vraisemblance, et permet ainsi l'estimation des paramètres optimaux d'un mélange de distributions probabilistes (Bouberima, 2013), dans ce cas les valeurs des ω_h , k_h , μ_h . Pour plus de détails, la maximisation de la log-vraisemblance est détaillée dans la thèse de Bouberima, (2013).

Le choix du nombre de composantes lors de la convergence de la vraisemblance EM est défini manuellement par l'utilisateur. L'approche utilisée est détaillée dans le chapitre 4.

IV.3 Implémentation des distributions circulaires dans les différents logiciels de géologie structurale

De nombreux logiciels de géologie structurale permettent, entre autres, la projection hémisphérique de données de fracturation : Win-tensor (Delvaux and Sperner, 2003), Stereonet (Allmendinger, 2005; Cardozo and Allmendinger, 2013), DigiFract (Hardebol and Bertotti, 2013), TectonicsFP (Ortner et al., 2002), Certains d'entre eux proposent l'inversion de données cinématiques sur plans de failles. Tous ces logiciels disposent de modules de statistique permettant de caractériser la distribution des données en 2D et en 3D.

Les caractéristiques statistiques des données en deux dimensions (rosaces directionnelles) sont approchées, quel que soit le logiciel, par des distributions de von Mises (Figure 3-11). Le logiciel renseigne alors la moyenne et l'écart-type de la distribution.

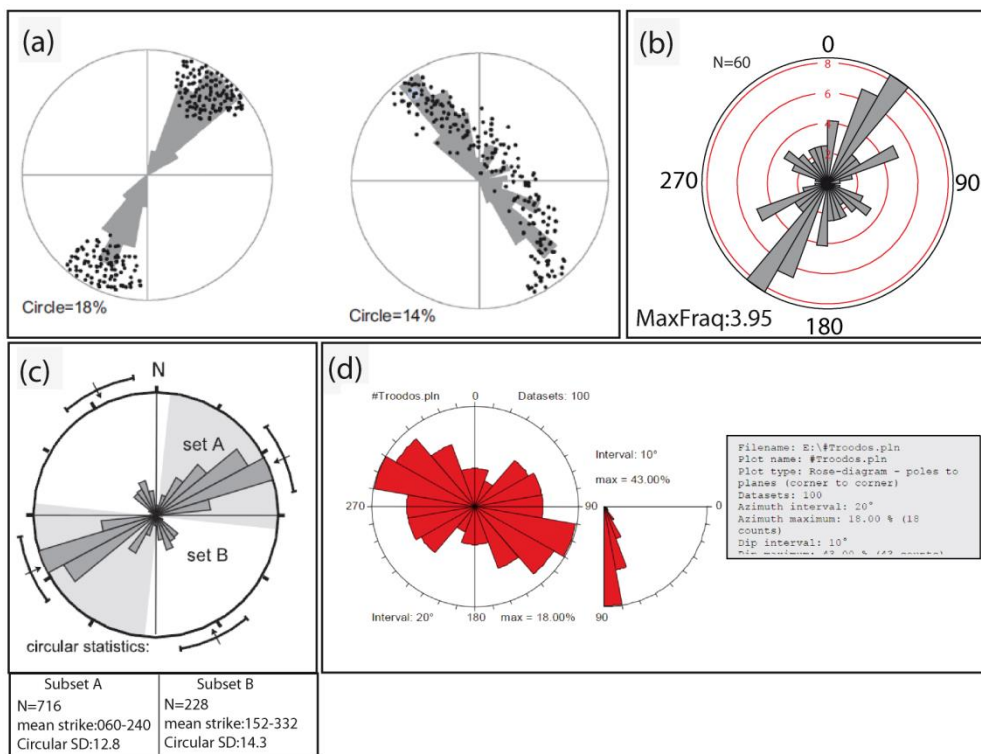


Figure 3-11 : Traitement statistique des données circulaires implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales. (a) Stereonet (Cardozo and Allmendinger, 2013), (b) Win-Tensor (exemple tiré à partir des données du Lyas de ce présent travail), (c) DigiFract (Hardebol and Bertotti, 2013), (d) Tectonics FP (Ortner et al., 2002).

Les caractéristiques statistiques des données en trois dimensions sont explicitées par une distribution de Fisher lorsqu'il s'agit de clusters (calcul du vecteur moyen) (Figure 3-12), ou de Fisher-Bingham (calcul des vecteurs propres de la matrice de concentration des données) lorsque les données présentent une répartition en guirlandes (Figure 3-13). Dans le premier cas, les logiciels fournissent l'orientation du vecteur moyen et le paramètre de concentration (et/ou cône de confiance à 95%). Dans le second cas, ils retournent les vecteurs propres et valeurs propres de la matrice d'orientation des données, ainsi que le grand cercle comprenant les deux vecteurs propres de plus grandes valeurs propres. Il est possible de tester l'adéquation entre données et l'une ou l'autre des distributions en testant l'anisotropie du tenseur d'orientations.

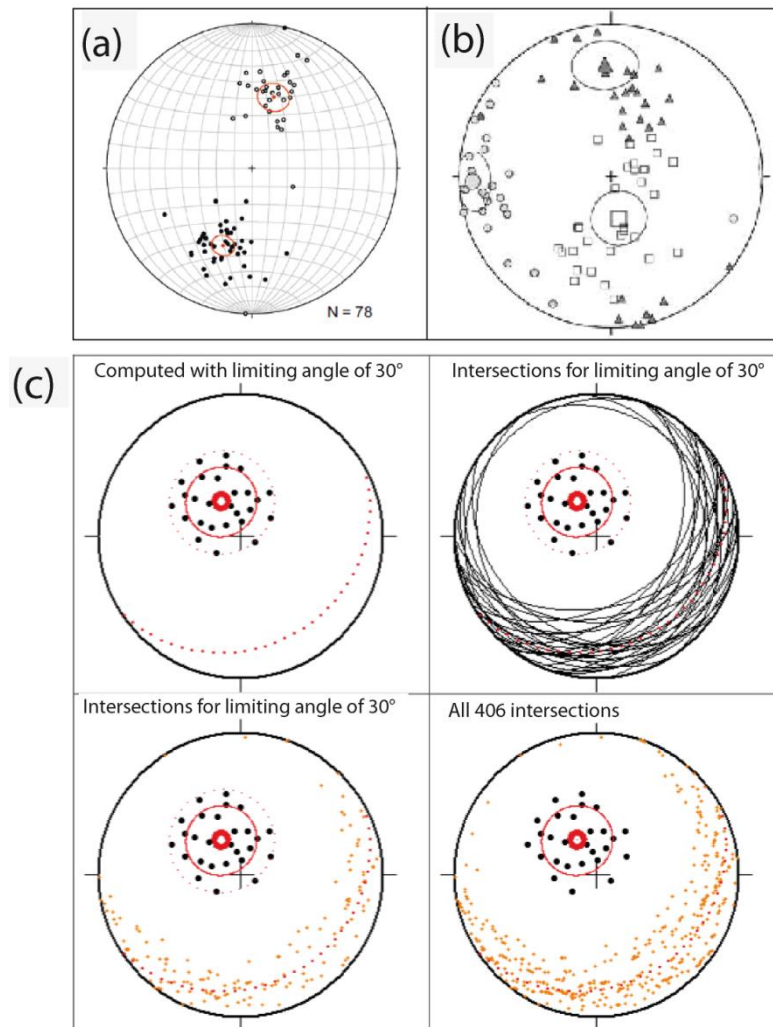


Figure 3-12 : Traitement statistique des données sphériques clustérisées implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales. (a) Stereonet (Cardozo and Allmendinger, 2013), (b) Tectonics FP (Ortner et al., 2002), (c) Win-Tensor (Delvaux, 2010).

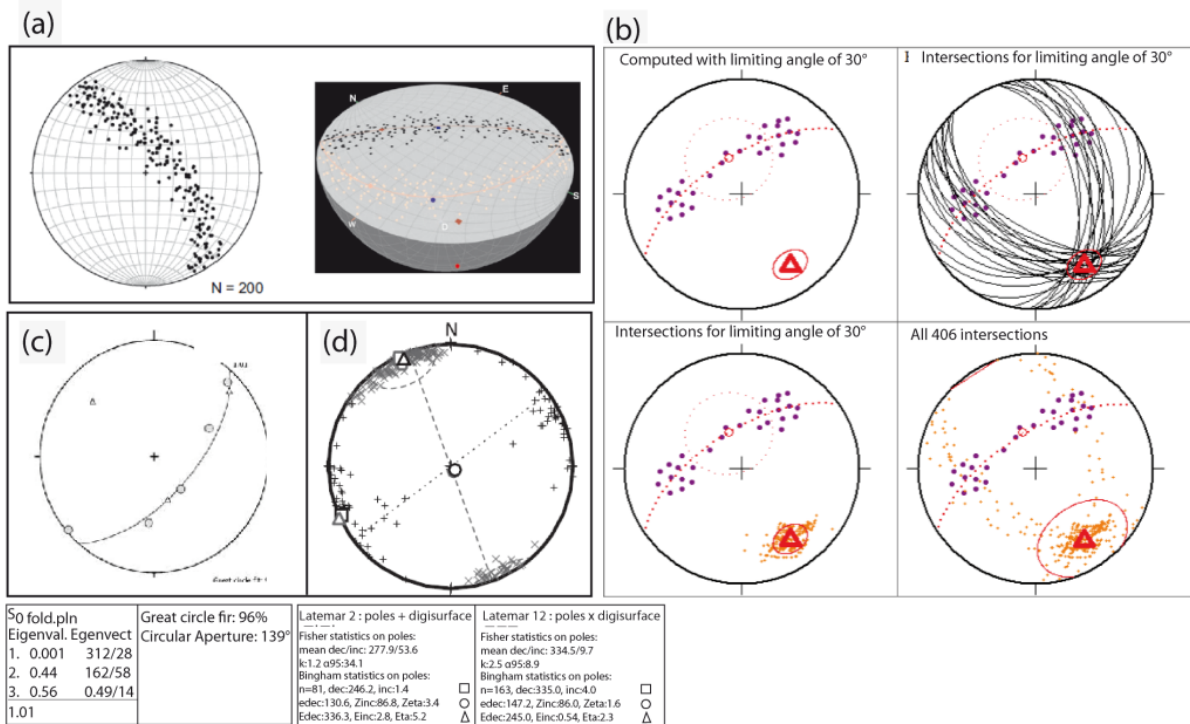


Figure 3-13 : Traitement statistique des données sphériques en guirlandes implémenté dans les logiciels classiques de projection de données structurales. (a) Stereonet (Cardozo and Allmendinger, 2013), (b) Win-Tensor (<http://damiendelvaux.be/Tensor/UserGuides>, Delvaux, 2010), (c) DigiFract (Hardebol and Bertotti, 2013), (d) Tectonics FP (Ortner et al., 2002). Qu'il s'agisse de données clusterisées ou de données en guirlande, on constate que les données en sortie ne concernent qu'un vecteur ou un seul système de vecteurs propres par jeu de données. Ces méthodes ne sont en effet applicables qu'à des données unimodales.

IV.4 Séparation en sous-familles de fractures

De tous les logiciels cités, seul Win-Tensor (<http://damiendelvaux.be/Tensor/UserGuides>, Delvaux, 2010) propose une séparation des fractures en sous-familles de fractures, et permet donc de pallier la limitation des méthodes statistiques aux seuls jeux de données unimodaux. Au sein d'une distribution complexe avec orientations réparties d'une manière hétérogène, la séparation en sous familles de fractures homogènes est proposée par la méthode du tri itératif numérique (Huang and Angelier, 1989).

La méthode dite du clustering, sur laquelle est basée le module de tri de Win-Tensor, impose de renseigner a priori le nombre de familles ainsi que la position de chaque vecteur moyen (Munier, 2004). Un algorithme attribue ensuite chaque fracture à l'une ou l'autre des familles initialement spécifiées (Figure 3-14). L'un des biais majeurs d'une telle méthode est qu'un point de mesure n'est attribué qu'à un seul cluster: la méthode ne tient donc pas compte de l'appartenance possible de

données à plusieurs clusters. Dans un second temps, les caractéristiques statistiques de chacun des clusters sont calculées en utilisant les fonctions de distributions classiques (Fisher en ce qui concerne Munier, 2004).

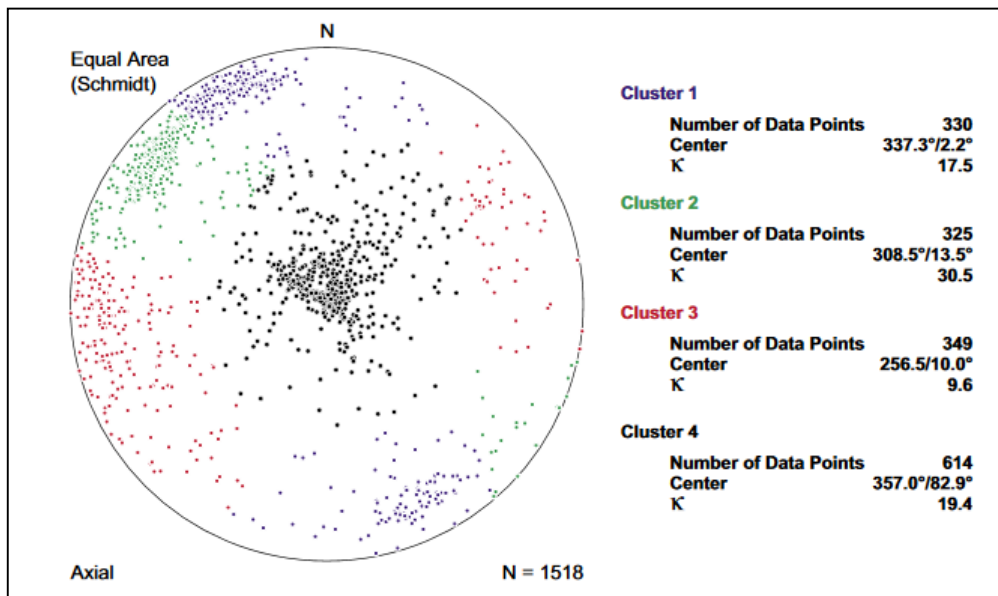


Figure 3-14 : Inspection visuelle d'un diagramme suggérant la présence de 4 pôles de clusters (sets), dont un avec un pôle moyen subvertical et trois autres avec des pôles moyens subhorizontaux, orientés approximativement de W, W et NNW (Munier, 2004).

Dans le cas de Win-Tensor, le logiciel estime alors le vecteur moyen de chaque sous famille à chaque pas de temps (Figure 3-15). Chaque sous famille initialement spécifiée est considérée comme « noyau d'attraction » des données durant le processus de séparation itérative. Le nombre maximum des sous familles considérées comme valides est contraint par l'estimation de départ (les moyennes de d'orientations). Si le noyau spécifié au départ n'arrive pas attirer les données d'orientations, alors la sous famille est invalidée. Le processus d'estimation des moyennes des sous familles de fractures en s'appuyant sur le calcul du vecteur moyen de chaque noyau est répété jusqu'à ce que chaque donnée d'orientation soit correctement affectée à un noyau et que le système se stabilise.

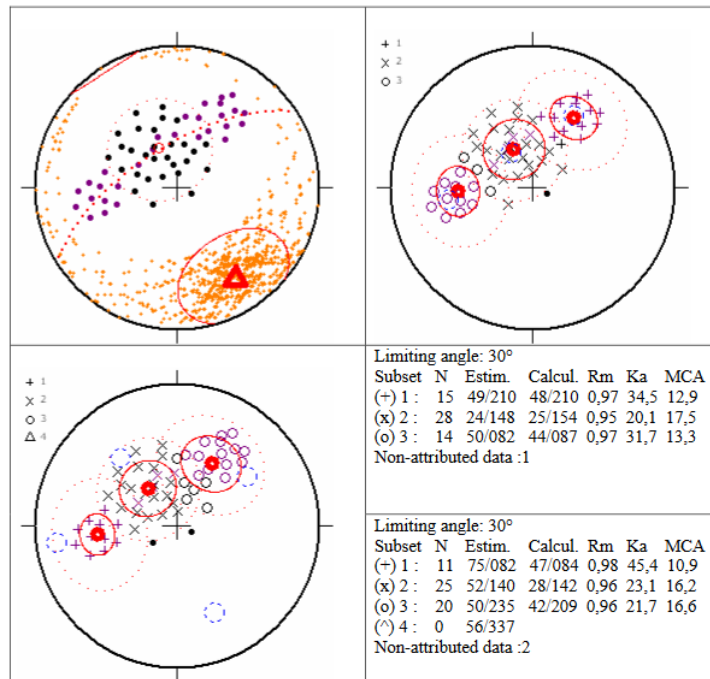


Figure 3-15 : Statistiques d'orientation des subsets séparés par les méthodes de mélange de cluster et Bingham utilisés dans l'exemple précédent. L'ensemble de données formées de 29 pôles issus des ensembles de données en cluster utilisés ci-dessus (en noir) et de 29 pôles de la distribution de la guirlande (en violet). Intersection de grands cercles tracés en petits points orange. Orientations moyennes, le cône d'angle de confiance, le cône d'angle limite et les grands cercles comme ci-dessus. Les petits cercles en pointillés bleus correspondent aux orientations estimées des noyaux (figure et explication extraite du manuel d'utilisation (<http://damiendelvaux.be/Tensor/UserGuides>, Delvaux, 2010)).

IV.5 Synthèse

Les méthodes employées pour décrire statistiquement les données qu'elles soient en 2D ou 3D sont toujours les mêmes : Von Mises en 2D, Fisher et Bingham en 3D. Parmi les logiciels dédiés à l'analyse structurale, Win-Tensor est le seul logiciel permettant la séparation de données hétérogènes en plusieurs clusters, dont chacun est ensuite traité individuellement avec les fonctions de distribution classiques. Il s'agit d'un tri manuel fortement guidé par les choix de l'opérateur (nombre de composantes, orientations de celles-ci).

Nous proposons dans ce travail de tester la méthode du mélange de distributions de Von Mises aux données de fracturation 2D acquises sur cartes géologiques. Cette méthode présente l'avantage de traiter de façon explicite les distributions multimodales et de proposer de façon semi-automatique en utilisant des algorithmes d'optimisation des distributions optimales. Cette détermination semi-automatisée (sans a priori de la part de l'utilisateur) fait l'objet du chapitre 4.

V. Traitement statistique des données de longueurs et d'espacements

Nous avons présenté dans la partie précédente les différentes méthodes de traitement statistique des orientations de fractures, avec toutes les spécificités propres aux données directionnelles. Nous allons présenter ici le traitement statistique des données de longueur et d'espacement.

V.1 Lois d'échelles

Les propriétés spatiales d'un système fracturé résultent de l'interaction de plusieurs de leurs attributs (longueurs, espacements, orientations et ouvertures), dont chacun peut avoir une loi d'échelle spécifique (Gillespie et al., 1993). Afin de caractériser un système fracturé, chaque attribut doit être analysé de manière indépendante.

Plusieurs lois d'échelles sont classiquement employées pour décrire les données naturelles (Figure 3-16) (Bonnet et al., 2001b; Gillespie et al., 1993; Le Garzic, 2010) : loi log-normal, loi gamma, loi exponentielle et loi puissance. Ces lois d'échelles sont utilisées pour caractériser les distributions des longueurs, espacements, et épaisseurs (ex. zone de faille) ainsi que le rejet des fractures.

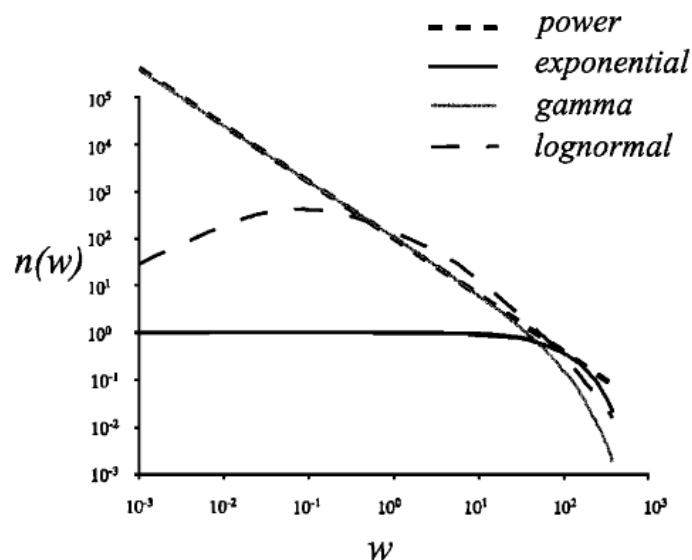


Figure 3-16 : Distribution des lois statistiques (loi puissance, exponentielle, gamma et log-normale) les plus utilisées pour décrire le comportement des paramètres géométriques des réseaux de fractures. w représente le paramètre géométrique étudié et $n(w)$ sa distribution (Bonnet et al., 2001b).

Le choix des lois de distributions pour un paramètre géométrique donné aura un réel impact sur la modélisation, plus précisément sur la connectivité du réseau de fractures dans le cas des distributions des longueurs et espacements et sur les modèles de perméabilités dans le cas des distributions d'ouvertures et même d'espacements des fractures. Il convient donc d'être particulièrement attentif à la description des données réelles, et notamment à la prise en compte de la pertinence et des limites du modèle choisi dans les recommandations faites au modélisateur.

V.1.1 Distribution de type loi puissance

La loi puissance constitue un outil de description très adapté aux systèmes de fractures naturelles (Barton and Zoback, 1992; Bonnet et al., 2001b; Pickering et al., 1995). Cette loi se distingue principalement par son absence d'échelle caractéristique. Il est donc possible de l'appliquer à toute échelle. Sur un diagramme log-log, on présente en abscisses (X) le paramètre géométrique de fracture analysé et en ordonnées (Y) la propriété de la fracture en question. En fonction de la communauté scientifique et de l'application que l'on souhaite en faire, cette loi est formulée de trois façons différentes :

- 1- La fonction de la distribution cumulative (*cumulative distribution function*) : utilisée par Childs et al., (1990), Walsh et al., (1991) et Jackson and Sanderson (1992), elle est formulée de la façon suivante:

$$N(W) = \alpha_1 W^{-a_1} \quad (12)$$

où $N(W)$ est le nombre cumulé, W le paramètre géométrique de la fracture, α_1 une constante, et a l'exposant de la loi puissance.

- 2- La distribution de fréquence discrète (*discrete frequency distribution*) : utilisée par Kakimi et al., (1980), Heffer and Bevan (1990) et Barton and Zoback (1992), elle est définie comme suit :

$$N(W) = \alpha_2 W^{-a_2} \quad (13)$$

où $n(W)$ est la fréquence dans un intervalle $n + \delta n$.

- 3- La fréquence discrète de $\log n_{lg}$ (*discrete frequency*), utilisée par Gutenberg and Richter (1954). Elle est définie suivant l'équation (14) :

$$\log n_{lg} = \alpha_3 - b_3 \log n \quad (14)$$

où n_{lg} est la fréquence discrète dans un intervalle $\log n \mp \delta (\log u)$.

La méthode d'intervalle log (« log-interval method ») est similaire à celle des fréquences discrètes, sauf que les intervalles sont choisis pour être de taille égale sur une échelle logarithmique plutôt que sur une échelle linéaire. Ceci signifie que les données sont réparties uniformément entre les intervalles à grande échelle. Toute tentative de comparaison des données avec l'équation (12) nécessite d'utiliser un intervalle de taille finie δn . La fonction de n peut être dérivée à partir de N en supposant que δn est un intervalle fini et en utilisant l'expansion binomiale, et négligeant tout les termes du second ordre décrits ci-dessus (dans les équations) :

$$n = \delta N = N_{\geq u} - N_{\geq (w + \delta w)} = w^{-a} - (w + \delta w)^{-a} \quad (15)$$

En supposant $\delta w \ll w$, on obtient :

$$n = a1w^{-(a+1)} \delta w \quad (16)$$

Même si Bender (1983) affirme que l'utilisation du nombre cumulatif ne décrit pas réellement les données, car elle suppose une valeur maximale infinie à la distribution, les géologues utilisent classiquement, dans les diagrammes log-log, la fonction de la distribution cumulative de l'attribut choisi. Les géophysiciens utilisent quant à eux la fréquence de la densité parce qu'elle est plus facile à intégrer. La fréquence discrète est considérée comme étant inadaptée aux données naturelles (Pickering et al., 1995), puisqu'elle nécessite une densité d'échantillonnage couvrant préférentiellement toutes les échelles, et particulièrement la petite échelle. Dans le cas contraire, la méthode ne permet pas de quantifier le paramètre α (l'exposant de la loi puissance) de façon optimale. Choisir entre fréquence du nombre cumulatif ou méthode d'intervalle log dépend donc fortement du nombre d'échantillons et de leur répartition sur la gamme d'échelle complète de l'attribut considéré. Pour un échantillon inférieur à 200 événements (nombre déterminé avec la méthode graphique de Pickering (1995)), groupés sur des plages d'échelles petites, la méthode d'intervalle log est la mieux adaptée, avec un intervalle de 0,1. Si l'échantillonnage est réduit mais couvre largement la gamme d'échelle, la fréquence cumulative graphique est la méthode la mieux adaptée.

Sur un graphique log-log, le paramètre α de loi puissance correspond à la valeur de la pente de la tangente aux données au moins sur la partie centrale du jeu de données. Ce paramètre peut varier sur une large gamme de valeurs ($C=0,67-2,07$) comme le montrent les données de la Figure 3-17 issues pour leur plupart des données non publiées d'Amoco (compagnie de production pétrolière) dans le Golf du Mexique.

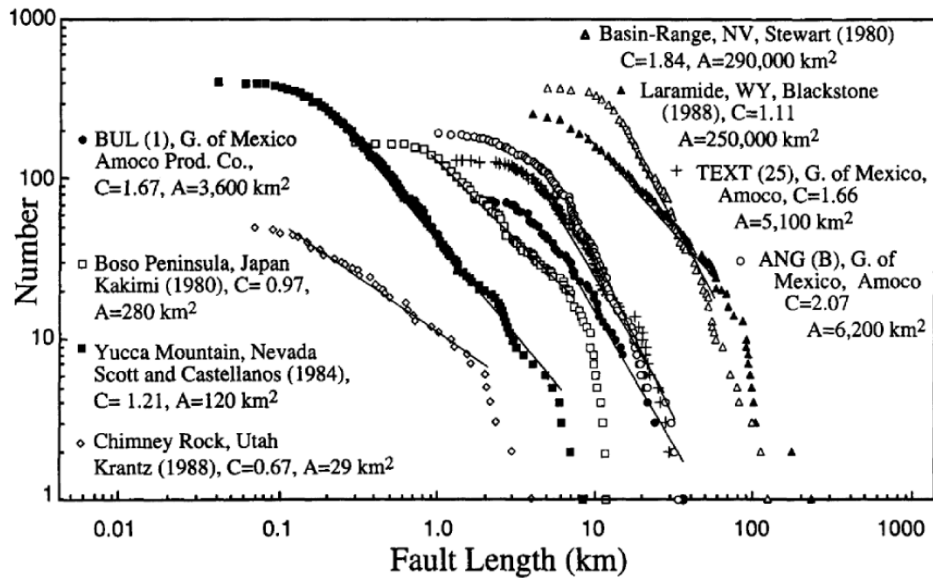


Figure 3-17 : Compilation des distributions cumulées de longueur de failles issues de la littérature (Cladouhos and Marrett, 1996). Les pentes des différentes distributions fournissent l'exposant α des lois de puissance. On voit à cet exemple l'extrême variabilité du coefficient α .

V.1.2 Distribution log-normale

Une variable X est considérée suivre une loi log-normale de paramètres μ et σ^2 si la variable $Y=\ln(X)$ suit une loi normale d'espérance μ et variance σ^2 . La loi log-normale contient une composante de la loi puissance et une échelle caractéristique ou la distribution devient exponentielle ou logarithmique (Priest and Hudson, 1981). La variable X_i peut être représentée en fonction de la fonction de la densité de probabilité (PDF : *probability density function*) ou alors selon la fonction de la distribution cumulative (CDF : *cumulative distribution function*) (Figure 3-18a). Sa PDF s'exprime ainsi (17) :

$$N(w) = \frac{1}{(w\sigma\sqrt{2\pi})} \exp\left(-\frac{[\log(w)-(\log(w))]}{2\sigma^2}\right) \quad (17)$$

où les deux paramètres $\log(w)$ et σ représentent respectivement la moyenne et la variance du paramètre géométrique de la fracture w (ex. longueur, espacement etc.).

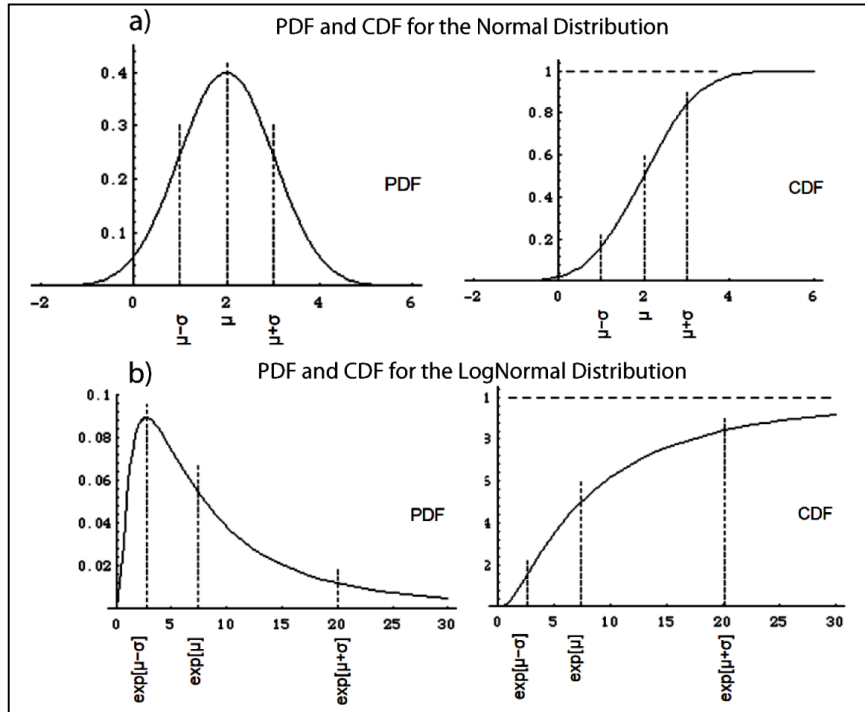


Figure 3-18 : a) Distribution normale selon la fonction de la densité probabilité (PDF) et la fonction de la distribution cumulative ; b) Distribution Log-normale selon la fonction de la densité probabilité (PDF) et la fonction de la distribution cumulative (Burmester and Hull, 1997).

Les effets de troncatures sont également mis en évidence comme dans la distribution de type loi puissance, car les fractures plus petites que le mode de la distribution sont sous échantillonnées (Segall and Pollard, 1983).

V.1.3 Distribution de type loi exponentielle négative

La loi exponentielle est une loi probabiliste utilisée notamment en géologie pour décrire les objets tels les discontinuités. La distribution de type loi exponentielle négative indique un comportement aléatoire du paramètre géométrique considéré (ex. les longueurs des fractures) (Gillespie et al., 1993). Cette dernière se caractérise par une probabilité constante, c'est-à-dire que chaque linéament, et ce quelque soit son orientation, peut se trouver dans n'importe quel zone de l'aire échantillonnée.

Parmi les exemples d'applications, la loi exponentielle négative est utilisée pour décrire la taille des discontinuités dans le socle et au voisinage des crêtes médio-océaniques (Bonnet et al., 2001b; Priest and Hudson, 1981). Dans ces cas, l'évolution d'une fracture est le résultat d'une distribution de contrainte uniforme, et une propagation qui peut être comparée au processus de poisson (Cruden, 1977), dont le résultat est une distribution exponentielle (18) :

$$N(w) = A_2 \exp\left(\frac{-w}{w_0}\right) \quad (18)$$

Où, A_2 est une constante, w_0 échelle caractéristique comme l'épaisseur du banc.

V.1.4 Distribution de type loi gamma

La loi gamma est une distribution de type loi puissance incluse dans une loi exponentielle.

$$N(w) = A_3 w^{-\alpha} \exp\left(\frac{-w}{w_0}\right) \quad (19)$$

Elle est utilisée pour évaluer les risques sismiques, pour calculer les statistiques sur les séismes et sur les failles (Bonnet et al., 2001b). Toute population qui suit cette distribution est caractérisée par un exposant α de la loi puissance et une échelle caractéristique w_0 (19).

V.2 Biais d'échantillonnage

Quel que soit le modèle de distribution choisi, car présentant une bonne corrélation aux données, il existe deux biais d'échantillonnage classiques décrits dans la littérature : l'effet de troncature et celui de censure (Figure 3-19a). La représentation des données sur une échelle log-log de l'attribut géométrique en fonction de la fréquence permet de repérer ces artéfacts notamment par la forme de distribution des données (en courbe), et qui met en avant les changements de pentes d'identifier ces artéfacts (Ackermann et al., 2001).

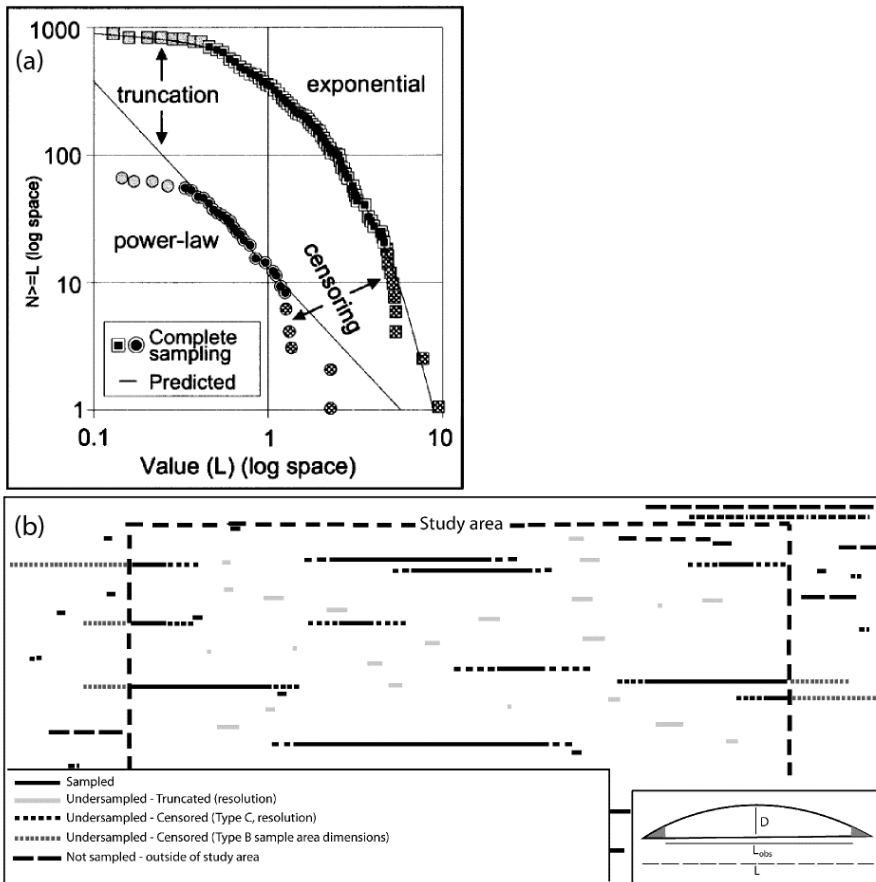


Figure 3-19 : illustration des effets de troncature et censure dans le cas d'une distribution de type loi de puissance (Ackermann et al., 2001), (a) sur un jeu de données d'espacement de fractures. (b) Mise en évidence des effets de troncature et de censure sur une aire d'échantillonnage.

Les effets de troncature : Si la gamme d'échelle d'un échantillon est inférieure à celle de la population dans son ensemble, l'échantillon est tronqué (Pickering et al., 1995). La distribution de la loi puissance de la plupart des échantillons géologiques est tronquée (Figure 3-19a). Les effets de troncatures sont liés à la résolution de la méthode utilisée pour échantillonner les données (Figure 3-19b) (Pickering et al., 1995). Les données incluses dans l'intervalle de troncature ne sont pas considérées comme représentatives de la distribution et doivent être exclues de l'analyse.

Bien que la résolution soit considérée comme la principale cause de la déviation de la courbe de la loi puissance, d'autres causes ont été avancées. Heffer et Bevan, (1990) considèrent que les effets de troncature reflètent les effets liés à la visualisation en une ou deux dimensions d'une configuration tridimensionnelle de fractures. La courbe de la loi puissance peut également dévier en raison de l'existence de seuils inférieurs à la taille de la population de la loi puissance à partir duquel

on détecte les fractures. Ceci est lié soit à l'instrument de mesure employé ou bien liée au facteur humain qui parfois n'observe pas les fractures à partir d'une certaine taille. Odling (1997) fixe le seuil minimal de détection des longueurs de joints dans les grès à 1 m à partir des photos satellites. Cependant, il existe peu d'études qui évaluent les seuils minimaux et maximaux de détection des longueurs de fractures.

Les effets de censure : Dans ce cas, deux biais d'échantillonnage sont distingués (Bonnet et al., 2001a; Pickering et al., 1995) : 1) le premier est associé à la probabilité qu'une longue fracture recoupant la limite de la zone d'échantillonnage ne soit pas échantillonnée, d'où le terme « censuré » ; et 2) le second est lié au choix subjectif de l'emprise de la zone d'échantillonnage qui tend à exclure les très longues fractures (Figure 3-19b).

V.3 Choix du modèle en fonction de la population d'échantillons et de l'attribut géométrique

Choisir un type de distribution qu'on suppose adapté aux données de fractures signifie qu'une prédiction de la nature de la population de fracture est suggérée (Bonnet et al., 2001a). Si les données s'adaptent au modèle supposé, la prédiction est donc confirmée. Si les données ne sont pas adaptées au modèle supposé, dans ce cas, soit le modèle est inadapté ou soit la population de fracture est biaisée (Pickering et al., 1995). Il est donc recommandé de tester plusieurs modèles. En revanche, le choix du meilleur modèle adapté doit considérer la possibilité d'un biais d'échantillonnage.

La loi puissance est préférentiellement utilisée lorsqu'il s'agit de données géologiques (ex. les failles). Les attributs des failles (longueurs, espacements) varient sur une large gamme de valeurs, et la loi puissance est la seule distribution pouvant traduire l'ensemble des données et quantifier cette observation. En revanche, la loi log normale et l'exponentielle négative présentent une échelle caractéristique et prédisent de faibles densités de failles en dehors de cette échelle. De plus, Pickering (1996) souligne que les lois ne permettent pas d'une part de mettre en évidence les biais d'échantillonnage (troncature et censure) et d'autre part de modéliser un attribut géométrique sur plusieurs gammes d'échelles d'observation.

Dans certains cas, quand une population d'échantillons correspond parfaitement à un modèle de type loi puissance, il y a peu de doutes quant à sa validité. Dans d'autres cas, quand la loi puissance ne correspond pas aux données, et s'il n'y a pas de biais d'échantillonnage, une autre

distribution va certainement correspondre à la population en question. Cependant, les biais d'échantillonnage sont courants dans les données de fracturation, une conclusion doit être alors fondée sur des considérations supplémentaires comme la sensibilité de l'outil de mesures, et les seuils de détection de fractures en fonction de l'échelle.

V.4 Distributions classiquement choisies pour les longueurs de fractures

La bonne adéquation entre les distributions des longueurs de fractures et la loi puissance est largement mise en avant dans la littérature (Bonnet et al., 2001b; Gillespie et al., 1993; Le Garzic, 2010). Cette observation est en effet valable dans le cas d'un système de fractures relié à une zone de faille (Figure 3-20a), d'un systèmes de fractures en dehors d'une zone de failles (Figure 3-20b) (Le Garzic et al., 2011) ou de veines en « clusters ». Les joints résultant des processus thermiques, chimiques ou mécaniques ainsi que les veines dites « non-clustérisées » suivent quant à elles des lois de type log-normale ou exponentielles négatives (Gillespie, 2001). Cette différence est interprétée comme liée au mode de mise en place et de croissance des fractures. En effet, dans le cas des failles, la déformation résultant des processus tectoniques a tendance à se focaliser sur certaines fractures. Il en résulte, une coalescence et une forte connectivité des fractures dans les zones où la déformation est localisée. Dans ce cas l'ensemble des fractures est très hétérogène et présente une distribution des longueurs en loi de puissance. En revanche, les joints issus des processus internes (joints issus de la fracture primaire) sont plus couramment expliqués par des lois de type exponentielle négative ou log-normales (Odling et al., 1999a). La distribution des joints possède une échelle caractéristique.

De nombreuses simulations numériques (Schueller, 2004) et expérimentales (Cowie et al., 1995) ont montré des distributions des longueurs de fractures de type loi exponentielle associées à des stades précoces de la déformation, au moment où la nucléation de la fracture domine les processus de croissance et de coalescence. D'autre part, la loi exponentielle négative est favorisée selon certaines orientations de fractures, dans le cas le système de fractures appartenant plutôt à une zone de faille (Figure 3-20b) (Le Garzic et al., 2011). Cette différence dans les distributions est discutée également en termes d'héritage tectonique des familles de fractures (grands systèmes liés à des orogènes ou des réactivations tardives), ou de sa nature (failles d'extension, de décrochement etc.).

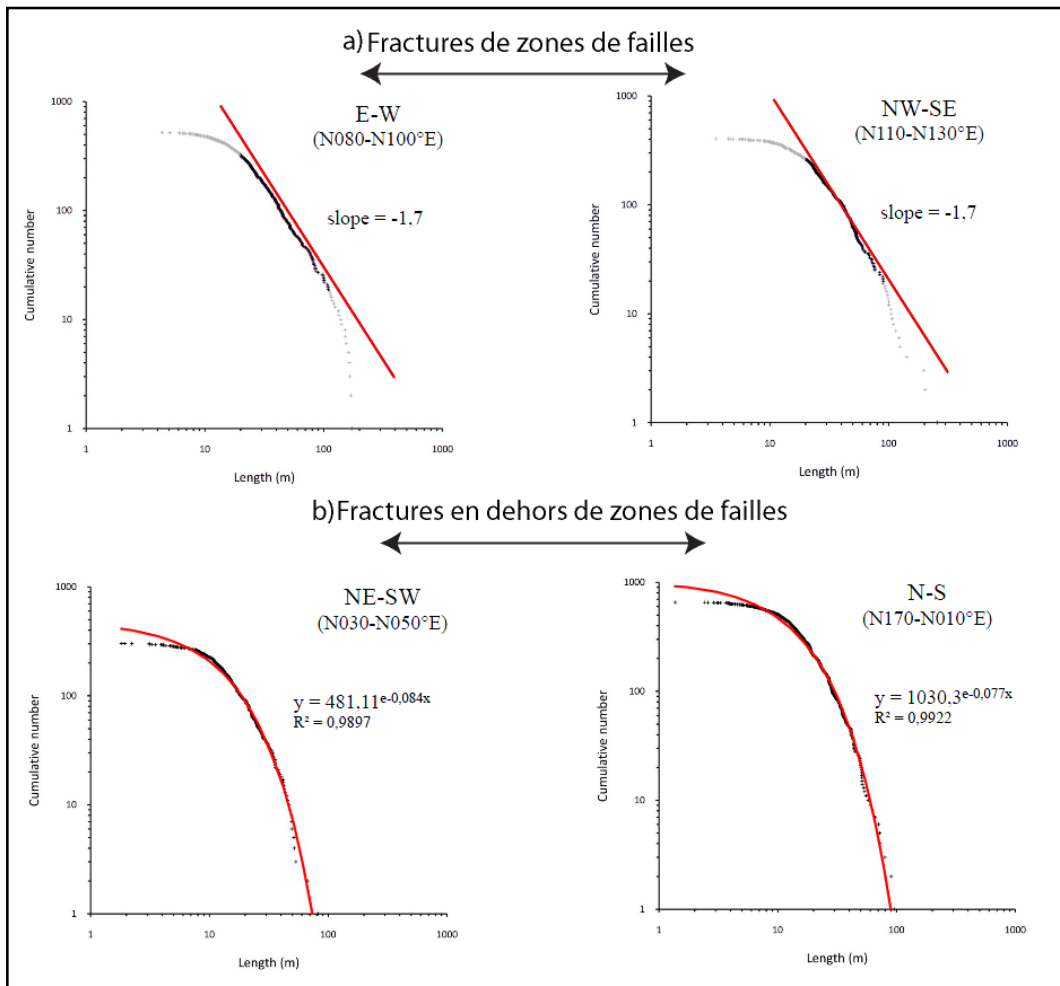


Figure 3-20 : Distributions de longueurs de fractures en fonction de leurs orientations et du type de système de fractures (Le Garzic et al., 2011).

L'exposant a de la loi puissance varie généralement entre 2 et 3 (Bertrand et al., 2015; Darcel, 2002; Le Garzic, 2010). Dans les roches granitiques, l'exposant a est proche de 2, cela implique que la représentation 2D est auto-similaire (échelle isotrope) si les fractures et les failles ont une distribution spatiale aléatoire (Figure 3-21a). A partir de simulations numériques, Bour et Davy (1997) ont mis en évidence les mêmes valeurs de l'exposant a de la loi puissance et ceci pour une distribution aléatoire des orientations et des positions des fractures, et ainsi toutes les classes de longueurs des fractures ont le même rôle quant à la connectivité du système.

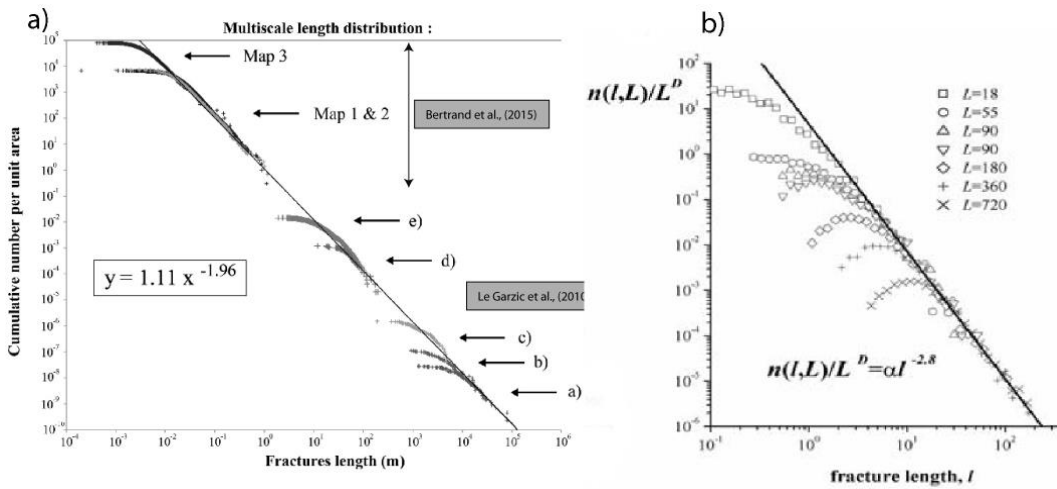


Figure 3-21 : (a) Distribution des longueurs de fractures de différentes échelles (Bertrand et al., 2015) ; (b) distribution des longueurs de fractures pour les différents réseaux. La ligne continue correspond à une distribution en loi de puissance pour l entre 2 et 200 m avec $a = 2.8$ (Davy et al., 2006).

Au sein des faciès gréseux présentant des joints non stratifiés, les 7 distributions relatives à des échelles différentes s’alignent bien selon une droite, validant ainsi une distribution de type loi puissance avec un exposant a égal à 2,8 (Figure 3-21b).

L’exposant a de la loi puissance permet de caractériser l’abondance relative des fractures de différentes longueurs. Il permet de déterminer quelles longueurs de fractures contrôlent la connectivité du système (Le Garzic, 2010) :

- Pour un exposant $a < 1$: la connectivité du réseau de fractures est contrôlée par les grandes fractures,
- $1 < a < 3$: la connectivité du réseau de fractures est contrôlée à la fois par les petites et les grandes fractures,
- $a > 3$: les petites fractures contrôlent la connectivité du réseau de fractures.

Cependant, la loi puissance devra également être utilisée avec précaution, car plusieurs études ont montré une influence particulière de la stratification mécanique, qu’elle soit d’origine rhéologique ou lithologique sur la distribution des fractures.

V.5 Distributions appliquées aux espacements de fractures

V.5.1 Influence de la déformation

La variation des espacements se devise en trois catégories : (1) espacements réguliers, (2) espacements aléatoires et (3) espacements dits clusterisés (Figure 3-22). Il existe diverses lois de distributions pouvant modéliser ces trois catégories (Bonnet et al., 2001a; Gillespie et al., 1993). La distribution de type loi puissance peut expliquer les systèmes « clustérisés » d'origine tectonique. Brooks et al., (1996) et Rives et al., (1992) quant à eux mettent en avant une distribution aléatoire de type loi exponentielle négative au stade initial de la propagation de la fracturation et qui évolue en distribution log-normale durant le stade l'évolution de la propagation. Les systèmes de fractures d'origine interne (fracturation primaire) suivent des distributions également variables décrites par des lois puissance (Odling et al., 1999a) ou des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999a), ou alors présentent des espacements réguliers. La distribution de type loi gamma peut être également utilisée pour les espacements de la même façon que pour les longueurs. Quand w_0 de la loi gamma est plus grand que la taille du système w_{max} , la loi gamma est réduite à une loi puissance. En revanche, les espacements de fractures dans un milieu stratifié sont contrôlés par l'épaisseur des bancs et ont tendance à être réguliers (Gillespie, 2001; Odling et al., 1999a).

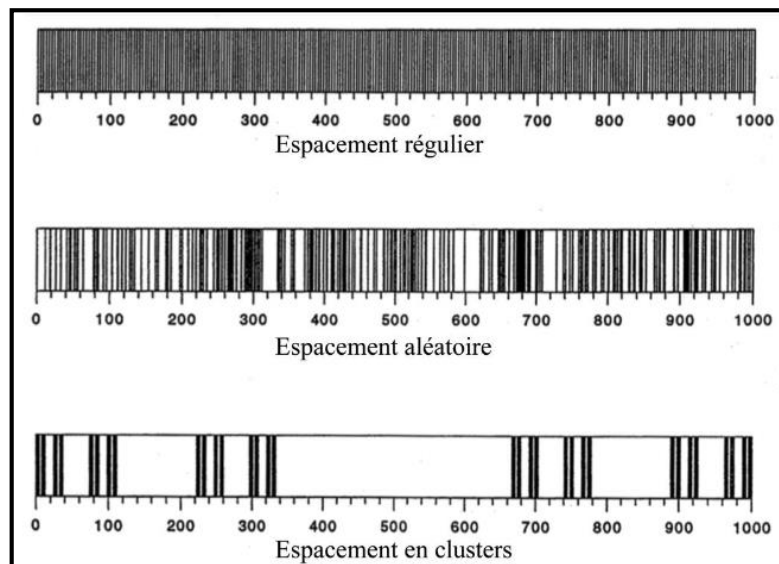


Figure 3-22 : Schéma illustrant les différents espacements entre des fractures parallèles (Gillespie et al., 1993).

En résumé, malgré une absence de règle générale sur les distributions des espacements, les auteurs observent tout de même des tendances : (1) Loi puissance pour les systèmes clustérisés issus des processus tectoniques, (2) loi exponentielle négative pour les systèmes issus des processus internes et (3) loi gamma pour les systèmes stratifiés ou qui dépendent du taux de déformation.

V.5.2 Influence de la lithologie

Plusieurs auteurs montrent que les espacements dépendent de la lithologie. La distribution des espacements dans les faciès granitiques suit les mêmes lois puissance que pour les distributions des longueurs à l'échelle de l'affleurement ou de la carotte (millimètre au décimètre), suggérant ainsi une organisation fractale à petite échelle (Genter and Castaing, 1997b; Ouillon and Sornette, 1996). Cette organisation s'explique par une alternance des zones très fracturées, réparties de manière hétérogène et de zones non fracturées. En revanche, à l'échelle du massif granitique (supérieur au décimètre), l'organisation auto-similaire n'est pas respectée, et les espacements évoluent de manière plus périodique, ce qui se traduit par des lois log-normales. Cette relative régularité périodique peut être comparée avec les joints en milieu sédimentaire contrôlés par la stratification mécanique et donc par la hauteur des bancs (Price and Cosgrove, 1990). Dans le cas des granites, des hétérogénéités horizontales liées à la géométrie du massif imposeraient probablement la périodicité dans la fracturation régionale.

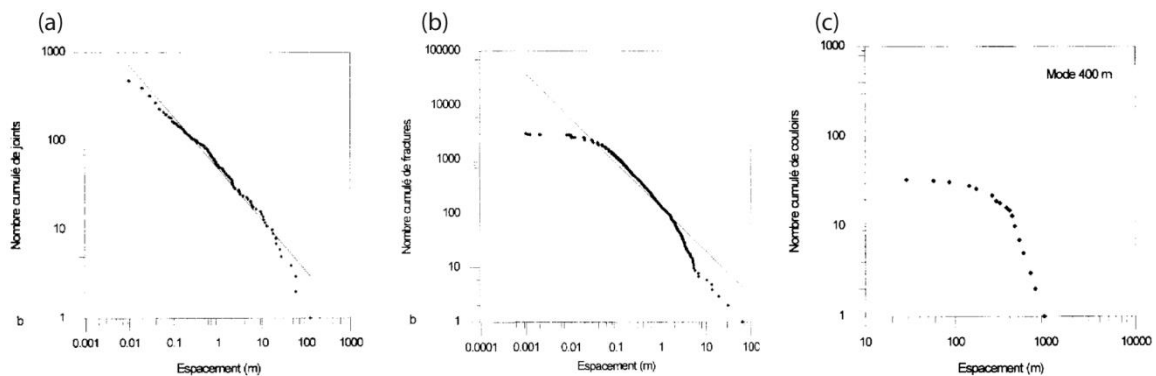


Figure 3-23 : Types de distributions multi-échelles des espacements de joints : (a) dans le granite du Jabal Qutan (Arabie) ; (b) sur la carotte le long du sondage EPS1 dans le granite de Soultz-Sous-Forêts ; (c) à l'échelle de la photo aérienne dans le granite du Jabal Qutan (Arabie) (Genter and Castaing, 1997b).

Au sein des roches sédimentaires, Rives et al., (1992) constatent une différence de distribution au sein de la même famille de joints à l'échelle régionale, entre deux zones distantes de 30 km (Whitby et Scarborough ; U.K). En effet, ils constatent une sous représentation de la même famille de joints à Whitby (dominance de calcaire de texture Mudstone) par rapport à Scarborough. (dominance lithologie gréseuse). De plus, la saturation en fractures au sein des faciès carbonatés est moins importante par comparaison avec celle des faciès gréseux.

V.6 Evaluation de la pertinence au modèle choisi

Il existe plusieurs outils statistiques permettant l'évaluation du degré de correspondance du modèle prédit avec les données (Davis, 1986). Parmi eux, le coefficient de détermination R^2 , le plus connu et utilisé de façon standard en géologie. Nous allons l'utiliser dans nos analyses afin de comparer nos résultats et ceux de la littérature. Il existe également le paramètre *F-statistic* qui se définit comme étant le paramètre le plus approprié pour comparer deux modèles de régression et d'en déduire le meilleur pour la distribution des données en question (Davis, 1986). Il constitue un paramètre complémentaire au R^2 et fera l'objet de discussion lors de la comparaison des modèles évalués aux données. Le F-statistic et le coefficient de détermination sont proches en définition mais s'interprètent de manières différentes. En effet, les deux paramètres sont au sens des moindres carrés, appelée MSR (*mean square regression*) autrement dit la variance du modèle prédit, qui se définit comme suit (20) :

$$MSR = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{1} = \frac{SSR}{1} \quad (20)$$

Où $\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2$ est la variance de l'erreur résiduelle, définie comme étant l'écart entre le modèle prédit et la distribution des données.

V.6.1 Coefficient de détermination R^2

Le coefficient de détermination R^2 est largement utilisé dans les études statistiques pour déterminer le degré de correspondance entre les données et la fonction utilisée. R^2 permet de quantifier la corrélation entre les probabilités observées et les probabilités prédites (MSR), basés sur une distribution particulière. La fonction de R^2 est donnée comme suit (21) :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \in [0,1] = \frac{MSR}{SSTO} \quad (21)$$

Où :

- y_i : la variance des données,
- \hat{y}_i : la variance du modèle prédit et \bar{y} la moyenne des données observées.
- $SSTO = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$ est la variance des données – la moyenne des données.

Une valeur de R^2 proche de 1 indique une très bonne corrélation du modèle \hat{y}_i , avec les données. Ceci se traduit par une correspondance parfait du modèle prédit aux distributions des données.

Cependant, le R^2 est adapté pour des fonctions linéaires. Hors dans notre étude, nous utilisons des modèles non-linéaire (la loi puissance, la loi exponentielle négative et la loi Log-normale). Dans ces cas, pour calculer le R^2 , il faudrait rendre linéaire les fonctions en appliquant le logarithme népérien. A l'issue de ce traitement mathématique, nous pourrions calculer R^2 mais restant approximatif et non significatif car calculé sur la loi transformée et non sur la loi d'origine. En se référant à la définition du R^2 , calculer la variance du modèle sur la variance des données sur une loi qui ne contient pas de logarithme népérien revient à donner la valeur réelle de la régression et dans ce cas, l'erreur n'est pas minimisée. En revanche, dans le cas où l'on transforme une loi non-linéaire en linéaire à l'aide du logarithme népérien, ceci minimise la variance calculée du modèle par rapport à la variance des données et ainsi biaise la valeur du R^2 . C'est la raison pour laquelle nous allons utiliser le paramètre F-statistic qui nous permettra de mieux choisir notre modèle prédit et le R^2 sera complémentaire afin de comparer avec les études bibliographiques qui elles utilisent R^2 uniquement.

V.6.2 Estimation du F-statistic

Le paramètre F-statistic semble être le paramètre le plus approprié pour comparer deux modèles non linéaires (Davis, 1986). Il mesure le ratio des moindres carrés d'une régression par rapport aux moindres carrés du résidu. Un fort F-statistic signifie que la régression décrit de façon pertinente les données. La différence avec le R^2 réside dans le fait que F-statistic est fonction de la variance résiduelle MSE (*Mean square error*) définie comme suit (22) :

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n} = \frac{SSE}{n} \quad (22)$$

Où SSE est l'erreur résiduelle.

L'équation du F-Statistic est donnée comme suit (23) :

$$F - statistic = \frac{MSR}{MSE} = (n - 1) \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{(\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2)} \quad (23)$$

Où n : le nombre d'observations, y_i : le $i^{\text{ème}}$ observable, \hat{y}_i : la $i^{\text{ème}}$ valeur prédite par le modèle et \bar{y} : la moyenne des données observées.

V.7 Synthèse

La loi puissance est une distribution assez robuste utilisée afin d'évaluer le comportement multi-échelle des systèmes de fractures d'une région donnée. Cependant, la corrélation des données à ce modèle est soumise aux biais d'échantillonnages. Très peu de solutions ont été apportées pour remédier à ces biais.

Dans ce travail, en plus de caractériser l'arrangement spatial des réseaux de fracture de notre zone d'étude, nous transposons une méthode automatique basée sur le degré de corrélation des données aux modèles ainsi que des densités de données honorées à chaque corrélation afin d'éliminer les données susceptibles d'être affectées par les effets de troncatures et de censures. Ce travail est proposé sous forme de projet d'article dans le chapitre 5.

VI. Synthèse générale

Les distributions circulaires communément utilisées pour décrire les phénomènes circulaires telles les orientations des fractures sont basées sur la loi de von Mises-Fisher et celle de Bingham. En effet, tout a débuté avec la loi de von Mises en 1918 en 2D, qui a ensuite été adapté aux données 3D. Ces distributions classiquement utilisées ont été également implémentées dans les logiciels dédiés aux données structurales.

Cependant, ces fonctions considèrent des distributions unimodales et parfois bimodales ayant une simple distribution avec également un a priori sur les données (spécification du noyau d'attraction et l'angle de cône de confiance). Elles sont donc peu adaptées aux données complexes et multimodales. C'est la raison pour laquelle nous transposons la méthode de mélange de von Mises aux données structurales complexes afin trier les fractures en familles significative géologiquement et sans a priori. Cette transposition réalisée sur un jeu de données naturel issu de la marge ardéchoise est détaillée dans le chapitre 4.

Les lois statistiques ont été largement utilisées pour expliquer le comportement de certains objets géologiques. La loi puissance permet de définir un comportement des longueurs insensible à l'échelle à l'inverse de la loi exponentielle négative qui possède une échelle caractéristique. Cependant, les biais d'échantillonnages à savoir les effets de tronçatures et de censures sont courants. Ces effets sont exacerbés quand il s'agit de la loi puissance, mais ils existent également pour d'autres distributions. Dans la littérature, les auteurs sont très discrets sur la densité de données éliminées par ces effets, afin de trouver une meilleure corrélation avec les distributions classiques. Nous proposons une méthode qui permet de fixer les seuils inférieurs et supérieurs et éliminer ainsi les effets tronçatures et de censures. Cette méthode est basée sur le degré de corrélation des modèles aux distributions, tout en prenant en compte la représentativité des données honorées par chaque modèle. Nous abordons cette méthode dans le chapitre 5.

CHAPITRE 4 : SEMI AUTOMATED
COMPONENT IDENTIFICATION OF A
COMPLEX NETWORK USING A MIXTURE OF
VON MISES DISTRIBUTIONS: APPLICATIONS
TO THE ARDECHE MARGIN (SOUTH-EAST
FRANCE)

Ce présent chapitre en format article a été soumis et accepté dans Computers and Geosciences. Il traite de la transposition de la méthode de mélange de von Mises aux données complexes et multimodales d'orientations des fractures. Cette méthode a été appliquée sur trois jeux de données des fractures issues des cartes géologiques au 1/250,000 et 1/50,000 et également des modèles numériques de terrain (MNT).

Semi-automated component identification of a complex fracture network using a mixture of von Mises distributions: Application to the Ardeche margin (South-East France).

Arezki Chabani^{a,*}, Caroline Mehl^a, Isabelle Cojan^a, Robin Alais^b, Dominique Bruel^a

a : MINES ParisTech, PSL University, Centre de Géosciences, 35 rue Saint-Honoré, 77300 Fontainebleau, France

b : MINES ParisTech, PSL University, Centre de Morphologie mathématique, 35 rue Saint-Honoré, 77300 Fontainebleau, France

Highlights:

- Using a mixture of von Mises distributions to generate accurate fracture sets.
- No need for a priori information on the number of components.
- Quantitative results on real datasets with estimated concentration parameter, mean orientation and weight of each fracture set.
- Estimation of an index of concentration (I_{70}).

*Corresponding Author.

E-mail addresses: chabani_arez@hotmail.fr (A. Chabani), caroline.mehl@mines-paristech.fr (C. Mehl), isabelle.cojan@mines-paristech.fr (I. Cojan), robin.alais@mines-paristech.fr (R. Alais), dominique.brueel@mines-paristech.fr (D. Brueel).

Authorship Statement:

A. Chabani: participated on development, analysis of data and writing (Paper from Ph.D. thesis)

C. Mehl: participated on analysis of data and writing of manuscript (Ph.D supervisor 1)

I. Cojan: participated on development and writing of manuscript (Ph.D supervisor 2)

R. Alais participated on development, writing and revisiting the mathematical aspect of manuscript.

D. Brueel supervised the research project

I. Abstract

Proposing a quantitative description of fracture main orientations is of prime interest for reservoir modeling. Manual sorting of fracture sets is time consuming and requires individual expertise. Semi automated methods for determination of the number of fracture sets are not developed in structural geology despite complex fracture networks being common. This study aims at demonstrating the input of mixture of von Mises (MvM) distributions to model complex fracture datasets, based on data from the Ardeche margin (7800 km² SE France).

An appraisal test selects the optimized number of components, without any a priori, by plotting the cumulative weights of MvM components versus concentrations. Estimation of an index of concentration (l_{70}) is added to explicitly estimate the angular range around the mean, such that the probability of falling in the interval $[\mu - l_{70} / 2; \mu + l_{70} / 2]$ is 0.7. Fitting and model selections are discussed on three datasets (fractures from geological maps at 1: 50,000 and 1: 250,000 and lineaments from a digital elevation model (DEM)), for basement and sedimentary cover data analyzed separately. The five component MvM distributions correspond to the best fit models, for all datasets. The modeled components from the geological maps result in six mean orientations F_A to F_F , striking N010-020, N050-060, N090-100, N120, N140-150 and N170-180 respectively. Basement records the 6 trends whereas cover records all of them, except F_E . Except for the N090-100 trend, modeled components from the lineaments are similar to those obtained from the geological maps. Five of the main trends are consistent with fracture trends deduced from field studies.

Estimation robustness is validated by the good reproducibility of results from one geological map to the other. The larger dispersion of means for components F_A and F_F attests for the complex loading history of fractures corresponding to these components.

Keywords:

Circular data analysis, von Mises distribution mixtures, semi-automated component identification, complex fracture systems, Ardeche margin.

II. Introduction

Whether they act as barriers or drains, fractures strongly control fluid flow paths within geological formations (Nelson, 2001). Knowledge on fracture network properties is of major interest in academic studies (Weng *et al.*, 2011; Zeeb *et al.*, 2013) and applications regarding CO₂ storage (Agosta *et al.*, 2008), water resources (Mayer *et al.*, 2007), nuclear waste storage (Rempe, 2007), and optimization of resource recovery concerning petroleum and geothermic reservoirs (Géraud *et al.*, 2015). Orientation, length, spacing, and aperture are the most frequently studied fracture attributes: their statistical distributions may directly be implemented in Discrete Fracture Network (DNF) simulations (Lei *et al.*, 2017).

Hemispherical projections are classically used to manually determine the preferred orientations of fracture clusters (Priest, 1993). This identification strongly relies on individual expertise; it may be strenuous in the case of large datasets, and it can be biased because of some subjectivity in the definition of the fracture sets, in particular in the case of scattered data (Bridges, 1990; Lark *et al.*, 2014; Lo *et al.*, 2001). An algorithm was also developed for automatic joint set clustering using a mixture of bivariate normal distributions (Marcotte and Henry, 2002).

Some software packages have been developed in the structural geology domain to help users projecting their data in a user-friendly way: e.g. Win-tensor (Delvaux and Sperner, 2003), Stereonet (Allmendinger, 2005; Cardozo and Allmendinger, 2013), DigiFract (Hardebol and Bertotti, 2013), and TectonicsFP (Ortner *et al.*, 2002). Whichever the considered software, the statistical distributions of orientations in two dimensions (for instance, azimuths) are calculated using a von Mises distribution (von Mises, 1918). For data recorded in three dimensions, these software packages calculate statistical characteristics of orientations with a Fisher algorithm in case of clustered data (Fisher, 1953), or a Fisher-Bingham algorithm (Kent, 1982) in case of non isotropic distributions, which means a griddle distribution for structural data. Von Mises, as well as Fisher distributions, are well adapted for symmetrical distributions and thus fail at correctly describing complex asymmetrical data. Moreover, such algorithms only treat unimodal distributions. Win-tensor (Delvaux and Sperner, 2003) is the only software that proposes to sort 3D data into homogeneous orientation subsets, using dynamic clustering (Munier, 2004) and numerical iterative sorting (Charlesworth *et al.*, 1989). The user has to initially specify the mean vector for each presupposed subset: this step thus requires the user's expertise to correctly determine the number of sets as well as the orientation and dip of

each initial mean vector. The initial mean vectors then act as “attractive kernel” for sorting the data. There is thus the need for implementing statistical descriptions of asymmetrical multi-modal data, as well as semi-automated methods to determine the appropriate number of components necessary to properly describe complex structural geology data sets.

Complex circular data can be modeled using Mixture of Von Mises (MvM) distributions (Mardia and Jupp, 2000). The relevance of MvM distributions when describing 2D structural data, such as dip directions of bedding planes, orientations of anticline axial planes and lineaments on Landsat imagery, was tested on small samples (Lark *et al.*, 2014). The MvM distributions, even if less parsimonious than other statistical models, seem relevant to describe larger complex fracture networks.

In this study, the Mixture of von Mises (MvM) distribution is used to model orientations of a complex fracture network from the Ardeche margin area (SE France; 7800 km²). Data are extracted separately for the basement and sedimentary cover units from 1: 50,000 and 1: 250,000 geological maps (fractures), and a Digital Elevation Model (DEM; lineaments). The number of MvM components H is not supposed known a priori: several models with a different number of components are fit by optimizing their Maximum Likelihood. Subsequently, an independent appraisal test is performed in order to determine the best value for H . This test takes into account the relationship between the cumulative weights and the concentration of the MvM components: it aims at identifying the pertinence of each distribution with respect to the geological criteria. Therefore, the concentration parameter was converted from an adimensional number into an angle range (index of concentration at 70% - I_{70}) to simplify its comparison to the field data. In the following, we discuss the advantage of the numerical convergence guarantees of this approach. The modeled MvM component orientations are compared in-between the datasets and with respect to the fracture sets defined from field studies, to allow the evaluation of the input of this statistical method.

III. Mixture of von Mises (MvM) distributions

The von Mises (vM) distribution (von Mises, 1918) is classically implemented in structural geology software to characterize symmetrical and unimodal 2D orientation distributions. A more complete description of the vM distribution is available in Mardia and Jupp (2000). The general form of the von Mises probability density function for the angular variable $\theta \in [0, 2\pi[$ (modulo 2π) is:

$$f(\theta|\mu, \kappa) = \frac{1}{2\pi I_0(\kappa)} e^{\kappa \cos(\theta - \mu)} \quad \text{Eq. 1}$$

where μ is the circular mean ($0 \leq \mu < 2\pi$) and κ is a concentration parameter ($\kappa \geq 0$), controlling dispersion of the variable around μ .

In practice, azimuth values of our study range from 0 to 180°, so for an azimuth a , the corresponding value of θ is $\theta = a2\pi/180$

The larger the value of κ , the narrower the clustering around the mode. Parameters μ and $1/\kappa$ can be thought of as analogous to the mean (μ) and variance (σ^2) of normal distributions.

The term $\frac{1}{2\pi I_0(\kappa)}$ is simply a normalizing constant, where I_0 is the modified Bessel function of the first kind and order zero, given by:

$$I_0(\kappa) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{\kappa \cos\theta} d\theta \quad \text{Eq. 2}$$

The mixture of von Mises distribution (MvM) corresponds to the weighted sum of several von Mises distributions. It is thus suitable for the statistical description of multimodal datasets. The h^{th} component of the mixture is denoted:

$$f_h(\theta) = \frac{1}{2\pi I_0(\kappa_h)} e^{\kappa_h \cos(\theta - \mu_h)} \quad \text{Eq. 3}$$

and the MvM probability density function is given as:

$$\text{MvM}_H(\theta) = \sum_{h=1}^H \omega_h f_h(\theta) \quad \text{Eq. 4}$$

where H is the number of components and ω_h is the weight of the h^{th} component.

Given n observations $\Theta = \{\theta_1, \dots, \theta_n\}$, the parameters of the MvM model can be estimated by maximizing the likelihood function:

$$L = P(\Theta | \mu, \kappa, \omega) = \prod_{i=1}^n [\sum_{h=1}^H \omega_h f_h(\theta_i)] \quad \text{Eq. 5}$$

or equivalently, by minimizing the negative log-likelihood:

$$NLLik(\Theta) = -\sum_{i=1}^n \log[\sum_{h=1}^H \omega_h f_h(\theta_i)] \quad \text{Eq. 6}$$

IV. Geological setting and structural context of the study area

The Ardeche margin is located at the eastern border of the Massif Central and comprises two large domains (Figure 4-1a): a Paleozoic basement in the West (eastern border of the Massif Central) and a Mesozoic sedimentary cover in the East (up to the Rhône valley). It covers an area of 7800 km² (with around 170 km in length and 45 km in width) that has experienced polyphase tectonics, resulting in complex fracture patterns, which will be summarized in the following.

During the Paleozoic Hercynian orogeny, successive compression and extension phases favored first-order regional fracture patterns orientated NE-SW, NW-SE, and ENE-WSW to E-W (Arthaud and Matte, 1975a; Bles et al., 1989; Mattauer, 1973). Depending on the mechanical boundary conditions, these features successively act in a strike-slip, reverse or normal manner.

Between the Triassic to early Cretaceous, the Ardeche margin acted as the western external margin of the subalpine basin (Curnelle and Dubois, 1986; Debrand-Passard et al., 1984a; Lemoine, 1984; Razin et al., 1996a). The architecture of the Mesozoic deposits attests for the different stages of the structural evolution of the margin (Razin et al., 1996a). Triassic fluvial series and evaporate facies characterize pre-rift sequences. Liassic rifting is documented by an increase in subsidence rate (Lemoine et al., 1986a) and basinal sequences are deposited in the area. Between the Malm and the middle Cretaceous the Ardeche margin suffered from thermal subsidence (Lemoine et al., 1986b). Major tectonic features recorded under this rifting-related E-W striking extension (Bergerat et al., 1993) are N-S to NE-SW syn-sedimentary normal faults (Bergerat et al., 1993; Lemoine et al., 1986b), and to a minor extent, NW-SE faults, interpreted as transverse structures (Bonijoly et al., 1996; Lemoine et al., 1986b). These were responsible for the onset of 10 to 100 km wide horst and graben zones, striking parallel to the rift axis (de Graciansky and Lemoine, 1988; Elmi, 1983, 1984; Giot et al., 1991; Lemoine et al., 1986b).

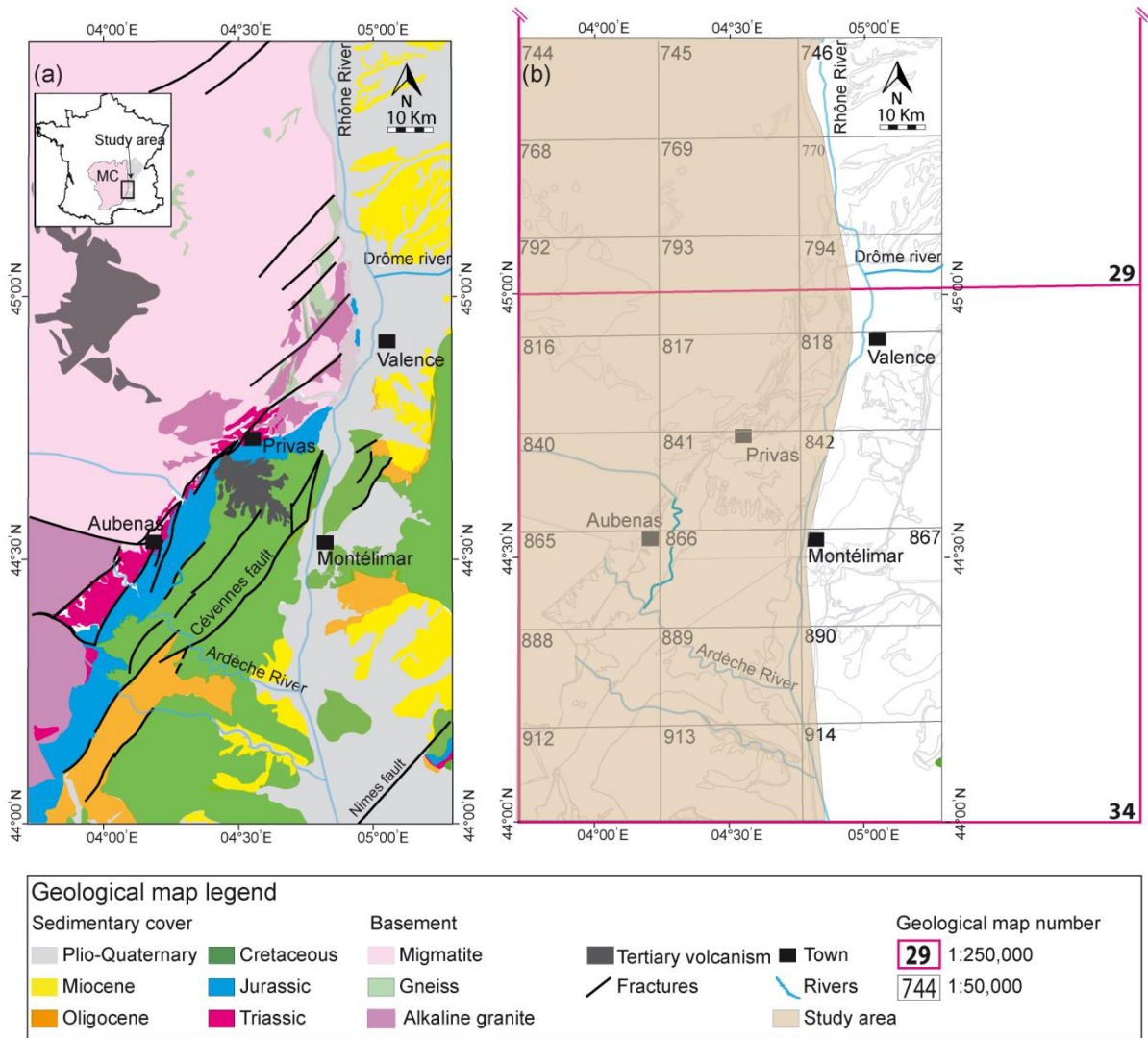


Figure 4-1 : Simplified geological map of the Ardeche margin (a) from the 1:1,000,000 geological map and (b) mosaic of the 1:250,000 and 1:50,000 geological maps. Full list of references of the geological maps figured in the mosaic are given in supplementary data Table 4-2.

The late Cretaceous time interval is characterized by new paleogeographic patterns in the area, testifying for the evolution towards a compression regime (Lemoine et al., 1986b). The onset of convergence between the Iberia and Europe plates induced a reorientation of the SE basin along an E-W axis (Baudrimont and Dubois, 1977) and important erosion rates on its borders were recorded. As a result of the shortening, the SE basin closed gradually and marine deposits occurred eastwards (Debrand-Passard et al., 1984a). The western border remained emerged, which explains the hiatus in the Late Cretaceous series. The N-S convergence and the consecutive Pyrenean collision to the south continued until the Eocene (Choukroune et al., 1973). Collision induced the onset of E-W striking folds and thrusts, as well as sinistral strike slip faults along N-S to NE-SW, that are partly inherited from the Hercynian orogeny. Limestones from the Ardeche margin encompassed fracturing along conjugate NNE-SSW and NW-SE sinistral and dextral strike slip faults (Bergerat, 1982).

The Oligocene was characterized by a strong resumption of subsidence in the Valence region, attributed to the regional onset of the East Cenozoic Rift System (ECRIS; (Dèzes et al., 2004; Ziegler, 1992). The ECRIS was active from the Priabonian to Aquitanian–Burdigalian (Sissingh, 2001) and was induced by an E-W extension, responsible for normal faulting on inherited N-S and NNE-SSW normal fault planes. This faulting induced the structuration of the Valence basin according to a N-S to NE-SW trend (Bergerat, 1982).

Recently, Bertrand., (2017) performed lineament acquisition and manual sorting on 1:250,000 and 1:50,000 DEM and field sections, both for the basement and for the sedimentary cover of the Ardeche margin (area studied by Bertrand., (2017) is indicated in Figure 4-2f). The authors identified, from two DEMs six distinct main directions interpreted as fracture sets, respectively oriented N000, N025, N050 to N055, N090, N120, and N140.

Thus, the polyphase tectonics is likely responsible for multiple solicitations of the same fracture sets. The final fracture network is therefore organized around five consensual main directions: N-S (or N000 according to Bertrand, 2017), NNE-SSW (or N025 according Bertrand, (2017)), NE-SW (or N050-N055 according to Bertrand, (2017)), E-W (or N090 according to Bertrand, (2017)), and NW-SE (or N140 according to Bertrand, (2017)). In addition to these five directions, the authors put forward a N120 striking fracture set on DEM analysis.

V. Materials and method

V.1 Materials

Fracture and lineament parameters are extracted over the same area of 7800 km². Study area is located on (Figure 4-1b). Fractures are identified from a mosaic of 22 sheets of the geological maps at 1:50,000 (dataset 1) scale and from two geological sheets at 1:250,000 scale (dataset 2) (see supplementary data Table 4-2). Lineaments are extracted from the Digital Elevation Model (dataset 3) (DEM, 5 m resolution) of the study area, computed from the BD alti dataset (www.ign.fr; BD Alti®, Figure 4-2).

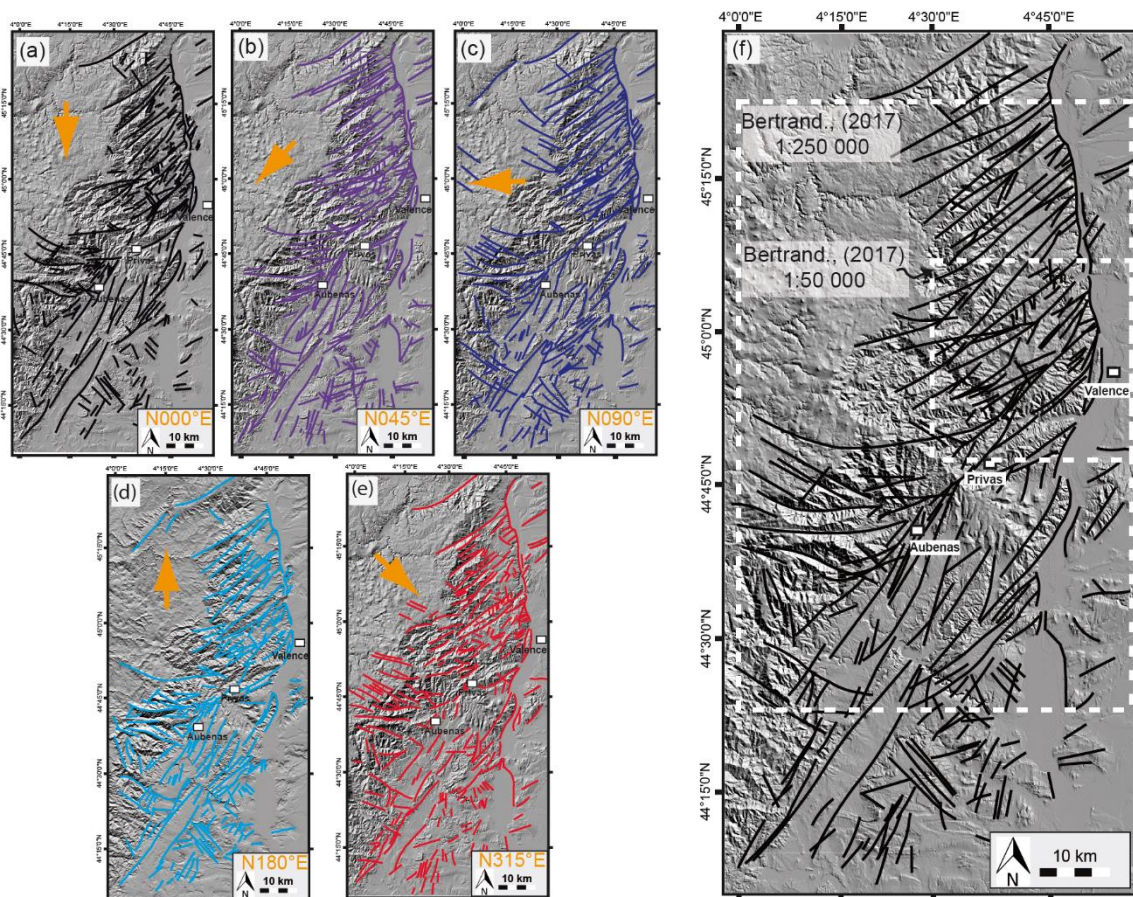


Figure 4-2 : Procedure of identification of lineaments from the DEM. (a to e) Lineaments are identified by simulating topographic illumination under five light directions respectively striking N000, N045, N090, N180 and N315. (f) Lineaments observed on at least two of the five illuminations are selected for final record. White dotted lines localize area studied by Bertrand (2017).

V.1.1 Fracture acquisition

Any fracture drawn as a solid line on the geological maps fully located with its two end points within the studied domain is taken into account and digitized. Fractures drawn as dotted line or cutting across the domain limits are discarded. Digitalization process is carried out by extracting coordinates of the end points of each fracture under the QGIS software. Precision on point coordinates is respectively estimated to 25 m on the 1:50,000 geological maps, and 125 m on the 1:250,000 maps. For each fracture, the dominant substrate is indicated (basement or sedimentary cover). Information related to each fracture is gathered in a database that contains the following: fracture location (X, Y coordinates of each of the two end points), geological map reference number, substrate type (basement or sedimentary cover, including age). The database built with parameters from the 1:50,000 geological maps comprises 2189 fractures in total (804 in the basement and 1385 in the sedimentary cover). The dataset from the 1:250,000 geological maps is less dense, with 575 fractures in total (241 in the basement and 334 in the sedimentary cover). Fractures in the basement represent around 40% of each dataset.

V.1.2 Lineament acquisition

Lineaments are picked using shaded-relief images to enhance the features. They are identified from the DEM by simulating topographic illumination under five light directions respectively striking N000, N045, N090, N180, and N315, with an inclination of 45° (Figure 4-2a to e respectively). Lineaments identified on any of these five different illuminations are plotted on a single map in order to eliminate the bias due to the orientation of illumination, (for detailed procedure see Le Garzic, (2010). Lineaments identified on at least two of the five illuminations are kept for further analysis (Figure 4-2f). Lineaments that overlap entirely or partially are considered as a single feature that can actually be longer than the initial lineaments. The lineament database comprises for each feature: the number and respective orientation of the illuminations under which it has been observed, the two end point coordinates, and the dominant substrate indicated by the geological map. The database comprises 253 lineaments in total, evenly distributed between basement (133) and sedimentary cover (120).

V.2 Fracture and lineament attributes

Orientation is computed between 0 – 180° for each feature (fracture or lineament) from its end point coordinates. This is defined as the orientation of the segment that ties the two end points of one feature. The method assumes relatively linear features, which corresponds to the majority of fractures observed on the geological maps or lineaments on the DEM. The few non-linear features show very large curvature radius that can be approximated by segments.

V.3 Statistical analysis: MvM distributions

Parameter estimation for the MvM distributions is performed using the R package “BAMBI”: Bivariate Angular Mixture Models (Chakraborty and Wong, 2017). BAMBI is also appropriate for analyzing univariate angular distributions. It provides “a unified platform for density evaluation, random generation of univariate angular model and their mixtures, has functions for numerical diagnostics” (Chakraborty and Wong, 2017).

In order to find for each dataset the best MvM model with no a priori knowledge of the number of components H , we try different values for H , from $H = 1$ to $H = 8$. For each of these models, the parameters are estimated by minimizing the negative log-likelihood via Markov Chain Monte Carlo (MCMC; Figure 4-3). This is detailed in the following section.

We cannot, however, use the likelihood to directly choose the best model: in theory, the higher the number of components, the higher the likelihood (although due to the stochastic nature of the MCMC algorithm, this is not always the case in practice, as can be seen in Figure 4-3). For a given model, we have to determine its geological validation, meaning that a von Mises component corresponds to a geologically realistic set of fractures.

In mathematical terms, a component f_h of the model is characterized by three values: its weight ω_h , its mean μ_h , and a concentration parameter κ_h . The weight ω_h is the relative contribution of each component to the model: a component with a very small value of ω_h is uninformative; sets of significant importance are expected to have values close to $1/H$. The mean μ_h is simply the azimuth around which the distribution is centered, for instance $\mu_h = N120$. Finally, the dimensionless parameter κ_h controls the concentration of the distribution around the mean: the greater its value, the narrower the distribution is concentrated. A very small value for κ_h corresponds to an almost-uniform distribution, while a very large value coincides to an almost Dirac distribution. In order to get

a better understanding of what this parameter actually represents, we have defined the index of concentration. Formally, l_{70} is the angular range around the mean so that the probability of falling within the interval $[\mu - l_{70} / 2; \mu + l_{70} / 2]$ is 0.7. As such, l_{70} can be thought of as the analogous to the standard deviation for normal distributions : for a normal distribution of mean μ and standard deviation σ , there is a probability of about 68 % of falling in the interval $[\mu - \sigma; \mu + \sigma]$. Other indices for any value between 0 and 1 could be defined as well. There is no closed-form formula for computing this index, but it can be numerically estimated. We implemented this estimation using the “scipy.stats” Python package.

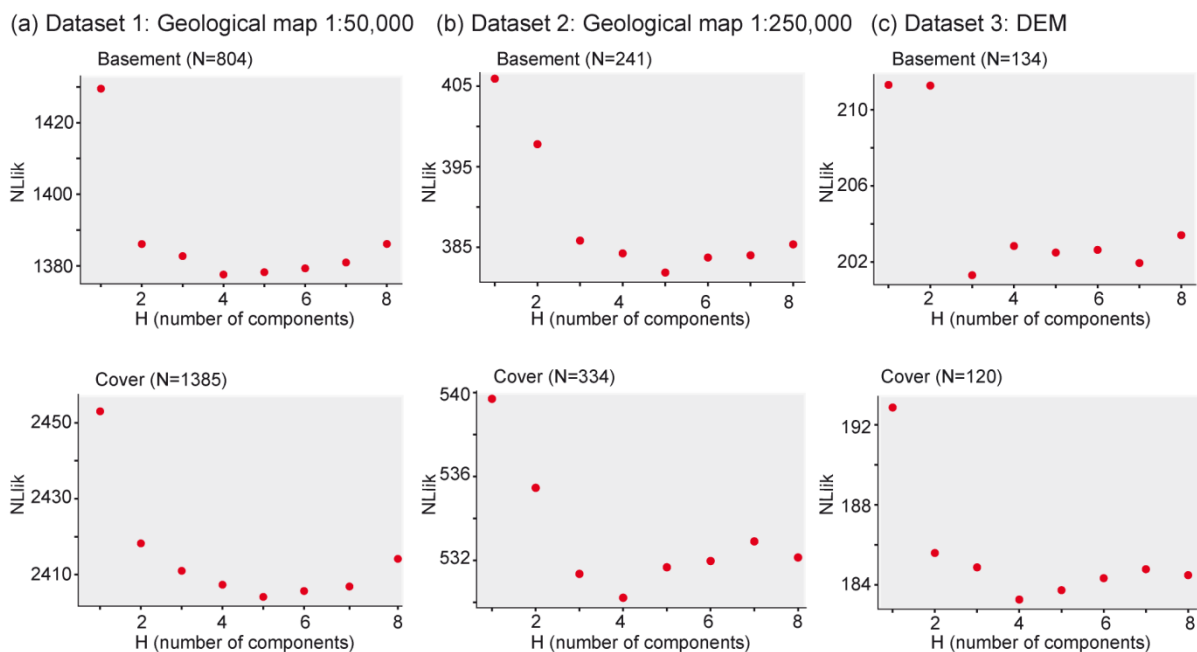


Figure 4-3 : Estimation of the statistically optimized number of components for the six data sets recovered from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Basement and sedimentary cover data are considered separately for each dataset.

VI. Results

VI.1 Parameters estimation

To our knowledge, there is no closed-form formula to get the parameters of an MvM distribution from the raw data. However, the parameters can be estimated, either by Expectation-Maximization (Banerjee *et al.*, 2005) or by Markov Chain Monte Carlo (MCMC) simulation. We used the MCMC method provided in the BAMBI package. It is a stochastic iterative procedure, in which the algorithm is not guaranteed to converge to a fixed solution. Indeed, we observed oscillations and even increases in the Negative Log-Likelihood (NLLik) after about 100 iteration steps (Figure 4-4). This is an expected behavior of the MCMC algorithm, particularly if the number of points is too small or the model to fit is too complex. However, in our experiments, the obtained parameters always yield a relevant model we obtain when the NLLik reaches its minimum over 200 iterations. For all models and datasets, the minimum in NLLik is reached between 100 and 150 iterations. In order to ensure a correct model in the following, the algorithm is run systematically for 200 steps and the model corresponding to the best likelihood is selected over the same 200 steps.

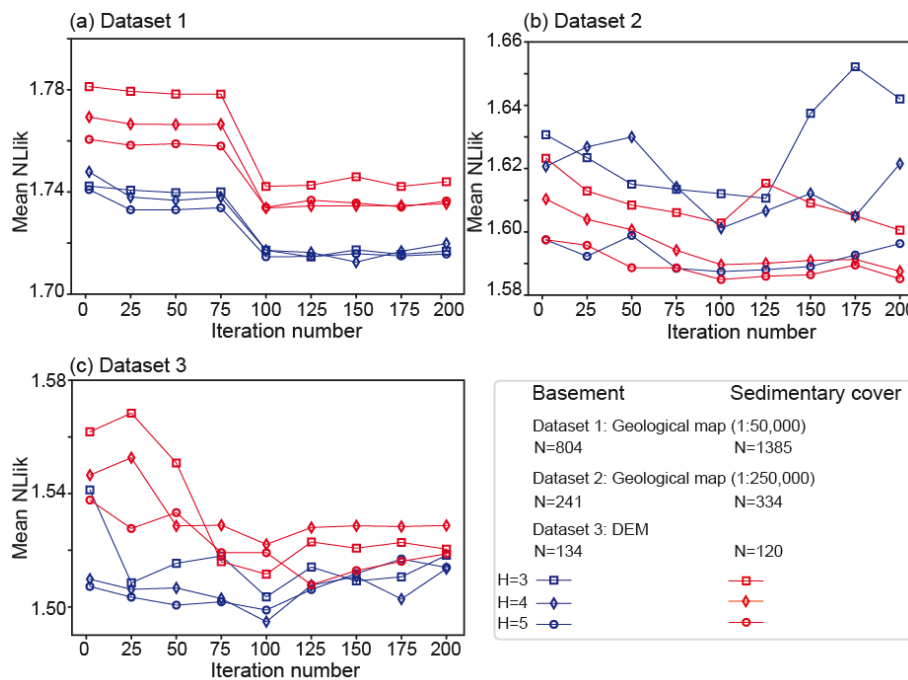


Figure 4-4 : Convergence tests for the MCMC method for the six data sets built from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Basement and sedimentary cover data are considered separately for each dataset. H: number of components selected to estimate the MvM distributions. N: sample size. NLLik is divided by the sample size to compute the mean NLLik.

Note that there exists a convergence with respect to the size of the dataset. This shows that the best convergence results are obtained for datasets containing more than 350 samples; below 150 samples some erratic behavior may occur.

In the following, we highlight that small values of the dispersion parameter κ do not yield geologically realistic fracture sets; we also tend to discard models for which one of the weights is close to zero. We could, in principle, enforce these rules of thumb by using a Bayesian approach to our mixture modeling, by imposing priors on the weights and dispersion parameters. In practice, however, these are guidelines rather than strict rules, and while useful a posteriori in order to select a geologically relevant model, it cannot be considered a priori information. For instance, a model with a quasi-uniform component (with κ close to zero) would not necessarily be considered wrong in case of an actual uniform background noise in the data.

VI.2 Appraising the number of MvM components

As previously mentioned, the likelihood cannot be directly used for choosing the number of components, since the optimal likelihood value increases with the number of components. Statistical criteria such as the Akaike Information Criterion (AIC) or the Bayesian Information Criterion (BIC) are often used in order to find a good tradeoff between likelihood and model complexity. However, knowledge of the precise values of AIC and BIC requires knowing the true value of the maximum likelihood for each H , of which the MCMC algorithm provides only an approximation. It is clearly visible in Figure 4-5C, that the lowest point for the basement is obtained for $H=4$ and not for $H=5$. Moreover, both AIC and BIC are based on asymptotic normality results that do not hold for multimodal mixture models, making their use advised against in the present framework (Chakraborty and Wong, 2017). In Marcotte and Henry, (2002), the authors use a likelihood ratio test (Wilks, 1938) in order to estimate number of sets for joints clustering.

In the present work, contrary to classic unsupervised learning problems where the aim is to cluster data into homogeneous sets with no a priori on the structure of those sets, we want to impose some structure in order to ensure that the obtained model is geologically relevant. For the reasons mentioned in the previous paragraph, we do not impose a Bayesian prior on the parameter values; however, rather than relying on a statistical indicator, we will determine the optimal number of components H based on geological criteria.

The fit of the MvM distributions is appraised using the relationship between the concentration (κ) and cumulative weight ($\Sigma\omega$) parameters (Figure 4-5).

Distributions are discarded if the major parts of components displays κ values lower than 8, which is an index of concentration at $I_{70} = 70\%$ of 21° around the mean value. Using that criteria, MvM distributions with 3 or 4 components are discarded for all datasets, except for the 4 components distribution of -dataset 3 basement. In that case, the contribution of the sole component displaying an angular range of 120° is very important (38% of the data): this distribution is thus also discarded.

MvM distributions with 5 components are validated for dataset 1 – cover, dataset 2 – basement, and dataset 3 – basement. In all these cases, 4 or more components display κ values higher than 8. Moreover, the contribution of components displaying κ values lower than 8 is small (respectively 20%, 11%, and 12% for dataset 1 – cover, dataset 2 – basement, and dataset 3 – basement respectively, Table 4-1). MvM distributions with 5 components for dataset 1 – basement and dataset 2 – cover display 4 components characterized by κ values lower than 6 (I_{70} of 25°), and small contributions of the component with κ values larger than 6 (respectively 23 and 9%). They are thus validated too.

MvM distributions with 6 components all satisfy the first criterion as, whatever the considered dataset, 5 or more components display κ values lower than 8. Nonetheless, distributions with 6 components promote uninformative components (weights lower than 0.1; Table 4-1) or display κ values larger than 32 (I_{70} lower than 10°), associated to high weights: they are thus discarded. We can therefore conclude that the best fitted models are obtained for 5 components, either in the basement or sedimentary cover, both for fractures from geological maps (1:50,000, 1:250 000) and lineaments from the DEM.

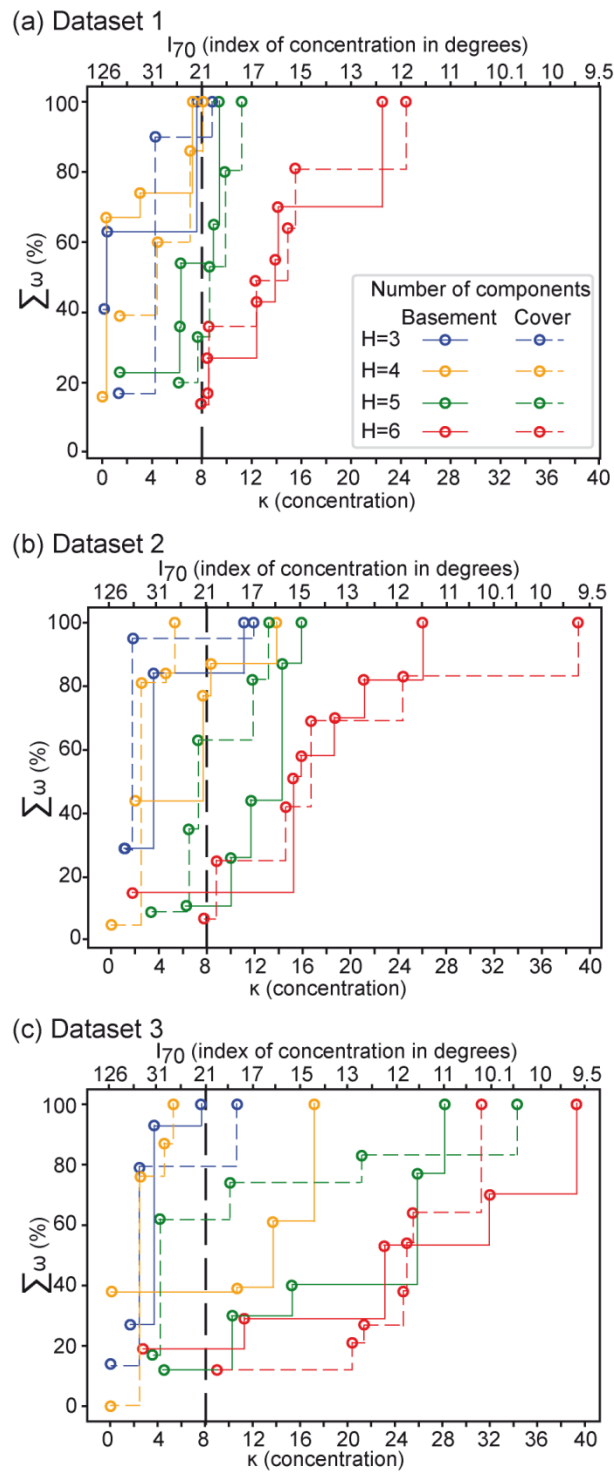


Figure 4-5 : Appraisal test - Plots of the cumulative weight ($\sum \omega$) of the components versus the concentration parameter (κ) ordered in increasing values for (a to c) the three datasets displayed into six datasets according to lithology (basement and cover) from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM.

Table 4-1 : Parameters of components of the MvM distributions for six datasets recovered from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Basement and sedimentary cover data are considered separately for each dataset. Ncomp: number of components, μ : mean orientation (degrees), K: concentration parameter (degrees) and ω : weight of the considered component.

Components		Parameters				Components		Parameters			
H		μ (°)	κ	l_{70} (°)	ω	H		μ (°)	κ	l_{70} (°)	ω
Basement						Cover					
Dataset 1 : Geological map 1 :50,000											
3		8	0.40	105	0.22	3		11	1.32	63	0.73
		52	7.63	22	0.37			63	8.84	21	0.10
		127	0.16	118	0.41			115	4.27	30	0.17
4		17	0.31	110	0.51	4		21	7.06	23	0.26
		51	7.27	23	0.26			58	4.45	30	0.21
		76	0.01	126	0.16			111	8.09	22	0.14
		123	3.03	37	0.07			170	1.40	61	0.39
5	F ₁ B ₁	16	6.29	25	0.18	5	F ₅ C ₁	0	11.2	18	0.20
	F ₂ B ₁	51	9.37	20	0.35		F ₁ C ₁	25	9.84	19	0.28
	F ₃ B ₁	98	1.40	60	0.23		F ₂ C ₁	61	6.14	25	0.20
	F ₄ B ₁	138	6.24	25	0.13		F ₃ C ₁	111	8.61	21	0.20
	F ₅ B ₁	173	8.96	21	0.11		F ₄ C ₁	150	7.66	22	0.13
6		21	14.1	16	0.15	6		15	24.4	13	0.19
		47	22.5	13	0.30			34	14.9	16	0.15
		66	13.9	17	0.12			62	8.55	21	0.19
		104	8.44	21	0.13			109	8.47	21	0.17
		136	7.93	22	0.14			144	12.3	17	0.13
		171	12.4	17	0.16			174	15.5	15	0.17
Dataset 2 : Geological map 2 :250,000											
3		29	1.17	68	0.55	3		29	1.84	50	0.66
		52	11.1	18	0.16			57	11.9	18	0.05
		89	3.55	34	0.29			161	1.11	70	0.29
4		27	13.8	17	0.14	4		26	2.55	41	0.76
		52	8.35	21	0.43			65	0.03	125	0.05
		112	2.02	47	0.33			101	4.56	29	0.03
		180	7.66	22	0.10			151	5.32	27	0.16
5	F ₁ B ₂	25	14.3	16	0.43	5	F ₅ C ₂	4	11.8	18	0.19
	F ₂ B ₂	53	11.7	18	0.18		F ₁ C ₂	26	13.2	17	0.18
	F ₃ B ₂	92	10	19	0.15		F ₂ C ₂	53	6.48	24	0.26
	F ₄ B ₂	124	15.9	15	0.13		F ₃ C ₂	101	3.34	35	0.09
	F ₅ B ₂	172	6.29	25	0.11		F ₄ C ₂	149	7.26	23	0.28
6		24	15.2	15	0.36	6		16	39	10	0.17
		51	26	12	0.18			32	24.4	13	0.14
		65	15.9	15	0.07			57	14.6	16	0.17
		98	18.7	14	0.12			101	8.82	21	0.18
		121	21.1	13	0.12			148	7.76	22	0.07
		173	1.79	52	0.15			179	16.7	15	0.27
Dataset 3 : DEM											
3		45	3.70	33	0.66	3		17	0.03	125	0.14
		112	1.69	54	0.27			35	2.47	42	0.65
		173	7.64	22	0.07			138	10.7	19	0.21
4		38	13.7	17	0.22	4		31	2.55	41	0.76
		57	17.2	15	0.39			52	0.03	125	0.00
		75	0.12	120	0.38			73	4.56	29	0.11
		144	10.7	19	0.01			138	5.32	27	0.13
5	L ₁ B ₃	34	28.2	11	0.23	5	L ₅ C ₃	13	4.18	31	0.45
	L ₂ B ₃	53	25.9	12	0.37		L ₁ C ₃	34	34.3	10	0.17
	L ₃ B ₃	75	10.3	19	0.18		L ₂ C ₃	53	21.2	13	0.09
	L ₄ B ₃	121	15.3	15	0.10		L ₃ C ₃	76	10.1	19	0.12
	L ₅ B ₃	174	4.54	29	0.12		L ₄ C ₃	141	3.55	34	0.17
6		35	23.1	13	0.24	6		11	25.5	12	0.26
		51	39.3	10	0.30			31	31.3	10	0.36
		65	32	11	0.16			50	24.7	12	0.11
		90	25	12	0.01			78	9	20	0.12
		121	2.76	39	0.19			132	20.4	14	0.09
		175	11.3	18	0.10			164	21.4	13	0.06

VI.3 Parameters estimated from MvM distributions with 5 components

MvM distributions with 5 components and their associated index I_{70} are presented for each dataset, separately for the basement and sedimentary cover (Figure 4-6 and Table 4-1). In the following, results are described for increasing orientations.

Results from dataset 1 (1:50,000 geological map, Figure 4-6a) show that orientations of the MvM components in the basement are striking: N016 (F_1B_1 ; weight 0.18), N051 (F_2B_1 ; weight 0.35), N098 (F_3B_1 ; weight 0.23), N138 (F_4B_1 ; weight 0.13), and N173 (F_5B_1 ; weight 0.11). I_{70} is wide for F_3B_1 (60°) and fairly good for the other components (between 20 and 25°). Estimated orientations of the MvM components in the sedimentary cover are striking: N025 (F_1C_1 ; weight 0.28), N061 (F_2C_1 ; weight 0.20), N111 (F_3C_1 ; weight 0.20), N150 (F_5C_1 ; weight 0.13), and N000 (F_5C_1 ; weight 0.20). I_{70} is relatively similar for all components (between 18 and 25°).

For dataset 2, estimated orientations of the MvM components in the basement of the 1:250,000 geological maps (Figure 4-6b) strike N025 (F_1B_2 ; weight 0.43), N053 (F_2B_2 ; weight 0.18), N092 (F_3B_2 ; weight 0.15), N124 (F_4B_2 ; weight 0.13), and N172 (F_5B_2 ; weight 0.11). I_{70} are fairly small and show little variation from one component to another (between 15 to 25°). In the sedimentary cover, estimated orientations of the MvM components strike N026 (F_1C_2 ; weight 0.18), N053 (F_2C_2 ; weight 0.26), N101 (F_3C_2 ; weight 0.09), N149 (F_4C_2 ; weight 0.28), and N004 (F_5C_2 ; weight 0.19). Here, I_{70} is intermediate for F_3C_2 (35°) and fairly small for the other directions (between 17 and 24°).

The MvM components from the lineaments of the basement of the DEM (dataset 3; Figure 4-6c) show estimated orientations striking N034 (L_1B_3 ; weight 0.23), N053 (L_2B_3 ; weight 0.37), N075 (L_3B_3 ; weight 0.18), N121 (L_4B_3 ; weight 0.10), and N174 (L_5B_3 ; weight 0.12). I_{70} vary between 11 and 29°. In the sedimentary cover, estimated orientations of the MvM components strike N013 (L_1C_3 ; weight 0.45), N034 (L_2C_3 ; weight 0.17), N053 (L_3C_3 ; weight 0.09), N076 (L_4C_3 ; weight 0.12), and N141 (L_5C_3 ; weight 0.17). I_{70} is intermediate for L_1C_3 and L_5C_3 with values slightly above 30° (respectively 31 and 34°), and fairly good for the other components (between 10 and 19°).

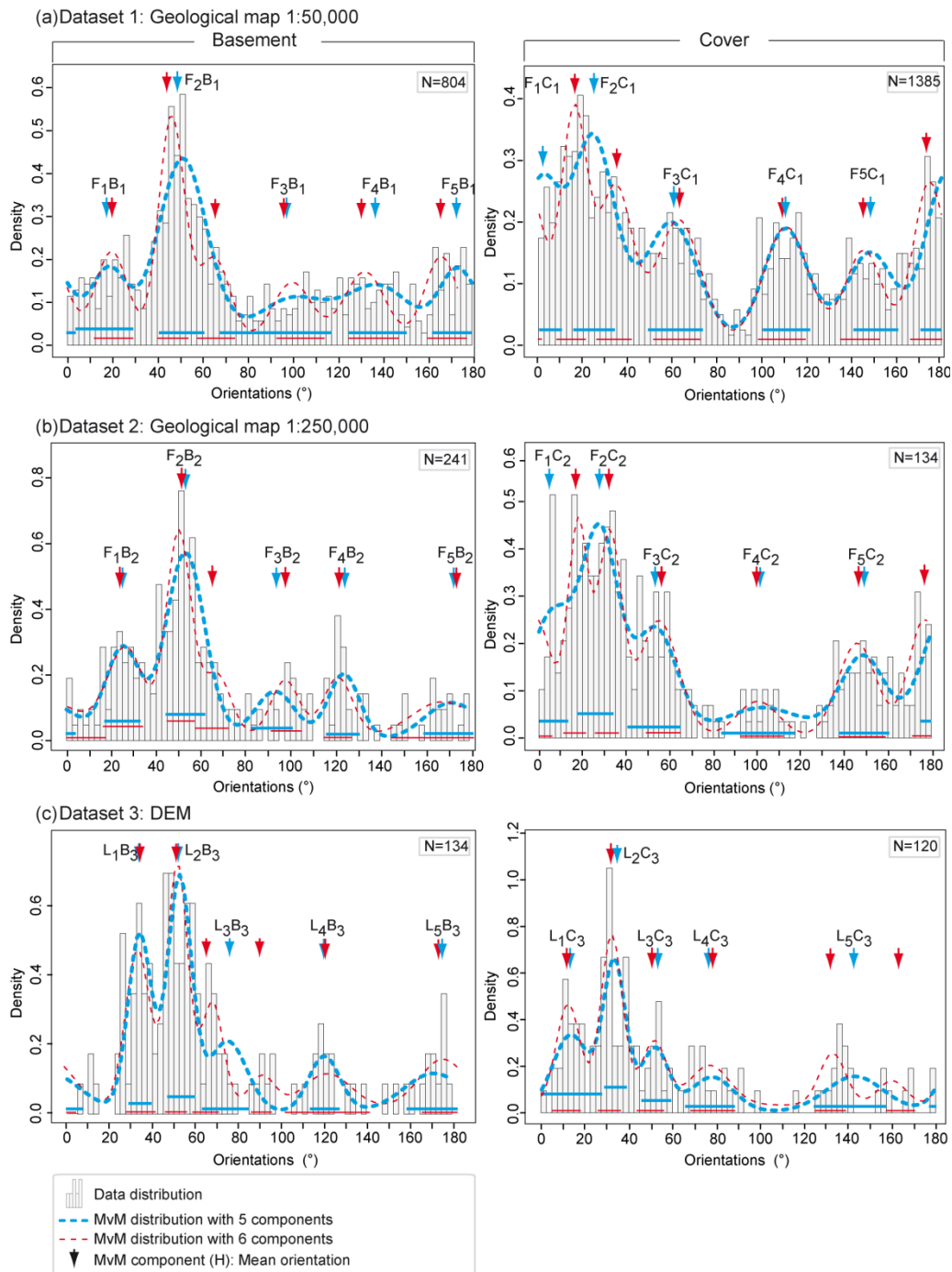


Figure 4-6: Plots of modeled 5 (blue color) and 6 (red color) component MvM distributions on data histograms for the six samples built from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM (see Table 1 for detailed results). Arrows localize the estimated mean for each component. Plain lines under curves correspond to values of the index of concentration at 70 % (I_{70} – see text for explanations).

VII. Discussion

VII.1 Identification of consistent components between distributions

Thanks to the relationships between cumulative weights and concentration parameter, MvM distributions with 5 components are selected for each dataset as the best fitted models, either in the basement or sedimentary cover.

One component striking between N051 and N061 (F_2B_1 , F_3C_1 , F_2B_2 , and F_3C_2) is unambiguously identified in all datasets, both for the basement and sedimentary cover. Using that highly reproducible component as a common benchmark for all distributions, we attempt to identify consistent components from one distribution to another. Components belonging to every datasets are gathered sequentially so that the difference between the extremes of their means does not exceed 20° (" Δ extr-1to3"; Table 4-1). Under this condition, the components computed from best fitted distributions may be gathered into six main components (F_A to F_F ; Figure 4-7a) and can be considered as directionally consistent. Thus, they respectively strike: between N016 and N034 (F_A gathering F_1B_1 , F_2C_1 , F_1B_2 , F_2C_2 , L_1B_3 , and L_2C_3), N051 and N061 (F_B , gathering F_2B_1 , F_3C_1 , F_2B_2 , F_3C_2 , L_2B_3 and L_3C_3), N092 and N111 (F_C gathering F_3B_1 , F_4C_1 , F_3B_2 and F_4C_2), N121 and N124 (F_D gathering F_4B_2 and L_4B_3), N138 and N150 (F_E gathering F_4B_1 , F_5C_1 , F_5C_2 and L_5C_3) and N172 and N013 (F_F gathering F_5B_1 , F_1C_1 , F_5B_2 , L_5B_3 and L_1C_3). F_A , F_B , F_C , F_E , F_F are identified both in the basement and cover of dataset 1 and in the cover of dataset 2. F_D is specifically observed in the basement of dataset 2 whereas F_E is missing there. F_A , F_B and F_F are recorded both in basement and cover of dataset 3. F_E is only recorded in its cover (L_5C_3), whereas F_D and F_F are recorded in basement (L_4B_3). Dataset 3 does not record F_C . L_A (striking N075 and including L_3B_3 and L_4C_3) and is specific of DEM data and recorded both in the basement and cover.

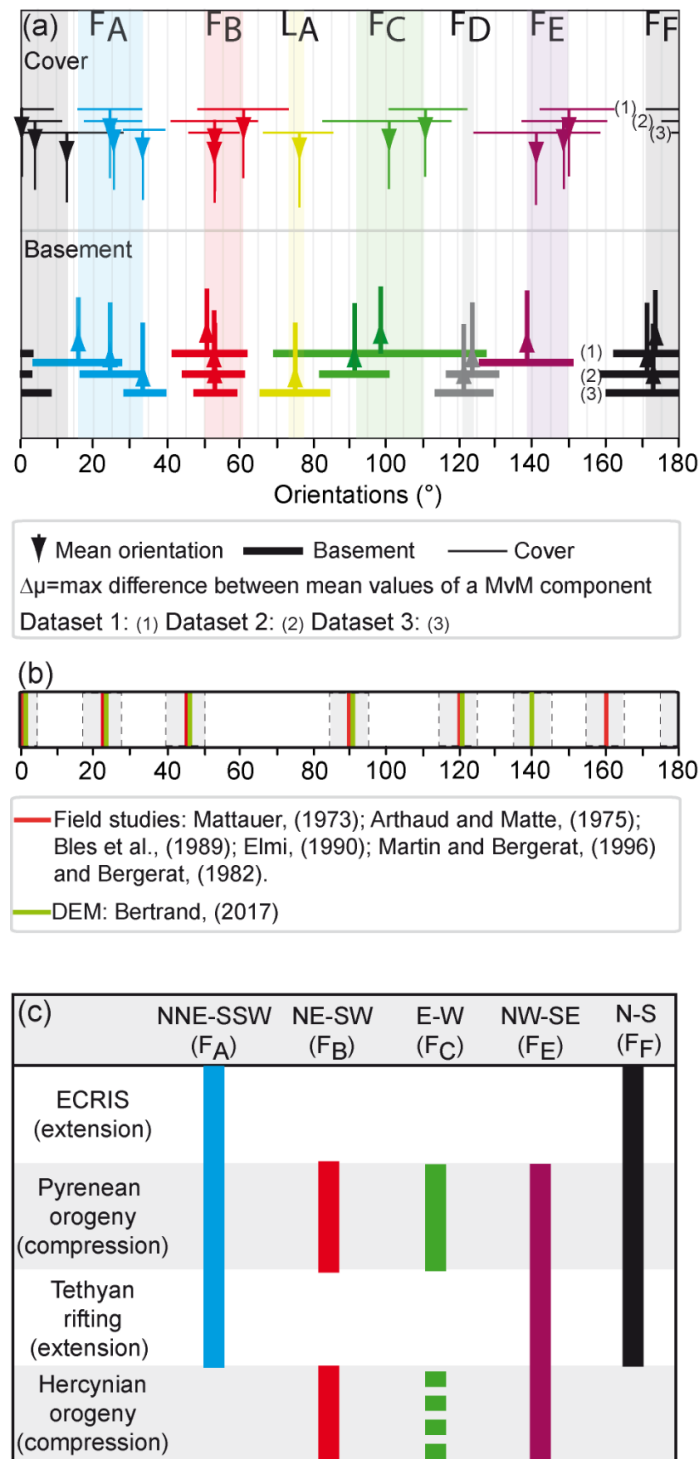


Figure 4-7 : (a) Plot of the orientations and associated I_{70} for each of the modeled components (5 components distributions) within the six datasets built from the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and the DEM. Color scale refers to the seven main differentiated components identified from estimations. (b) Comparison of the modeled orientations with field fracture sets (red color) and expert analysis of lineaments interpreted as fractures (green color). (c) Loading history (from literature) for fracture sets included in the main well defined components identified from estimations.

VII.2 Reproducibility of estimations on samples depending on each other

The reproducibility of estimations may be addressed by comparing results from dependent samples. The geological map at 1:250 000 may be considered, in first order, as a synthesis of the 1:50,000 sheets. As a consequence, results from estimations may theoretically not differ a lot between datasets 1 and 2, considered separately for cover and basement. Since the difference between the means of components is comprised between 01 and 10°, estimations can be considered as reproducible and robust.

VII.3 Variability in between components from different datasets as a marker of complexity in loading history

When comparing our results with published work, five of the six components estimated from the MvM distributions are coaxial with fracture trends classically mentioned in literature, deduced from both, field data (Arthaud and Matte, 1975a; Bergerat, 1982; Bles et al., 1989; Elmi, 1990; Martin and Bergerat, 1996; Mattauer, 1973) and DEM interpretations ; Figure 4-7b and c). F_A and F_F are coaxial with the N-S and NNE-SSW fracture sets that sat on under extensional boundary conditions during the Tethyan rifting and may have been reactivated several times, in a strike-slip way under compression during the Pyrenean orogeny and in an extensional way during the ECRIS. F_B is coaxial with NE-SW fracture sets that encompassed strike slip loading during both the Hercynian and Pyrenean orogeny. F_C is coaxial with the E-W fracture set, mentioned in a minor extent during the Hercynian orogeny, and active during the Pyrenean orogeny. Finally, F_E is coaxial with the NW-SE fracture set identified in literature as active during the Hercynian orogeny in the basement, during the Tethyan rifting in a minor extent as transverse faults, and during the Pyrenean orogeny as strike slip fault. One single trend, as recorded by digitized fractures in 2D, thus gathers fractures corresponding to several mechanical behaviors (normal, strike slip, reverse) and a polyphase loading history under differentiated boundary conditions (compression versus extension; Figure 4-7c).

In natural examples, multiplication of solicitations on both inherited and newly formed fracture sets, as well as gathering under a same component of several types of faults that encompassed both compression and extension, introduce scattering in orientations of datasets. This is also attested by field data collected in an area having encompassed a similar loading history (Lacombe *et al.*, 1990). Concerning our data, F_B , F_D and F_E are characterized by Δ extr-1 to 3 lower

than or on the order of 10° , whereas F_A , F_C and F_F show Δ extr-1 to 3 on the order of 20° (Table 2). The larger variability for the means of F_A and F_F , together with large I_{70} values for L_1C_3 (N013; $I_{70} = 31^\circ$ in cover of dataset 3) and F_1B_1 (N016, $I_{70} = 25^\circ$ in basement of dataset 1) induces partial overlapping between the two components. Among the six components, F_A and F_F correspond to fracture sets that have been solicited under the higher number and under highly contrasted mechanical boundary conditions. On the contrary, F_B and F_E only encompassed two more or less N-S compressions (Hercynian and Pyrenean orogenies): fractures gathered under these two components are probably well organized strike slip faults. We thus propose the variability in means, as well as the values of I_{70} , as an index of complexity in loading history. The more complex the history is, the greater are the Δ extr-1 to 3 and I_{70} of the concerned components.

VII.4 Signification of DEM singular MvM component

Despite a good agreement between the orientations of the components modeled from the MvM distributions and fracture sets deduced from field studies and those of from DEM analysis, L_A (striking N075 in the basement facies and N076 in the sedimentary cover of the DEM) should not be assigned to fracture trends from literature (Figure 4-8). L_B is well defined (I_{70} of 19°) and its associated weights are statistically significant (0.12 and 0.18 for the cover and basement, respectively). Identification of this orientation is considered as an input of the DEM. Plotting L_A on the 1:250,000 geological map (Figure 4-8) shows that it corresponds either to a) no fractures, b) a single fracture (solid or dotted line), c) the merging of several fractures that may have or not the same orientation, or d) a contrasted lithological contact.

These observations point to some difficulties in analyzing DEM data in terms of fractures: some of the hypothetic fractures of the geological map (dotted lines) do come out in the DEM, whereas others do not. Some lineaments correspond to composite linear structures whose orientation is a mean orientation that do not correspond to any of the fracture orientations composing the lineament. A special attention is recommended when collecting data from the computation of the average orientation of lines comprising several sets of orientations. A vector sum method may probably be more appropriate.

The limited size of dataset 3 (130 lineaments in the basement and 142 in the sedimentary cover) is responsible for convergence tests resulting in a lower quality than that of the other datasets. This indicates that the size of dataset 3 is not sufficient to provide a 5 component

distribution, as suggested by the large I_{70} associated to F_D basement (I_{70} of 29°), L_A (I_{70} of 31°), or F_E (I_{70} of 34°).

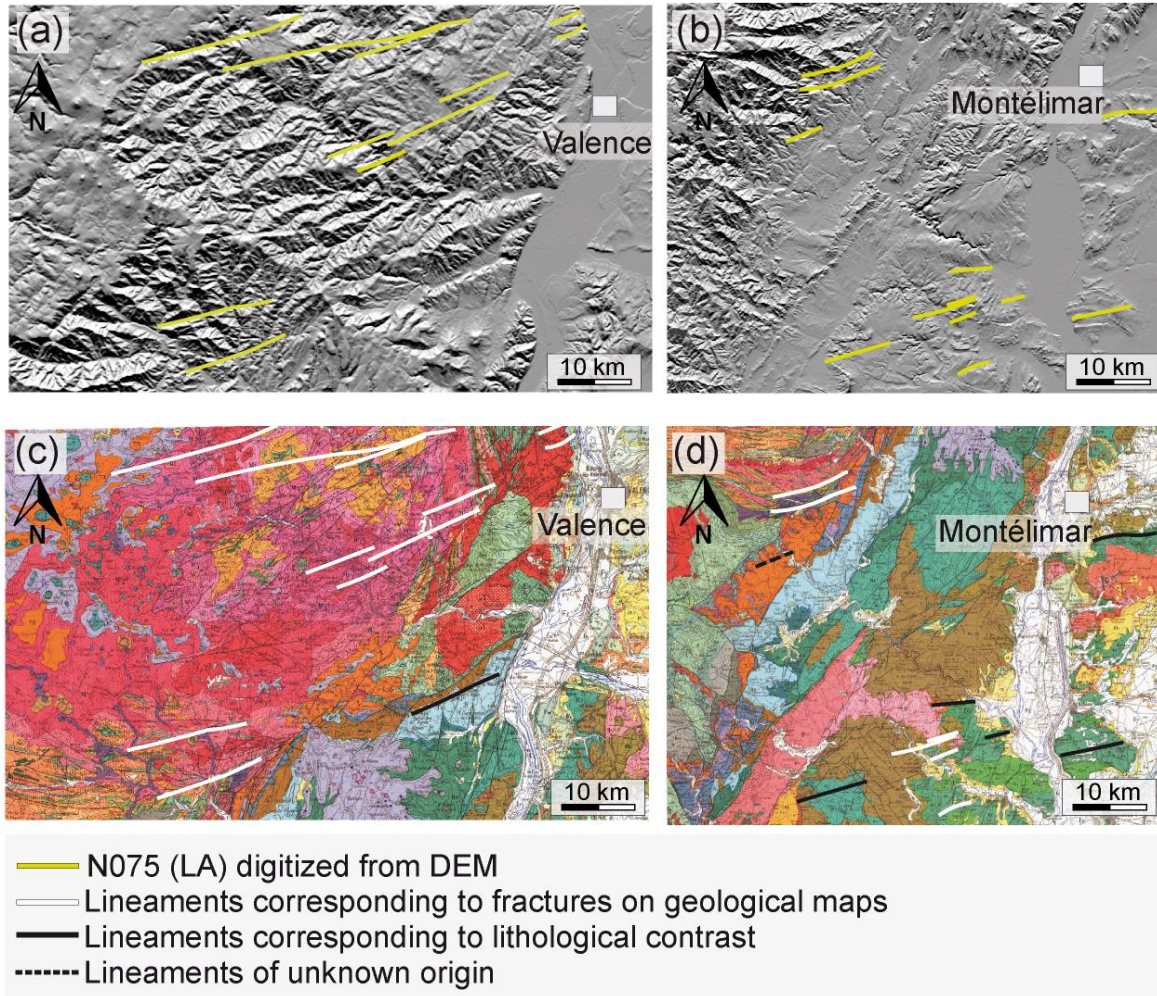


Figure 4-8 : Corresponding of the N075 lineament orientations digitized from the DEM at (a) basement and (b) sedimentary cover on the geological map dataset 1 on (c) basement and (d) cover .

VIII. Conclusion

A novel application of MvM distributions was tested, on multivariate and highly complex structural data. In addition to the classic methods, we propose a new procedure for determining, in a semi-automated way, the optimized number of components of the best fitted MvM distribution for a given set of lineament orientations, without any a priori information. Following a convergence test to ensure the quality of the resulting MvM distribution, and a search of a minimum value of an estimator (Negative log-likelihood), the optimized number of components is evaluated by applying an appraisal test on the resulting distributions. It consists in a plot of the cumulative component weights and their respective density parameters, to be able to select distributions with intermediate densities (majority of components associated to $\kappa > 8$, no uninformative components promoted by the multiplication of component numbers).

In addition to the computation of the mean value, the index of concentration at 70% (I_{70}) enables quantifying (in degrees) the concentration of data around the mean. This constitutes a supplementary value, compared to the general trends deduced from field data, because the quantified components refine the computation of fracture data for reservoir modeling.

The application of the proposed MvM method to the Ardeche margin data shows that 5 component MvM distributions can be identified as best fit for fractures from the basement or sedimentary cover of the corresponding geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and for lineaments from the respective DEM. The components modeled from the geological maps display 6 main orientations, 5 of them recorded for both, the basement and the sedimentary cover (F_A , F_B , F_C , F_E , and F_F). The orientations F_A , F_B , F_C , and F_F are coaxial to fracture trends defined from published field studies, whereas F_E (striking N140) had only been identified from DEM analysis (Bertrand, 2017). The method enabled the identification of a component specific to the basement (F_D striking N120), as already mentioned in literature (Bertrand, 2017).

Crosscutting results of estimations from datasets depending on each other allows to test the robustness of the simulations. Results are quite similar for F_B , F_C , F_D , and F_E . The mean values of the recorded components on at least two datasets are not scattered more than 10° . Variability concerning the mean values increase for F_A and F_F , as scattering is of 18° (basement of F_A) and 13° (cover of F_F). This alteration in reproducibility of data is interpreted as a confirmation of the complex loading history of the existing fractures within the two components.

This study highlights the potential of MvM distributions to identify fracture sets in complex structural directional data, a method that can be easily used in a semi-automated way when following the proposed component best fitting procedure. Results from the MvM distributions enable to model fracture orientations that are specific to the basement or the sedimentary cover. It also helped to identify an orientation in the sedimentary cover that had not yet been characterized before.

IX. Appendix A: supplementary data

Table 4-2 : List of Geological maps references used in this study at 1:250,000 (dataset 2) and at 1:50,000 (dataset1).

Geological map number	References
Geological Map	1:250,000
29 (Lyon)	Chiron, J-C., Kerrien, Y., 1979, Notice explicative, Carte géologique de la France 1/250000, feuille Lyon (29): Orléans, BRGM.
34 (Valence)	Rouire, J., Chiron, J-C., Camus, G., Keiffer, G., Masse, J-P., Mergoïl, J., Monjuvent, G., Rousset, C., 1980, Notice explicative, Carte géologique de la France 1/250000, feuille Valence (34): Orléans, BRGM.
Geological Map	1:50,000
744 (Firminy)	Barbarin, B., M. Gerbe, G. Vitel, H. Gonord, F. Couette, and P. Lebret, 2012, Notice explicative, Carte géologique de la France 1/50000, feuille Firminy (744): Orléans, BRGM.
745 (Saint-Etienne)	Chenevoy, M., 1971, Notice explicative, Carte géologique France 1/50000, feuille Saint-Etienne (745): Orléans, BRGM.
746 (Vienne)	Chenevoy, M., David, L., Mongereau, N., and Walter, B., 1971, Notice explicative, Carte géologique France 1/50000, feuille Vienne (746): Orléans, BRGM.
768 (Monistrol-sur-Loire)	Vitel, G., D. Garcia, M. Turland, H. Gonord, B. Etlicher, and A. Chafchafi, 1998, Notice explicative, Carte géologique France 1/50000, feuille Monistrol-sur-Loire (768): Orléans, BRGM.
769 (Annonay)	Chenevoy, M., Ledru, P., Feybesse, J., Jauffret, D., and Étlicher, B., 1998, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50 000, feuille Annonay (769): Orléans: BRGM.
770 (Serrières)	Chenevoy, M., Ballesio, R., David, L., de Bellegarde, M., and Bernatzky, M., 1967, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50 000, feuille Serrières (770): Orléans: BRGM.
792 (Yssingaux)	Feybesse, J., M. Turland, P. Nehlig, C. Alsac, F. Mercier-Batard, J. Périchaud, C. Vialaron, and R. D. B. Des Hermens, 1998, Notice explicative, Carte géologique 1/50000, feuille Yssingaux (792) : Orléans, BRGM.
793 (Saint-Agrève)	Chenevoy, M., Mercier, F., and Vautrelle, C., 1995, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50 000, feuille Saint-Agrève (793): Orléans: BRGM
794 (Tournon)	Bambier, A., Bornand, M., Chenevoy, M., Combier, J., Dembomez, J., Mandier, J.F., and Monjuvent, O., 1979, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50 000, feuille Tournon (794): Orléans: BRGM
816 (Monastier-sur-Gazeille)	Defive, E., Y. Meinard, G. Courrioux, P. Ledru, A. Poiraud, C. Prognon, and C. Bertin, 2011, Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Monastier-sur-Gazeille (816) : Orléans: BRGM.
817 (Lamastre)	Briand, B., Chenevoy, M., Mergoïl, J., and Férand, J., 1976, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Lamastre (817): Orléans: BRGM.
818 (Valence)	Bornand, M., Mandier, P., Monjuvent, G., Chenevoy, M., Horon, O., and Combier, J., 1977, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Valence (818): Orléans: BRGM.
840 (Burzet)	Bambier, A., E. Berger, J. Mergoïl, B. Valadas, Y. Veyret, and A. Weisbrod, 1985, Notice explicative, Carte géologique de la France 1/50000, feuille Burzet (840) : Orléans : BRGM.
841 (Privas)	Ledru, P., J. Dagain, S. Elmi, S. Reboulet, J. Roger, and C. Marnignac, 2015, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Privas (841), BRGM, Orléans.
842 (Crest)	Chenevoy, M., Elmi, S., Monjanmont, M., Combier, J., Michel, R., 1977, explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Crest (842): Orléans: BRGM.
865 (Aubenas)	Elmi, S., R. Busnardo, B. Clavel, G. Camus, G. Kieffer, P. Bérard, and B. Michaëly, 1996, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Aubenas (865): Orléans: BRGM.
866 (Montélimar)	Monjamont, M., Bornand, M., Mandier, P., Monjuvent, G., Combier, J., 1968, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Montélimar (866): Orléans: BRGM.
867 (Dieulefit)	Monjamont, M., 1970, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Dieulefit (867): Orléans: BRGM.
888 (Bessèges)	Elmi, S., Brouder, P., Berger, G., Gras, H., Busnardo, R., Bédard, P., and Vautrelle, C., 1989, Notice explicative, Carte Géologique France 1/50000, feuille Bessèges (888): Orléans: BRGM.
889 (Bourg-St-Andéol)	Pascal, M., S. Elmi, R. Busnardo, D. Lafarge, G. Truc, M. Valleron, J. Chedhomme, and J. Combier, 1989, Notice explicative, Carte géologique de la France 1/50 000, feuille de Bourg-Saint-Andéol (889): Orléans, BRGM.
890 (Valréas)	Debelmas, J., R. Ballesio, J. Brochier, C. Fourneaux, L. Moûtier, and J. Triat, 1964, Notice explicative, Carte géologique France 1/50 000, feuille Valréas (890), BRGM, Orléans.
912 (Alès)	Berger, G., A. Lefebvre, R. Turc, H. Gras, and J. Poidevin, 1978, Notice explicative, Carte géologique France 1/50 000, feuille Alès (912) : Orléans, BRGM.
913 (Pont-St-Esprit)	Damiani, L., Masse, J.P., Philip, J., Tronchetti, G., Triat, J-M., Truc, G., Vogt, J., and Bazille, F., 1971, Notice explicative, Carte géologique France 1/50 000, feuille Pont-St-Esprit (913) : Orléans, BRGM.
914 (Ornge)	Desoignies, J., 1971, Notice explicative, Carte géologique 1/50000, feuille Orange (914): Orléans, BRGM.

CHAPITRE 5 : MULTISCALE
CHARACTERIZATION AND SPATIAL
ARRANGEMENT OF FRACTURE SYSTEMS:
A CASE STUDY OF THE ARDECHE
MARGIN, SOUTH-EAST FRANCE.

A l'analyse statistique des orientations des fractures (chapitre 4) s'ajoute celle de l'analyse des espacements et des longueurs des fractures. Ce chapitre, au format projet d'article, est scindé en trois parties : (1) la première partie traite de la caractérisation multi-échelle des réseaux de fractures de la marge ardéchoise afin de mettre en évidence leur arrangement spatio-temporel. Nous nous basons sur une analyse statistique des espacements et des longueurs tout en adaptant une méthodologie pour remédier aux effets de troncatures et de censures. Cette caractérisation aboutit à la proposition d'un modèle conceptuel de la fracturation de l'analogie au cours du temps et nous détaillons le lien entre le socle et la couverture sédimentaire. (2) Dans la troisième partie, on s'interroge sur la pertinence de la loi puissance par rapport à l'exponentielle au regard du nombre de données honoré par chaque loi.

I. Multiscale characterization and spatial arrangement of fracture systems: A case study of the Ardeche margin, France

*Article in preparation**

I.1 Abstract

Characterization of fracture systems has become one of the most popular research topics in recent years motivated by applications in CO₂ storage, water resources, nuclear waste storage and optimization of resource recovery concerning petroleum and geothermal reservoirs. In this paper we analyze fracture networks in the Ardeche margin from meso-scale (centimeter to meter) to large scale (several kilometers) based on outcrops, 1:50,000 and 1:250,000 geological maps, using a statistical analysis focused on length, spacing and orientation attributes. This study aims at highlighting the spatial arrangement of the fractures at different scales. Length distributions are fitted with power law for determine the lower and upper cut-offs. These cut-offs correspond to the values biased from truncating and censoring effects.

Three zones are defined with different length, spacing and orientation characteristics: (1) the first one, located in the basement, is dominated by the NE-SW (F_B) second order faults; with length and spacing characteristics until 45 km and 2-3 km respectively. (2) The second zone, located also in the basement (west of Aubenas) is characterized by dominance of E-W (F_C) and NW-SE (F_D) fracture systems, with spacing around 1 km and lengths until 20 km. These fracture sets are associated to second to third order faults. (3) The third zone, located in the sedimentary cover, is characterized by a dominance of NNE-SSW (F_A) fracture set, considered as second order faults with length and spacing characteristics of until 24 km and 3-4 km respectively.

Through 2D analysis of length distributions using a power law, we have determined a cut-off value of about 2000 m at large scale and 0.8 m at meso scale, explaining two types of fracture patterns: scale dependent of fracture length smaller than 2000 and 0.8 m and scale independent for a fracture larger than 2000 and 0.8 m. We have defined also a multiscale length distribution following a power law with an exponent around -2 for fracture sets and entire datasets from sedimentary cover, thus implying that 2D representation of lengths data is auto-similar.

Key words: Fracture network, multiscale analysis, spatial arrangement, length and spacing distribution, power law, truncating and censoring effects.

1.2 Introduction

The Rhone Valley graben belongs to the southern segment of the large faulted system: the European Cenozoic Rift System (ECRIS (Ziegler, 1992)). Crustal thinning below the Rhone Valley (Dèzes *et al.*, 2004) is responsible for an enhancement of the mean geothermal gradient ($40 - 45 \text{ C km}^{-1}$; (Garibaldi, 2010), resulting in temperatures exceeding 150°C at about 5 km depth. Thus in this area, the underlying basement and the Triassic sedimentary formations are suitable targets for geothermal exploitation and electricity production. As fracture networks strongly control fluid circulations through aquifers and hydrocarbon reservoirs (Berkowitz, 2002; Gillespie, 2001; Odling *et al.*, 1999a), as well as heat transfer (Geiger and Emmanuel, 2010), it is of prime interest to characterize the fracture network properties in analogs of such geothermal targets (Davy *et al.*, 2006; de Dreuzy *et al.*, 2001; De Dreuzy *et al.*, 2002; Long and Witherspoon, 1985).

Fracture attributes (orientations, lengths, spacing, intensities) are classically collected for two reasons: to explicitly construct deterministic models (DFNs;(Gillespie, 2001) or to ensure the input of stochastic simulations by determining fracture distribution functions from sampled fracture networks (Bonnet *et al.*, 2001a; Bour *et al.*, 2002; Hardebol *et al.*, 2015). In that case, the fundamental question is, whether data correspond to scale-limited log-normal or exponential distributions, nor it follows scale-invariant power laws, corresponding to fractal patterns? Multiscale analyses covering several orders of magnitude are thus mandatory to establish appropriate scaling (laws) from statistical distributions.

Numerous multiscale studies have been reported worldwide, both on sedimentary rocks (Castaing *et al.*, 1996; Gillespie, 2001; Marrett *et al.*, 1999; Odling, 1997; Soliva *et al.*, 2005) and for the crystalline basement (Bertrand *et al.*, 2015; Bertrand *et al.*, 2018; Ehlen, 2000; Genter and Castaing, 1997a; Le Garzic *et al.*, 2011). Whatever the considered study area, data from basement and sedimentary cover are so far treated independently. We propose here to couple studies for both the basement and sedimentary cover fracture network, of the case study on the Rhone Valley, with respect to geothermal targets. Datasets of the basement and sedimentary cover were recovered from digitized compilations of the geological maps at two different scalings (1:250,000 and 1:50,000). Additionally, field measurements were collected in the vicinity of major large scale fault zones

situated in sedimentary facies outcrops. Thus, observation scale corresponding to the sedimentary cover ranges from the second to the fourth order (30 km to < meter scale) (Bertrand et al., 2018; Le Garzic, 2010; Morellato et al., 2003). Comparison between basement and sedimentary cover data at large scale give an insight on the impact of lithology on the fracture record. Multiscale analysis are meant to decipher the scale dependence hierarchy of the fracture network. For the sedimentary units a complete multiscale study was performed for the basement, our large scale data set was compared with the orientation and relative abundance of fracture trends published by Bertrand (2015) to allow conclusions at multi-scale.

In order to feed the reservoir models by providing appropriate equivalent porous medium properties, fracture size distribution are required. We test the scale dependency of length distributions by analyzing the cumulative distributions via fitting of power laws. Since fitting processes strongly depend on truncating and censoring effects (Bonnet *et al.*, 2001a; Odling *et al.*, 1999b; Odling, 1997; Ouillon *et al.*, 1996; Pickering *et al.*, 1995; Pickering *et al.*, 1997; Priest and Hudson, 1981; Priest and Hudson, 1976)., a new tool is proposed to automatically determine the respective threshold. This tool aims at reducing the subjectivity in determination of the threshold values. Moreover, it results in a quantification of the number of data honoring the fitted distribution, thus enabling the operator to access a quality index of the fitting.

Characteristic spacings, respective abundance of fracture trend are used to propose a conceptual scheme of evolution of fracturation in the Ardeche margin.

1.3 Geological setting

The Ardeche margin is situated west of the Rhône Valley, on the eastern border of the French Massif Central. The entire area suffered from polyphase tectonics, responsible for complex fracturing patterns that are summarized in the following.

During the Paleozoic Hercynian orogeny, successive compression and extension phases were responsible for first-order regional fracture patterns in the basement and the Permian sedimentary cover orientated NE-SW, NW-SE and ENE-WSW to E-W (Arthaud and Matte, 1975b; Bles *et al.*, 1989; Mattauer, 1973). Depending on the mechanical boundary conditions, these features successively act in a strike-slip, reverse, or normal manner.

From Triassic to early Cretaceous times, the area was part of the northern Ligurian Tethys paleomargin (Curnelle and Dubois, 1986; Debrand-Passard *et al.*, 1984a; Lemoine *et al.*, 1986b). On this margin – in particular in the Ardeche – the stratigraphy was mainly controlled by the high variability of the subsidence rate, linked to rifting and spreading phases of the Tethys region (Razin *et al.*, 1996b). The E-W striking extension (Martin and Bergerat, 1996) induced an onset of mainly N-S to NE-SW syn-sedimentary normal faults (Bergerat *et al.*, 1993; Lemoine *et al.*, 1986b) and, to a minor extent, NW-SE faults were provoked, that are interpreted as transverse structures (Bonijoly *et al.*, 1996; Lemoine *et al.*, 1986b). The main faults were responsible for the formation of 10 to 100 km sized horsts and graben system (de Graciansky and Lemoine, 1988; Elmi, 1983, 1984; Giot *et al.*, 1991; Lemoine *et al.*, 1986b) striking parallel to the rift axis. The Ardeche area belongs to the westernmost block. Rotation of the extension axes from E-W to N-S in the early Dogger (Martin and Bergerat, 1996) is interpreted to be linked to the transition between rifting and spreading of the Tethys.

As a consequence of the N-S convergence between the Iberia and the Europe plate, late Cretaceous times are characterized by new paleogeographic patterns testifying the evolution of the area towards a compression regime (Lemoine *et al.*, 1986b). This induces a reorientation of the SE basin along an E-W axis (Baudrimont and Dubois, 1977) and attests for the beginning of the Pyrenean orogeny. As a result of shortening, the SE basin gradually closed up and marine deposits migrated eastward (Debrand-Passard *et al.*, 1984a). The N-S convergence and the consecutive Pyrenean collision to the South continued until the Eocene (Choukroune *et al.*, 1973). The collision induced an onset of E-W striking folds and thrusts, as well as sinistral strike slip movements along N-S to NE-SW faults that are partly inherited from the Hercynian orogeny. Limestones from the Ardeche margin encompassed fracturing along conjugate NNE-SSW and NW-SE sinistral and dextral strike slip faults (Bergerat, 1982).

The Oligocene period was characterized by a strong resumption of subsidence in the Valence region and differential subsidence in comparison with the surrounding basins (Dumas, 1987). This unambiguously shows the individualization of the Valence Basin. The resumption of subsidence is attributed to the regional onset of the European Cenozoic rifting (ECRIS; (Dèzes *et al.*, 2004; Ziegler, 1992)., active from Priabonian to Aquitanian–Burdigalian periods (Sissingh, 2001). This rifting stage was induced by an E-W extension, implying the movement of inherited N-S and NNE-SSW normal

fault planes, and the consecutive structuring of the Valence basin according to a N-S to NE-SW trend (Bergerat, 1982).

Polyphase tectonic history deduced from field data DEM (Bertrand, 2017) organized around 5 main directions N-S, NNE-SSW, NE-SW, E-W, and NW-SE. Semi automated estimation of fracture orientations by MvM model display 6 trends (Chabani et al., Subm): N016-025 (F_A), N051-053 (F_B), N098-092 (F_C), N120 (F_D , only in dataset 2), N138 (F_E only in dataset 1), and N173-172 (F_F). For the sedimentary cover, dataset 1 and 2 are striking: N025-026 (F_A), N061-053 (F_B), N111-101 (F_C), N150-149 (F_D) and N000-004 (F_F) respectively. This confirms the 5 main directions deduced from literature and highlights of N120, as Bertrand (2017) did from DEM. Bertrand (2017) quantified the relative proportion of fracture sets from outcrops of the basement of Ardeche margin, mainly located along roads near to Valence city. The N-S (F_A) and E-W (F_C) fracture sets recorded almost the same proportion of fractures, ranging from 10 to 30%, depending on outcrops. The proportion of the NE-SW (F_B) fractures set is ranging from 10 to 43%. The last most recorded fracture set are oriented NW-SE and are ranging from 15 to 34% in terms of proportion.

I.4 Materials and methods

I.4.1 Materials

I.4.1.1 Large scale sampling (kilometer to decameter scale) and geological maps

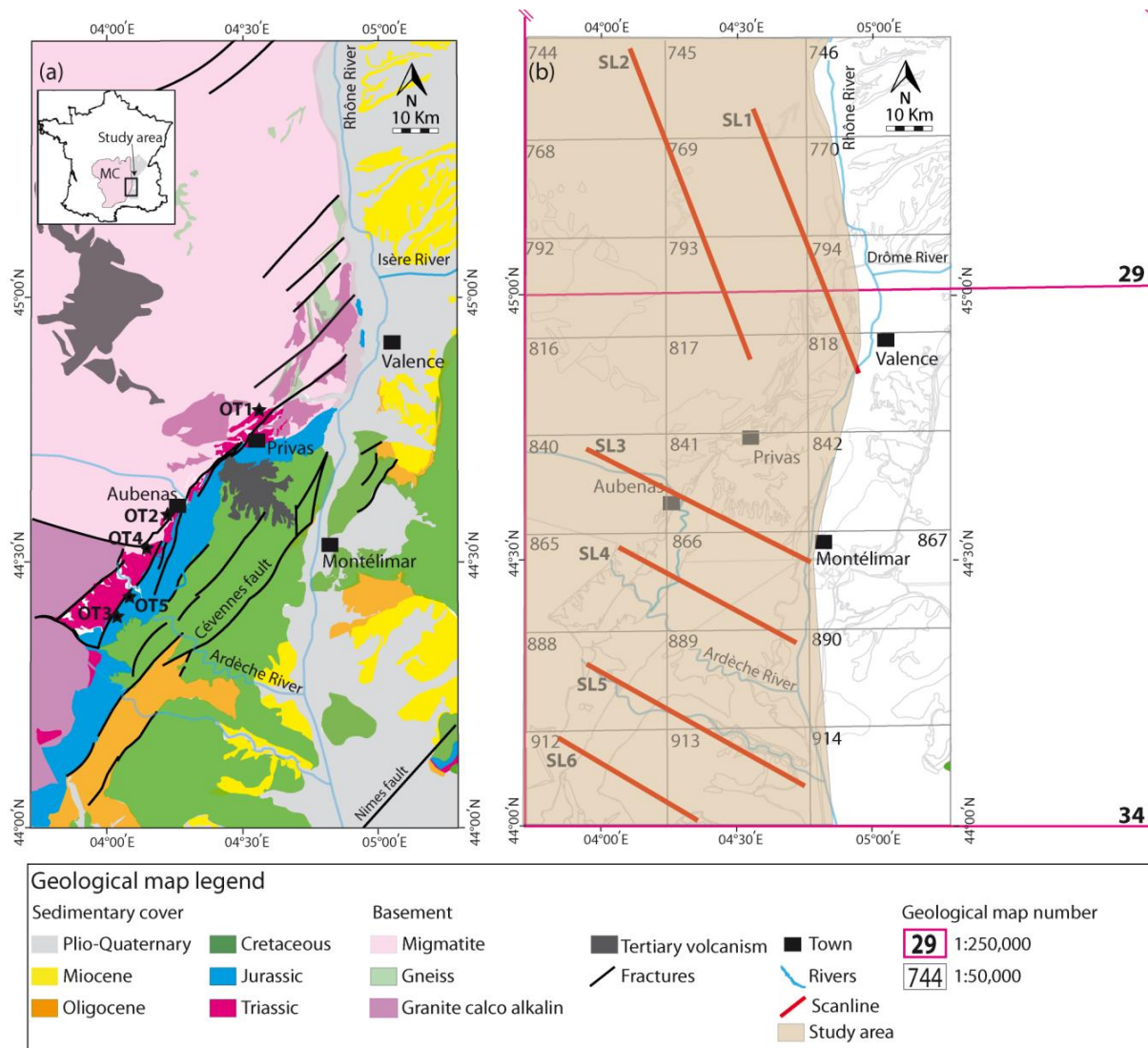


Figure 5-1 : Simplified geological map of the Ardeche margin (a) from the 1:1,000,000 geological map and (b) mosaic of the 1:250,000 and 1:50,000 geological maps. Full list of references of the geological maps figured in the mosaic are given in supplementary data chapter 4. Outcrops data (OT1 to OT5) are localized with black stars. SL1 to SL6: Localization of the 6 large scanlines performed for both dataset 1 and 2.

Fracture attributes for large scale sampling are identified for fractures recovered and digitized from a compilation of 22 geological map sheets at 1:50,000 scale (dataset 1) and from two geological maps at 1:250,000 scale (dataset 2; see supplementary data S1 for geological map references; Figure 5-1). Fractures were considered for statistical analysis, when reported as full solid lines on the geological maps. Fractures drawn as dotted lines or overlapping the limits of the area of interest are discarded from the study. The digitalization process consists in an extraction of the end point coordinates of each fracture using the ArcGIS software. The collection of fractures was performed separately in basement and sedimentary cover to test the impact of lithology on attribute parameters. Dataset 1 (from the 1:50,000 scale) comprises 2189 fractures (804 in the basement and 1385 in the sedimentary cover). Dataset 2 from the 1:250,000 scale) is smaller, with 575 fractures in total (241 in the basement and 334 in the sedimentary cover). The main lengths and orientations characteristics are summarized in the Table 5-1 and Table 5-2. Precision of pixels is respectively of 5 m for the 1:50,000 scale, and 21 m for the 1:250,000 scale. Data are collected in application domains (A_D ; Hardebol *et al*, (2015) of respectively $5.07 \cdot 10^9$ and $2.81 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ for basement and sedimentary cover.

Distribution of orientations, 2D densities, and lengths were collected separately on these domains for basement and cover separately (Figure 5-2). 2D sampling enables limiting bias of orientation values due to scanline sampling (Terzaghi, 1965). Spacings were collected along 6 scanlines, both for dataset 1 and 2 (D1-SL1 to D1-SL6 for dataset 1, D2-SL1 to D2-SL6 for dataset 2; location on Figure 5-1, main characteristics summarized in Table 5-3). Scanlines were orientated to allow cutting across a larger amount of data at large scale and to test the spatial variability of record. SL1 and SL2 aim at testing the lateral variation of spacing distributions in the basement, SL3 sample both, the basement and the Mesozoic cover. SL5 and SL6 test the lateral variation of spacing within the sedimentary cover.

I.4.1.1 Meso-scale sampling (meter to decameter scale) and outcrop analogs

Meso-scale sampling was performed on 5 outcrop sites, southwest of Aubenas and south to Privas (outcrops OT1 to OT5 reported as black stars in Figure 5-1, characteristics of scanlines in Table 5-3. Analyzed sites have been chosen to allow sampling fractures in the vicinity of major regional fault. OT1, OT2, and OT4 aim at testing fracture attributes in the Triassic sandstones, whereas OT3 and OT5 are located in Jurassic limestones. OT3 is of particular interest because a major fault zone cuts across the scanline and thus enables to test its impact on fracturing.

OT1 and OT2 are located in quarries, OT3 is situated along a secondary road: in these cases, the upper limit of observation was limited and thus hampered the collection of the fracture heights: studied attributes for these sites are thus orientations and spacings only. On the other hand, as OT4 and OT5 were collected on pavements, the associated scanlines enabled sampling orientations and spacings, while Lengths were measured in the entire pavements.

A single scanline was realized for OT1 and OT2. Two distinct scanlines were realized for OT3 (OT3-SL1 and OT3-SL2), OT4 (OT4-SL1 and OT4-SL2) and OT5 (OT5-SL1 and OT5-SL2). Concerning OT3, the two observed scanlines are separated by a fault zone of around 3.5 m width. In the case of OT4, the two scanlines were realized parallel to each other to test the lateral persistency of lengths and spacings. Outcrop conditions were favorable for OT5, thus two scanlines perpendicular to each other were performed to maximize the number of intercepted fractures.

Whatever the considered scale, data collected from scanlines was corrected with the Trezaghi's coefficient (Davy *et al.*, 2006; Kim *et al.*, 2003; Priest, 1993; Terzaghi, 1965), in order to avoid any underestimation of the number of fractures parallel to the scanline orientation.

Fractures infills and apertures were systematically checked for data collected on outcrops. Infills were often difficult to appraise due to erosion, especially in the Triassic series.

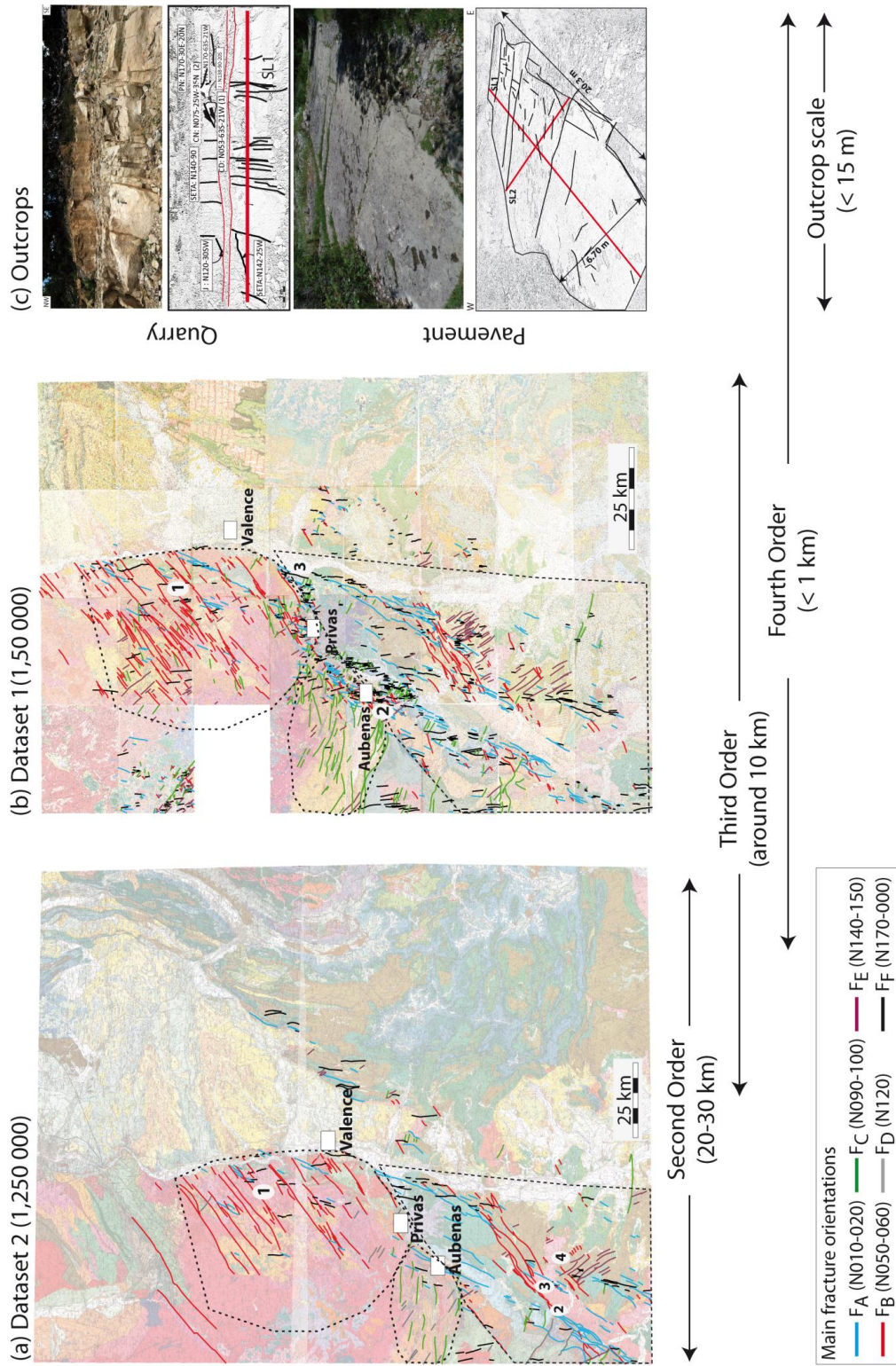


Figure 5-2 : Fractures digitalized from (a) geological maps 1:250,000 (dataset 2) and (b) 1:50,000 (dataset 1) classified by orientations. (c) Scanline method used to fracture acquisition from outcrops scale. The polygons refer to the located structural zones defined in this study. The numbers mentioned in the geological maps refer to zones detailed in figure below.

I.4.2 Methods

I.4.2.1 Orientation distribution

To avoid any subjectivity in analysis and to apply a systematic workflow to all datasets, orientations of fracture sets were calculated, for each dataset, in a semi-automated way using a procedure based on a mixture of von Mises distribution (MvM) estimation, associated to appraisal tests (for the detailed methodology see Chabani *et al.*, sub.). MvM distributions were estimated at large scale for the basement and sedimentary cover. MvM estimations were equally performed for data gathered from all outcrops. This aims at reducing the bias linked to the orientation of individual scanlines and consequently facilitates the comparison with data acquired at large scale in 2D. At outcrop scale, individual estimations were performed for each outcrop. Additionally to the output parameters of the MvM distributions (means and weights for each component), relative proportion for each trend have been calculated considering the number of data belonging to index I_{70} (Chabani *et al.*, sbm).

I.4.2.2 Spacing and data clustering

Fracture densities were calculated separately in 2D (frac/m²) at large scale (datasets 1 and 2) for basement and sedimentary cover and at meso-scale (OT4 and OT6) for the cover. Since the number of fractures is significant (this is particularly true at large scale), 2D densities were also calculated for each identified fracture trend.

In 1D, mean spacings were calculated for each dataset to provide characteristic values for each sample. Densities were calculated for all data, as the number of fractures intercepting each scanline is not sufficient to compute each fracture trend separately. Clustering of data along scanlines was tested by applying the coefficient of variability (C_v), defined as the ratio of the standard deviation to the mean value of the space (Cox and Lewis, 1966; Gillespie, 2001; Gillespie *et al.*, 1999). If $C_v = 1$, the mean and standard deviation are equal, if $C_v < 1$, the fractures are regularly spaced, and if $C_v > 1$, fractures are clustered.

I.4.2.3 Length distributions

Power laws are widely used to describe the length of natural fracture networks (Bonnet *et al.*, 2001a; Odling *et al.*, 1999a; Pickering *et al.*, 1995; Pickering *et al.*, 1997). Even if well known and

carefully described in literature, sampling bias such as truncating and censoring effects (Bonnet *et al.*, 2001a; Odling *et al.*, 1999b; Odling, 1997; Ouillon *et al.*, 1996; Pickering *et al.*, 1995; Pickering *et al.*, 1997; Priest and Hudson, 1981; Priest and Hudson, 1976) are often manually defined. Moreover, the number of data that does not honor the distribution laws is not explicitly given. In our study, power laws are automatically fitted to data collected at all scales, both for basement and sedimentary cover, using the « *powerLaw : Analysis of Heavy Tailed Distributions* » package from R® (Gillespie, 2014). Moreover than expliciting the formula for the distributions laws, the script returns truncating (x_{min}) and censoring thresholds (x_{max}), so that the coefficient of determination R^2 is minimized between data and models during the fit. Even if R^2 is poorly adapted to non-linear data (Bonnet *et al.*, 2001a), it was used here to enable comparison with data from literature. Moreover, the number of data honored by fitting is explicitly mentioned: the “fitting coefficient” corresponds to the number of data honoring the model over the total amount of data. This constitutes a kind of quality test for the considered model: the greater the fitting coefficient, the more relevant the distribution law.

Depending on authors, the mandatory number of data for considering as relevant a length distribution law varies between 100 and 209 points. (Priest and Judson (1976), Waburton (1980), Berkowitz and Adler (1998); Childs et al. (1990)). All datasets complete this condition if all fracture sets compiled together. Power laws concerning results from individual fracture trends are proposed every time the number of data exceeds 70 points, even if results have to be taken with care of distribution law fitting between 70 and 100 points.

1.5 Results

The combination of structural data from large scale (geological maps) and meso-scale (outcrops) provides us with a multiscale vision of the Ardeche margin structure.

1.5.1 Component orientations

At large scale, fracture orientations were defined and discussed in Chabani *et al.* (Subm). We summarized the results in the Figure 5-3a, b and Table 5-1 in order to discuss the fracture organization below. Their relative proportions have been calculated as follows for this study. For basement, F_A , F_B , F_C , F_E and F_F represent respectively 13.4%, 27.2%, 21.7%, 9.7%, and 11.8% for dataset 1 and 12.4%, 29%, 5.3%, 8.2%, and 8.2% for respectively F_A , F_B , F_C , F_E and F_F for dataset 2. For sedimentary cover, F_A , F_B , F_C , F_E and F_F represents respectively 24.9%, 18.8%, 13.6%, 10.9%, and 7.5%

for dataset 1, while for dataset 2, this fracture sets represents respectively 14.3%, 25.7%, 17.9%, 5.6%, and 10.7%.

Following the methodology proposed in Chabani et al.,(Subm), 5 component MvM distributions were chosen as the most suitable models to describe orientation distributions at meso-scale, respectively striking: striking N010 (F_1OT), N044 (F_2OT), N089 (F_3OT), N136 (F_4OT), and N166 (F_5OT) (Figure 5-3c). The components display relative proportions of 15.3%, 6.7%, 10%, 10.3%, and 18.4%, respectively (Table 5-1).

When processing separate estimation for each outcrop, the number of components for the best fitted MvM distributions varies from 2 (OT5) to 5 (OT1, OT3, and OT4), with 3 components identified for OT2 (Figure 5-3b and Table 5-1). The best fitted MvM distribution for OT1 displays 5 components, striking N012 (F_1OT_1), N032 (F_2OT_1), N074 (F_3OT_1), N110 (F_4OT_1), and N167 (F_5OT_1), respectively. The components are characterized by relative proportions of 19%, 4.2%, 5.3%, 9.5%, and 57.4%, respectively. Three components are identified on OT2, striking N020 (F_1OT_2), N082 (F_2OT_2), and N140 (F_3OT_2) and are characterized by relative proportion of 7%, 6%, and 83%, respectively. The 5 components identified in the OT3 are striking N010 (F_1OT_3), N035 (F_2OT_3), N071 (F_3OT_3), N102 (F_4OT_3), and N152 (F_5OT_3). The relative proportions of these components are 25.3%, 21.1%, 11.2%, 29.5%, and 5.6%, respectively. 5 components are identified from the MvM distribution of OT4, striking N006 (F_1OT_4), N037 (F_2OT_4), N069 (F_3OT_4), N102 (F_4OT_4), and N166 (F_5OT_4). The components are characterized by relative proportions of 20%, 8%, 5%, 7.5%, and 28%, respectively. Finally, OT5 displays 2 components, striking N010 (F_1OT_5) and N100 (F_2OT_5), both characterized by relative proportions of 40%.

Reproducible components from one outcrop to another were identified at meso-scale, for both gathered data and individual outcrops. These were compared to components identified at large scale. The sedimentary cover records three of the six large-scale trends: F_A – striking between N010 and N020 (gathering F_1OT_1 , F_1OT_2 , F_2OT_3 , F_1OT_4 , and F_1OT_5), F_C – striking N090 and N100 (gathering F_4OT_1 , F_2OT_2 , F_4OT_3 , F_4OT_4 , and F_2OT_5), and F_E – striking between N140 and N150 (gathering F_3OT_2 and F_5OT_3) (Figure 5-4). When considering individual outcrops separately, F_A is recorded in all outcrops (OT1, OT2, OT3, OT4 and OT5), as well as F_C (OT1, OT2, OT3, OT4, and OT5). The fracture trends F_E and F_F are observed in 3 of the 5 outcrops (OT2, OT3, and OT4 for F_E and OT1, OT3, and OT4 for F_F). Whatever the scale, F_D (N120) is not recorded in the sedimentary cover. F_B , even if strongly recorded

at large scale, is poorly represented at meso-scale, as OT3 is the only site recording it. It is replaced by two components, F_6 and F_H , respectively striking between N035 and N070, in OT1 and OT4.

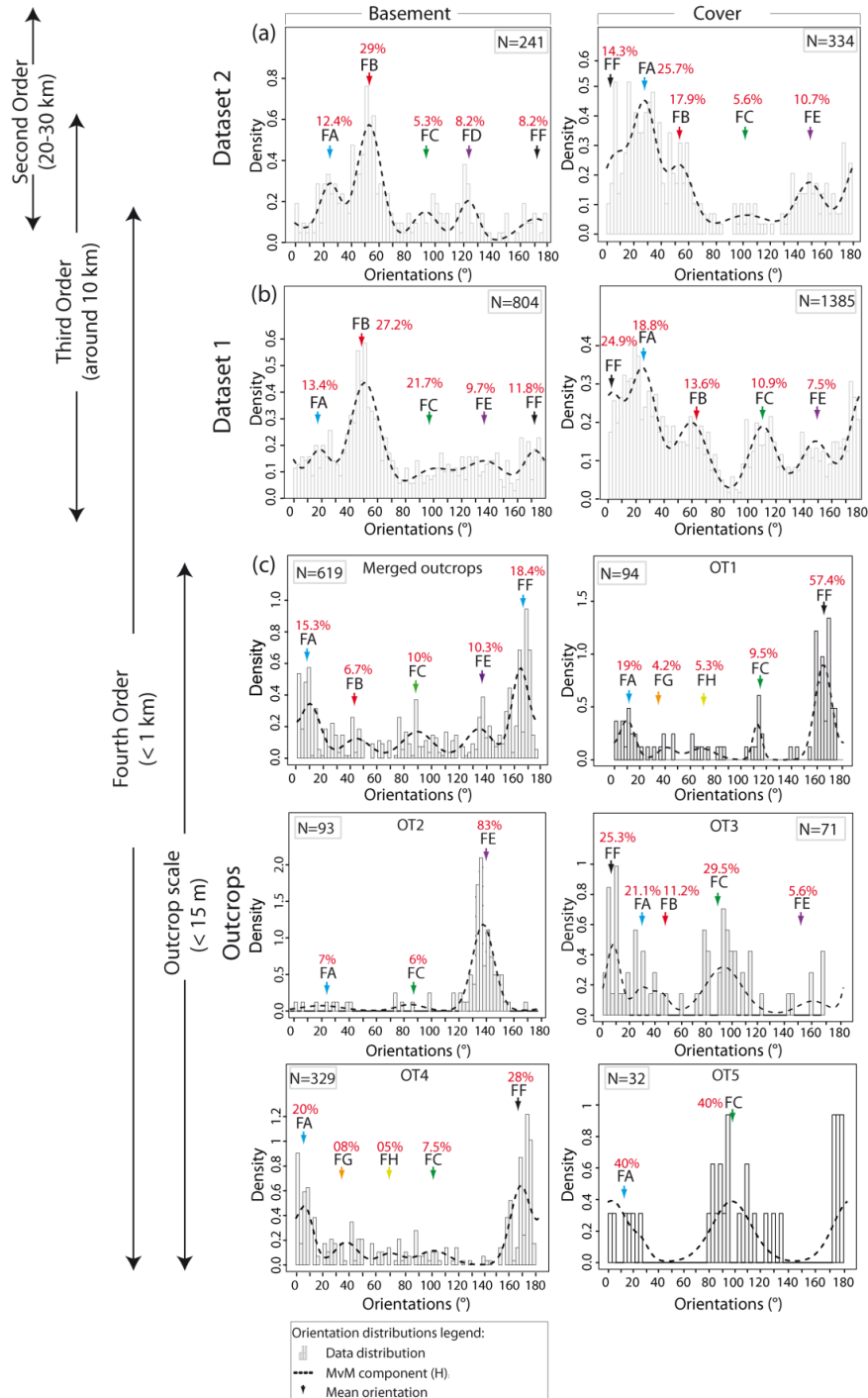


Figure 5-3 : Plots of modeled components MvM distributions on data histograms for the six datasets built from (a, b) the two geological maps (1:50,000 and 1:250,000) and (c) the outcrops (see Table 1 for detailed results). Arrows localize the estimated mean for each component. Plain lines under curves correspond to

values of the index of concentration at 70 % (I_{70} – see text for explanations). % refers to the relative proportion for each component. N corresponds to the number of fractures used for estimation. FA, FB, FC, FD, FE and FF refer to mean reproducible identified components at large scale (Chabani et al., Subm).

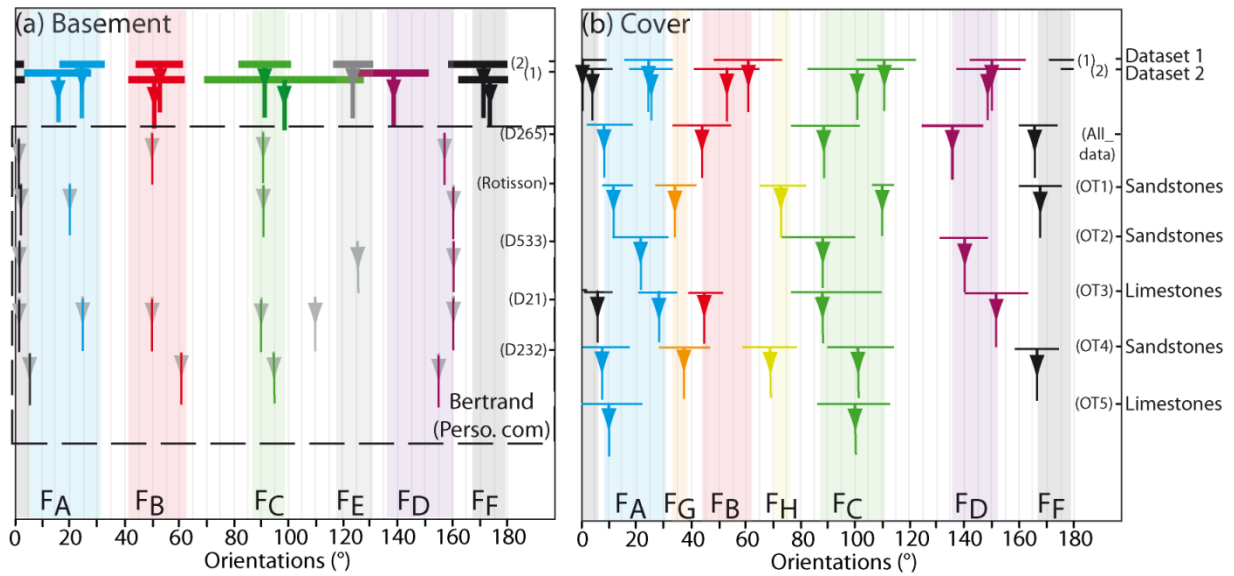


Figure 5-4 : Summarize of the orientations and associated I_{70} for each of the modeled components for large scale (1) dataset 1; (2) dataset 2 and outcrop data (OT1 to OT5). Outcrop data for basement have been compiled after Bertrand (Perso. Com).

1.5.2 Large scale abutting

Large scale abutting relationships of fracture sets are identified from geological maps (Figure 5-5). At large scale, the fracture set F_A and F_F are confined (2D observation) between the F_B fractures set in the basement (Figure 5-5a). Some of F_A fractures set are abutting on F_B fracture set in the sedimentary cover. The F_C and F_D fracture sets abut systematically on the F_B fracture systems (Figure 5-5a, b).

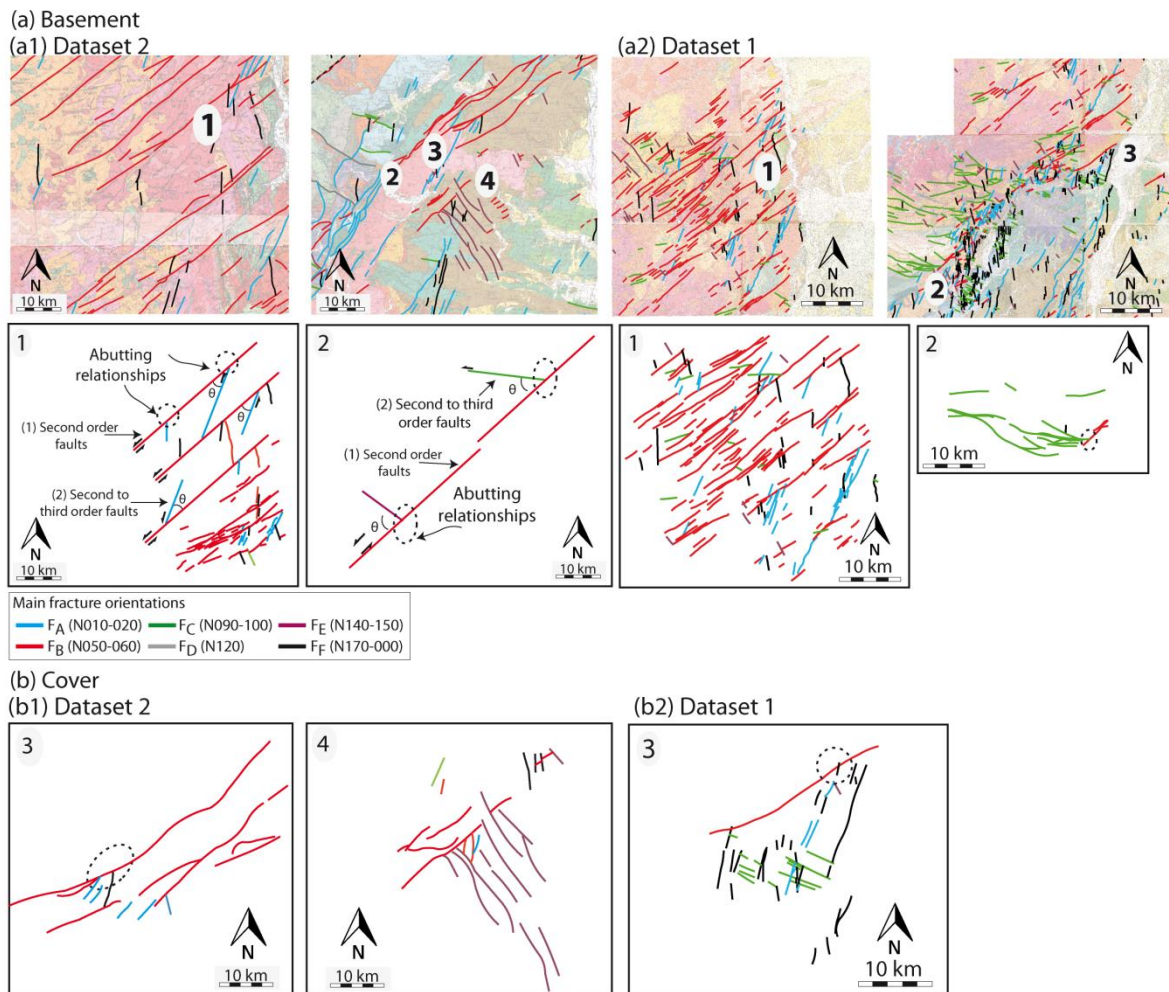


Figure 5-5 : Chronological relationships between component orientations on (a) basement and (b) cover from geological maps dataset 2 and 1. The numbers mentioned in the geological maps correspond to the zooms on the diagram below of each geological map.

1.5.3 Fracture spacings

1.5.3.1 2D data and surface densities

Fracture densities have been calculated in 2D, for basement and cover separately, based on the map data (dataset 1, dataset 2) and pavements (OT4 and OT5; Table 5-2).

At large scale, the basement is characterized by fracture densities ranging from $0,15 \cdot 10^{-7}$ to $0,43 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2 in dataset 1 and $0,04 \cdot 10^{-7}$ to $0,14 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2 for dataset 2. Thus, dataset 2 displays densities of one order of magnitude lower than dataset 1, except for F_B ($0,14 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2). F_B is the stronger and reproducible trend for both datasets and its

density is enhanced on samples from the 1:250,000 geological maps, with respect to the other trends.

The sedimentary cover is characterized by fracture densities varying from $0,37 \cdot 10^{-7}$ to $1,23 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2 in dataset 1 and $0,06 \cdot 10^{-7}$ to $0,3 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2 for dataset 2. F_A becomes the stronger component on dataset 2 ($0,3 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2) and F_F is denser for dataset 1 ($1,23 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2), followed by F_A ($0,93 \cdot 10^{-7}$ fractures per m^2).

Data collected on outcrop scale display surface densities varying between 0.19 and 0.34 fractures per m^2 .

1.5.3.2 1D data, mean spacings, and coefficients of variability

Mean spacings were sampled at large scale along scanlines SL1 to SL6 on both dataset 1 (D1-SL1 to D1-SL6) and 2 (D2-SL1 to D2-SL6) and at meso-scale along scanlines from outcrops OT1 to OT5. Linear densities and coefficients of variability have been calculated for every scanline, separating data from each main orientation trend (Table 5-3 and Table 5-4).

At large scale, in the basement, dataset 1 displays mean spacings of 1600 m in D1-SL1 and 2000 m in D1-SL2 (Figure 5-6a). Dataset 2 shows mean spacings are of 2200 to 4600 m respectively in D2-SL1 and D2-SL2 (Figure 5-6b). In the sedimentary cover, the mean spacings recorded for dataset 1 are 1200, 1600, 1850, and 2000 m in D1-SL3 to SL6. D2-SL3 to D2-SL6 display mean spacings of 3800, 3000, 3200, and 1900 m respectively for dataset 2 (Figure 5-6a, b).

Whether located in the basement or the cover, scanlines from dataset 2 display greater spacing than those from dataset 1, except for SL2 (1900 m versus 2000 m). This is probably due to the lower resolution of 1:250,000 map compared to the 1:50,000 scale).

Even if the number of data is low (comprised between 14 to 32 fracture spacings per scanline), we calculated, at large scale, mean spacings for the fracture trends cutting across SL1 to SL6, both in dataset 1 and 2. These mean spacing will be used to construct the geometrical model of Ardeche margin.

F_A is characterized by mean spacings of 1180, 8200 and 2300 m and of 1700, 2400 and 2380 respectively in the basement and cover of dataset 1 (Table 5-3). In dataset 2, F_A is only present along

scanlines in the cover and the mean spacings of 2200, 3500 and 2500 m respectively along SL4, 5 and 6.

F_B is intercepted by all scanlines, with mean spacings of 2300, 2500 and 2600 m (D1-SL1, 2 and 3 respectively) 2200, 5500 and 3200 m for basement of dataset 1 and 2 respectively. The cover shows a reduced mean spacing compared to the basement (1000 and 1900 m in dataset 1 and 3000, 1145 and 800 m in dataset 2).

F_C shows a mean spacing of 1500 and 760 m along D1-SL4 and D1-SL5 in the cover of dataset 1.

Finally, F_F is characterized by a mean spacing of 500, 600 and 700 m along D1-SL3, 4 and 5 for dataset 1, and of 1100, 2000 and 2100 m along D2-SL4, 5 and 6 for dataset 2 in the sedimentary units.

At meso-scale, the mean spacing is 0.7 and 0.4 m for OT1, OT2, and OT3 respectively (Figure 5-6c, Table 5-4). For OT3, mean spacing varies between 0.39 and 0.5 m for OT-SL1 and OT-SL2. Smaller mean spacings are recorded in OT4, with 0.3 and 0.25 m in OT-SL1 and OT-SL2, respectively. Finally, the mean spacings for OT5 are of 0.31 and 1 m, for OT-SL2 and OT-SL1, respectively.

At large scale, coefficient of variability $C_v < 1$ (regular spacings) is calculated for gathered fracture in D1-SL1, D2-SL1 (all fracture orientations), fracture set F_A along D1-SL1 and D1-SL2, fracture sets F_A , F_B , F_C , and F_E on respectively D1-SL4-SL6, SL4, D1-SL4-SL5, D1-SL4-SL5 and only fracture set F_A on D2-SL4 and D2-SL5 (Table 5-3). $C_v > 1$ (clustered spacings) are shown along D1-SL2, D1-SL3, D2SL2, D2SL3; fracture sets F_D to F_F on D1SL1, D1SL2 and 3 and all fracture sets intersected along the D2-SL2 except F_A . The fracture set F_A is characterized by a clustered spacing along the D2-SL6.

At meso scale, the coefficients of variability are deduced from the scanlines (Table 5-4). With a C_v close to 1, OT1 and OT3 (in particular in OT3-SL2) show slight clustering (Figure 5-6). The regular spacing ($C_v < 1$) is shown in OT2, OT4, and OT5, whatever the scanline. The clustered fractures are shown only in OT3 for OT3-SL1, near to the fault zone with $C_v = 1.44$.

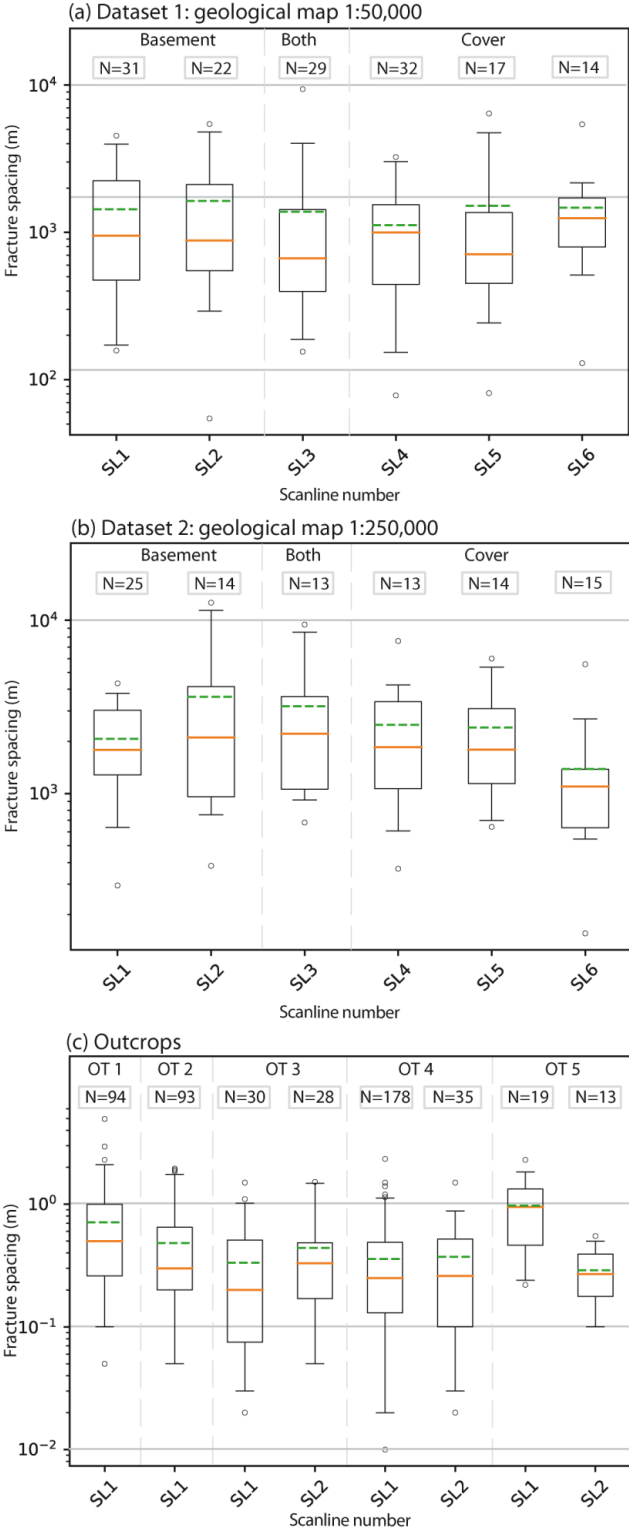


Figure 5-6 : Fracture spacings for the data collected in the basement, and in the cover on (a) dataset 1, (b) dataset 2 and on (c) meso scale outcrops 1 to 5.

I.5.4 Fracture length characterization and modeling

I.5.4.1 Fracture length

Fracture lengths have been recovered from geological maps (1:50,000 and 1:250,000, same sampled area- datasets 1 and 2) for the basement and the sedimentary cover. Data have been computed together and then separated into main fracture trends (Figure 5-7).

For the entire dataset, the minimum value of length recorded from 1:50,000 geological map (dataset 1) are 111 m in both basement and cover (Figure 5-7a, Table 5-1, dataset 1), while the minimum length for dataset 2 are 779 and 372 for basement and cover respectively (Figure 5-7a, Table 5-1, dataset 2). The mean lengths are of 1616 to 2285 m and from 3941 to 5555 m in the cover and basement of dataset 1 and 2 respectively. The fracture lengths recorded in the outcrops varies from 0.03 to 12 m in the OT4 and from 0.4 to 6.7 m in OT5 (Figure 5-7b).

Once data sorted by trends, F_A , F_B , F_C , F_E , and F_F display length distributions of 111–7949, 316–13 889, 273–21 447, 353 – 9931, and 405–6462 m respectively in the basement of dataset 1. Mean fracture lengths are of 1677, 3090, 2780, 1495, and 1967 m. For the sedimentary cover of dataset 1, F_A , F_B , F_C , F_E , and F_F are of 213 – 11 987, 167 – 16 519, 184 - 6563, 208 – 7828, and 111–8756 m respectively, with mean lengths of 1897, 1720, 1023, 2188, and 1479 m respectively.

In dataset 2 basement, fracture lengths are of 779 – 24 000, 951 – 45 000, 2362 – 11 000, 1154 – 17 000, and 462 - 5124 m for F_A , F_B , F_D , F_E , and F_F . The mean lengths for each fracture set are of 4116, 7800, 6036, 4403, and 2649 m. In the sedimentary cover, the variation of lengths are of 372 – 17 359, 263 – 16 867, 555 – 18 541, 514 – 9471, and 680 – 10727 m for F_A to F_F , while their mean lengths are of 5001, 3892, 3787, 3237, and 3337 m.

At meso-scale, for OT4, only 47 and 90 of data are corresponding to the fracture set F_A and F_F (Figure 5-7c, Table 5-1, outcrops). Their lengths are of 0.5 and 12 m respectively. Finally, The F_C lengths of OT5 are of 0.4 and 2.99 m with mean lengths of 1.20 m.

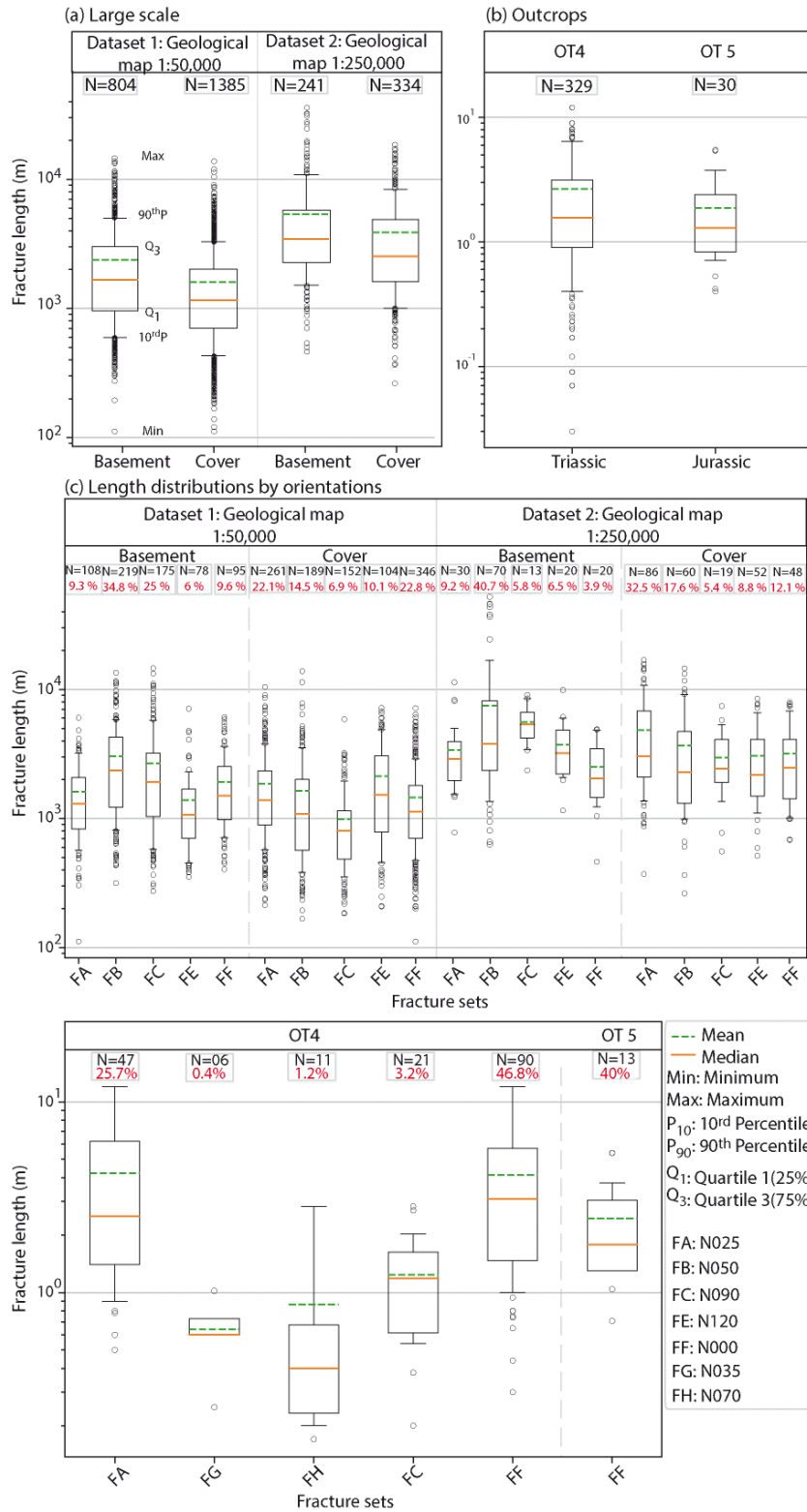


Figure 5-7 : Length distributions for the data according to the fracture orientations collected in the basement, and in the cover on (a) dataset 1, (b) dataset 2 and on (c) meso-scale outcrops 4 and 5.

I.5.4.2 Fracture length distributions

The following presents the power law models fitted to the data by automatically adjusting the thresholds x_{min} and x_{max} to evaluate truncation and censoring effects. Percentages of data fitted are specified for each dataset.

For basement, power law model is fitted on less than 80 and respectively 75% of the data for of dataset 2 and 1, with a threshold x_{min} around 2000 m for all data (Figure 5-8a, Table 5-5). The exponents α resulting from fitting are about -1.4 and 1.96. The fitting to the models are evaluated according to R^2 and vary between 0.97 and 0.96 respectively for dataset 2 and 1.

When sorting data regards to orientations, the lengths of fracture set F_A of dataset 2 and 1 are fitted on less than 75 and respectively 47%; with a threshold x_{min} of 905 and 2500 m (Figure 5-8c). The exponents resulting from the fitted power law are of 1.82 and 2.16 respectively for dataset 2 and 1. The fracture length set F_C fits with 48% of the total data ($N = 85$), with a cut-off fixed at 2000 m and exponent α of -1.7. Finally, the F_E and F_F are fitted on almost the same range of values with 64% and 67% of data and $R^2 = 0.98$ for both fracture sets. The exponent α varies between -1.6 and -1.52.

For sedimentary cover, the power law fitted to complete dataset shows a threshold x_{min} of about 1000–2000 m for both dataset 2 and 1 (Figure 5-8a, b). Power law models are fitted on less than 75% and 60% of the data for respectively dataset 2 and dataset 1, with $R^2 = 0.96$ (Table 5-5). Exponents α are of 1.49 and 1.85, respectively. At the outcrop scale, the threshold x_{min} lies around 0.8, only identified at OT4 (Figure 5-8c). 70% of the data are fitted by the power law, with $R^2=0.99$ and an exponent α of 0.98. The length distributions for F_A are characterized by thresholds of 1437 and 1670 m respectively for dataset 2 and 1 (Figure 5-8d). The fracture density is honored by power law to less than 75 and 50% of the entire dataset 2 and 1, with exponents α of 1.02 and 1.98, respectively. The threshold is reached for 1000 m for the fracture length of F_B , while the fitted fracture density is less than 75 and 50% for dataset 2 and 1. F_C and F_E are characterized by fracture densities fitted to 58 and 61% of dataset 1. Threshold level corresponds to 1000 m for F_C and F_E . Finally, the threshold is reached at 1000 m for F_F at large scale, while at meso-scale, threshold is around 2.5 m for OT4. The fracture densities fit to 50% of the data.

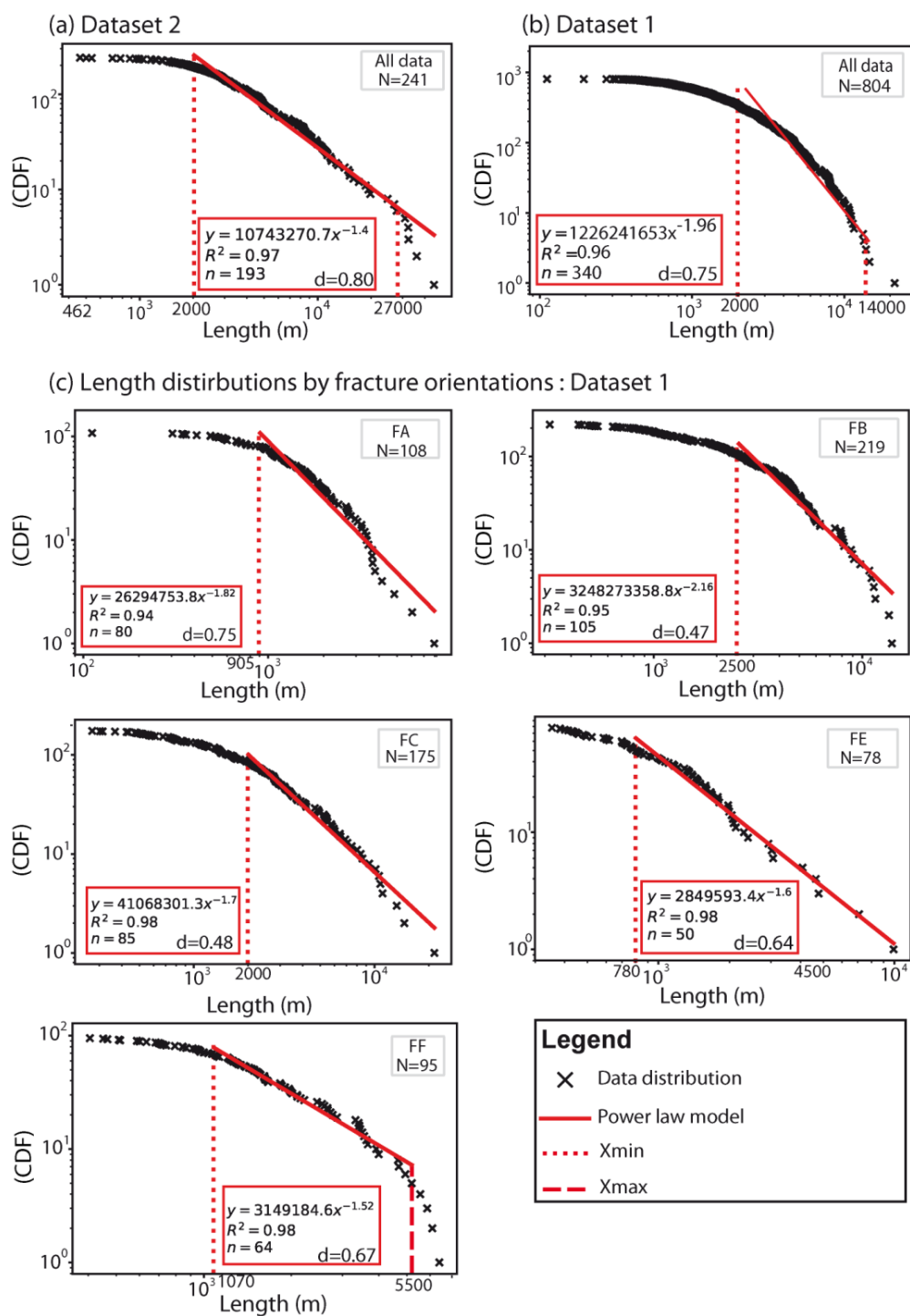


Figure 5-8 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on basement (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) length distributions by fracture orientations. Power law models have systematically been applied. Compiled parameters corresponds to the optimized models regards to R^2 , once truncation and truncation+censuring effects have been tested.

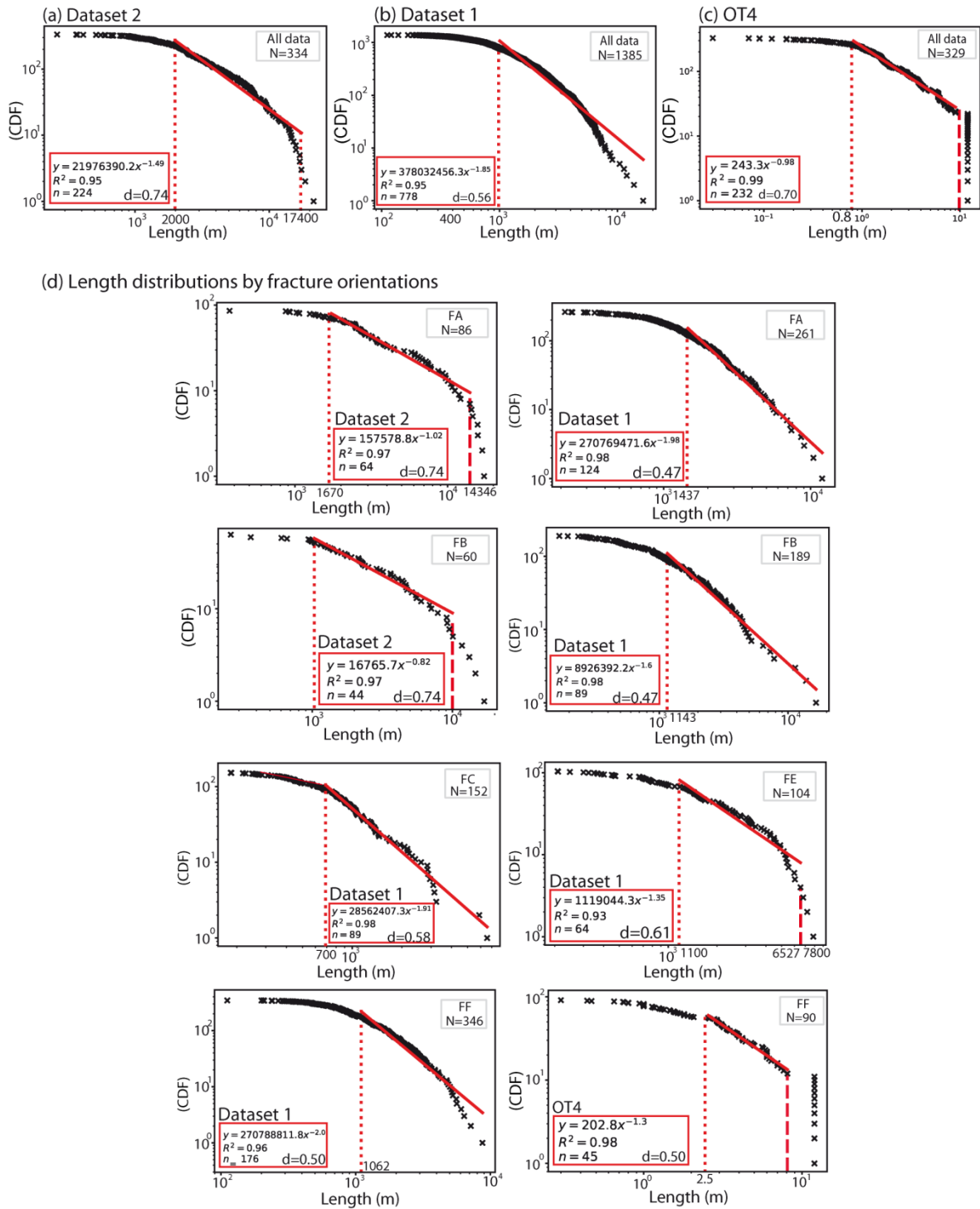


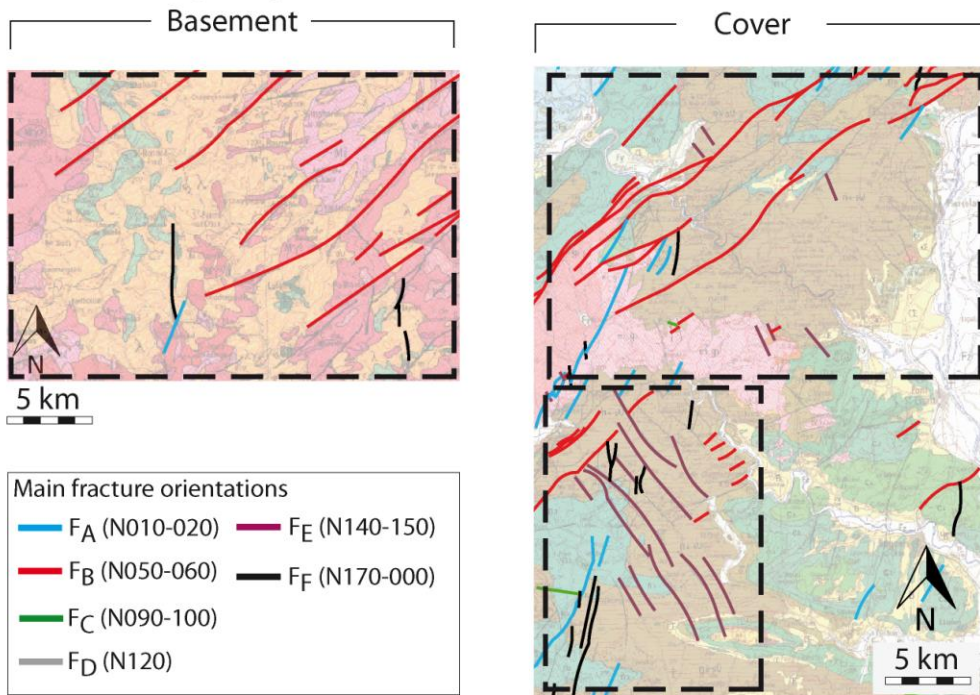
Figure 5-9 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on cover (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) length distributions by fracture orientations. Power law models have systematically been applied. Compiled parameters corresponds to the optimized models regards to R^2 , once truncation and truncation+censuring effects have been tested.

I.6 Discussion

I.6.1 Influence of the resolution of support on the orientations and lengths records

The comparison of the two datasets obtained from the geological maps shows that the number of fractures decreases drastically between the geological map at 1:50,000 and that at 1:250,000 (35%, Table 5-1). The reduction of the number of fractures during the upscaling may result from the scale effect: elimination of fractures shorter than the minimum observable length on the 1/250,000 geological maps, and merging of close-by parallel or aligned segments. These scale effects are illustrated for the fracture orientation N054° (Figure 5-10, red segments) where the number of fractures varies from 219 to 70 in the basement and from 189 to 60 in the cover, a decrease of more than 50%. Nevertheless, scale effects vary according to maps: some fractures are kept during the upscaling on some maps while the same fractures are merged or deleted on other maps. This is illustrated for the NW-SE fracture set (Figure 5-10, purple segments) where fractures belonging to the same set are deleted during the upscaling from map 889 (localization in the Figure 5-1) to map 34, but are kept during the upscaling from map 913 to map 34). Combination of both of threshold and merging effects makes difficult the interpretation of the reduction of the number of data in terms of spatial distribution of the fracture sets. Conversely, maximum length increase of the fracture segments may be considered to characterize the spatial pattern of the fractures: a limited increase in length indicates few very close-by or aligned fracture segments (E-W, NW-SE fracture sets for basement and cover); conversely a significant increase in length reflects close-by aligned or parallel segments (NNE-SSW and NE-SW fracture sets for basement and cover).

(a) Dataset 2: geological maps (1:250,000)



(b) Dataset 1: geological maps (1:50,000)

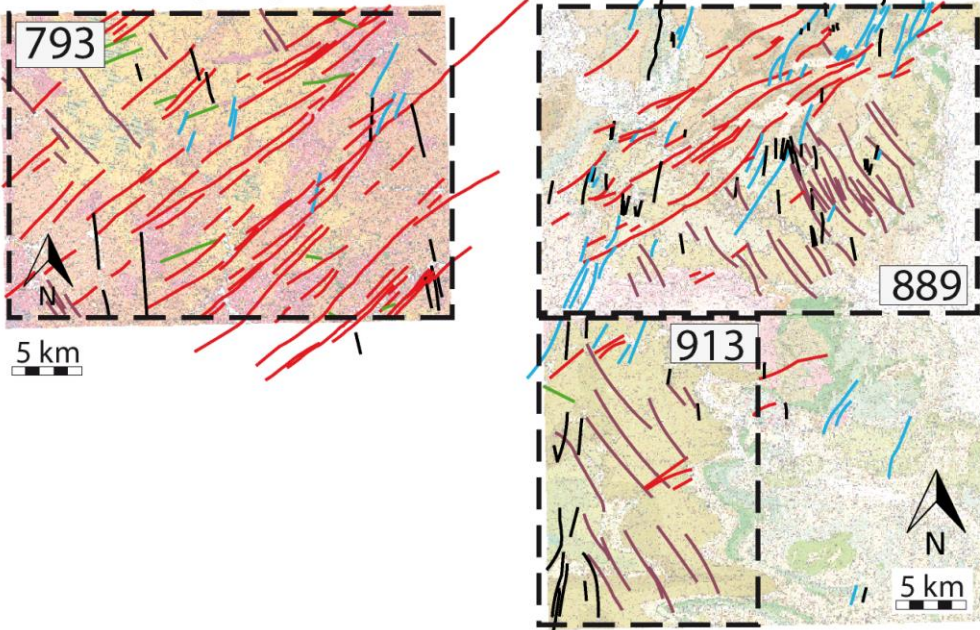


Figure 5-10 : Comparison of fractures digitized from the two datasets obtained from the geological maps (a) dataset 2 and (b) dataset 1 on the same cropping area. See the Figure 5.1 for the location of maps according to their number.

I.6.2 Length distributions

I.6.2.1 Characteristics of power law distributions

Fitting power laws to our data allowed specifying of values and fracture densities honored for each length distribution. Values are ranging from 2000 to 27 000 m and from 2000 to 14 000 m in the basement of dataset 2 and 1, while the number of data honored by power law are of 75 to 80%. Once sorted by trends, the fracture densities fitted by power law do not exceed 80%, ranging from 1000 to 20 000 m for basement of dataset 1. Furthermore, the number of data are of 50 and 105 for length distributions of individual fracture trends (Figure 5-8), slightly below the limit of representativeness described in the literature (Bonnet *et al.*, 2001a). For sedimentary cover, the fracture densities fitted by power laws are often lower in comparison with the basement, with 74 and 56% respectively for dataset 2 and 1. For length distributions of individual fracture trends, the fracture densities are ranging from 50 to 74% (Figure 5-9).

Through 2D analysis of length distributions, the shortest fractures lower than 2000 m and 0.8 m respectively are not fitted by the power laws for both datasets and outcrops (Figure 5-8 and Figure 5-9). This cut-off is quite higher and the almost low length and intermediate fractures are not modeled by the power law distribution. This is explaining two types of fracture patterns: dependent scale for fracture length generally smaller than 2 000 m and 0.8 m respectively at large scale and meso-scale and scale independent for a large fracture length higher than 2000 m and 0.8 m respectively. In the literature, Bertrand *et al.*,(2018) recorded approximately the same cut-off (around 3000 m) of small faults not modeled by the power law distributions in the basement of Upper Rhine Graben.

18 exponents are computed from fitting power law to datasets, spread over 3 orders of magnitude, and are ranged from 1.4 to 2.16 in the basement, from 1 to 2 in the cover at large scale, and from 0.98 to 1.3 at meso scale. These exponents were recomputed using the density distribution instead of the cumulative distribution (see Bonnet *et al.*,(2001a) and Le Garzic (2010) for the procedure). They all display density exponents between 1.7 and 3.0 for both the basement and the cover. By comparing the exponents derived in this study to those found by Bonnet *et al.*, (2001a) mainly from fractures cutting sedimentary rocks of 32 natural areas (Figure 5-11), and by Le Garzic (2010) based on Catalan margin and Yemen basement (Blue line for Catalan margin and red line for

Yemen basement in the (Figure 5-11), we observe that our data perfectly fit with the range of values previously observed. These results indicate that the lithology does not probably influence the length distributions.

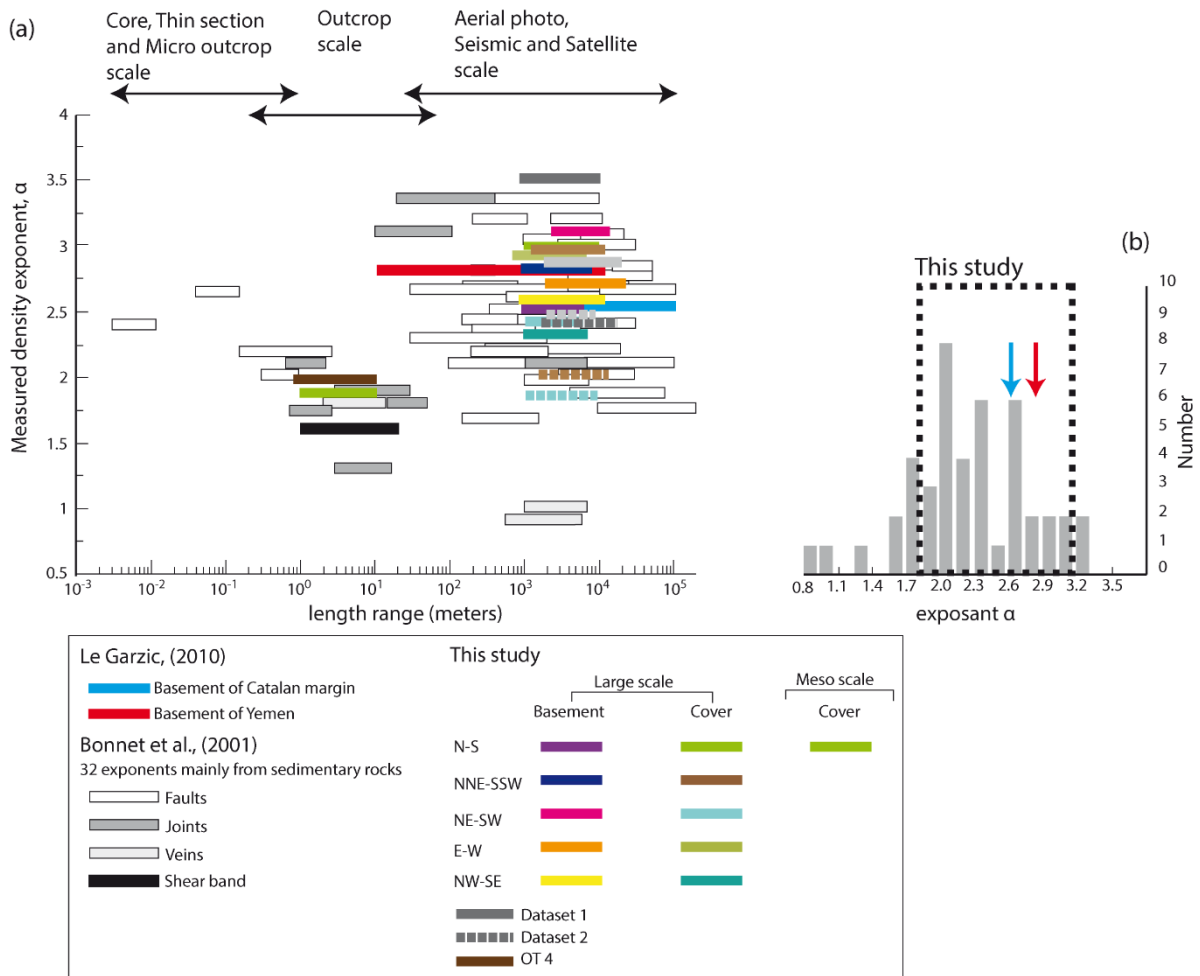


Figure 5-11 : Compilation of power law length distribution exponents from literature, compiled by Bonnet et al., (2001). (a) This compilation took 3 scale range from core, thin section to outcrop and seismic and satellite scale mainly from sedimentary rocks. We take in consideration the study of Le Garzic., (2010) from basement of Catalan margin and Yemen (red and blue lines respectively). We are added the power lower distribution exponents of this present study and show a wide range from 1.7 to 3.2. (b) Histogram of length exponent values of the literature and this study.

1.6.2.2 Comparing distributions at different scales

The cumulative fractures length for merged data from large scale and from outcrops on sedimentary cover have been plotted in the same graphic, normalized by unit of area as described in Pickering et al., (1995) (Figure 5-12a). The graphic computes also an exponent around -2 , meaning

that the power law is valid for 4 orders of magnitude (Bertrand *et al.*, 2015; Bertrand *et al.*, 2018; Bonnet *et al.*, 2001a; Le Garzic *et al.*, 2011). Furthermore, this exponent implies that the 2D representation of lengths data is auto-similar (Bour *et al.*, 2002; Odling *et al.*, 1999a). A similar exponent is computed for F_A and F_F fracture sets around -2 (Figure 5-12b, c). However, the F_B fracture set was not plotted in this graphic due to the lack of data.

The 2D analysis of fracture systems of the Ardeche margin allows observing a fractal behavior in the cover. It is generally accepted that fracture lengths must cover at least 2–3 orders of magnitude for the exponents to be reliable (Bonnet *et al.* 2001). While fracture lengths vary over 3-4 orders of magnitude in the cover, they vary over 2 orders in the basement. A similar exercise is thus not possible in basement.

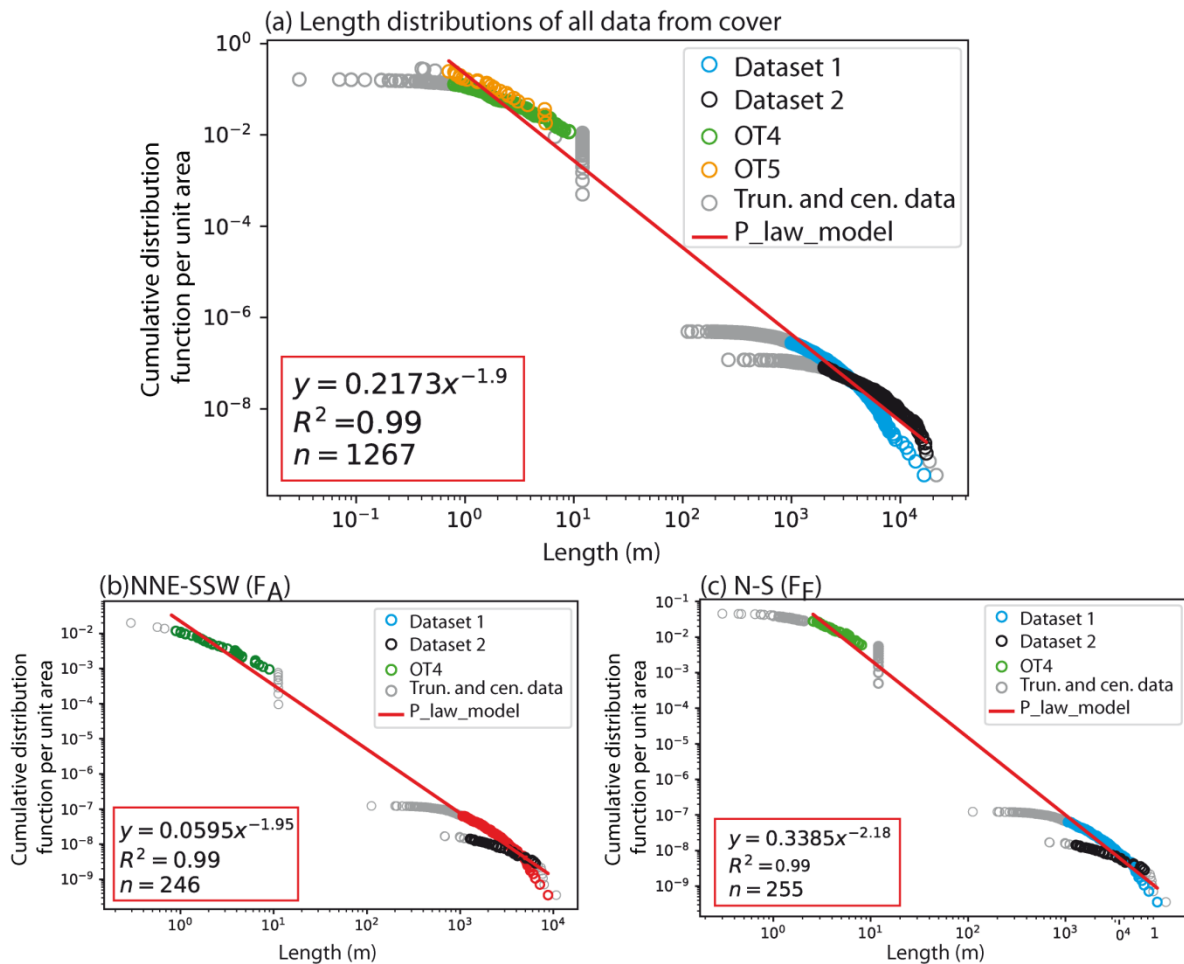


Figure 5-12 : (a), (b) Multiscale length distributions for NNE-SSW and N-S fracture orientations from cover. (c) Multiscale length distribution of the entire data from sedimentary cover (dataset 1, dataset 2, OT4 and OT5).

I.6.3 Geometrical model

Comparing data from basement and sedimentary cover, at large scale and outcrop scale, enables proposing a geometrical model of the fracture network in the basement and the sedimentary cover of the Ardeche margin (Figure 5-13).

I.6.3.1 Characteristics order of fracturation in the Ardeche margin

Several studies use the fracture attributes (length, spacing and orientations) to characterize the spatial organization of fractures network (Bertrand *et al.*, 2015; Gillespie, 2001; Le Garzic *et al.*, 2011; Morellato *et al.*, 2003; Pickering *et al.*, 1995). Morellato *et al.*, (2003) defined a spacing characteristics in the rifting context. The first order faults (100 km of lengths) are characterized by spacings ranging from 10 to 17 km, while the second order (20-30 km) are defined by spacings ranging from 2 to 5 km. The third order faults (around 10 km) are characterized by spacings less than 2 km. In our study, F_A , F_B and F_F show a same characteristics of second order faults defined by Morellato *et al.*, (2003). F_C and F_D fracture sets correspond to the third order faults with spacing characteristics less than 2 km. However, the spacing characteristics of the first order are not observed in the Ardeche margin. The absence of this first order may be related to the structural heritage which control the faults reactivation during the extensive periods, to the presence of a thin mechanical level which controls the spacing and the displacement of the faults or to the different opening mode (Bertrand, 2017).

I.6.3.2 Large scale geometry

At large scale, 5 mains fracture trends were identified from geological maps (F_A to F_F ; Chabani *et al.*, subm), respectively striking N010-020, N025-050, N090-110, N140-150, and N170-N000. These trends are coaxial with data mentioned in literature, from field studies (Bergerat, 1982; Bles *et al.*, 1989; Elmi, 1990; Martin and Bergerat, 1996; Mattauer, 1973) and fracture analyses of digitized lineaments (Bertrand (2017); Chabani *et al.*, (Subm)). Based on the scanline analysis of dataset 1 (larger sample), this study allows us to propose characteristic spacings of 3000 m and 2000 m for F_B , and 4000 and 3000 m for jointed F_F and F_A , in the basement and sedimentary cover (Figure 5-13).

F_B is the dominant fracture set in the basement, as it is the more abundant component, based on the longer fractures, sometimes exceeding tens of kilometers. However, It is less

predominant in the sedimentary cover, where F_F and F_A prevail in abundance when considered together (F_F is composed by the larger fractures). In the basement, abutting relationships indicate that F_F and F_A are often confined between F_B fractures (Figure 5-5); which explains their smaller size. The longest F_F and F_A in the sedimentary cover may be correlated to the less abundance of F_B . F_B being less abundant, abutting relationships with F_F and F_A are less probable: these sets lengths are enhanced.

F_C and F_D are well expressed in the basement, especially in the migmatites and granites. They are characterized by spacings around 1 km and length characteristics comprised between 2 and 20 km. The propagation of these systems was interrupted to the interface between basement and cover (Figure 5-2). Furthermore, the eastern zone of the Ardeche margin (near to the synform of Bruzac) record a very few F_C and F_D faults.

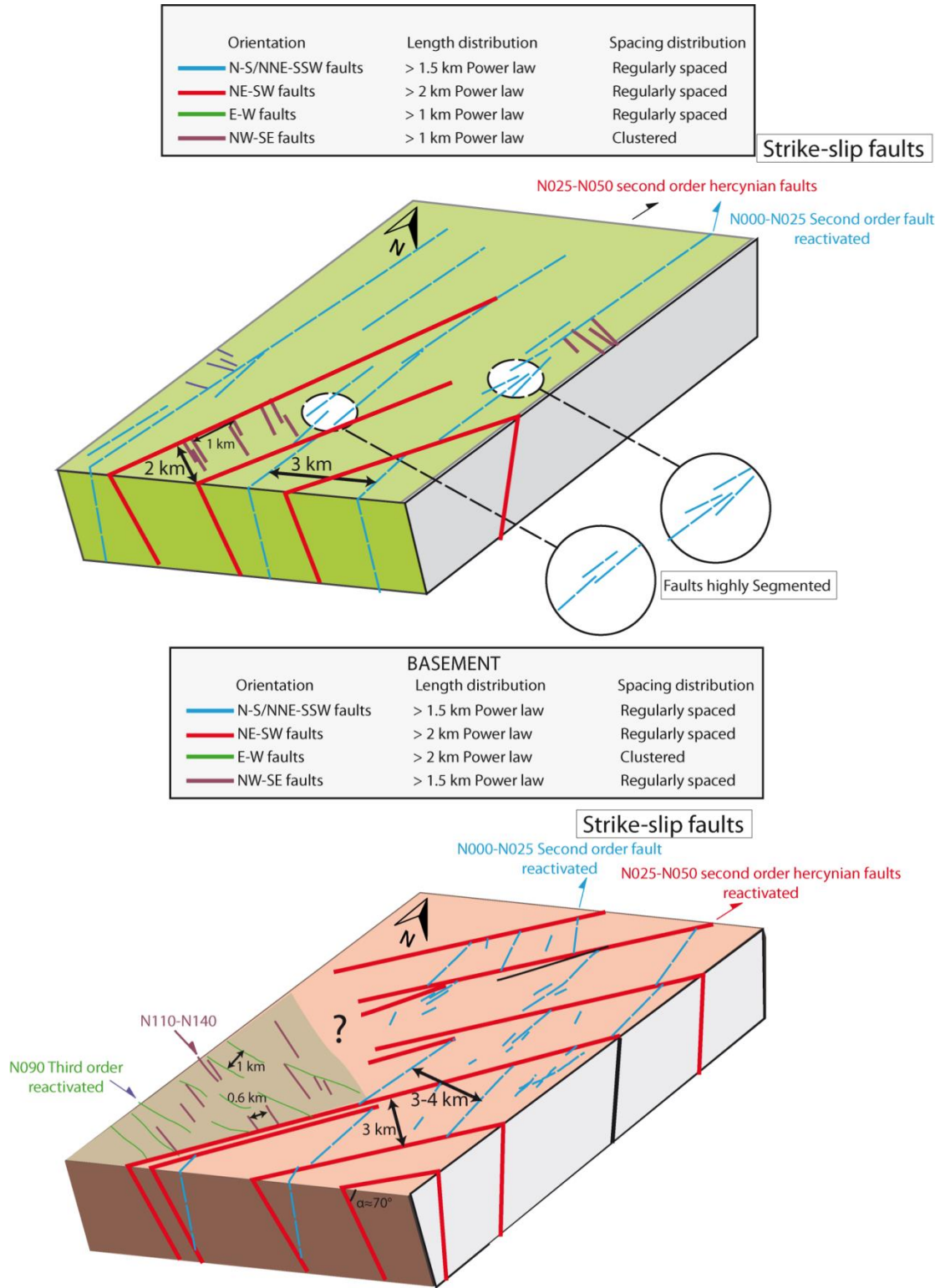


Figure 5-13 : A conceptual scheme of the fracture network organization in the basement and the sedimentary cover of the Ardeche margin.

1.6.3.3 Meso-scale organization (outcrop scale) geometry

The meso-scale organization of fractures globally follows large scale organization, as relative tendencies for F_A , F_B , and F_F are the same for basement and sedimentary cover (in abundance as well as in lengths). Spacing Characteristics are 0.40–0.70 m (maximum of 1.30 m in OT5) and length characteristics are 3.98–4.39 m. The meso-scale study highlights the Triassic sandstones record F_G and F_H (respectively striking N028 and N070) neither the basement nor the cover at large scale do. Even if not predominant, these sets are not negligible and constitute a specificity of the sandstones, at outcrop scale. These two sets are characterized by mean fracture lengths of 0.87 to 1 m respectively. Their absence at large scale may be explained by the fact their lengths stand under the detection limit for faults recorded on geological maps.

1.6.4 Segmentation of the Ardeche margin

If comparing the spatial variability of record for large scale fracture network, a spatial segmentation of the margin into 3 areas can be defined (polygons on Figure 5-2). The first one, cropping out in the northern area and corresponding to a granitic and gneiss lithology, follows all characteristics of the fracture network in basement, with predominance of the NE-SW fracture set. The second one, cropping out west of Aubenas and situated in the basement as well, shows preponderant E-W to NW-SE fracture sets regard to NE-SW fractures set. Predominance of E-W to NW-SE fracture sets may correspond to the horsetail at large scale. The third one, located in the sedimentary cover, the N-S to NNE-SSW predominate (Figure 5-13).

At large scale, the identified fracture trends result from a complex loading history (Figure 5-14). Each trend, because it corresponds to several distinct and consecutive boundary conditions, is thus composed of several types of faults. F_B (NE-SW trend) is coaxial with sinistral strike slip faults resulting from both hercynian and pyrenean orogenies. F_F (N-S to NNW-SSE trend) is composed of normal faults resulting from the tethyan and ECRIS riftings, as well as dextral strike slip faults (potentially conjugated to F_B) resulting from the Pyrenean orogeny. F_A (NNE-SSW trend) is reported as corresponding to normal faults consistent with E-W extension (rifting phases), as well as sinistral strike slip faults consecutive to the Pyrenean orogeny. F_E (NW-SE trend) is reported as consistent with transverse structures linked to E-W extension, as well as dextral strike slip faults setting on during the Hercynian and Pyrenean orogenies and conjugated to F_A . F_C is probably mainly composed of thrusts resulting essentially from the Pyrenean orogeny and, in a minor extent, the hercynian one.

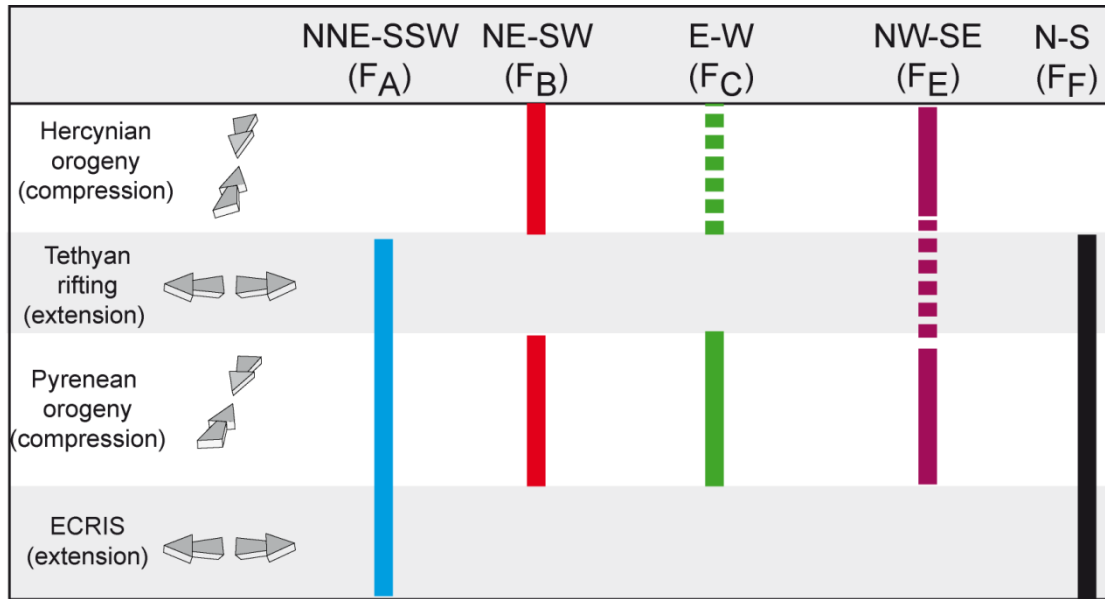


Figure 5-14 : Summarized loading history for fracture sets included in the main well defined components identified from estimations by MvM distribution. After Mattaouer, (1973); Arthaud et Matte, (1975a); Bles et al., (1989); Martin et Bergerat, (1996) and Bergerat, (1982).

As geological maps (as well as imagery in a larger extent) do not inform kinematics or dips, we are unable to distinguish the different types of faults in each trend. The individual abundances are thus the result of the cumulative effects of merging of several types of faults and intensity of the response to loading, and thus give insights into the time evolution of the system. From comparison between these relative abundances, a conceptual scheme of evolution of the analogs of both basement and cover of the Valence basin may be summarized as follows (Figure 5-15):

1. N-S compression responsible for Hercynian orogeny (Paleozoic) induced onset of large scale NE-SW (FB) sinistral strike slip faults (second to third order faults in the classification of Morellato, (2003) and in a minor extent conjugate N-S (FF) dextral ones in the basement.
2. E-W extension responsible for tethyan rifting *sensu lato* (Lias) induced onset of N-S (FF) normal faults in both the basement and sedimentary cover. The first order ones (spacing between 10-17km after Morellato et al., (2003) are described in literature as responsible for the structuration of the Tethys margin into several blocks. The second order ones are the fault recorded on large scale in the area of interest. The predominance, in our datasets, of FF in the cover regards to basement may be due to a preferential onset of extensive structures in the cover thus inducing their enhanced proportion in cover. This may attest for partial decoupling between cover and basement during extension.

3. N-S to NNW-SSE compression due to the pyreneo-provencal phase (upper cretaceous, Eocene paroxysm) induced, in the basement, a preferential reactivation of NE-SW structures inherited from the hercynian orogeny, probably coupled to neo formation of both NE-SW and conjugate N-S strike slip faults. In the cover, part of the N-S structures were probably reactivated in a strike slip way and both N-S and NE-SW conjugate strike slip systems neoformed. Inheritance, from former mechanical conditions, of F_B fractures in the basement and F_F fractures in the cover explains F_B trend is promoted in basement and F_F in cover. Additionally to these patterns, E-W (F_C) trending thrusts as well as conjugate NNE-SSW (F_A) sinistral and NW-SE (F_D) dextral strike slip faults set on both in the basement and cover. F_A is promoted in cover regards to basement. F_A and F_E could be interpreted as conjugate faults resulting from NNW-SSE compression, thus arguing for a little rotation of the compression axes from N-S to NNW-SSE between the Hercynian and Pyreneo-provencal phases. F_A can alternatively be interpreted as Riedel structures on NE-SW sinistral planes (Bergerat, 1982).
4. E-W extension responsible for the ECRIS formation (Oligocene) induced reactivation and neoformation of N-S (F_F) normal faults, probably enhancing once again their promotion in cover.

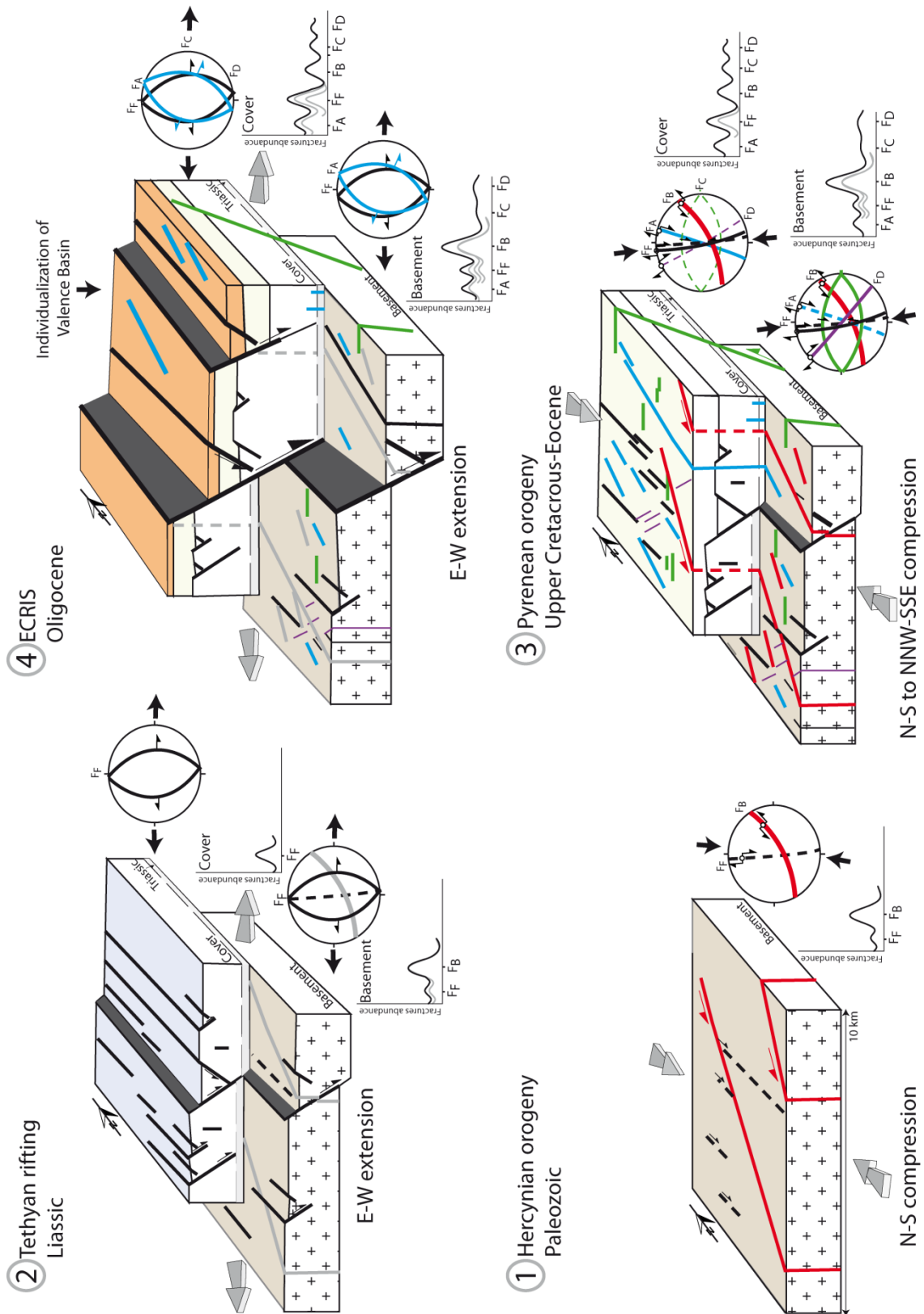


Figure 5-15 : Conceptual scheme of evolution of the analogs of both basement and cover of the Valence basin.

1.7 Conclusion

Analysis of fractures recorded within the Ardeche margin enables characterizing lengths distributions for fracture network of second and third order (lengths comprised between 20-30 km and around 10 km). Power laws were fitted to data in both basement and sedimentary cover of the analog. This was realized by automatic detect of truncating and censoring thresholds. A cut-off at 2000 m is observed for large scale data, in basement and cover respectively: under that limit, behaviors cannot be considered as scale independent. This is in good agreement with cutoffs highlighted by Bertrand (2018) in the basement of the Upper Rhine Graben. Multiscale data recorded in cover allow arguing for a scale independent behavior of fractures of second and third order, with an exponent around -2.

Large scale mean spacings and abutting relationships are synthesized to propose a geometrical model of fracture network for both the basement and sedimentary cover of the Ardeche margin. This model highlights the absence of first order fracture sets in that part of the margin (fractures > 100km). The comparison of fracture trends recorded along the margin, together with their respective abundance and lengths, enable dividing the area into three distinct zones. The first one, located in the basement, west of Valence city, is dominated by a second order NE-SW trend. The second one, located in the basement as well, west of Aubenas, is mainly composed by third order E-W trend. The third one, located in the cover, displays a dominant second order NNE-SSW fracture set. Differential behavior, from NE to SW, of fracture sets recorded in basement is explained by the termination of a major second order NE-SW strike slip swarm in the area of west Valence city and registering, to the west of Aubenas, of a horse tail thus expressing third order E-W fracture trends. This horse tail is consistent with sinistral strike slip along first order NE-SW events.

Basement and cover are systematically characterized by a differential record of fracture trends. NE-SW (F_B) fractures are promoted in basement, whereas N-S (F_F) and (NNE-SSW) F_A are promoted in the cover. Considering their relative abundance as well as their potential mechanical signification, we propose a new conceptual scheme for time evolution for fracturing within the Ardeche margin. This scheme highlights a probable decoupling between basement and cover, especially during the extensional phases, as cover better express extensional structures than basement does.

I.8 Supplementary materials

Table 5-1 : Major statistical characteristics for fracture lengths (in meter) at large (dataset 1 to 2) to meso-scale (outcrops 3 to 5). If both sampled, basement and sedimentary cover characteristics have been distinguished.

		Mean orientation	Fracture number (%)	Fracture Length (%)	Min	Max	Percentile 10	Percentile 90	Mean	Median		
Basement	Dataset 1	All	/	/	/	111	21447	573	4811	2285	1546	
		F ₁ B ₁ (FA)	016	13.4	9.3	111	7949	560	3363	1677	1310	
		F ₂ B ₁ (FB)	051	27,2	34.8	316	13889	810	5860	3090	2358	
		F ₃ B ₁ (FC)	098	21,7	25	273	21447	568	5904	2780	1921	
		F ₄ B ₁ (FE)	138	9.7	6	353	9931	450	2555	1495	1085	
		F ₅ B ₁ (FF)	173	11.8	9.6	405	6462	701	3819	1967	1520	
	Dataset 2	All	/	/	/	462	45024	1517	11100	5555	3499	
		F ₁ B ₂ (FA)	025	12.4	9.2	779	24714	1539	8120	4116	2916	
		F ₂ B ₂ (FB)	053	29	40.7	951	45024	1777	20072	7800	4217	
		F ₃ B ₂ (FC)	092	5.3	5.8	2362	11291	3386	8953	6036	5587	
		F ₄ B ₂ (FD)	124	8.2	6.5	1154	17057	2070	6503	4403	3231	
		F ₅ B ₂ (FF)	172	8.2	3.9	462	5124	1218	4886	2649	2246	
	Cover	Dataset 1	All	/	/	/	111	16519	426	3289	1616	1155
			F ₁ C ₁ (FA)	025	18.8	22.1	213	11987	570	3823	1897	1389
			F ₂ C ₁ (FB)	061	13.6	14.5	167	16519	379	3624	1720	1094
F ₃ C ₁ (FC)			111	10.9	6.9	184	6563	353	2062	1023	803	
F ₄ C ₁ (FE)			150	7.5	10.1	208	7828	450	5073	2188	1530	
F ₅ C ₁ (FF)			000	24.9	22.8	111	8756	468	2979	1479	1129	
Dataset 2		All	/	/	/	263	21471	1006	8621	3941	2688	
		F ₁ C ₂ (FA)	026	25.7	32.5	372	17359	1346	11531	5001	3102	
		F ₂ C ₂ (FB)	053	17.9	17.6	263	16867	983	9221	3892	2292	
		F ₃ C ₂ (FC)	101	5.6	5.4	555	18541	1239	6106	3787	2453	
		F ₄ C ₂ (FE)	149	10.7	8.8	514	9471	1038	7413	3237	2245	
		F ₅ C ₂ (FF)	004	14.3	12.1	680	10727	1007	7402	3337	2472	
Merge outcrops		F ₁ OT (FA)	N010	15.3								
		F ₂ OT (FB)	N044	6.7								
		F ₃ OT (FC)	N089	10								
		F ₄ OT (FE)	N136	10.3								
		F ₅ OT (FF)	N166	18.4								
OT1		F ₁ OT ₁ (FA)	012	19								
		F ₂ OT ₁ (FG)	032	4.2								
		F ₃ OT ₁ (FH)	074	5.3								
		F ₄ OT ₁ (FC)	110	9.5								
	F ₅ OT ₁ (FF)	167	57.4									
OT2	F ₁ OT ₂ (FA)	020	7									
	F ₂ OT ₂ (FC)	082	6									
	F ₃ OT ₂ (FE)	140	83									
OT3	F ₁ OT ₃ (FA)	028	21.1									
	F ₂ OT ₃ (FB)	044	11.2									
	F ₃ OT ₃ (FC)	102	29.5									
	F ₄ OT ₃ (FE)	152	5.6									
	F ₅ OT ₃ (FF)	006	25.3									
OT4	All data	/	/	/	0.03	12	0.39	6.82	2.69	1.57		
	F ₁ OT ₄ (FA)	007	20	20	0.5	12	0.9	12	4.39	0.90		
	F ₂ OT ₄ (FG)	028	08	08	0.25	2.2	0.37	1.70	1.01	1.02		
	F ₃ OT ₄ (FH)	070	05	05	0.17	2.83	0.2	2.83	0.87	0.4		
	F ₄ OT ₄ (FC)	102	7.5	7.5	0.2	2.83	0.54	2.03	1.25	1.2		
OT5	F ₅ OT ₄ (FF)	166	28	28	0.8	12	1.07	7.68	3.98	2.93		
	All data	/	/	/	0.4	6.7	0.7	5.4	2.02	1.44		
	F ₂ OT ₅ (FC)	N100	40	34	0.4	2.99	0.45	2.99	1.20	1.30		

Table 5-2 : Spatial characteristics of 2D samples acquired at large scale (dataset 1 and 2) and meso-scale (OT4 and 5)

Lithology	Fracture set	Nb of events	Area (m ²)	Fracture density (frac/m ²)	
Basement	All	804		1.58 x 10 ⁻⁷	
	Dataset 1	F ₁ B ₁ (FA)	108	5.07 x 10 ⁹	0.21 x 10 ⁻⁷
		F ₂ B ₁ (FB)	219		0.43 x 10 ⁻⁷
		F ₃ B ₁ (FC)	175		0.34 x 10 ⁻⁷
		F ₄ B ₁ (FE)	78		0.15 x 10 ⁻⁷
		F ₅ B ₁ (FF)	95		0.18 x 10 ⁻⁷
	Dataset 2	All	241	5.07 x 10 ⁹	0.47 x 10 ⁻⁷
		F ₁ B ₂ (FA)	30		0.06 x 10 ⁻⁷
		F ₂ B ₂ (FB)	70		0.14 x 10 ⁻⁷
		F ₃ B ₂ (FC)	13		0.03 x 10 ⁻⁷
		F ₄ B ₂ (FD)	20		0.04 x 10 ⁻⁷
		F ₅ B ₂ (FF)	20		0.04 x 10 ⁻⁷
	Cover	All	1385		4.91 x 10 ⁻⁷
		Dataset 1	F ₁ C ₁ (FA)	261	2.81 10 ⁹
F ₂ C ₁ (FB)			189	0.67 x 10 ⁻⁷	
F ₃ C ₁ (FC)			152	0.54 x 10 ⁻⁷	
F ₄ C ₁ (FE)			104	0.37 x 10 ⁻⁷	
F ₅ C ₁ (FF)			346	1.23 x 10 ⁻⁷	
Dataset 2		All	334	2.81 10 ⁹	1.18 x 10 ⁻⁷
		F ₁ C ₂ (FA)	86		0.3 x 10 ⁻⁷
		F ₂ C ₂ (FB)	60		0.21 x 10 ⁻⁷
		F ₃ C ₂ (FC)	19		0.06 x 10 ⁻⁷
		F ₄ C ₂ (FE)	36		0.13 x 10 ⁻⁷
		F ₅ C ₂ (FF)	48		0.17 x 10 ⁻⁷
OT 4		All data	329	9.45 x 10 ²	0.34
		F ₁ OT ₄ (FA)	47		0.05
	F ₁ OT ₄ (FF)	90	0.1		
	OT 5	All data	30		13.6 x 10 ²

Table 5-3 : Spatial characteristics of 1D samples acquired along scanlines at large scale (dataset 1 and 2) and meso-scale (outcrops 1 to 5). SL : scanline, Nb: number of fractures, Fd: Fracture density, Cv: coefficient of variability.

	Mean orientation	SL orientation	SL length (m) (x10 ³)	Dataset 1				Dataset 2			
				Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m x10 ⁻⁴)	Cv	Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m x10 ⁻⁴)	Cv
SL1	All data	N158°E	55.6	1600	31	5.6	1.02	2200	25	4.5	0.55
	FA			1880	4	0.8	0.85	/	/	/	
	FB			2300	13	2.3	0.90	2200	21	3.7	0.49
SL2	All data	N160°E	65.3	2800	22	3.3	1.72	4600	15	2.3	1.17
	FA			8200	3	0.4	1.58	/	/	/	
	FB			2500	12	1.8	0.93	5500	9	1.3	1.07
SL3	All data	N116°E	49	1600	28	5.7	1.49	3700	21	4.2	0.93
	FA			2300	9	1.6	1.31	/	/	/	
	FB			2600	6	1.2	1.43	3200	5	01	1.02
	FF			700	13	1.2	1.43	/	/	/	
SL4	All data	N122°E	39.1	2000	32	8.1	0.81	2900	14	3.5	0.84
	FA			1740	6	1.5	0.83	2200	5	1.2	0.72
	FB			1000	6	1.5	0.34	3000	6	1.5	0.83
	FC			1500	6	1.5	0.81	/	/	/	
	FF			500	7	1.5	0.79	2100	3	0.9	0.26
SL5	All data	N122°E	48.7	1850	17	3.4	1.23	3200	14	2.9	0.28
	FA			2040	4	0.8	1.7	3500	3	0.6	0.62
	FB			1900	4	0.8	1.7	1145	4	0.8	0.39
	FC			760	3	0.6	0.62	/	/	/	
	FF			600	3	0.6	0.73	2000	3	0.9	0.26
SL6	All data	N124°E	31.2	2000	14	4.4	1.19	1900	15	4.8	0.48
	FA			2380	9	1.5	0.83	2500	9	2.8	1.17
	FB			/	/	/	/	800	3	0.9	0.51
	FF			/	/	/	/	1100	3	0.9	0.26

Table 5-4 : Spatial characteristics of 1D samples acquired along scanlines at outcrops scale (outcrops 1 to 5). SL : scanline, Nb: number of fractures, P₁₀: Fracture density, Cv: coefficient of variability.

Outcrops	SL	SL orientation	SL length (m)	Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m)	Cv
OT 1	SL1	N080°E	70.75	0.70	94	1.32	1.00
OT 2	SL1	N045°E	44.7	0.40	93	2.1	0.89
OT 3	SL1	N000°E	19	0.39	40	2.1	1.44
	SL2	N140°E	15.88	0.50	31	1.8	1.05
OT 4	SL1	N095°E	64	0.35	178	2.8	0.96
	SL2	N095°E	12.8	0.36	35	2.7	0.88
OT 5	SL1	N000°E	20	1	19	0.9	0.72
	SL2	N090°E	6.70	1.30	13	1.9	0.65

Table 5-5 : Number of events considered after truncation and censoring for optimized simulations of lengths distributions respectively with a power law.

		Sample name	Entire sample	Power law			
			Nb of events	Nb of evts considered for simulation		Percentage	
Basement	Dataset 1	All	804	786		97	
		F ₁ B ₁ (FA)	108	80		75	
		F ₂ B ₁ (FB)	219	105		47	
		F ₃ B ₁ (FC)	175	85		48	
		F ₄ B ₁ (FE)	78	50		64	
		F ₅ B ₁ (FF)	95	64		67	
		All	241	193		80	
	Dataset 2	F ₁ B ₂ (FA)	30	29		97	
		F ₂ B ₂ (FB)	70	53		53	
		F ₃ B ₂ (FC)	13	10		77	
		F ₄ B ₂ (FD)	20	18		90	
		F ₅ B ₂ (FF)	20	13		65	
	Cover	Dataset 1	All	1385	778		56
			F ₁ C ₁ (FA)	261	124		47
F ₂ C ₁ (FB)			189	89		47	
F ₃ C ₁ (FC)			152	89		58	
F ₄ C ₁ (FE)			104	64		61	
F ₅ C ₁ (FF)			346	176		50	
Dataset 2		All	334	224		67	
		F ₁ C ₂ (FA)	86	64		74	
		F ₂ C ₂ (FB)	60	44		74	
		F ₃ C ₂ (FC)	19	17		89	
		F ₄ C ₂ (FE)	36	27		75	
		F ₅ C ₂ (FF)	48	34		71	
Outcrops		OT 4 (all)		329	232		70
		F ₁ OT ₄ (FA)		47	37		78
	F ₅ OT ₄ (FF)		90	45		50	
	OT5 (all)		30	25	30	66	

Nous avons abordé dans la section précédente le degré de corrélation de la loi puissance aux données des longueurs et ainsi la représentativité des données corrélées. Les densités de fractures corrélées sont parfois faibles en raison des effets de censures et des troncatures. Dans la partie suivante, nous confrontons nos données à la loi exponentielle négative en plus de la loi puissance afin de discuter de la pertinence de chaque loi vis-à-vis des données. Ceci permettra également de tester la sensibilité des lois aux biais d'échantillonnages.

II. Test comparatif entre la loi puissance et l'exponentielle

Nous avons estimé les distributions des longueurs, dans l'article en préparation, grâce à des lois de type puissance. Une fois les effets de troncutures et de censures pris en compte, nous avons vu que le pourcentage des données honorées par cette loi varie essentiellement entre 50 et 70%. On peut alors s'interroger sur une pertinence potentielle d'une autre loi. Nous avons donc testé une comparaison sur notre jeu de données entre la loi exponentielle et la loi puissance.

Pour ce faire, nous avons comparé l'adéquation entre données et lois testées grâce au calcul d'un paramètre « F-statistic », mieux adapté que le R^2 pour les régressions non-linéaires. F-statistic correspond au ratio des moindres carrés d'une régression par rapport aux moindres carrés du résidu (Davis, 1986), et est formulé comme suit :

$$F - statistic = \frac{MSR}{MSE} = (n - 1) \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (24)$$

Où n : le nombre d'observations, y_i : le $i^{\text{ème}}$ observable, \hat{y}_i : la $i^{\text{ème}}$ valeur prédite par le modèle et \bar{y} : la moyenne des données observées.

Un fort F-statistic signifie que la régression décrit de façon pertinente les données. La comparaison des valeurs de F-statistic obtenues par les distributions des longueurs aux lois exponentielles et puissances mettent en avant la pertinence de chaque modèle aux données.

Les deux modèles ont été ajustés pour l'ensemble des données, y compris les valeurs susceptibles d'être tronquées et censurées. Ensuite, nous présentons la meilleure corrélation du modèle aux données en dehors des effets de troncutures et de censures. A l'issue, nous calculons les densités honorées par chaque modèle et nous discutons ainsi leur représentativité.

Le détail des modèles est présenté en annexe B1 pour les distributions des longueurs du socle et en annexe B2 pour les distributions des longueurs de la couverture sédimentaire. Nous présentons ici le comparatif des indicateurs des deux lois testées.

A grande échelle, la corrélation à la loi exponentielle négative nécessite rarement des corrections de valeurs inférieures. Ces valeurs correspondent au x_{min} , référant aux cut-offs liée aux effets de troncatures. En revanche, cette même loi requière des corrections des valeurs supérieures (x_{max} référant aux effets de censures) (Annexes B1 et B2). La loi exponentielle honore plus de 95% des données de dataset 1 et 2, socle et couverture confondus, quel que soit l'orientation. Comme mentionné précédemment, la loi puissance honore moins de 75% des données dans le socle et la couverture, à l'exception des longueurs de dataset 2 où l'on enregistre 80% des données honorées (Table 5-6). La valeur minimale x_{min} déterminée varie entre 1000 et 2000 m, quel que soit le jeu de données et l'orientation. Les données de longueurs de dataset 2 sont mieux expliquées que celles de dataset 1.

F-statistic montre que pour dataset 1, la loi exponentielle définit mieux les distributions des longueurs que la loi puissance, tandis que pour dataset 2, F-statistic montre des valeurs proches entre la loi puissance et l'exponentielle (Figure 5-16). Dans le socle, et ce en fonction des familles d'orientations, la distribution des longueurs de F_A montre une meilleure correspondance à la loi puissance en terme du pourcentage des données honorées dans dataset 1 et 2 (75 et 97% respectivement), tandis que F_B montre les plus bas pourcentages honorés (47 et 53%). Au sein de la couverture, de manière générale, les densités honorées par le modèle exponentielle restent tout de même plus importantes que celles honorées par la loi puissance. De plus, les valeurs de F-statistic montrent une meilleure correspondance de la loi exponentielle aux données, quel que soit la famille d'orientation (Figure 5-16).

A l'échelle de l'affleurement, la loi exponentielle honore un large panel de données en comparaison avec la loi puissance. Plus de 90% des données ont été honorées (Annexe B2). En revanche, x_{min} relatif la loi puissance varie entre 0.7 et 2.5 m et les densités honorées varient entre 50 et 80%. En fonction de F-statistic, la loi puissance explique mieux les distributions des longueurs d'OT4, F_A (OT4) et OT5, tandis que la loi exponentielle explique mieux celle de F_F (OT4) (Figure 5-16).

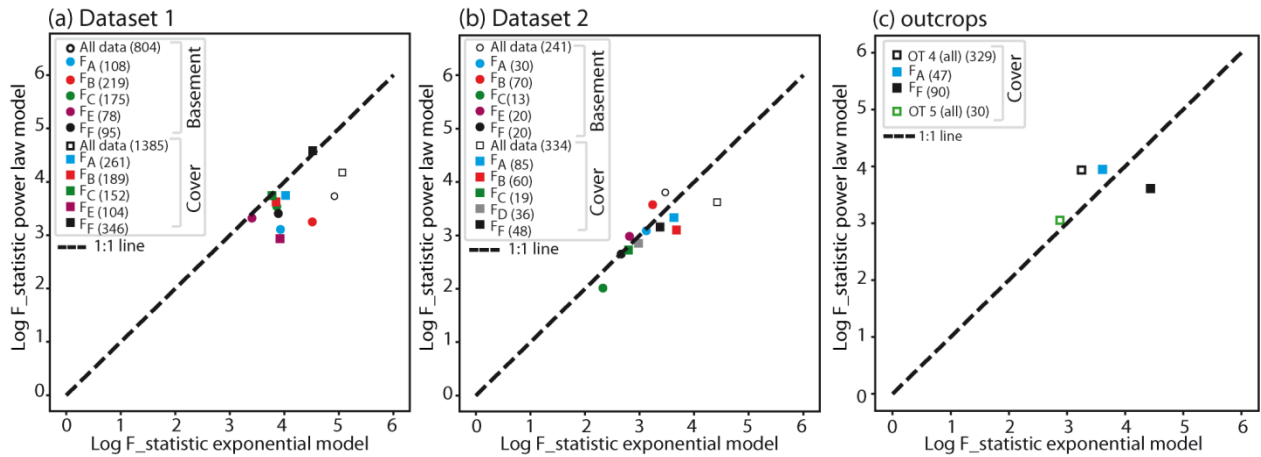


Figure 5-16 : Comparaison à partir de F-statistic de la pertinence des modèles de type loi puissance et exponentielle pour chaque jeu de données.

L'indépendance de l'échelle d'observation décrite par la loi puissance est restreinte à une gamme de valeur, spécifiée pour chaque jeu de données. En effet, les distributions des longueurs supérieures à 2000 m ont été interprétées comme étant indépendantes de l'échelle d'observation, tandis que les longueurs inférieures à 2000 m dépendent de l'échelle d'observation.

Nous avons montré et pointé dans cette partie la différence de la réponse de la loi exponentielle et puissance aux distributions des longueurs. La loi puissance nécessite plus de corrections et elle est systématiquement corrigée des valeurs inférieures (x_{min}). Enfin, la loi exponentielle est la mieux adaptée pour certaines distributions si l'on considère les valeurs inférieures. Le choix donc entre la loi puissance et l'exponentielle est en fonction du dimensionnement du modèle et de la gamme de longueurs que l'on souhaite simuler.

Table 5-6 : Comparaison des indicateurs de pertinence des modèles de type loi puissance et exponentielle pour chaque jeu de données.

	Sample name	Entire sample		Power law		Exponential law	
		Nb of events	Nb of evts considered for simulation	Percentage	Nb of evts considered for simulation	Percentage	
Basement	All	804	786	97	803	99	
	Dataset 1	F ₁ B ₁ (FA)	108	80	75	107	99
		F ₂ B ₁ (FB)	219	105	47	219	100
		F ₃ B ₁ (FC)	175	85	48	171	98
		F ₄ B ₁ (FE)	78	50	64	74	95
		F ₅ B ₁ (FF)	95	64	67	95	100
	Dataset 2	All	241	193	80	236	97
		F ₁ B ₂ (FA)	30	29	97	25	83
		F ₂ B ₂ (FB)	70	53	53	62	88
		F ₃ B ₂ (FC)	13	10	77	13	100
		F ₄ B ₂ (FD)	20	18	90	18	90
		F ₅ B ₂ (FF)	20	13	65	18	90
	Dataset 1	All	1385	778	56	1380	99
		F ₁ C ₁ (FA)	261	124	47	259	99
F ₂ C ₁ (FB)		189	89	47	186	98	
F ₃ C ₁ (FC)		152	89	58	150	98	
F ₄ C ₁ (FE)		104	64	61	103	99	
F ₅ C ₁ (FF)		346	176	50	346	100	
Dataset 2		All	334	224	67	334	100
		F ₁ C ₂ (FA)	86	64	74	85	99
		F ₂ C ₂ (FB)	60	44	74	60	99
		F ₃ C ₂ (FC)	19	17	89	16	84
	F ₄ C ₂ (FE)	36	27	75	36	100	
	F ₅ C ₂ (FF)	48	34	71	42	87	
Outcrops	OT 4 (all)	329	232	70	305	92	
	F ₁ OT ₄ (FA)	47	37	78	40	85	
	F ₅ OT ₄ (FF)	90	45	50	80	88	
	OT5 (all)	30	25	66	30	100	

III. Comparaison des densités surfaciques en fonction des âges de la couverture

En complément des densités surfaciques calculées sur l'ensemble de la couverture sédimentaire, nous avons calculé des densités surfaciques en fonction de l'âge des séries : Trias, Jurassique et Crétacé (Figure 5-17).

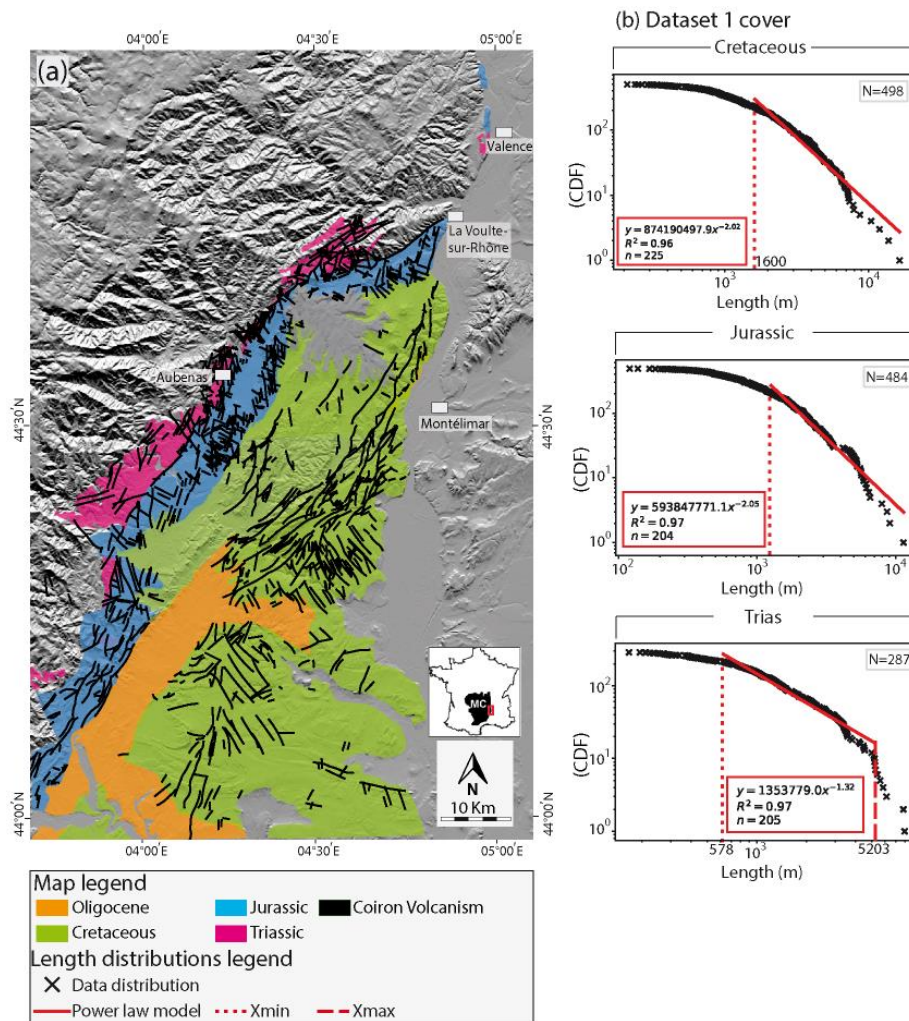


Figure 5-17: (a) Illustration de la fracturation (fractures cartées à partir des cartes géologiques au 1 :50,000) structurant le Trias, le Jurassique et le Crétacé. Report sur fond de modèle MNT. (b) Distribution des longueurs en fonction des âges.

Le taux de fracturation (densité surfacique) est nettement plus important dans le Trias avec $1.25 \cdot 10^{-06}$ frac/m² (densité issue des cartes géologiques au 1 :50,000) que dans le Jurassique avec $0.87 \cdot 10^{-06}$ frac/m² ou le Crétacé avec $0.25 \cdot 10^{-06}$ frac/m² (Figure 5-17a). Les données recueillies sur le

terrain affichent des densités de fracturation respectivement de 0.34 et 0.22 frac/m² dans le Trias et le Jurassique (chapitre 5). Le Trias présente donc le taux de fracturation plus élevé de la couverture sédimentaire, et jouera sans doute un rôle clé dans la construction du modèle de réservoir géothermique.

De la même façon, nous avons analysé les distributions des longueurs pour le Trias, le Jurassique et le Crétacé (Figure 5-17b). Pour le Trias, la loi puissance honore une gamme de valeurs allant de 578 à 5000 m. Le cut-off correspondant à la valeur minimale expliqué par le modèle est inférieur à la valeur générale de l'ensemble de la couverture (2000 m). En revanche, les cut-offs issus des distributions des longueurs dans le Jurassique et le Crétacé sont de l'ordre de 1000 et 1600 m respectivement, valeurs semblables à celles issues des distributions des longueurs de l'ensemble de la couverture. Ces derniers sont représentatifs de l'ensemble de la fracturation de la couverture sédimentaire.

CHAPITRE 6 : MODELE TECTONO- SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE VALENCE

Nous avons analysé dans les chapitres précédents la fracturation à partir d'analogues de la marge ardéchoise. Ces analogues nous ont permis de proposer (1) un schéma conceptuel d'évolution de la marge ardéchoise dans l'espace et le temps, pour le socle et la couverture et (2) de quantifier les caractéristiques principales de cette fracturation (espacement des fractures, distribution des longueurs). Il convient maintenant de se focaliser sur l'analyse du bassin de Valence, notre zone cible. L'analyse portera sur la caractérisation de la géométrie des dépôts du bassin et ainsi la persistance des accidents à travers le socle et la couverture sédimentaire par l'analyse des profils sismiques sur la zone. Un bilan sera dressé quant au découplage structural.

I. Introduction

A l'interface du socle/couverture, de nombreuses études ont montré un net découplage structural à partir des cas naturels (Place et al., 2010) et à partir des modèles analogiques (Richard, 1991). Ce découplage semble être contrôlé principalement par la présence des niveaux de décollements de type argileux ou évaporitiques. Par conséquent, ce découplage influence drastiquement les circulations de fluides. Celui-ci est lié dans certains cas à l'épaisseur des niveaux de décollement. Cependant, le découplage structural socle/couverture en présence de niveaux de décollement n'est pas systématique. En effet, certaines failles peuvent traverser le niveau de décollement et s'enracinent dans le socle cristallin (Place et al., 2010). Dans ce contexte, la nature du socle et de la couverture ainsi que les conditions limites du système sont les facteurs principaux de couplage structural (Withjack and Callaway, 2000). Les conditions limites correspondent à la vitesse de déplacement appliquée au système, ou degré de cohésion et à l'épaisseur de la couverture ainsi que l'épaisseur et la viscosité du niveau de décollement.

Les relations socle/couverture sédimentaire sont également impactées par l'héritage structural (Place et al., 2010). En effet, le degré de réactivation des structures héritées du socle est un facteur majeur qui détermine le degré de déformation de la couverture sédimentaire.

La pérennité des accidents joue donc un rôle clé sur la connectivité des formations géologiques et également sur la circulation des fluides. C'est pourquoi nous focalisons ce chapitre sur la caractérisation des accidents à grande échelle à travers l'étude de profils sismiques et de données de forages dans le bassin de Valence. Pour cela, nous proposons une nouvelle interprétation tectonostratigraphique de deux lignes préexistantes au travers de la fosse de Valence.

II. Données de forages

II.1 Localisation des forages

Les données de puits fournissent des informations sur la lithologie et la stratigraphie des dépôts du bassin sédimentaire. La base de données utilisée ici est composée de 324 puits fournis par le BRGM, auxquels s'ajoutent 24 puits provenant de la base de données BSS en ligne et sont localisés en bordure du bassin de Valence (Figure 6-1). Ces forages sont disponibles tous sur la BSS en ligne.

La base de données de puits contient des informations sur les coordonnées du puits (x, y, z en Lambert II étendu), le numéro de chaque forage dans la BSS ainsi que sa désignation. Elle contient également une description complète des formations géologiques traversées par chaque forage et leurs profondeurs associées, ainsi que l'âge attribué.

Parmi ces forages, seuls 17 puits traversent les formations liasiques et triasiques pour atteindre le socle et sont localisés au centre du bassin (Figure 6-1, points rouges). Ce sont les forages pétroliers établis dans les années 1950 et 1960. Le reste des forages (307) destinés à la recherche de ressource en eau essentiellement d'eau sont peu profonds allant de 100 à 300 m. Ils contribuent à la caractérisation stratigraphique et lithologique des dépôts d'âge Cénozoïque.

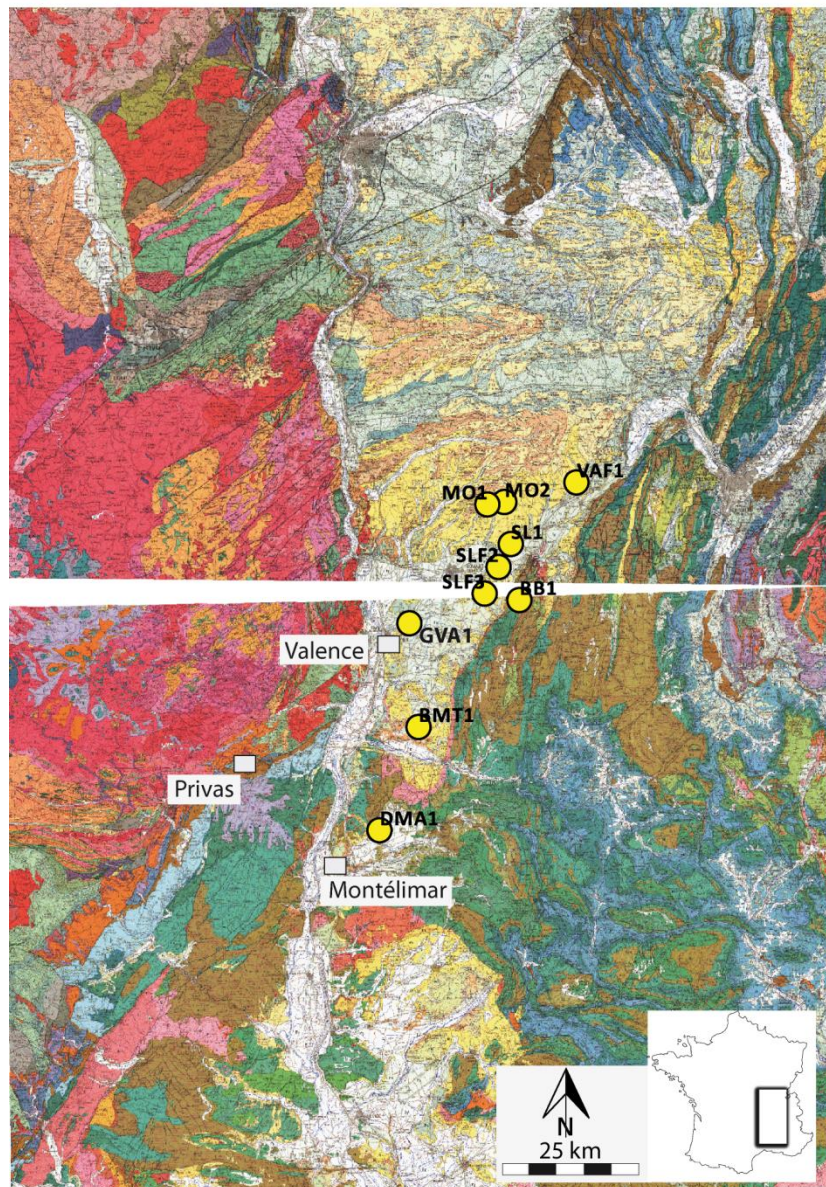


Figure 6-1 : Localisation des principaux forages profonds utilisés dans ce présent travail. Report sur fond géologique à 1/250 000.

II.2 Définition des niveaux lithostratigraphiques du bassin de Valence

La base de données des forages fournit des informations sur la lithologie et les épaisseurs des formations traversées. A partir de ces données, nous avons synthétisé sous forme d'un log lithostratigraphique les dépôts rencontrés dans le bassin de Valence (Figure 6-2). Globalement, les

niveaux carbonatés (calcaires et dolomies) correspondent à la base de l'Hettangien-Sinémurien, à l'Aalénien/Bajocien, au Kimméridgien et Tithonien (Tithonique), au Barrémien et au Turonien. Ces niveaux carbonatés compacts seront des niveaux repères dans les profils sismiques puisque leur réflectivité est forte. Les niveaux argileux se situent entre ces grands ensembles carbonatés. La proportion de ces niveaux argileux est assez conséquente sur l'ensemble du bassin. En effet, nous mentionnons 5 niveaux marneux importants d'âge Lias supérieur (Domérien et Toarcien), Callovo-Oxfordien, Valanginien/Hauterivien, Apto-albien et Eo-Oligocène. Ces niveaux marneux peuvent atteindre jusqu'à 1000 m d'épaisseur par endroit notamment pour les terres noires d'âge Callovo-Oxfordien et Valanginien-Hauterivien.

Les niveaux gréseux à argilites parfois sulfatées sont localisés principalement dans le Trias. Les dépôts évaporitiques sont localisés dans le Keuper et dans l'Eocène et l'Oligocène.

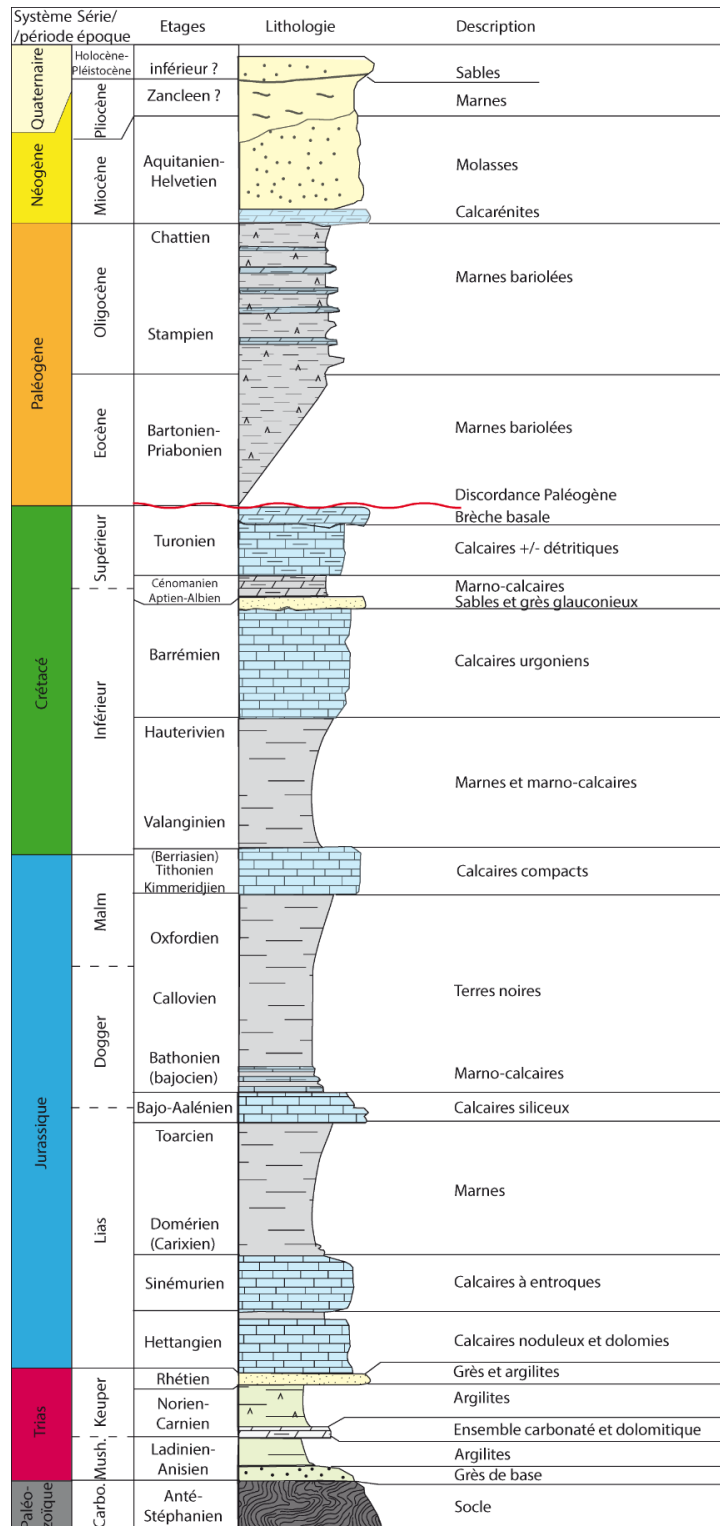


Figure 6-2 : Log lithostratigraphique synthétique (sans échelle verticale) de l'ensemble des formations traversées par les forages profonds du bassin de Valence.

II.3 Géométrie des dépôts : corrélations entre puits

Les nombreuses données de puits disponibles dans le fossé de Valence permettent un calage des réflecteurs sur les des profils sismiques. Cela permet notamment de considérer l'évolution latérale des épaisseurs des différentes formations et ainsi caractériser leur géométrie à plus grande échelle.

II.3.1 Evolution latérale des épaisseurs mésozoïques

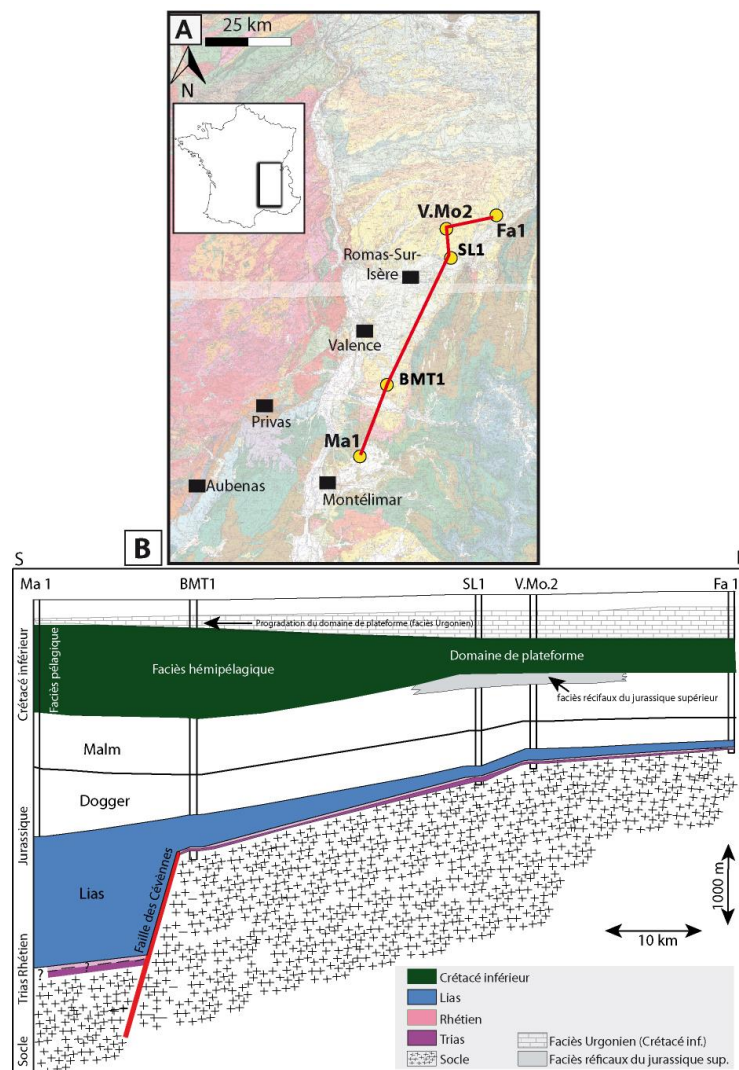


Figure 6-3 : A : Tracé (trait en rouge) incluant les forages ayant servi à la description de l'évolution latérale des épaisseurs des séries mésozoïques (Fa1 : Faramans, V.Mo.2 : Montmirail, SL1 : Saint-Lattier 1, BMT-1 : Montoisson-1, Ma1 : Marsanne). B : Variation Nord-Sud des épaisseurs mésozoïques du bassin de Valence (Figure modifiée et complétée d'après : De La Vaissière (2006) ; Mandier (1984) ; Roure (1992)).

L'évolution N-S des épaisseurs des dépôts d'âge secondaire a été déterminée par la corrélation entre les forages de Faramans (Fa1), Montmirail (V.Mo2), Saint-Lattier 1 (SL1), Montoisson (BMT-1) et celui de Marsanne (Ma1) (Figure 6-3a). Les séries triasiques et rhétiennes ont été interceptées sur environ 40 m et 118 m d'épaisseur respectivement à V.Mo2 et SL1 et sur environ 90 m au niveau de BMT-1 au sud du bassin. C'est au Lias que l'épaississement des séries devient assez conséquent vers le sud, en rapport avec le fonctionnement d'un segment de la faille Cévennes, nous y reviendrons.

Les séries du Dogger sont caractérisées par un épaississement de plus en plus conséquent vers le sud puisqu'on passe d'environ 475 m de dépôts au niveau de BMT-1 à 1100 m dans Ma1 (Figure 6-3b). L'épaisseur des dépôts du Malm en revanche restent relativement homogènes variant entre 402 m dans BMT-1 à 500 m dans Ma1.

II.3.2 Evolution latérale des épaisseurs des évaporites triasiques et les marnes noires du Dogger

La répartition des niveaux argileux dans le bassin de Valence est assez hétérogène avec 5 niveaux différents et des épaisseurs qui excèdent parfois les 1000 m (Figure 6-2). Les niveaux évaporitiques en revanche sont beaucoup plus restreints et sont localisés uniquement dans le Keuper et le Paléogène. Ces niveaux influencent considérablement la propagation des accidents (Richard, 1991). C'est la raison pour laquelle nous avons établi une corrélation entre les forages V.Mo2, SL1, BMT-1 et Ma1 (voir Figure 6-3 pour la localisation) afin d'évaluer l'évolution latérale des épaisseurs des marnes noires d'âge Jurassique (Dogger) ainsi que les évaporites triasiques (Figure 6-4). On constate une faible épaisseur des séries évaporitiques avec une puissance maximale de 30 m au niveau du SL1. En revanche, les marnes noires du Dogger représentent des épaisseurs beaucoup plus importantes allant de 375 à 465 m respectivement dans V.Mo2 et SL1 au nord du bassin contre 422 à 620 m entre Ma1 et BMT-1 au sud. Il est à noter que les marnes noires correspondent aux étages de l'Aalénien au Callovien à l'exception du forage de Ma1 où nous avons représenté seulement les faciès de marnes noires du Bathonien au Callovien. Les faciès Aalénien-Bajocien comportant essentiellement des calcaires avec des alternances argileuses. Les autres forages situés à proximité de la fosse de Valence n'atteignent pas les niveaux argileux et évaporitiques du Trias.

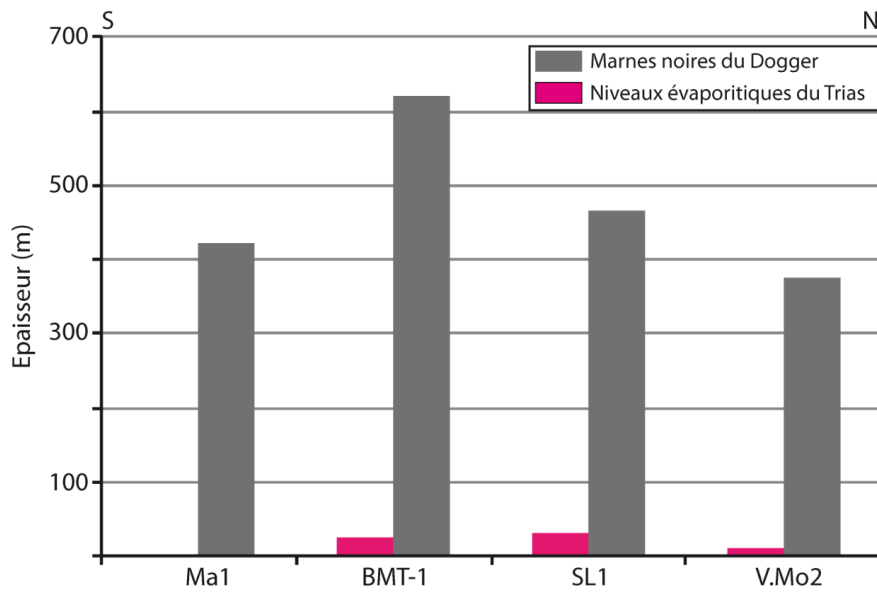


Figure 6-4 : Evolution latérale des épaisseurs des séries évaporitiques du Trias et des séries de marnes noires du Dogger dans les forages V.Mo2, SL1, BMT-1 et Ma1.

II.3.3 Evolution latérale des épaisseurs crétacés et oligocènes

Les dépôts crétacés et oligocènes s'épaississent vers l'ouest (Figure 6-5B). En effet, l'épaisseur du Crétacé inférieur est maximale au niveau de la fosse de Valence avec 689 m. La même tendance d'épaississement a été observée pour les séries oligocènes dans la fosse de Valence avec un maximum de 1660 m au niveau du forage GVA-1 témoignant d'un approfondissement des séries plus marqué à l'ouest dû à l'ouverture asymétrique du bassin de Valence.

La même tendance à l'épaississement des séries crétacées et oligocènes a été enregistrée, cette fois-ci sur un transect nord-sud entre les forages V.Mo2, SL1 et GVA-1 (Figure 6-5C). L'épaisseur du Crétacé inférieur passe de 100 à 180 m respectivement sur V.Mo2 et SL1 vers le nord, à 689 m au niveau de la fosse de Valence (GVA-1) et 1740 m plus au sud (BMT-1). En revanche, les formations oligocènes s'amincissent en allant vers le sud contrairement au Crétacé inférieur qui enregistre un épaississement plus conséquent vers le sud, en s'approchant du domaine de plateforme.

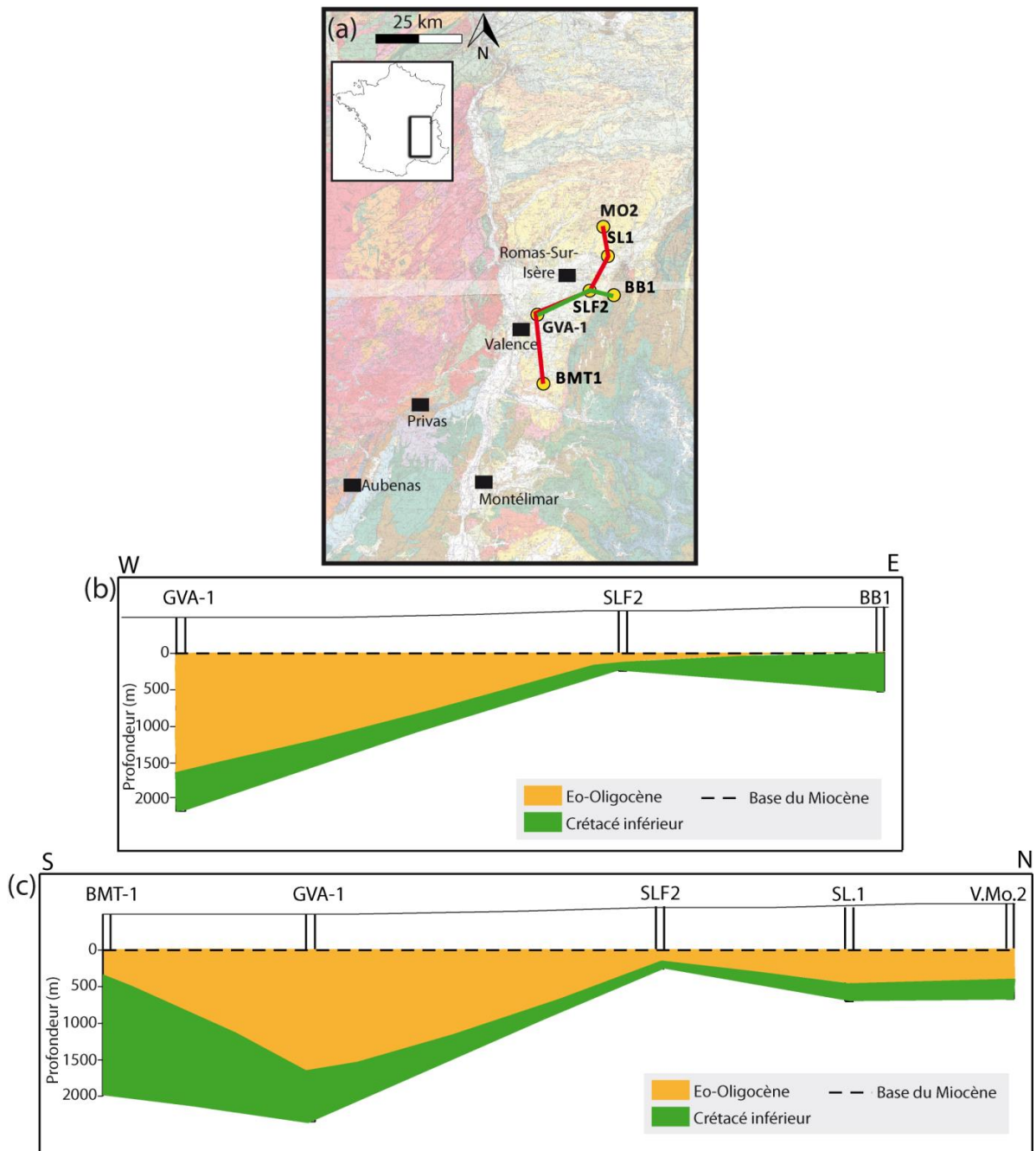


Figure 6-5 : Evolution E-W et N-S de l'épaisseur des dépôts crétacés et oligocènes. Mise en évidence de l'épaississement des dépôts crétacés et oligocènes vers la fosse de Valence. (a) : localisation des coupes, (b) : Coupe synthétique E-W et (c) : coupe synthétique N-S.

III. Données sismiques: Relations socle/couverture du bassin de Valence

Les lignes sismiques 82SE01 (WNW-ESE) et 82SE4A (N-S) utilisées pour la caractérisation de la géométrie des dépôts et des accidents ont été fournies par Fonroche Géothermie. Celles-ci sont présentées en temps double. Une nouvelle réinterprétation géophysique de ces profils a été réalisée en Août 2016 par Fonroche Géothermie. Celle-ci permet de disposer d'une meilleure qualité et d'une résolution plus fine de la sismique, elles sont utilisées dans la suite.

L'interprétation sismique est réalisée dans un premier temps sur format papier, puis sur le logiciel libre OpendTect et GOCAD afin d'inclure les horizons tracés et les accidents dans le modèle couche du bassin. Les lignes sont présentées en line-drawing digitalisées sous le logiciel Illustrator, dans un second temps en profils bruts. L'interprétation tectono-stratigraphique avec un habillage des différents unités identifiées est enfin proposée.

Le présent travail d'interprétation consiste à identifier les horizons géologiques à partir des données de puits (BMT-1 et SLF2) et ainsi les propager à l'aide des réflecteurs. L'intersection entre les profils 82SE01 (WNW-ESE) et 82SE4A (N-S) apporte une aide supplémentaire dans le pointage des réflecteurs. On pointe les unités stratigraphiques comprenant des réflecteurs conformes et génétiquement liés (Vail et al., 1977). Une unité stratigraphique est définie par son toit et son mur. Les accidents liés à la déformation cassante peuvent influencer la géométrie des réflecteurs et ainsi interrompre leur continuité. Parfois les unités stratigraphiques sont limitées par des surfaces d'érosions ou des hiatus liés à l'absence de dépôts. Elles sont mises en évidence par des terminaisons latérales de réflexions (downlap, toplap et onlap).

Les puits permettent de positionner les unités stratigraphiques. Les cartes géologiques fournissent également une contrainte supplémentaire sur les unités stratigraphiques affleurant en surface.

III.1 Localisation des lignes sismiques

Les profils WNW-ESE (82SE01) et N-S (82SE4A) étudiés dans cette partie sont localisés sur la Figure 6-6 respectivement en couleur rouge et bleue. Ils ont été mis à notre disposition par Fonroche

Géothermie dans le cadre du projet REFLET. On se concentre sur la description des accidents ayant structuré le bassin, la géométrie des dépôts et également les relations socle/couverture sédimentaire.

Les deux lignes pointées sur la Figure 6-6 ont été acquises par les opérateurs pétroliers entre 1958 et 1991 dans le bassin du SE de la France (Couëffe et al., 2010).

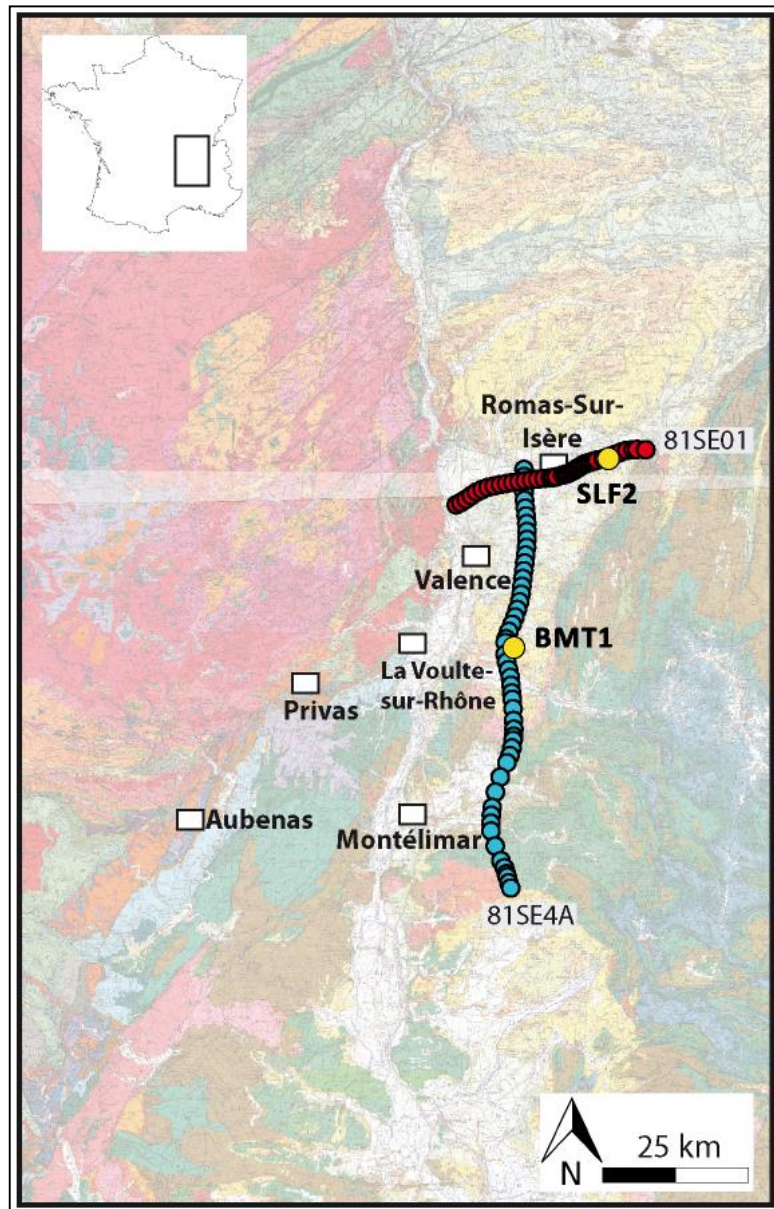


Figure 6-6: Position des lignes sismiques régionales (tracé bleu et rouge) superposée aux principaux ensembles sédimentaires dans le Sud-Est de la France. Report sur fond géologique à 1/250 000.

III.2 Conversion temps/profondeur

La conversion du temps en profondeur sous-entend la présence d'un modèle de vitesse robuste et complet. La sismique du bassin de Valence est difficile à convertir en profondeur car les forages contenant des données de vitesses se situent en bordure de bassin. De plus, seulement 17 sondages contiennent des données de vitesses et sont répartis d'une manière hétérogène sur l'ensemble du bassin. Convertir en temps/profondeur les horizons pointés à l'aide uniquement du forage de Montoisson (BMT-1) sur lequel est calé le profil 81SE4A, sous-entend que les vitesses par intervalle sont constantes quel que soit l'endroit à laquelle on se trouve dans le bassin. Hors l'évolution latérale de faciès impacte fortement les vitesses. Par manque de précision des résultats du modèle de vitesses, les interprétations des deux profils sismiques sont présentées en temps double.

IV. Profil N-S (81SE4A)

Il s'agit d'un profil de direction générale N-S, long de 66 km et localisé entre le nord du bassin de Valréas et le sud du bassin du Bas Dauphiné (en couleur bleue sur la Figure 6-6). Cette ligne se délimite au nord par ville de Romans-sur-Isère et par le bassin de Valréas au sud. Son acquisition par l'IFP remonte à 1981. Les données délivrées sont sous format numérique. Ce profil N-S traverse la Drôme, Montoisson, Upie, Chabeuil et Alixan situé à l'est de la ville de Valence (Figure 6-6).

IV.1 Calage du puits BMT-1 sur le profil N-S

Le découpage en unités stratigraphiques s'est fait à l'aide au forage de BMT-1 (voir le log en annexe A1), qui traverse l'ensemble des séries sédimentaires d'âge Cénozoïque et Mésozoïque pour atteindre le socle de type schistes métamorphiques. Il a été foré en 1962 (SNPA-Pochitaloff, 1962) dans un objectif de reconnaissance des possibilités pétrolières. Ce forage atteint une profondeur maximale de 3976.3 m et il est calé sur le profil sismique N-S. La datation des intervalles géologiques s'est faite par méthode biostratigraphique à travers d'un inventaire des microfossiles. De plus, ce forage contient des données de vitesses par intervalle, des données de températures ainsi que des données pétrophysiques sur l'intervalle d'âge Trias et Hettangien. Nous avons analysé les carottes de ce sondage depuis le socle jusqu'à l'Hettangien et nous avons pointé les intervalles fracturés et les minéralisations à la fois dans la matrice et les fractures (voir annexe A1 pour le log détaillé). Nous avons également comparé les intervalles géologiques définis dans ce forage avec ceux des forages alentours atteignant le socle afin de mieux appréhender la variabilité régionale des épaisseurs des formations sédimentaires rencontrées (voir Figure 6-5 pour la localisation).

IV.2 Découpage en unités lithostratigraphiques

La différenciation et la correspondance entre les unités sismiques cartées sur cette ligne sismique et les unités sédimentaires a été faite à l'aide des forages de BMT-1, et de la caractérisation des architectures sédimentaires. Au total, 11 unités stratigraphiques ont été mises en évidence depuis la surface :

1. L'unité A : constituée des séries Plio-Quaternaire. Ce niveau regroupe les alluvions actuelles, les cailloutis, les sables, les limons et quelques passées d'argiles.

2. L'unité B : constituée des séries d'âge Miocène. Ce niveau regroupe les unités sableuses du Miocène, les marnes, quelques intervalles conglomératiques, les sables argileux et les molasses.
3. L'unité C : correspond à la série d'âge Eo-Oligocène et regroupe les niveaux marneux bariolés, les conglomérats, plusieurs granulométries de grès, des niveaux bréchiques et également des évaporites.
4. L'unité D : constituée des séries du Crétacé supérieur. L'évolution latérale de cette formation est mal connue, du fait que cette unité n'est détectée par aucun puits autour du bassin de Valence. Les faciès du Crétacé supérieur se caractérisent essentiellement par des intervalles sableux du Turonien supérieur, des calcaires et un ensemble marno-calcaire du Cénomaniens.
5. L'unité E : d'âge Crétacé inférieur, ces séries sont constituées essentiellement de calcaires urgoniens principalement d'âge Barrémien.
6. L'unité F : correspond au Jurassique supérieur. Cette unité est composée des calcaires compacts d'âge Kimméridgien et Tithonien, avec une partie sommitale berriasienne.
7. L'unité G : Cette unité se compose essentiellement des terres noires Callovo-oxfordiennes. L'atténuation des réflecteurs sismiques est la principale la raison pour laquelle il a été difficile de définir son mur précisément, notamment sur le profil E-W. Elle regroupe les terres noires de l'Oxfordien, du Callovien, et une partie du Bathonien. L'épaisseur du Dogger varie de 100 à 1000 m selon l'endroit. Elle a été distinguée en puits, mais difficilement en sismique en raison du signal chaotique dans les faciès argileux.
8. L'unité H : constituée de dépôts attribués au Jurassique moyen, précisément de l'Aalénien/Bajocien. Cette unité est composée par des faciès de calcaire siliceux compact. En effet, elle se distingue parmi les faciès de terres noires du Dogger et du Lias. Son épaisseur varie de 100 à plus 600 m respectivement entre le forage de V.Mo2 et Ma1, son mur constitue la base de l'Aalénien.
9. L'unité I : référant au Jurassique inférieur, cette unité est principalement composée de terres noires, avec quelques passées calcaires dans la partie sommitale. Cette unité regroupe le Toarcien, le Domérien et une partie du Carixien dont l'épaisseur totale peut atteindre les 100 m.
10. L'unité J : constituée des séries d'âge Trias. Elle regroupe les grès à argilites du Rhétien, les argilites plus ou moins gréseuses à sulfates du Keuper et une partie du Muschelkalk allant de

100 à 250 m d'épaisseur totale. Cet ensemble comporte des intercalations de passées carbonatées.

11. L'unité K : constituée du socle paléozoïque.

IV.3 Description du profil N-S

La Figure 6-7 présente un pointage des principaux réflecteurs sismiques et des accidents observés sur la ligne. La Figure 6-8 présente un habillage de la ligne en unités stratigraphiques.

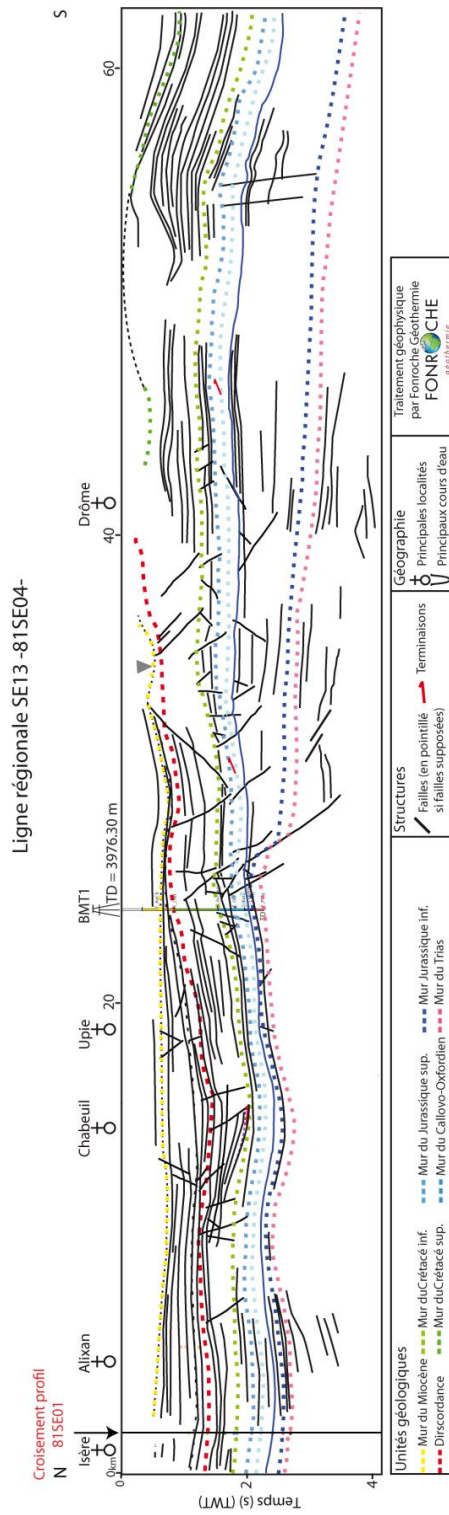


Figure 6-7 : Interprétation sismique de la ligne N-S (81SE04). Mise en évidence des accidents, la position des murs des unités stratigraphiques a été réalisée à l'aide du forage BMT-1.

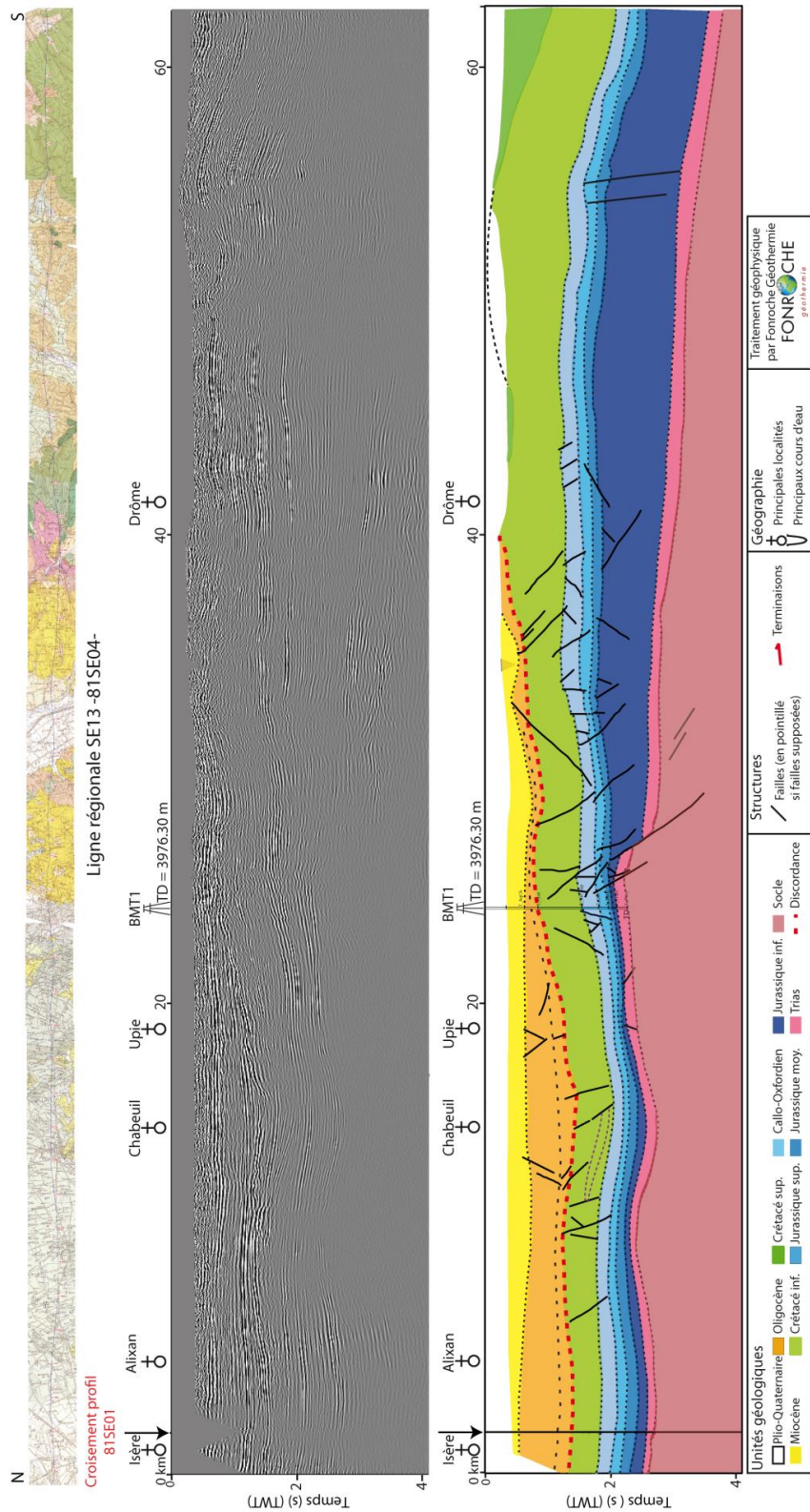
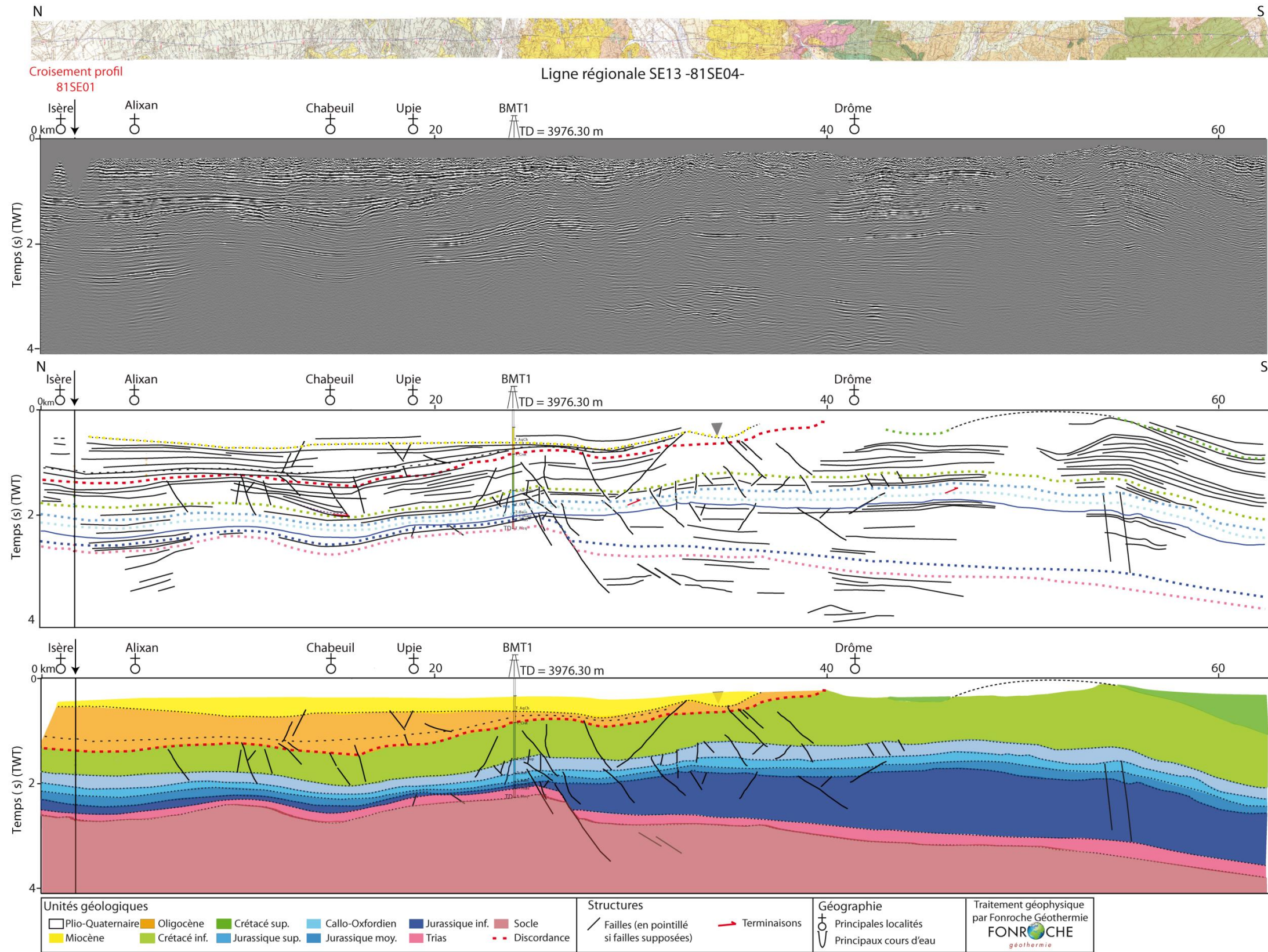


Figure 6-8 : Interprétation tectono-stratigraphique du profil sismique 81SE04 orienté N-S.



IV.3.1 Géométrie des dépôts

De la base au sommet, à l'est de la fosse de Valence, et ce entre Alixan et Chabeuil, la séquence triasique reste dans son ensemble homogène, avec de très faibles variations d'épaisseur. Les réflecteurs sismiques sont de forte impédance et sont parallèles.

Entre Alixan et Montoisson, les séries du Jurassique inférieur enregistrent de très faibles variations d'épaisseurs, avec un épaissement maximal enregistré sous Alixan en temps double d'environ 0.3 s TWT (two ways time, TWT). Cette formation s'amincit légèrement en allant vers Montoisson. De même pour les séries du Jurassique moyen et l'unité callo-oxfordienne pour lesquelles nous constatons une concordance des réflecteurs sismiques et un maximum d'épaissement sous Alixan. Ces formations présentent une géométrie simple ou les réflecteurs sont parallèles et peu interrompus. L'unité du Jurassique supérieur est mise en évidence par des réflecteurs sismiques de forte impédance. Les faciès calcaires compacts et indurés du Kimméridgien et du Tithonien émettent une forte réflectivité (Figure 6-8). La géométrie de cette unité est concordance et ses réflecteurs sismiques sont parallèles entre eux. L'épaisseur de cette unité est globalement homogène entre Alixan et Montoisson (environ 0.5 s TWT).

Le Crétacé inférieur relatif au faciès urgonien est homogène sur l'ensemble de la fosse de Valence. Les réflecteurs du sommet du Crétacé inférieur sont concordants et parallèles à ceux de la discordance du Paléogène (Figure 6-7 et Figure 6-8). En revanche, sous Chabeuil, on constate une architecture en éventail dans les dépôts crétacés (Figure 6-9). Cette unité stratigraphique est limitée par le mur du Jurassique supérieur et présente à la base des terminaisons en downlap. Cette zone est fortement structurée, nous y reviendrons.

La discordance du Paléogène est bien exprimée sur ce profil N-S (Figure 6-9). Les faciès sismiques montrent également une forte réflectivité. Les dépôts oligocènes sont caractérisés par des épaisseurs considérables dans la fosse de Valence et s'amincissent en allant vers sud. Cette interprétation correspond avec la géométrie du bassin et son ouverture dès l'Eocène, puis son remplissage à l'Oligocène. Cependant, on constate un niveau de forte impédance acoustique à la base de la série oligocène (trait noir pointillée sur la Figure 6-9). Il serait probablement relié au niveau infrasalifère à la base de l'Oligocène décrit par Dumas (1988).

Les unités stratigraphiques entre Upie et Montoisson sont relativement homogènes en épaisseur à l'exception de l'Oligocène qui s'amincit vers le sud à l'inverse des dépôts du Crétacé inférieur. Au sud de BMT-1, un important approfondissement des séries du Jurassique inférieur est lié à l'accident de Montoisson, nous y reviendrons dans la partie suivante. Cet approfondissement engendre un appauvrissement de plus de 1200 m (Roure et al., 1992) uniquement des séries du Jurassique inférieur, enregistré au niveau du forage de Marsanne (Ma1).

En allant plus sud, on se rapproche du domaine de plateforme avec l'épaississement des séries du Crétacé inférieur et l'apparition de celles du Crétacé supérieur (Figure 6-8). Les dépôts tertiaires s'amincissent jusqu'à disparition au niveau du seuil de la Drôme.

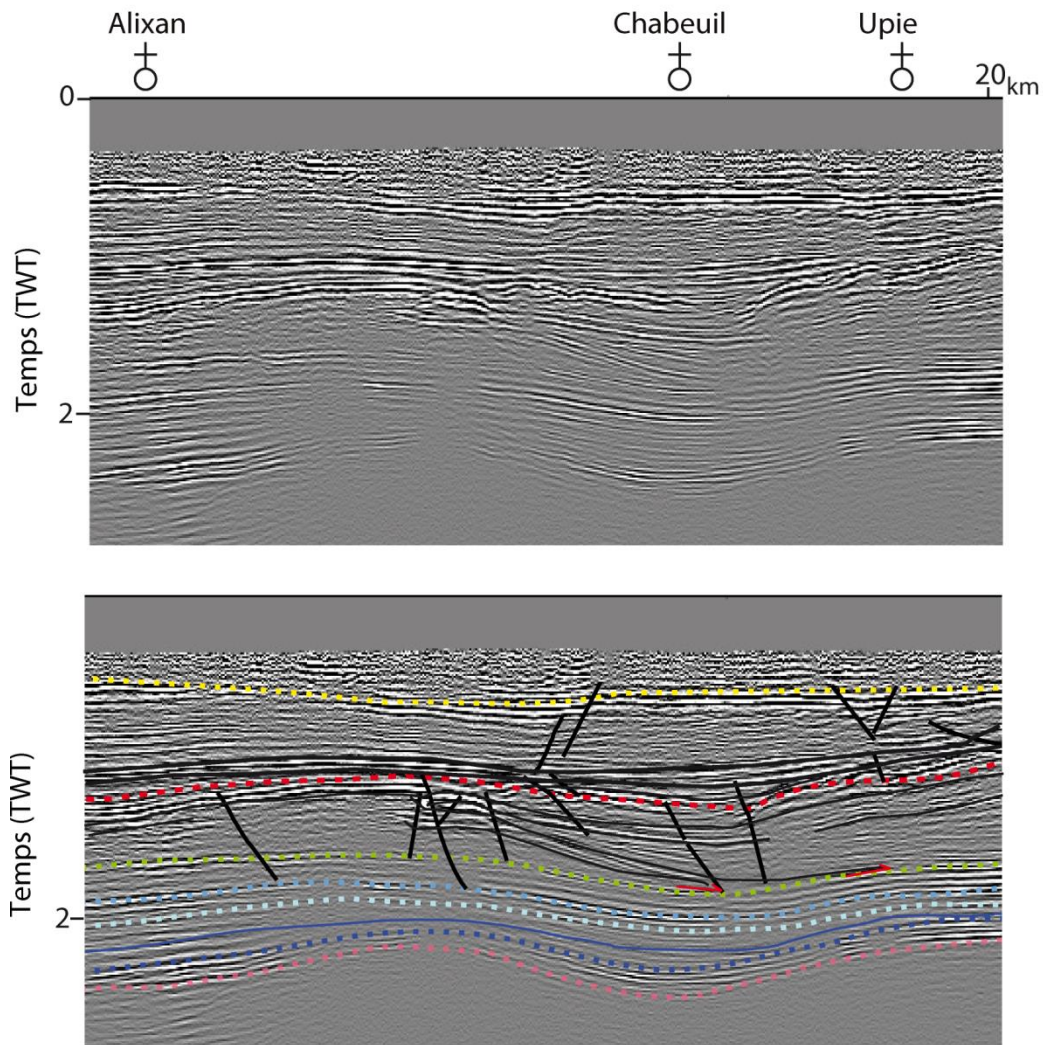


Figure 6-9 : Géométrie des dépôts du Crétacé inférieur et illustration des accidents affectant la couverture sédimentaire d'âge jurassique supérieur (bleue clair), Crétacé inférieur (vert) et Oligocène (rouge). Voir figure 6.8 pour la légende.

IV.3.2 Nature des accidents

Sur le profil N-S, à la verticale du bassin de Valence, entre Alixan et Upie, la majorité des accidents sont confinés à l'intérieur des unités stratigraphiques (Figure 6-9). Ces accidents affectent essentiellement la couverture sédimentaire du Jurassique supérieur, du Crétacé inférieur et celle de l'Oligocène. Quelques rares failles traversent le Crétacé inférieur jusqu'au Jurassique supérieur. Au niveau du Crétacé inférieur, sous Chabeuil, certains accidents sont restreints à l'intérieur de l'unité stratigraphique et ne traversent pas la surface d'érosion tertiaire. Seulement deux failles traversent

la discordance Tertiaire, caractérisées par des changements de leurs pendages. Elles semblent donc être affectées par la transition lithologique. Les accidents oligocènes sont quant à eux tous scellés par les dépôts Miocènes. Entre l'Isère et Alixan, aucun accident n'est enregistré.

IV.2.2.1 Géométrie de la faille héritée des Cévennes

La faille des Cévennes est connue pour être une des failles majeures du bassin du sud-est (Sanchis and Séranne, 2000). Elle s'étend sur plusieurs kilomètres avec un fort taux de segmentation notamment dans son extrême nord-est. Un des segments de cette faille serait recoupé au sud de Montoisson, précisément au niveau du forage BMT-1 (Figure 6-10). Ce segment s'enracine depuis le socle et structure la couverture secondaire jusqu'au toit du Lias. Le rejet apparent normal de ce segment est estimé à 2 km (Roure et al., 1992) témoignant de son importance majeure dans la mise en place des dépôts localement, notamment liasiques. Roure et al., (1994; 1992) ont également mis en évidence ces reliques de la faille des Cévennes dans le bassin de Valence, au sud de Montoisson et sous la Lance (voir paragraphe II.2 du chapitre 1). Dans certaines interprétations, et ce à partir du Dogger, les reliques de la faille des Cévennes prennent la forme « en fleur » (Roure et al., 1992), se décomposant ainsi en multitudes de segments scellés par les dépôts cénozoïques. L'interprétation sismique que nous proposons pointe en effet une multitude de faisceaux faillés le long de la couverture secondaire avec une structuration intense entre le Lias et le Malm (Figure 6-10).

Plus au sud, entre Montoisson et la Drôme, on constate une structuration de l'ensemble de la couverture secondaire jusqu'à la base du Miocène. Les accidents n'affectent pas le Trias et ne s'enracinent pas dans le socle, ce qui signifie un découplage entre le socle et la couverture sédimentaire. Certains accidents affichent des vergences différentes et semblent structurer certains domaines en horst et grabens. Ils marquent notamment un effondrement entre le Crétacé inférieur et l'Oligocène. Un horst est également mis en évidence au toit du Jurassique inférieur sous la Drôme (Figure 6-7 et Figure 6-8). La plupart des accidents compris à l'intérieur du Jurassique inférieur et supérieur sont scellés respectivement par les faciès du Jurassique moyen et Crétacé inférieur.

D'une manière générale, la structuration du socle et du Trias est absente sur tout le profil N-S à l'exception de la faille relique des Cévennes. La déformation cassante est enregistrée différemment entre le compartiment nord et sud. Au niveau du bassin de Valence, les accidents sont exclusivement répartis entre le Crétacé inférieur et l'Oligocène tandis que vers le sud (Drôme), la structuration est

beaucoup plus intense et marque la mise en place de horst et de grabens. Le découplage structural apparaît donc à la fois verticalement avec un socle et un Trias non affectés par les accidents et également latéralement avec une structuration intense au sud du bassin en s'approchant du domaine de plateforme.

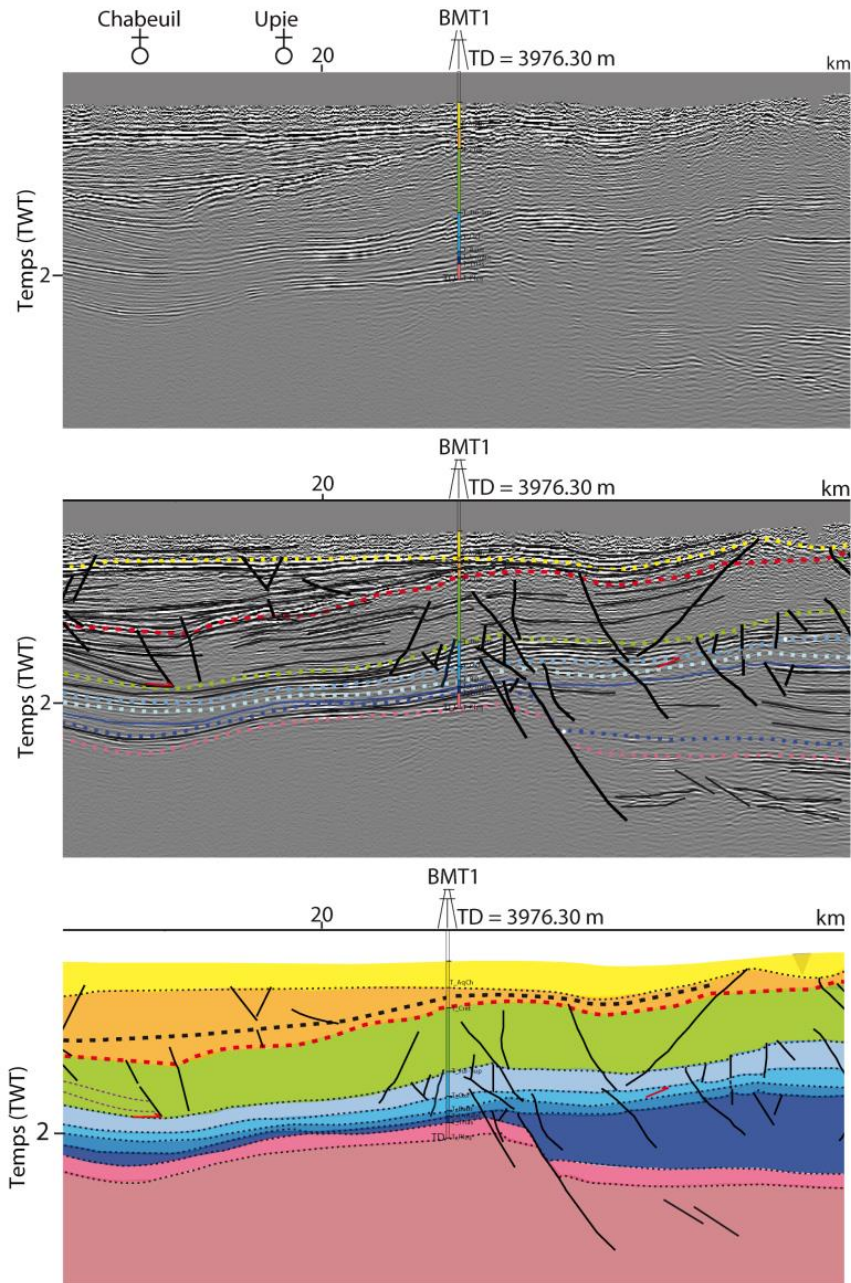


Figure 6-10 : Géométrie des reliques de la faille de Cévennes au sud du forage de BMT-1.

V. Profil WNW-ESE (82SE01)

Cette ligne unitaire est orientée WNW-ESE (localisée en couleur rouge sur la Figure 6-6). Elle est disponible sous forme de données stack, acquises par l'IFP en 1982. Elle a été traitée à plusieurs reprises dans le cadre de diverses études faites sur le bassin de Valence. Ce profil traverse le bassin du Bas-Dauphiné, l'anticlinal de Saint-Lattier, l'anticlinal de St-Nazaire et le synclinal de St-Jean-en-Royans (Figure 6-6). Celui-ci fait 30 km. Cette ligne intercepte celle N-S (81SE4A) à l'ouest de Romans-sur-Isère, ce qui apporte une contrainte supplémentaire aux profils et permet ainsi un meilleur calage des horizons géologiques.

V.1 Calage du puits SLF2 sur le profil WNW-ESE

Parmi les données disponibles, le puits SLF2 (localisation sur la Figure 6-6) intercepte le Crétacé inférieur (Hauterivien) à sa base (voir annexe A4 pour le log du forage). Ce forage atteint une profondeur de 559.4 m. Le découplage stratigraphique est basé sur des marqueurs biostratigraphiques et des corrélations avec les forages alentours. Cependant, nous avons réussi à caler les horizons sismiques seulement jusqu'au Crétacé inférieur. L'intersection de cette ligne avec la ligne N-S qui contient le forage de BMT-1 plus complet nous a permis de définir les horizons géologiques sous le Crétacé inférieur et ce jusqu'au toit du socle.

V.2 Découpage en unités lithostratigraphiques

La différenciation et la correspondance entre les unités sismiques cartées sur cette ligne sismique ont été faites à l'aide des forages du SLF2. Quatre unités stratigraphiques ont été mises en évidence sur ce profil :

12. L'unité A : constituée des séries Plio-Quaternaire.
13. L'unité B : constituée des séries d'âge Miocène
14. L'unité C : correspond à la série d'âge Eo-Oligocène.
15. L'unité E : d'âge Crétacé inférieur.

Le reste des unités lithostratigraphiques a été défini à l'aide du forage de BMT-1.

V.3 Description du profil WNW-ESE

La Figure 6-11 présente un pointage des principaux réflecteurs sismiques et des accidents observés sur la ligne. La Figure 6-12 présente un habillage de la ligne en unités stratigraphiques.

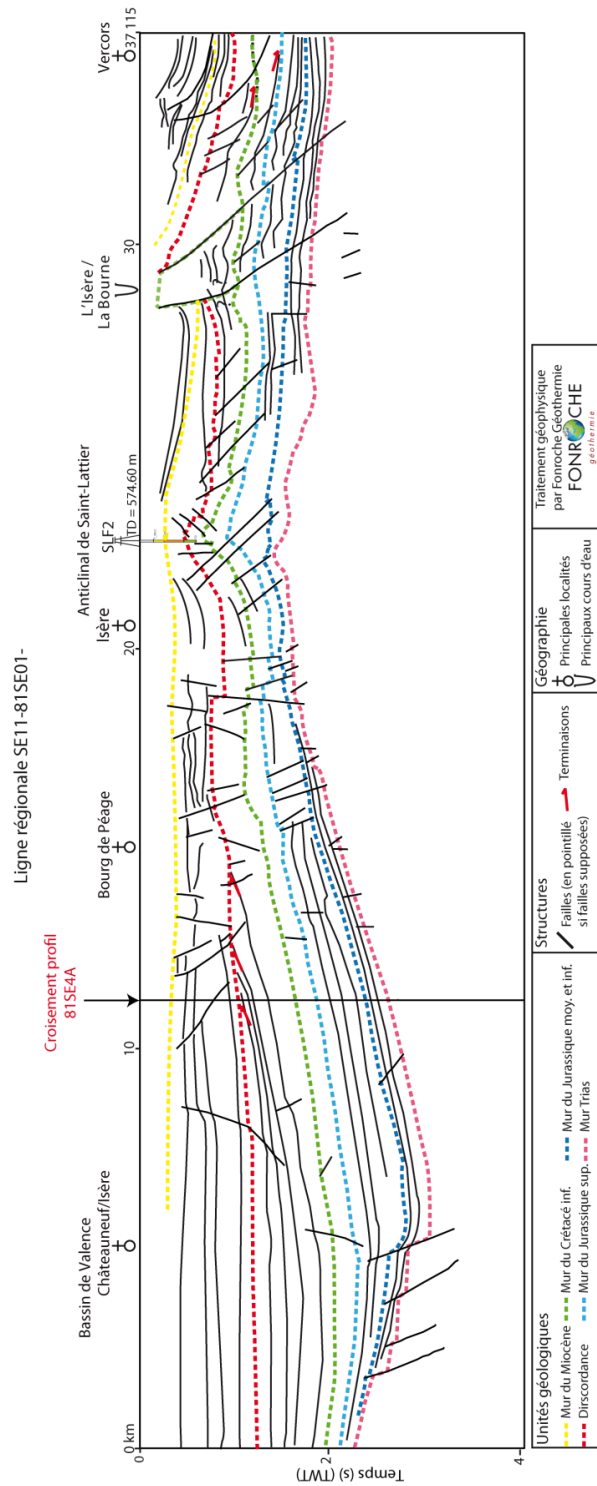


Figure 6-11 : Interprétation sismique de la ligne WNW/ESE (81SE01). Mise en évidence des accidents, murs des unités stratigraphiques à l'aide du forage SLF2.

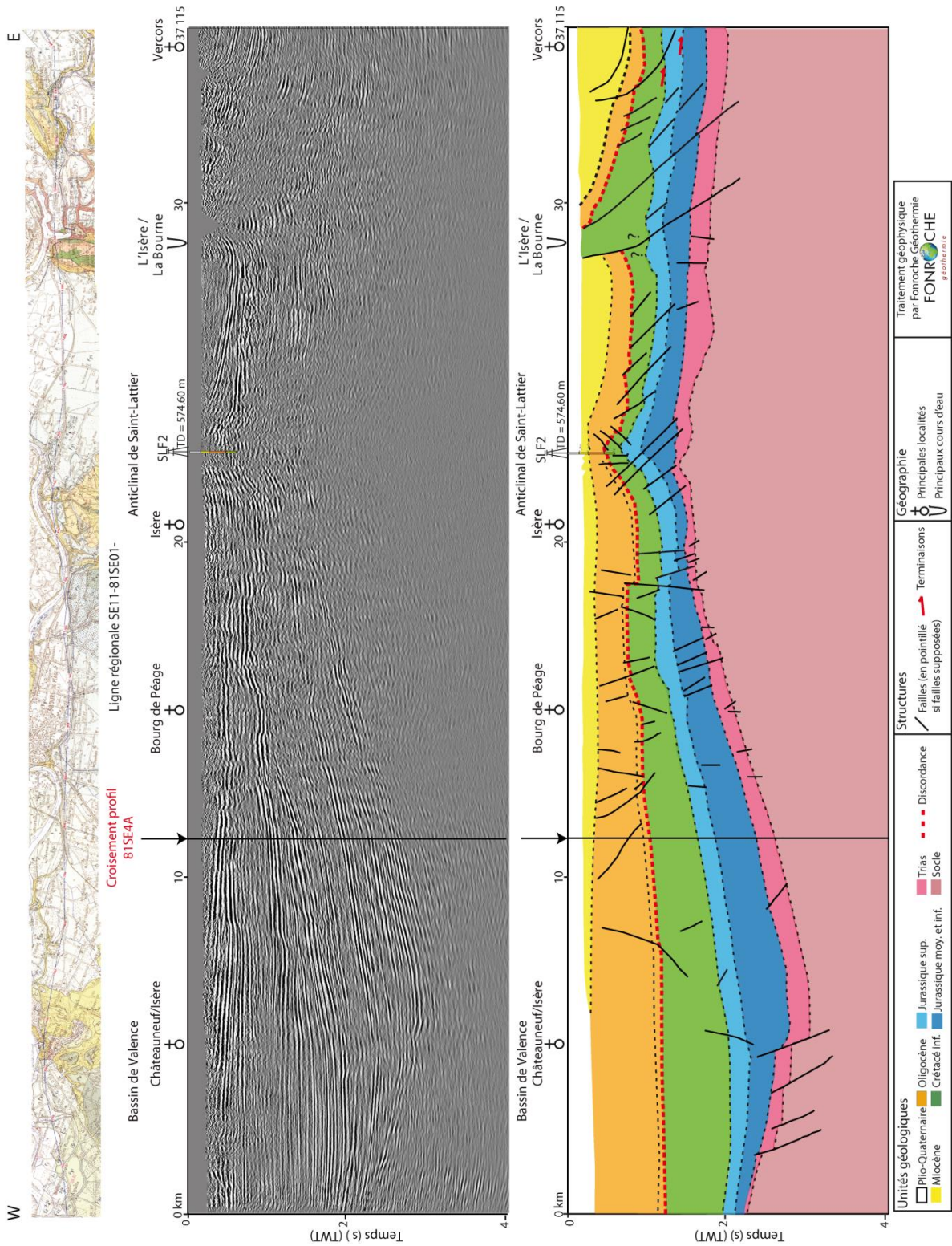
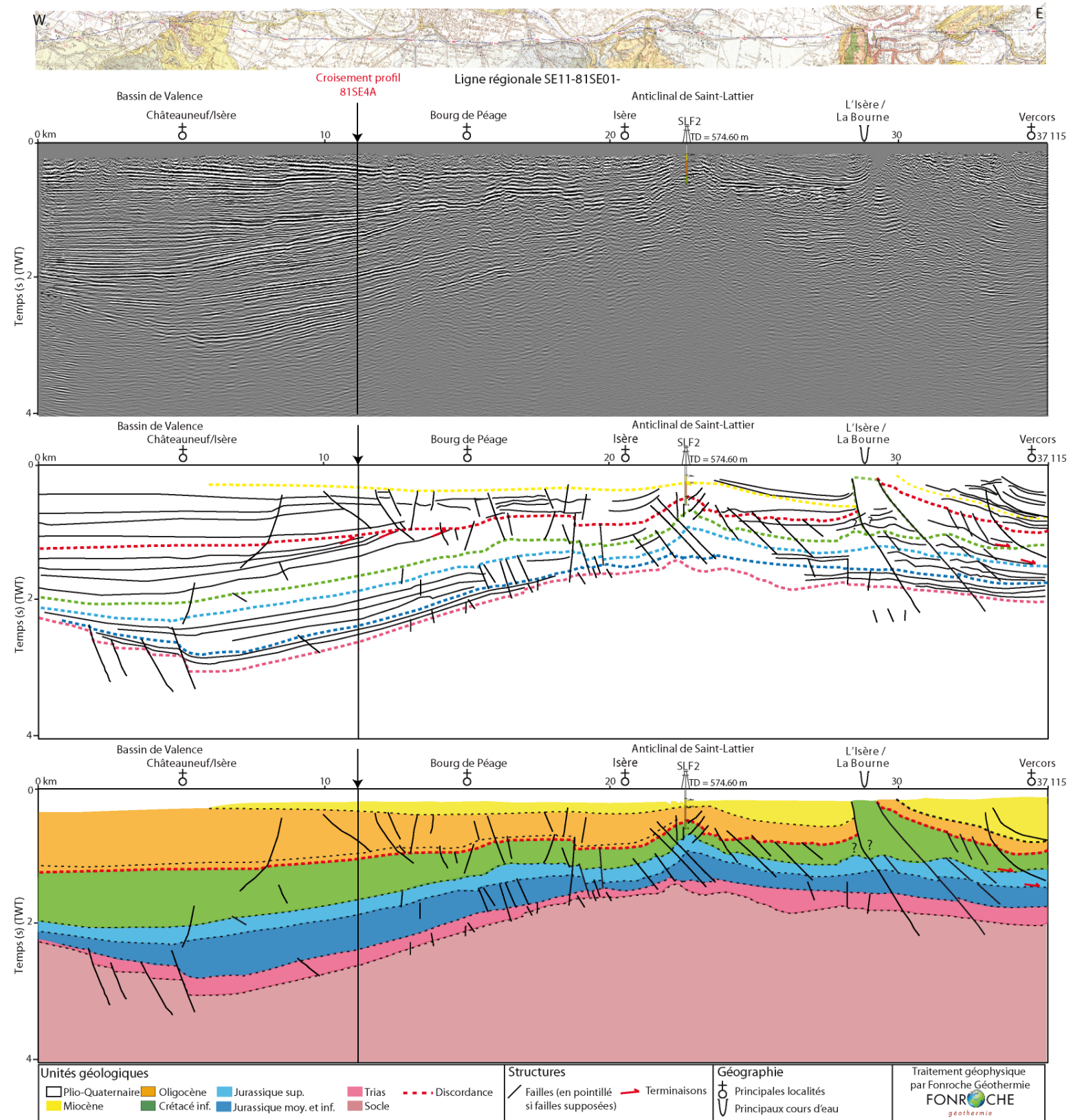


Figure 6-12 : Interprétation tectonostratigraphique du profil sismique 81SE01 orienté WNW/ESE.



V.3.1 Géométrie des dépôts

Le socle paléozoïque du bassin de Valence est caractérisé dans sa partie centrale par des granites et métagranites à roches cristallophylliennes (Debrand-Passard et al., 1984a). Le maximum de profondeur est atteint directement sous la fosse de Valence à environ 5000 m (équivalent en temps double de 3 s TWT (Figure 6-11 et Figure 6-12). On constate la remontée progressive du socle depuis la fosse de Valence pour atteindre une profondeur d'environ 2800 m (SL1) sous l'anticlinal de Saint-Lattier, constitué par des micaschistes anté-Stéphanien (Germain and Demaison, 1958) (Figure 6-12). Le contact discordant ($< 10^\circ$) entre le socle et le Trias a été bien identifié à l'aide du forage de SL1 et serait un contact stratigraphique et non faillé.

Il est à noter que d'après les sondages profonds, les sédiments d'âge Permien ne sont pas représentés dans la fosse de Valence entre le seuil de Chamagnieu (l'est de Lyon) décrit par Debrand-Passard et al., (1984a) comme étant un haut fond limitant au sud le bassin houiller du Bas-Dauphiné et le fossé d'Alès.

Dans le détail, l'interprétation sismique des séries mésozoïques se distingue par un Trias épais au centre du bassin, avec une puissance d'environ 0.25 s TWT. La série s'amincit progressivement vers l'ouest, réduisant sa taille à moins de 0.1 s TWT. En allant plus à l'est, la série triasique est marquée par des variations d'épaisseurs sous l'anticlinal de Saint-Lattier et une surface d'érosion au contact du socle Paléozoïque.

Il est difficile de distinguer les faciès du Dogger et du Lias en raison l'atténuation du signal sismique et l'absence des réflecteurs bien marqués due à la présence des terres noires. Les deux séries présentent une épaisseur importante au centre du bassin pouvant atteindre approximativement 0.65 TWT. Sous l'Isère, son épaisseur diminue pour atteindre 0.8 s TWT. Au niveau de l'anticlinal de St-Lattier, l'épaisseur du Lias et du Dogger est importante (0.4 s TWT). De même pour les séries d'âge Jurassique supérieur pour lesquelles on enregistre épaissement au centre et diminution d'épaisseur aux bords du bassin.

La partie supérieure du Crétacé inférieur se caractérise par une géométrie en éventail (Figure 6-13). Cette géométrie est mise en évidence par des réflecteurs sismiques conformes et génétiquement liés. La succession des séquences sismiques est cohérente et représente une unité

stratigraphique. Le toit de cette unité est limité par la surface d'érosion du Paléogène, mis en évidence par des terminaisons latérales de réflecteurs (toplaps) (Figure 6-13). Cette unité stratigraphique évolue latéralement en concordance, précisément à l'ouest de Bourg de Péage et ce jusqu'à la limite ouest du bassin de Valence avec la bordure est de la marge ardéchoise.

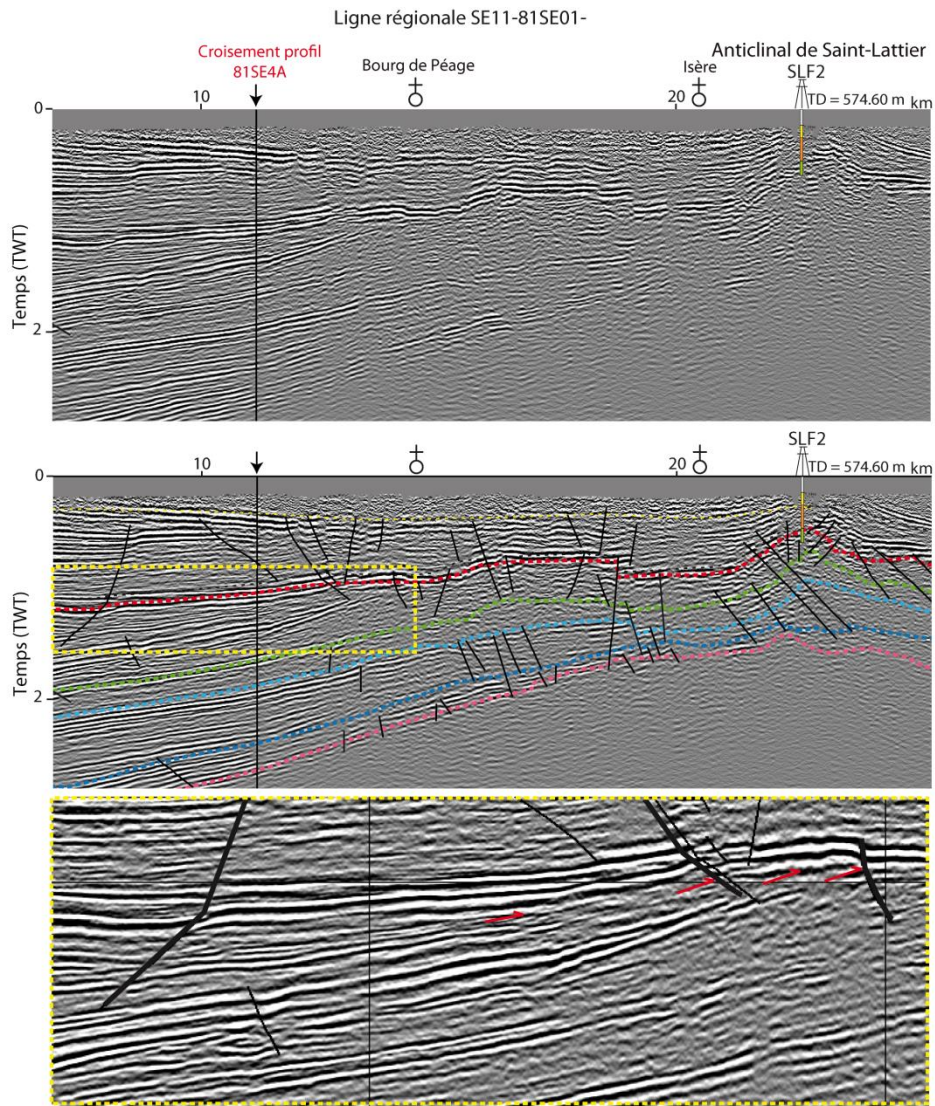


Figure 6-13 : Illustration de la discordance stratigraphique entre les dépôts d'âge Crétacé inférieur et Oligocène caractérisée par des géométries en toplap.

La discordance de la base du Tertiaire est visible sur l'ensemble des profils sismiques (ligne en pointillés rouge sur la Figure 6-11 et Figure 6-12). Les séries d'âge Oligocène sont posées directement sur les dépôts du Crétacé inférieur. Ceci résulte d'une forte érosion entre le Crétacé

supérieur et l'Eocène (Dumas, 1988). Les faciès sismiques varient en fonction des contrastes d'impédance acoustique et montrent une forte réflectivité de la discordance du Paléogène le long du profil sismique WNW-ESE.

Les faciès crétacés sont recoupés par la discordance Tertiaire (Rubert, 2009b). Ceci est mis en évidence au niveau des forages SL2 et SLF3 au nord du bassin. Le forage V.Mo2 intercepte les séries berriasiennes à valaginiennes, recoupées par la surface d'érosion Tertiaire (Annexe A1). Au niveau de la fosse de Valence, le Crétacé inférieur (Barrémien) est recoupé par la discordance (GVA-1). En allant vers le sud, les calcaires blanchâtres à silex du Barrémien sont recoupés également par la discordance (BMT-1 dans annexe A2).

Vers l'extrême est du profil sismique, à proximité du Vercors (Figure 6-14), on constate un épaissement du Crétacé inférieur du côté est des accidents structurant l'ensemble de la pile sédimentaire avec le socle. Du côté ouest (sous le Vercors), la série s'épaissit également mais d'une manière différente et moins prononcée que sous l'Isère. Ce changement d'épaisseur est difficile à expliquer en raison de la complexité de la zone et une atténuation des réflecteurs sismiques.

Les dépôts tertiaires ont été caractérisés par une importante pile sédimentaire d'âge Oligocène, composée par des faciès continentaux et des évaporites (voir paragraphe II.3 du chapitre 1). Les réflecteurs de forte impédance ont été recensés au sein des séries d'âge Oligocène sous la fosse de Valence, (en pointillés noirs sur Figure 6-13). Ces réflecteurs présentent une faible variation d'épaisseurs. Elle serait liée probablement aux formations salifères d'âge Oligocène. Ce biseau salifère disparaît dans la partie méridionale. Cependant, les forages disponibles au niveau de l'anticlinal de Saint-Lattier et de Montmirail montrent que les niveaux salifères ne sont pas présents dans cette zone.

Vers l'est de Saint-Lattier, les dépôts paléogènes sont chevauchés par le Vercors en réponse à la compression alpine datant de la fin du Miocène.

Au premier ordre, les dépo-centres se déplacent vers l'ouest. En effet, le maximum d'épaisseur des dépôts triasiques et jurassiques s'observe sous Châteauneuf/Isère tandis que le maximum des dépôts crétacés et oligocènes est enregistré vers la bordure ouest du bassin.

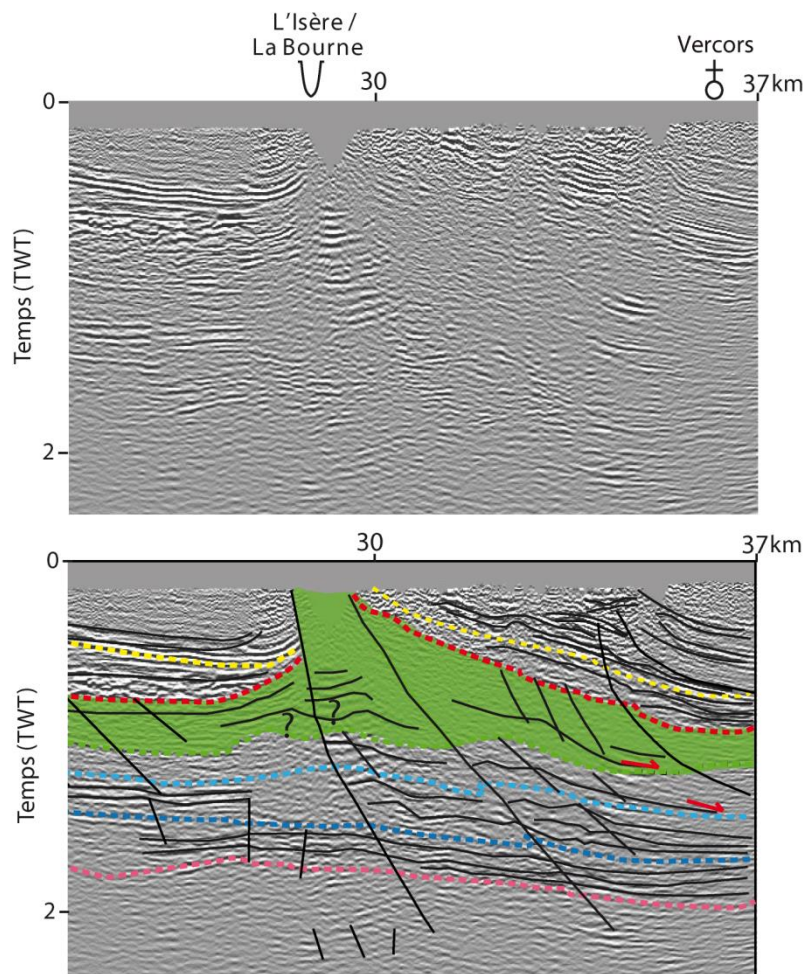


Figure 6-14 : Illustration des accidents réactivés en inverses lors des épisodes compressifs type alpin.

V.3.2 Nature des accidents

Au niveau du bassin cénozoïque, entre châteauneuf/Isère et Bourg de Péage, la majorité des accidents présente un rejet apparent normal (Figure 6-15). Ces accidents normaux sont, sans exception, scellés par les séries miocènes. Ils affectent seulement la couverture sédimentaire de la base du Miocène jusqu'au Trias. Cependant, la plupart d'entre eux ne traverse pas l'ensemble de la pile sédimentaire. En effet, sous Bourg de Péage, la majorité des systèmes traverse les faciès cénozoïques et crétacés jusqu'à la base du Jurassique. La bordure ouest du bassin de Valence est structurée par des accidents N-S mis en évidence dans la littérature (Dumas, 1988; Roure et al., 1994; Roure et al., 1992). Ces accidents sont des voies de coulissements hérités de l'hercynien (Bergerat, 1985), entre autres la faille des Cévennes (bassin d'Alès), faille de Nîmes (bassin du Bas-Rhône) et la

faille de St-Ramèze, Marsanne, Crussol et la faille de Presles (Bas-Dauphiné). Ces accidents ont fonctionné durant l'Eocène supérieur en décrochements senestres et ont été associés aux systèmes N-S à NNE-SSW qui ont rejoué durant l'Oligocène en failles normales, structurant ainsi les fosses et les grabens correspondant au rifting ouest européen (ECRIS) (Bergerat, 1982).

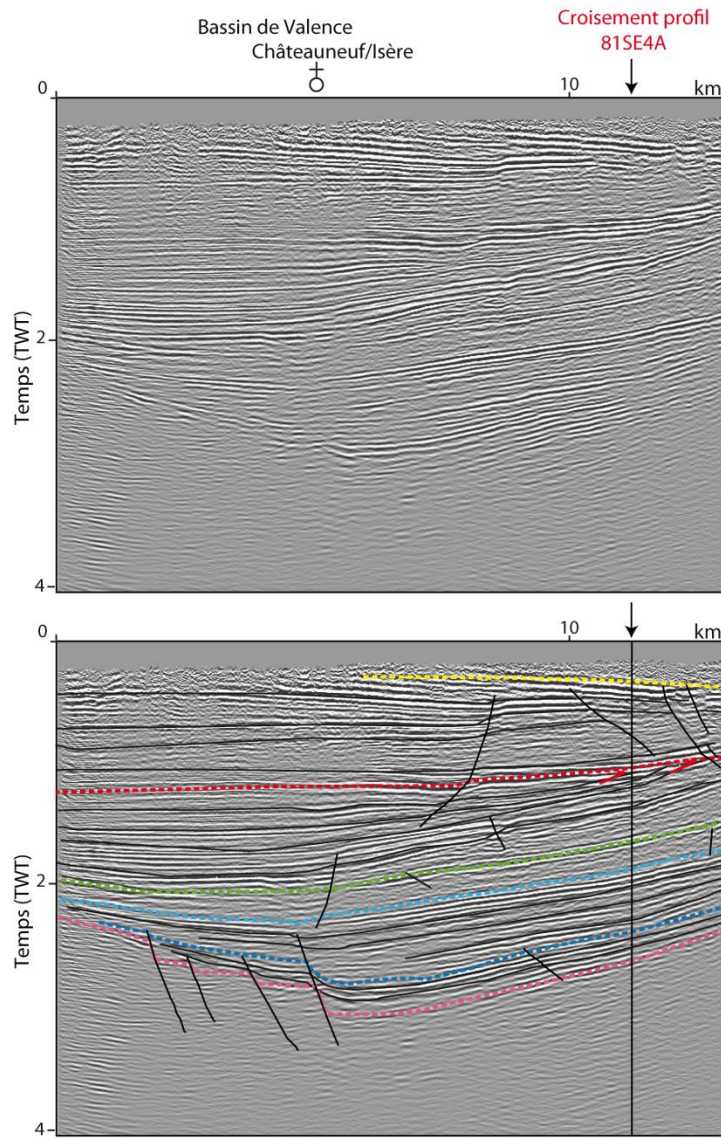


Figure 6-15 : Illustration des accidents affectant les dépôts de la fosse de Valence, caractérisés par un rejet apparent normal.

La fracturation des unités stratigraphiques entre Bourg de Péage et l'Isère est particulièrement intense notamment à la base du Trias où nous mettons en évidence une succession de petits accidents à très faible rejet apparent. Quelques accidents à rejet apparent normal structurent le Crétacé inférieur et la base du Paléogène avec les séries du Jurassique ont tout de même été recensés (Figure 6-12).

Au niveau de l'anticlinal de Saint-Lattier (Figure 6-16), on constate la présence d'un faisceau faillé qui s'enracine depuis le Trias et structure l'ensemble de la couverture sédimentaire jusqu'à la base du Miocène. Le rejet de ces accidents est difficilement identifiable à l'exception d'un seul accident qui semble avoir un rejet apparent inverse (segment rouge sur la Figure 6-16) qui s'enracine depuis le Trias jusqu'à la base du Crétacé inférieur. Ces accidents semblent avoir la même direction. Compte tenu des fortes variations d'épaisseur des séries triasiques et liasiques de part et d'autre de certains de ces accidents normaux, on peut conclure que ceux qui affectent le socle ont probablement été initiés dès le Lias et sont à relier au contexte extensif associé au pré-rifting puis rifting Téthysien affectant la zone.

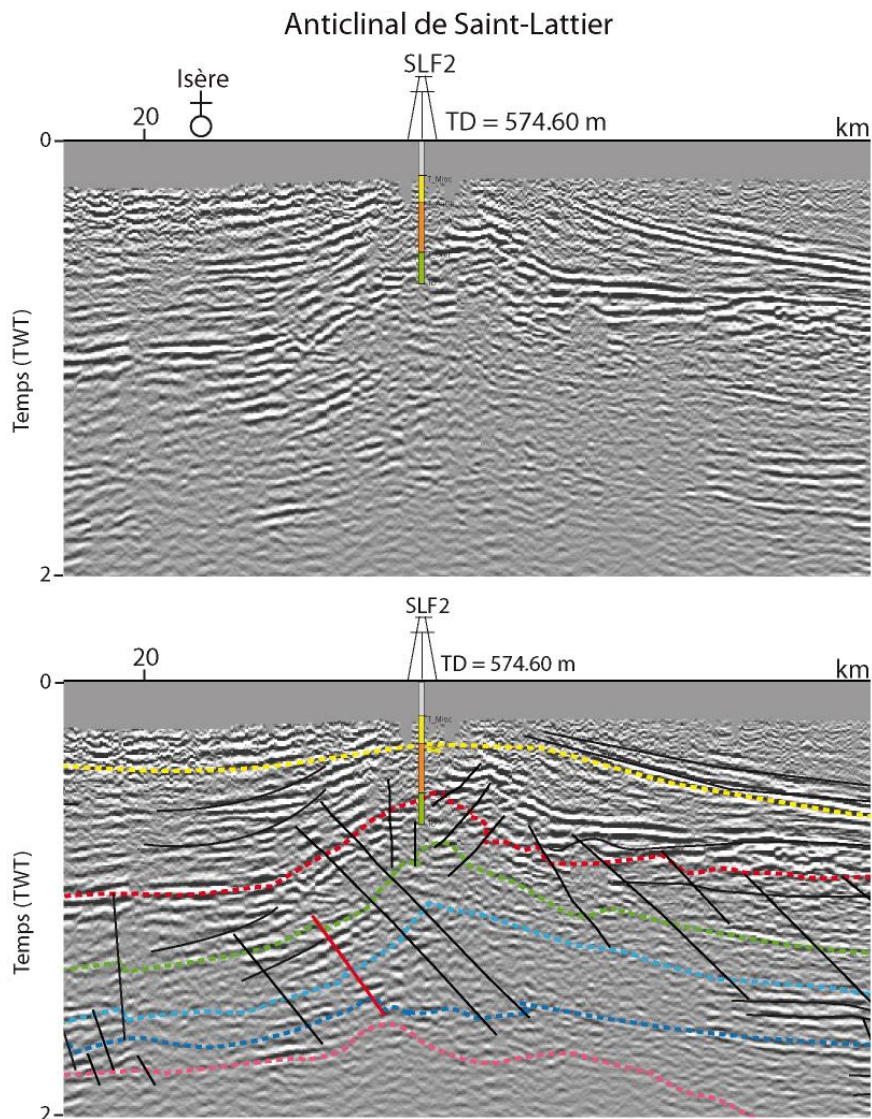


Figure 6-16 : Illustration des accidents sous l'anticlinal de Saint-Lattier.

A l'est, précisément sous les cours de l'Isère et la Bourne, deux grands accidents structurent à la fois l'ensemble de la couverture sédimentaire et le socle (Segments rouges sur la Figure 6-17). Ces accidents affleurent en surface. Ils ont été réactivés en inverse, probablement durant la phase de compression NNW-SSE à N-S datant du Crétacé supérieur et début de l'Eocène. Cependant, la persistance de ces accidents est mal définie en raison de l'atténuation du signal sismique.

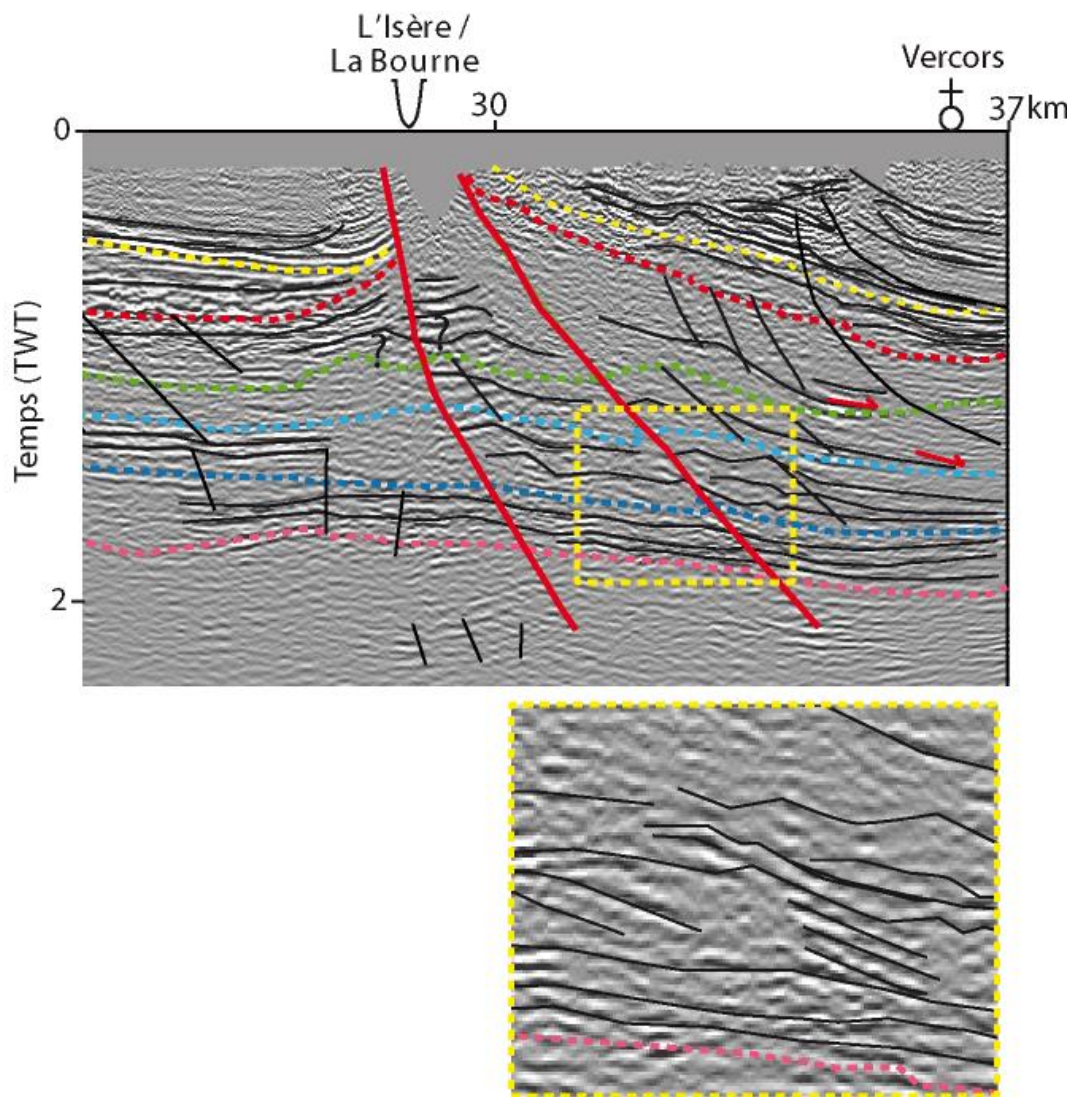


Figure 6-17 : Illustration des deux accidents qui semblent être réactivés en inverse et structurant l'ensemble de la couverture sédimentaire.

VI. Discussion

Le socle du bassin de Valence présente des natures différentes que ce soit dans la zone centrale de la fosse ou sur les bordures. Au centre de la fosse, la nature granitique du socle serait reliée à la continuité Est du dôme granitique du Velay (Ledru et al., 2001). La partie nord-est du bassin où sont implantés les forages V.Mo2 et SL1 appartient soit à l'unité gneissique inférieure ou soit à celle supérieure dans lesquelles s'insère la continuité du Dôme en Velay (Ledru et al., 2001). Plus au nord, la nature du socle, interceptée par les forages de Bizannes (BI1) et Paladru (PA1), est à dominance granitique à deux micas ou à biotite.

La subsidence du substratum s'est accentuée au Lias. Elle est liée à l'initialisation du rifting téthysien (Lemoine et al., 1986a). Un fort taux de réactivation en extension des systèmes hercyniens a eu lieu durant cette période provoquant ainsi l'approfondissement du bassin du SE (Baudrimont and Dubois, 1977).

Les modèles basés sur l'interprétation des mêmes lignes sismiques, décrits dans le chapitre 2, pointent une série du Crétacé inférieur plutôt amincie au centre du bassin (de La Vaissière, 2006; Dumas, 1987). Cependant, nous disposons de plusieurs indices qui nous permettent de confirmer l'importante épaisseur des dépôts crétacés dans cette partie du bassin : 1) les évolutions latérales d'épaisseurs mises en évidence par les forages (Figure 6-5), 2) les discordances érosives du sommet la série du Crétacé inférieur lui-même recoupé par la discordance Paléogène, et 3) les données d'autres forages qui témoignent du recoupement des faciès crétacés par la discordance. De plus, trois accidents structurant les faciès oligocènes et crétacés qui ont été pointés sur la Figure 6-13 (traits noirs épais) changent de pente à l'interface des deux séries. Ce changement de pente peut être expliqué par le changement de lithologie, en l'occurrence ici le passage de faciès indurés type calcaire urgoniens aux faciès évaporitiques, sableux et conglomératiques de l'Oligocène.

Trois zones ont été identifiées présentant un fort taux de connexion des failles entre le socle et la couverture sédimentaire. La première zone correspond à l'ensemble faillé à rejet apparent normal sous la fosse de Valence, visible sur le profil WNW-ESE. Certains accidents structurent la couverture secondaire jusqu'au Lias et s'enracinent dans le socle tandis que d'autres sont scellés par les dépôts liasiques. Ces accidents sont syn-sédimentaires. Ils sont probablement reliés à l'extension

triasique avec la création des systèmes de failles syn-sédimentaires d'orientations globales N030°, N160°, N090° et N130° (Bles et al., 1989). Les rejets de ces failles sont estimés entre 100 et 200 m le long des failles principales N030° et N160°. Durant cette période, la présence de blocs basculés et faillés témoigne du début du rifting dès le Carnien (Martin and Bergerat, 1996).

La seconde zone également identifiée le long du profil WNW-ESE, sous l'Isère, se caractérise par un faisceau faillé à rejet apparent normal. La plupart de ces accidents sont scellés par les dépôts triasiques, à l'exception d'un accident qui s'arrête de se propager dans les séries liasiques et du Dogger. L'absence de propagation des accidents dans les séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur est probablement due à la présence d'importantes épaisseurs de marnes noires jurassiques dans cette zone. En effet, nous avons constaté la présence de passées argileuses assez conséquentes dans la fosse de Valence (voir la partie II de ce présent chapitre). L'impact des niveaux argileux sur l'accommodation de la déformation est majeur.

La troisième et dernière zone a été définie le long du profil N-S, au sud du forage de Montoisson-1. L'hypothèse émise sur la présence de l'éventuel segment relique de la faille des Cévennes est cohérente à la fois avec notre interprétation et celle de la littérature (Roure et al., 1992). Le mouvement en faille normale de ce segment serait intervenu lors de l'extension triasique à liasique. La marge continentale ouest (Cévennes) commence à se former à la même période. Les failles NE-SW de direction cévenole ont joué un rôle fondamental durant la déformation (Elmi, 1990; Lemoine et al., 1986b). Parmi ces directions cévenoles, la faille de l'Uzer (voir figure 1-18 du chapitre 1) a causé une différence d'épaisseur supérieure à 1000 m de part et d'autre de la faille durant l'Hettangien moyen au Bathonien. Le rifting et les blocs basculés se mettent en place au début du Carnien (Martin and Bergerat, 1996). C'est seulement au Malm que l'extension E-W à NE-SW change d'axe pour devenir l'extension N-S mettant ainsi fin au rifting et marquant le début de l'océanisation (océan Ligurien) (Lemoine et al., 1986b).

Outre les trois zones décrites ci-dessus, le découplage structural est observé sur l'ensemble du bassin de Valence, fosse et bordures confondues. Le profil sismique WNW-ESE nous a permis de mettre en avant un découplage structural entre Bourg de Péage et l'anticlinal de Saint-Lattier tandis que le profil N-S pointe un découplage à l'est de la fosse de Valence et à partir de Montoisson. Ce découplage structural s'avère important et peut s'expliquer probablement par une influence de la

lithologie. Celui-ci semble être contrôlé principalement par la présence des niveaux de décollements type argileux ou évaporitiques. Roure et al., (1992) quant à eux évoquent deux niveaux de découplage potentiels dans la zone : les séries carbonifères et évaporitiques. Des simulations numériques et analogiques ont démontré que les failles affectant la couverture sédimentaire disparaissent dans le niveau de décollement évaporitique et s'enracinent dans le socle sur plusieurs mètres (Richard, 1991; Withjack and Callaway, 2000). Withjack and Callaway (2000) mettent en évidence dans d'autres cas un amortissement des failles de couverture au niveau de décollement mais qui ne s'enracinent jamais dans le socle cristallin. Cependant, l'épaisseur des niveaux de décollements est l'un des facteurs majeurs influençant la pérennité des accidents (Richard, 1991). Les niveaux triasiques atteignent une épaisseur maximale de 150 m au centre du bassin avec des passées évaporitiques de faible épaisseur, d'environ 10 m. Le rôle du sel dans le fonctionnement du bassin est quasiment absent. L'absence du fluage est justifiée par la continuité des réflecteurs triasiques. La géomorphologie très abrupte dans la partie ouest sous la fosse de Valence n'a donc pas influencé le fluage. L'absence de l'influence du sel est très probablement liée à sa faible épaisseur originelle. Les niveaux argileux en revanche sont abondants notamment au Dogger et au Lias supérieur (Figure 6-4). La déformation est donc très probablement accommodée par ces niveaux argileux. En effet, les épaisseurs enregistrées varient entre 300 et 600 m pour les seules marnes noires. Cette épaisseur considérable a vraisemblablement joué un rôle dans la localisation des accidents.

Le faisceau faillé du Crétacé inférieur sous Châteauneuf/Isère semble être réactivé en failles inverses durant la compression datant du Crétacé supérieur à l'Eocène. Cette compression est orientée NW à NNE et est attribuée à la tectonique pyrénéenne suite à la rotation antihoraire de la plaque Ibérique et Africaine durant l'ouverture de l'Atlantique.

Les systèmes de failles à rejets apparents normaux sont en cohérence avec l'histoire extensive Mésozoïque du bassin de Valence. En effet, dès le Trias, la zone est affectée par une phase extensive accompagnée d'un début de rifting à partir du Carnien (Martin and Bergerat, 1996). Cette phase extensive affecte l'ensemble du Massif Central, avec la bordure cévenole. Elle se poursuit jusqu'au Lias et au Dogger avec une extension orientée E-W à NW-SE. Elle est reliée à l'ouverture de la Téthys (Lemoine et al., 1986b). Plusieurs phases de réactivations en systèmes inverses ont eu lieu notamment à proximité du domaine du Vercors, dès le Crétacé supérieur et au début de Eocène

notamment avec la compression pyrénéenne et par la suite en réponse à l'épisode pyrénéo-provençal d'âge Eocène supérieur et enfin l'épisode alpin au Miocène.

VII. Conclusion

Nos interprétations basées sur l'étude des profils sismiques WNW-ESE et N-S réinterprétés ont permis d'affiner la géométrie des dépo-centres et des accidents affectant le bassin de Valence. En effet, nous avons mis en évidence un déplacement des dépo-centres vers l'ouest du bassin avec un épaissement maximal des dépôts mésozoïques et cénozoïques enregistré au niveau de la fosse de Valence. La morphologie du bassin est très abrupte dans sa partie ouest sous la fosse paléogène et une morphologie plus ou moins régulière à l'est mais impactée par les chevauchements alpins.

L'architecture du bassin de Valence se divise en deux parties structurellement différentes : 1) un secteur sud très peu impacté par les structures cassantes et 2) un secteur nord présentant une fracturation intense. Nous avons également mis en évidence trois zones où les accidents structurent à la fois le socle et la couverture sédimentaire. La limite entre ces deux zones se situe au niveau de la Dôme.

Enfin, le découplage structural important mis en évidence est lié probablement à l'épaisseur conséquente des niveaux argileux du Dogger, qui ont accommodé la déformation et atténué ainsi la propagation des accidents à travers la couverture sédimentaire.

La problématique initiale de cette thèse consiste à une étude de faisabilité pour une exploitation géothermique de type zone de faille. L'idée était de mettre en place un doublet géothermique avec comme zone perméable la zone de faille. La caractérisation des accidents semblait donc indispensable. La fosse de Valence présente très peu de fractures structurant le Trias et le socle. Seulement 4 accidents à rejets apparent normaux ont été observés. Ces failles qui s'enracinent depuis le socle et disparaissent dans la couverture triasique et jurassique représentent probablement un fort potentiel pour l'exploitation géothermique. Cependant, il est primordial d'en savoir plus sur les caractéristiques pétrophysiques de ces failles. Connaître les conditions de mise en place de ces systèmes revient à mieux appréhender leur comportement. Nous essayons de faire le rapprochement entre les failles de ce bassin et celles cartés sur l'analogie (marge ardéchoise) dans la partie suivante afin de comprendre leurs conditions de mise en place.

CONCUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Ce travail de thèse vise à caractériser les réseaux de fractures et la géométrie des dépôts du bassin de Valence, via une analyse statistique des attributs géométriques à partir d'analogues, des données de forages et des données sismiques dans le bassin de Valence. Dans un premier temps, nous avons caractérisé et quantifié les orientations des réseaux de fractures dans le socle et la couverture sédimentaire sur la marge ardéchoise, via la transposition de la méthode de mélange de distributions de von Mises adaptées aux données directionnelles multimodales (chapitre 4). Dans un second temps, nous avons caractérisé le comportement des longueurs et des espacements sur cette même marge ardéchoise sous trois échelles différentes : cartes géologiques au 1/50000, au 1/250000 et le terrain. A l'issue de cette caractérisation, un modèle conceptuel a été proposé prenant en compte l'arrangement spatial des réseaux de fractures en ordres de grandeurs et en zones structurellement différentes. Cette caractérisation a été épaulée par le développement d'une méthode automatique remédiant aux effets de troncatures et de censures (chapitre 5). L'évolution de la géométrie du bassin de Valence caractérisée à partir des profils sismiques et des données de forages est dissymétrique (selon le transect E-W et N-S) (Chapitre 6).

I. Développements méthodologiques

I.1 Loi de mélange de von Mises

I.1.1 Apports de la méthode

La transposition aux données structurales du mélange de distributions de von Mises (Chapitre 4), adapté pour la modélisation des distributions circulaires multimodales, permet de caractériser précisément les orientations de fractures par leur moyenne, leur poids et la concentration des valeurs autour de la moyenne. L'étude réalisée, basée sur différents supports et échelles (de la carte géologique à l'analogue de terrain), a permis d'extraire d'un jeu de données complexe, et ce **sans à priori quant au nombre de composantes du modèle**, huit orientations principales de fractures (F_A à F_H), enregistrées dans le socle et/ou la couverture sédimentaire. Cinq de ces orientations sont reproductibles à plusieurs échelles d'observation: F_A (N010-N020), F_B (N050-060), F_C (N090-N100), F_E (N140-N150) et F_F (N170-N000). F_A , F_B , F_C , et F_F correspondent aux familles de fractures identifiées dans la littérature. La famille F_E , également mise en évidence par Bertrand (2017), n'est identifiée que dans le socle. Les familles F_G et F_H ne sont enregistrées qu'à petite échelle, exclusivement dans les formations triasiques. La comparaison des résultats entre les cartes géologiques et le MNT nous a permis de tester la robustesse des simulations. Les familles d'orientations sont quasiment toutes reproductibles en fonction du support, à savoir : F_B , F_C , F_D et F_E . La variabilité entre les moyennes de ces familles n'excède pas les 10°. En revanche, la variabilité entre les moyennes des familles d'orientations F_A et F_F est respectivement de l'ordre de 18° (dans le socle) et 13° (dans la couverture). Cette dispersion est reliée à l'histoire complexe de ces deux systèmes.

Outre la transposition du MvM aux données structurales, une conversion du paramètre de concentration en valeur angulaire a été implémentée (I_{70}) afin de pouvoir comparer cette valeur à une donnée de dispersion de la mesure, plus familière au géologue.

I.1.2 Perspectives

Plusieurs perspectives sont envisageables au vu de l'expérience acquise dans ce travail. Nous avons utilisé une version univariable de la méthode de mélange de von Mises, puisque nous avons lancé les estimations sur les seules orientations de fractures. Les données acquises l'ayant été à partir de cartes, nous n'avions en effet accès ni aux pendages, ni aux jeux respectifs des failles. Le module *BAMBI*, propose des modèles plusieurs variables. Il serait intéressant, dans un premier temps, de considérer un modèle de distributions à deux variables, azimuts et pendages. Nous passerions alors à une analyse en trois dimensions dans l'espace que nous devrions analyser sur une sphère et non sur un histogramme. La projection des données sur une sphère ne pourrait se faire que via Python : le module *BAMBI* ne prend pas en compte les projections sphériques. Dans un second temps, on pourrait envisager de prendre en compte une troisième variable relative au jeu des failles considérées : il serait alors possible de regrouper, sans a priori initial sur le nombre de systèmes, les failles mécaniquement compatibles.

Nous avons également été confrontés à la sensibilité de la convergence du modèle au nombre de données. Pour des jeux de données globalement inférieurs à 150 mesures, la convergence a tendance à fluctuer. Par ailleurs, les distributions des données homogènes, c'est-à-dire sans pics de fréquences qui se distinguent, convergent mal. Il semble indispensable de mener une étude afin de déterminer la validité du modèle en fonction de seuils relatifs à la taille des échantillons et à la répartition des données. Pour ce faire, il conviendrait de mener une étude de paramétrisation du modèle à partir de distributions synthétiques. Il faudrait alors générer de façon stochastique des distributions de données synthétiques, faire varier le nombre et la répartition des données allant de simples à distributions complexes au sein des distributions synthétiques, et enfin placer les seuils à partir duquel le nombre de données est suffisant pour une meilleure convergence. Le degré de la convergence serait basé sur le degré de la stabilisation du modèle.

Les tests de calibration utilisés dans ce travail pour sélectionner le nombre optimal de composantes sont un processus long qui nécessite plusieurs étapes. Son utilisation est à l'heure actuelle fastidieuse. C'est la raison pour laquelle que nous avons l'intention de synthétiser ces tests codés principalement sur Python dans un unique script facilement utilisable. Cette étape nécessite un travail d'homogénéisation des scripts relatifs aux différents tests. Ensuite, ils pourraient être

implémentés dans R sous forme de module complémentaire. La création d'abaques pour faciliter la conversion du paramètre de concentration en données angulaires semble judicieuse, étant donné que la conversion n'est pas linéaire. Ceci permettra de donner une idée de premier ordre de la dispersion des composantes pour l'utilisateur.

I.2 Effets de troncatures et de censures

La méthode permettant d'automatiser l'optimisation de la recherche des seuils de troncatures et de censures, telle que développée dans ce travail (Chapitre 5), fournit une information précise et efficace sur le pourcentage des données censurées et tronquées. Elle pourrait être utilisée directement sous n'importe quel jeu de données. Elle a été testée sur les lois puissance et exponentielle négative car elles expliquent pertinemment les données de longueurs. Afin de tester la robustesse de la méthode, elle pourrait être appliquée sur d'autres lois, comme loi log-normale, beaucoup utilisée lorsqu'il s'agit de modéliser les espacements.

I.3 Corrélation multi-échelle des lois puissance

Nous avons généré un script qui rendait la corrélation multi-échelle et le calcul du coefficient α automatique (Chapitre 5). Cette méthode prend en compte l'ensemble des distributions multi-échelles et fournit, en dehors des données tronquées et censurées, une estimation du comportement multi-échelle. La méthode a été testée uniquement sur deux ordres de magnitudes sur cartes géologiques au 1 :50000^{ème} et 1 :250000^{ème} et les données d'affleurements. Cependant, il serait judicieux de tester cette méthode sur plusieurs ordres de magnitudes afin d'évaluer sa sensibilité quant à la complexité des données.

II. Fracturation du bassin de Valence : mise en perspective des travaux sur analogue et lignes sismiques

Ce travail de thèse a porté sur l'analyse de la fracturation du bassin de Valence sur analogue (marge ardéchoise) et lignes sismiques au travers du bassin. Il convient désormais de mettre en cohérence l'ensemble des travaux réalisés aux différentes échelles.

II.1 Complémentarité des échelles d'observation

L'analyse de la fracturation sur l'analogue de la marge ardéchoise (orientations des directions préférentielles, espacements, distributions des longueurs) a permis de proposer un modèle géométrique « statique » de la fracturation, à la fois dans le socle et dans la couverture (Chapitre 5). Il ressort de ce modèle que, quelles que soit les orientations de fractures considérées (et par conséquent quel que soit la nature des failles), les accidents de 1^{er} ordre (espacement de l'ordre de la dizaine à vingtaine de kilomètres, référant à la classification utilisée dans Morellato et al., (2003); Le Garzic, (2010) et Bertrand (2017)) ne sont enregistrés ni dans le socle, ni dans la couverture, à l'exception de l'accident bordier N/S à rejet apparent normal et séparant bassin de Valence et Massif Central. La plupart des accidents enregistrés relève du second ou troisième ordre (espacements de l'ordre 2-8 km et inférieur à 2 km respectivement). Ceci conforte les conclusions de Bertrand (2017) sur le socle et complète l'information quant à la couverture de la zone d'étude.

Les spécificités de chacun des deux substrats en termes de promotion ou inhibition de certaines orientations de fractures par rapport à d'autres, l'identification des orientations principales à des systèmes de failles mécaniquement compatibles, ainsi que la confrontation des données aux régimes mécaniques successifs ayant affecté la zone, ont permis de proposer un schéma conceptuel d'évolution temporelle de la fracturation de la marge ardéchoise (Chapitre 5).

La confrontation des résultats obtenus sur le bassin de Valence à partir de la sismique et sur l'analogue ardéchois permet d'imbriquer les échelles d'observation. La sismique donne en effet accès, au maximum, à des accidents de second ordre (au sens de Morellato et al, (2003)), tandis que

les données sur analogues à grande échelle (cartes géologiques au 1:250 000 et 1:50 000) échantillonnent les second et troisième ordres (Figure 7-1).

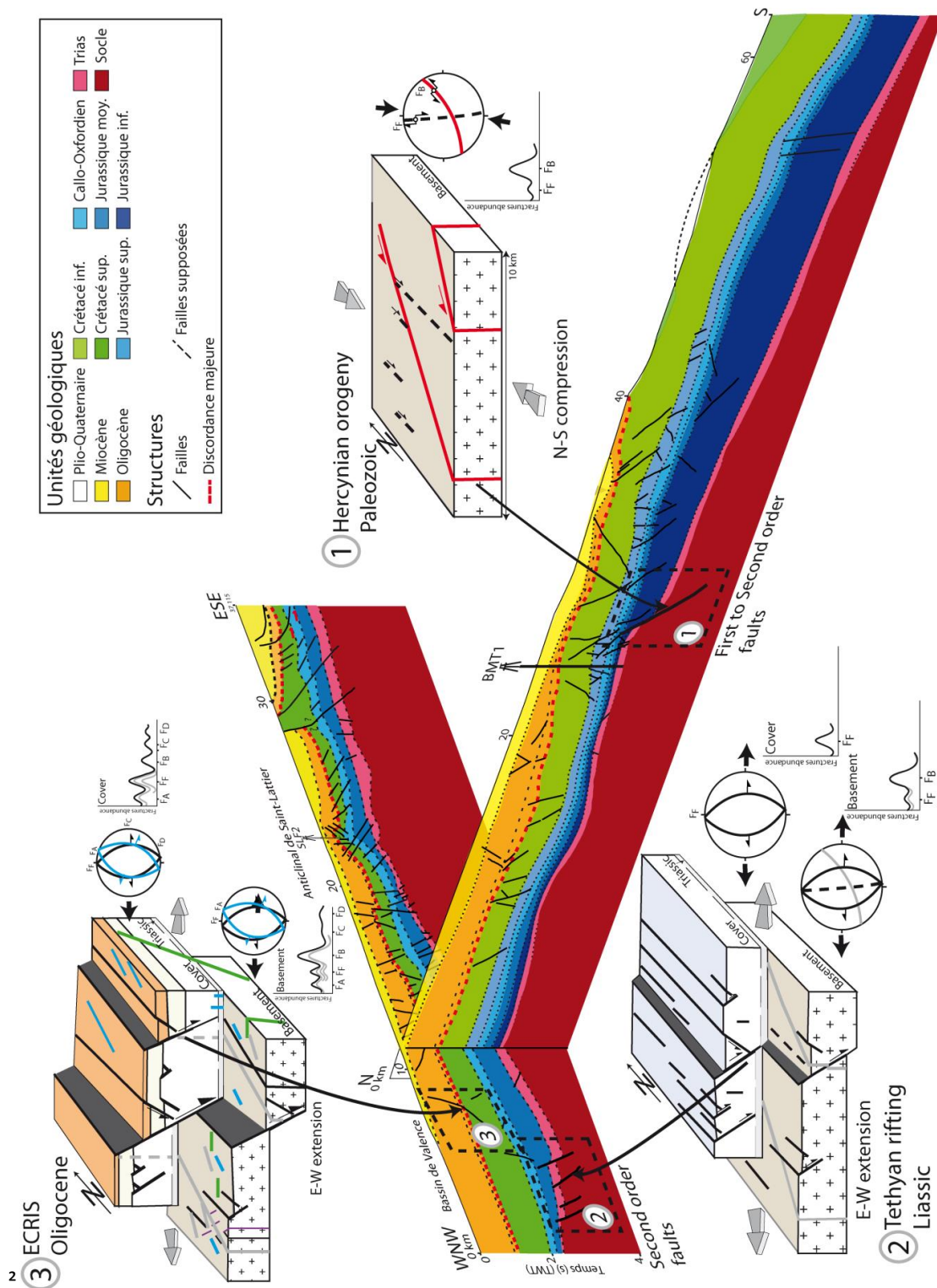


Figure 7-1 : Confrontation des résultats obtenus sur le bassin de Valence à partir de la sismique et sur l’analogie ardéchois, permettant d’imbriquer les échelles d’observation.

L'accident bordier N-S du bassin de Valence séparant socle et couverture, reporté sur les coupes synthétiques de la zone (Dumas, 1987, 1988) et décalant les séries (voir figure 2-16), à l'affleurement, de plus de trois kilomètres, aurait pu être imagé en sismique puisque de premier ordre, si toutefois la ligne E-W avait été prolongée à l'ouest. Compte tenu de leurs rejets apparents normaux, il est possible d'identifier les failles pointées en noir dans la zone n°2 sur la Figure 7-1, aux accidents majeurs N-S (F_F dans l'analyse de l'analogue) sollicités durant l'extension téthysienne. Leurs espacements sur ligne sismique sont compatibles avec les structures de second ordre observées sur analogue. Les accidents F_F néoformés lors de la seconde phase extensive (mise en place de l'ECRIS) sont probablement d'ordre 3 et passent donc sous le seuil de résolution de la sismique.

Outre les accidents N-S, de l'ensemble des fractures dimensionnées sur l'analogue ardéchois, seuls les accidents NE-SW (F_B) et NNE-SSW (F_A) ont la taille suffisante pour être imagés en sismique. L'accident de socle au droit de Montoisson (profil N-S) est classiquement interprété comme un segment de la faille des Cévennes (Roure *et al.*, 1992) et imagerait donc un accident majeur NE-SW ayant été initié à l'hercynien, et réactivé (syn-sédimentaire) durant le Lias.

II.2 Sectorisation de la fracturation

Une répartition spatiale inégale de la fracturation a été pointée à la fois sur sismique et analogue terrain. Le profil N-S montre en effet que la fracturation est plus intense au droit de la faille de Montoisson qu'au sud du profil.

Sur l'analogue terrain, on pointe également, cette fois dans le socle, un enregistrement différent de la fracturation en fonction de la position dans la marge : alors que les structures NE-SW sont prépondérantes dans la partie est du Massif Central, ce sont les systèmes E-W à NW-SE qui dominent dans le socle cristallin situé à l'ouest d'Aubenas. Cette séquence est cette fois interprétée comme liée à une structure en « horse tail » à grande échelle, due à l'amortissement latéral d'un jeu décrochant senestre le long du faisceau d'accidents majeurs NE-SW de la zone.

II.3 Découplage socle/couverture – Question de l’héritage structural

Un découplage socle/couverture a déjà été évoqué dans la littérature (Roure *et al.*, 1994; Roure *et al.*, 1992); les niveaux de décollement identifiés sont des niveaux évaporitiques et schisteux du Carbonifère.

Ce découplage est perceptible sur notre réinterprétation des données sismiques retraitées (Chapitre 6) : les accidents affectant le socle s’arrêtent tous au mur du Trias ou du Jurassique ; les accidents affectant la couverture s’amortissent pour la plupart au mur du Jurassique. Les forages profonds ont montré que les évaporites n’étaient présentes dans la fosse de Valence que sous forme de passées qui n’excèdent pas 10 m par séquence. Nous proposons donc que les faciès argileux comme les Terres Noires, qui parfois atteignent jusque 600 m d’épaisseur dans le sud de la fosse, puissent jouer le rôle de niveaux de décollement.

Sur la marge ardéchoise, ce découplage entre socle et couverture est également documenté, de façon indirecte, par les abondances relatives, espacements et longueurs caractéristiques, des failles d’orientation NE-SW (failles de deuxième ordre) par rapport aux failles N-S et NNE-SSW (Chapitre 5). Une façon d’interpréter une surabondance des systèmes N-S dans la couverture par rapport au socle est en effet de supposer que les évènements extensifs E-W (rifting téthysien et ECRIS) s’enregistrent préférentiellement dans la couverture. Les évènements compressifs N-S à NNW-SSE (phase pyreneo-provençale) s’enregistrent aussi bien dans le socle que la couverture. Si la direction NE-SW est privilégiée dans le socle, il peut simplement s’agir d’une marque de l’héritage structural de l’orogénèse hercynienne. L’abondance de fractures NNE-SSW dans la couverture peut être le signe d’une sollicitation préférentielle, sous contraintes N-S, des Riedel aux grands plans NE-SW.

II.4 Evaluation des paramètres de distributions de la fracturation pour les cibles géothermiques (socle et Trias)

L’analyse de la fracturation sur la marge ardéchoise a non seulement permis de mettre en place un schéma conceptuel d’évolution de la fracturation en lien avec le contexte géodynamique,

mais elle a abouti à une quantification des caractéristiques de longueurs et d'espacement des différents systèmes de fractures dans le socle et l'ensemble de la couverture (Chapitre 5).

Socle et Trias étant les cibles potentielles à l'exploitation géothermique sur la zone, une attention particulière a été portée aux caractéristiques de leur fracturation. Le socle présente une fracturation contrôlée par les systèmes majeurs NE-SW, avec la densité de fracturation la plus élevée ($0.43 \cdot 10^{-7}$ frac/m²). Les systèmes E-W présentent la deuxième densité la plus élevée dans la marge ($0.34 \cdot 10^{-7}$ frac/m²), et sont principalement enregistrés dans les migmatites et les granites de l'ouest d'Aubenas. Le restant des familles présentent des densités assez semblables, de l'ordre de $0.20 \cdot 10^{-7}$ frac/m².

La couverture sédimentaire dans son ensemble présente une densité de fracturation nettement plus importante que le socle. Le taux de fracturation (densité surfacique) est nettement plus important dans le Trias ($1.25 \cdot 10^{-6}$ frac/m², densité issue des cartes géologiques au 1 :50,000) que dans le Jurassique avec ($0.87 \cdot 10^{-6}$ frac/m²) ou le Crétacé avec ($0.25 \cdot 10^{-6}$ frac/m²) (Figure 5-17a). Par ailleurs, les données recueillies sur le terrain affichent des densités de fracturation respectivement de 0.34 et 0.22 frac/m² dans le Trias et le Jurassique (Chapitre 5), ce qui confirme une plus grande intensité de fracturation dans le Trias que dans l'ensemble de la couverture sédimentaire, quelle que soit l'échelle d'observation.

Concernant les distributions de longueurs, les fractures du Trias sont honorées par une loi puissance pour une gamme de valeurs allant de 578 à 5000 m. Le seuil inférieur du Trias est plus petit que la valeur générale de l'ensemble de la couverture (2000 m). En revanche, les seuils inférieurs du Jurassique et du Crétacé sont de l'ordre de 1000 et 1600 m respectivement, valeurs semblables à celles issues des distributions des longueurs de l'ensemble de la couverture. Ces derniers sont représentatifs de l'ensemble de la fracturation de la couverture sédimentaire.

Le Trias, cible géothermique avec le socle, est bel bien intensément fracturé. Les failles N-S et NNE-SSW de 2^{ème} ordre décrites tout le long de cette thèse et identifiées dans la fosse de Valence pourraient être de bons candidats pour l'exploitation géothermique de type zone de faille. Il semble désormais primordial de caractériser les propriétés pétrophysiques de ces failles, via (1) une étude in situ des échantillons provenant des puits afin d'en savoir plus sur les minéralisations qui scellent les

fractures du bassin et (2) une approche terrain en utilisant les analogues afin de caractériser les minéralisations de ces zones de failles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackermann, R.V., Schlische, R.W., Withjack, M.O., 2001. The geometric and statistical evolution of normal fault systems: an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. *Journal of Structural Geology* 23, 1803-1819.
- Agosta, F., Mulch, A., Chamberlain, P., Aydin, A., 2008. Geochemical traces of CO₂-rich fluid flow along normal faults in central Italy. *Geophysical Journal International* 174, 758-770.
- Allmendinger, R., 2005. Stereonet 9. Program for stereographic projection.
- Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International* 103, 363-376.
- Angelier, J.t., Mechler, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 1309-1318.
- Aquilina, L., Dreuzy, J.-R.D., 2011. Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin – France). *Applied Geochemistry* 26, 1933-1945.
- Aquilina, L., Scheerens, S., Dromart, G., Vinchon, C., Strat, P.L., 1996. Cored section of the Balazuc well (Southeastern Basin of France): geologic and geochemical approach (Deep Geology of France Programme). *Marine and Petroleum Geology* 13, 725-735.
- Arnold, K.J., 1941. On spherical probability distributions. Massachusetts Institute of Technology.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7, 729-737.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975a. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. *Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics* 25, 139-171.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975b. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics* 25, 139-171.
- Arthaud, F., Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7, 51-63.
- Atkinson, B.K., 1984. Subcritical crack growth in geological materials. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 4077-4114.
- Aubague, M., Prouhet, J., Slansky, M., 1966. Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb-Zn dans la zone caussenarde. *Bull. BRGM, Paris*, 87-112.
- Aydin, A., 2000. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology* 17, 797-814.
- Banerjee, A., Dhillon, I.S., Ghosh, J., Sra, S., 2005. Clustering on the unit hypersphere using von Mises-Fisher distributions. *Journal of Machine Learning Research* 6, 1345-1382.
- Baroux, E., 2000. TECTONIQUE ACTIVE EN RÉGION À SISMICITÉ MODÉRÉE: LE CAS DE LA PROVENCE(FRANCE). APPORT D'UNE APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE.
- Barton, C.A., Zoback, M.D., 1992. Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass Scientific Drill Hole. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97, 5181-5200.
- Baudrimont, A., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : sud-est de la France *Bulletin des centres de recherches exploration-production, Elf-Aquitaine*, vol. 1.

- Bauer, J.F., Meier, S., Philipp, S.L., 2015. Architecture, fracture system, mechanical properties and permeability structure of a fault zone in Lower Triassic sandstone, Upper Rhine Graben. *Tectonophysics* 647–648, 132-145.
- Bender, B., 1983. Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73, 831-851.
- Bergerat, F., MARTIN, P., 1993. Mise en évidence d'une tectonique distensive synsédimentaire et caractérisation du champ de contraintes au Trias inférieur-moyen sur la bordure vivaro-cévenole du Bassin du Sud-Est de la France : la région de Largentière et le forage Balazuc-1 (programme Géologie Profonde de la France). Gauthier-Villars, Paris, FRANCE.
- Bergerat, F., 1982. Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique* 23, 329-343.
- Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Bergerat, F., 1987. Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 611-620.
- Bergerat, F., Chorowicz, J., 1981. Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France). *Geologische Rundschau* 70, 354-367.
- Bergerat, F., Martin, P., 1993. Mise en évidence d'une tectonique distensive synsédimentaire et caractérisation du champ de contraintes au Trias inférieur-moyen sur la bordure vivaro-cévenole du Bassin du Sud-Est de la France: la région de Largentière et le forage Balazuc-1 (programme Géologie Profonde de la France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 316, 1279-1286.
- Bergerat, F., Mugnier, J.-L., Guellec, S., Truffert, C., Cazes, M., Damotte, B., Roure, F., 1990. Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin: an interpretation from ECORS data. *Mémoires de la Société géologique de France* 156, 145-156.
- Berkowitz, B., 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in water resources* 25, 861-884.
- Berkowitz, B., Adler, P.M., 1998. Stereological analysis of fracture network structure in geological formations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 15339-15360.
- Bertrand, L., 2017. Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. Thèse de l'Université de Lorraine, 492p.
- Bertrand, L., Géraud, Y., Le Garzic, E., Place, J., Diraison, M., Walter, B., Haffen, S., 2015. A multiscale analysis of a fracture pattern in granite: A case study of the Tamariu granite, Catalunya, Spain. *Journal of Structural Geology* 78, 52-66.
- Bertrand, L., Jusseaume, J., Géraud, Y., Diraison, M., Damy, P.-C., Navelot, V., Haffen, S., 2018. Structural heritage, reactivation and distribution of fault and fracture network in a rifting context: Case study of the western shoulder of the Upper Rhine Graben. *Journal of Structural Geology* 108, 243-255.
- Billant, J.r.m., 2016. Caractérisation de la déformation tectonique récente du système de failles de Belledonne et de l'avant pays alpin (vallée du Rhône): apports d'une approche pluridisciplinaire. Aix-Marseille.
- Bisdorn, K., Gauthier, B.D.M., Bertotti, G., Hardebol, N.J., 2014. Calibrating discrete fracture-network models with a carbonate threedimensional outcrop fracture network: implications for naturally fractured reservoir modeling. *AAPG Bulletin* 98, 1351-1376.

- Bles, J., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, 79-111.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Roure, F., Bergerat, F., Courel, L., Elmi, S., Mignot, A., 1996. The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie Profonde de la France programme). *Marine and Petroleum Geology* 13, 607-623.
- Bonneau, F., Caumon, G., Renard, P., Sausse, J., 2012a. Stochastic sequential simulation of genetic-like discrete fracture networks, 32nd GOCAD Meeting.
- Bonneau, F., Caumon, G., Renard, P., Sausse, J., 2012b. Stochastic sequential simulation of genetic-like discrete fracture networks, 32nd GOCAD-MEETING, Nancy.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of geophysics* 39, 347-383.
- Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourguine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 377-390.
- Borradaile, G.J., 2013. *Statistics of earth science data: their distribution in time, space and orientation*. Springer Science & Business Media.
- Bouberima, W.P., 2013. *Modèles de mélange de von Mises-Fisher*. Université René Descartes-Paris V.
- Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research* 33, 1567-1583.
- Bour, O., Davy, P., Darcel, C., Odling, N., 2002. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107, ETG 4-1-ETG 4-12.
- Bridges, M., 1990. Identification and characterisation of sets of fractures and faults in rock, *Proc. Int. Symp Rock Joints, Loen, Norway Rotterdam, (Balkema)*, pp. 19-26.
- Brooks, B.A., Allmendinger, R.W., Barra, I.G., 1996. Fault spacing in the El Teniente Mine, central Chile: Evidence for nonfractal fault geometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 13633-13653.
- Brun, J.-P., Tron, V., 1993. Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory modelling. *Sedimentary Geology* 86, 31-51.
- Burmester, D.E., Hull, D.A., 1997. Using lognormal distributions and lognormal probability plots in probabilistic risk assessments. *Human and Ecological Risk Assessment* 3, 235-255.
- Busnardo, R., 1977. *Livret guide de l'excursion Ardèche, 12-15 mai 1977*. Département des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard.
- Busnardo, R., Le Hégarat, G., Magne, J., 1965. Le stratotype du Berriasien. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min* 34, 5-33.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault Zone Architecture and Permeability Structure. *Geology* 18.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51, 193-205.
- Carreras, J., Druguet, E., 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Geological Society, London, Special Publications* 405, SP405. 407.
- Casagrande Fioretti, L., 1985. *Evolution tectonosédimentaire post-Eocène de la bordure ouest des Baronnies et du massif de Suzette (chaines subalpines des Baronnies)*. Paris 11.

- Castaing, C., Halawani, M., Gervais, F., Chilès, J., Genter, A., Bourguine, B., Ouillon, G., Brosse, J., Martin, P., Genna, A., 1996. Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. *Tectonophysics* 261, 291-314.
- Chabani, A., Mehl, C., Cojan, I., Alais, R., Bruel, D., Subm. Semi automated component identification of complex network using a mixture of von Mises distributions: application to the Ardeche margin (south-east France). *Computers and Geosciences*.
- Chakraborty, S., Wong, S.W., 2017. BAMBI: An R package for Fitting Bivariate Angular Mixture Models. arXiv preprint arXiv:1708.07804.
- Charlesworth, H., Cruden, D., Ramsden, J., Huang, Q., 1989. ORIENT: an interactive FORTRAN 77 program for processing orientations on a microcomputer. *Computers & Geosciences* 15, 275-293.
- Childs, C., Walsh, J., Watterson, J., 1990. A method for estimation of the density of fault displacements below the limits of seismic resolution in reservoir formations, North Sea Oil and Gas Reservoirs—II. Springer, pp. 309-318.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.-C., 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 109-118.
- Cladouhos, T.T., Marrett, R., 1996. Are fault growth and linkage models consistent with power-law distributions of fault lengths? *Journal of Structural Geology* 18, 281-293.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhone; une preuve decive du " desiccated deep-basin model"(Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7, 597-610.
- Cloetingh, S., Van Wees, J.D., Ziegler, P., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauro, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science Reviews* 102, 159-206.
- Contensuzas, C., 1980. Le Barrémo-Bédoulien entre Viviers et Cruas. These de 3eme Cycle, Université de Lyon 1.
- Courel, L., Adloff, J., Appia, C., Aubague, M., Barfety, J., Baud, A., Bouquet, G., Busson, G., Contini, D., Demathieu, G., 1984. Trias, descriptions régionales, Synthèse géologique du Sud-Est de la France: stratigraphie et paléogéographie. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 126, pp. 69-118.
- Courel, L., Finelle, J., Rey, M., 1980. Données nouvelles sur le Trias cévenol: chronologie, sédimentologie, implications métallogéniques. *Chron Rech Min* 457, 29-44.
- Cowie, P.A., Sornette, D., Vanneste, C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. *Geophysical Journal International* 122, 457-469.
- Cox, D., Lewis, P., 1966. The statistical analysis of series of events.
- Cruden, D., 1977. Describing the size of discontinuities, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. Elsevier, pp. 133-137.
- Cula, P., Courel, L., 1988. Les grès inférieurs du Trias cévenol: systèmes sédimentaires fluviatiles et laguno-marins.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires Français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 2, 529-546.
- Darcel, C., 2002. Corrélations dans les réseaux de fractures: caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques. Université Rennes 1.
- Davis, Reynolds, 1996. *Structural Geology of Rock sand Regions*. NewYork: JohnWiley & Sonsinc, 1-776.
- Davis, J., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Willey & Sons, Inc.

- Davy, P., Bour, O., De Dreuzy, J.-R., Darcel, C., 2006. Flow in multiscale fractal fracture networks. Geological Society, London, Special Publications 261, 31-45.
- de Dreuzy, J.-R., Davy, P., Bour, O., 2001. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research* 37, 2079-2095.
- De Dreuzy, J.R., Davy, P., Bour, O., 2002. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture. *Water Resources Research* 38, 12-11-12-19.
- de Graciansky, P.C., Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps; a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 4, 733-737.
- de Jousineau, G., Bazalgette, L., Petit, J.-P., Lopez, M., 2005. Morphology, intersections, and syn/late-diagenetic origin of vein networks in pelites of the Lodève Permian Basin, Southern France. *Journal of Structural Geology* 27, 67-87.
- de La Vaissière, R., 2006. Étude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné: apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-est de la France).
- De Luxembourg, D.G.-D., De Grandeur, P.a.e.o., 2015. Potentiel géothermique profond.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.-J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program.
- Dempster, A.P., Laird, N.M., Rubin, D.B., 1977. Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)* 39, 1-22.
- Dercourt, J., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys paleoenvironmental maps. Gauthier-Villars.
- Deville, E., Mascle, A., Lamiroux, C., Le Bras, A., 1994. Tectonic styles, reevaluation of plays in southeastern France. *Oil and Gas Journal;(United States)* 92.
- Deville, E., Sassi, W., 2006. Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps. *AAPG Bulletin* 90, 887.
- Dezayes, C., Genter, A., Thinon, I., Courrioux, G., Tourlière, B., 2008. Geothermal potential assessment of clastic triassic reservoirs (Upper Rhine Graben, France), 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, pp. 28-30.
- Dèzes, P., Schmid, S., Ziegler, P., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1-33.
- Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J.-P., Robin, C., 1996. Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 167, 423-433.
- Dumas, D., 1987. La sédimentation détritique dans le fossé salifère paléogène de Valence (Sud-Est de la France).
- Dumas, D., 1988. Le Paléogène salifère du bassin de Valence (Sud-Est de la France): géométrie et sédimentologie des dépôts, synthèse de bassin. These University Claude Bernard, Lyon.
- Edel, J.-B., Casini, L., Oggiano, G., Rossi, P., Schulmann, K., 2014. Early Permian 90° clockwise rotation of the Maures–Estérel–Corsica–Sardinia block confirmed by new palaeomagnetic data and followed by a Triassic 60° clockwise rotation. Geological Society, London, Special Publications 405, SP405. 410.

- Edel, J., Schulmann, K., Skrzypek, E., Cocherie, A., 2013. Tectonic evolution of the European Variscan belt constrained by palaeomagnetic, structural and anisotropy of magnetic susceptibility data from the Northern Vosges magmatic arc (eastern France). *Journal of the Geological Society* 170, 785-804.
- Ehlen, J., 2000. Fractal analysis of joint patterns in granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 909-922.
- Elmi, S., 1983. La structure du Sud-Est de la France: une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. *CR Acad. Sci. Paris* 296, 1615-1620.
- Elmi, S., 1984. Tectonique et sédimentation jurassique. Synthèse géologique du Sud-Est de la France.–Mém. BRGM, 166-175.
- Elmi, S., 1990. Les applications géodynamiques de la stratigraphie: l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévenole (France, Sud-Est). Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon 9, 93-123.
- Engelder, T., 1987. Joints and shear fractures in rock. *Fracture mechanics of rock*, 27-69.
- Faure, M., Ballèvre, M., Bouchot, V., 2008. La Chaîne Varisque. *Géochronique*.
- Ferry, S., Grosheny, D., 2013. Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin). Livret-guide excursion ASF-GFC (20–23 novembre 2013)(101 pp. Free download at: <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00908177/fr/>).
- Finelle, J., 1981. Contribution à l'étude du Trias de la bordure cévenole. Stratigraphie, Sédimentologie. Thèse de 3 e cycle, Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, Dijon (inédit).
- Fisher, N.I., Lewis, T., Embleton, B.J., 1993. *Statistical analysis of spherical data*. Cambridge university press.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 217, 295-305.
- Garibaldi, C., 2010. Détermination des températures profondes du Bassin du Sud-est de la France et relations entre anomalies thermiques, géologie et circulations hydrothermales par modélisation 3D, p. 1 vol. (284 p.).
- Garibaldi, C., Guillou-Frottier, L., Lardeaux, J.-M., Bonté, D., Lopez, S., Bouchot, V., Ledru, P., 2010. Thermal anomalies and geological structures in the Provence basin: Implications for hydrothermal circulations at depth. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 363-376.
- Gauthier, B.D.M., Zellou, A.M., Toublanc, A., Garcia, M., Daniel, J.M., 2000. Integrated Fractured Reservoir Characterization: a Case Study in a North Africa Field. *Society of Petroleum Engineers*.
- Geiger, S., Emmanuel, S., 2010. Non-Fourier thermal transport in fractured geological media. *Water Resources Research* 46.
- Genter, A., Castaing, C., 1997a. Effets d'échelle dans la fracturation des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325, 439-445.
- Genter, A., Castaing, C., 1997b. Effets d'échelle dans la fracturation des granites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 325, 439-445.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybesse, J.-L., Nicol, N., Dezayes, C., Schwartz, S., 2003. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics* 32, 701-710.
- Gentier, S., 2005. Fractures dans les roches cristallines. Effet des déformations sur les circulations de fluides. *Collection Sciences et techniques*.

- Géraud, Y., Bertrand, L., Le Garzic, E., Walter, B., Haffen, S., 2015. Multi-scalar analysis of the porous network for deep geothermal reservoir, input of the petrophysical properties of the fault zones. *Proceedings World Geothermal Congress*.
- Germain, C., Demaison, G., 1958. Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble* 34, 49-82.
- Gillespie, C.S., 2014. The powerLaw package: a general overview.
- Gillespie, D.T., 2001. Approximate accelerated stochastic simulation of chemically reacting systems. *The Journal of Chemical Physics* 115, 1716-1733.
- Gillespie, P., Howard, C., Walsh, J., Watterson, J., 1993. Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics* 226, 113-141.
- Gillespie, P., Johnston, J., Loriga, M., McCaffrey, K., Walsh, J., Watterson, J., 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples. *Geological Society, London, Special Publications* 155, 35-56.
- Giot, D., Roure, F., Elmi, S., Lajat, D., Steinberg, M., 1991. Découverte d'accidents distensifs majeurs d'âge jurassique sur la marge continentale du bassin du sud-est, Ardèche, France (programme GPF). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 312, 747-754.
- Gorini, C., Montadert, L., Rabineau, M., 2015. New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 66, 278-294.
- Gross, M.R., Gutiérrez-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* 19, 171-183.
- Guieu, G., Roussel, J., 1990. Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provencal Basin (northwestern Mediterranean) In the light of Pyrenean Provencal Orogeny. *Tectonics* 9, 1113-1142.
- Gutenberg, B.u., Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the earth and related phenomena*. Princeton (NJ).
- Hardebol, N., Bertotti, G., 2013. DigiFract: A software and data model implementation for flexible acquisition and processing of fracture data from outcrops. *Computers & Geosciences* 54, 326-336.
- Hardebol, N., Maier, C., Nick, H., Geiger, S., Bertotti, G., Boro, H., 2015. Multiscale fracture network characterization and impact on flow: A case study on the Latemar carbonate platform. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 8197-8222.
- Heffer, K., Bevan, T., 1990. Scaling relationships in natural fractures: data, theory, and application, *European Petroleum Conference*. Society of Petroleum Engineers.
- Hirn, A., 1976. Sondages sismiques profonds en France. *Bull. Soc. géol. Fr* 5, 1065-1071.
- Howarth, R.J., 1996. History of the stereographic projection and its early use in geology. *Terra Nova* 8, 499-513.
- Huang, Q., Angelier, J., 1989. Fracture spacing and its relation to bed thickness. *Geological Magazine* 126, 355-362.
- Jackson, P., Sanderson, D.J., 1992. Scaling of fault displacements from the Badajoz-Cordoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics* 210, 179-190.
- Kakimi, T., 1980. Magnitude-frequency relation for displacement of minor faults and its significance in crustal deformation. *Bulletin of the Geological Survey of Japan* 31, e87.

- Kent, J.T., 1982. The Fisher-Bingham distribution on the sphere. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)* 44, 71-80.
- Kim, Y.-S., Peacock, D., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology* 25, 793-812.
- Király, L., 1969. Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Geologische Rundschau* 59, 125-151.
- Lacombe, O., Angelier, J., Bergerat, F., Laurent, P., 1990. Tectoniques superposées et perturbations de contrainte dans la zone transformante Rhin-Saône: apport de l'analyse des failles et des mûcles de la calcite. *Bulletin de la Société Géologique de France* 5, 853-863.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24.
- Lark, R.M., Clifford, D., Waters, C.N., 2014. Modelling complex geological circular data with the projected normal distribution and mixtures of von Mises distributions. *Solid Earth* 5, 631-639.
- Lawn, B.R., Jakus, K., Gonzalez, A.C., 1985. Sharp vs Blunt Crack Hypotheses in the Strength of Glass: A Critical Study Using Indentation Flaws. *Journal of the American Ceramic Society* 68, 25-34.
- Le Garzic, E., 2010. Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural. Strasbourg University Phd Thesis.
- Le Garzic, E., de L'Hamaide, T., Diraison, M., Géraud, Y., Sausse, J., De Urreiztieta, M., Hauville, B., Champanhet, J.-M., 2011. Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. *Journal of Structural Geology* 33, 519-536.
- Le Hégarat, G., 1971. Le Berriasien du sud-est de la France. Département des sciences de la terre de l'Université Claude Bernard de Lyon.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342, 207-237.
- Lei, Q., Latham, J.-P., Tsang, C.-F., 2017. The use of discrete fracture networks for modelling coupled geomechanical and hydrological behaviour of fractured rocks. *Computers and Geotechnics* 85, 151-176.
- Lemoine, M., 1984. La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 155-248.
- Lemoine, M., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Bas, T., Bourbon, M., Dumont, T., Gidon, M., De Graciansky, P., Megard-Galli, J., Rudkiewicz, J., 1986a. Etapes et modalités de la subsidence d'une paléo-marge passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. *Soc. Nat. Elf Aquitaine (Production)*, 143-149.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986b. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179-199.
- Lo, Y., Mendell, N.R., Rubin, D.B., 2001. Testing the number of components in a normal mixture. *Biometrika* 88, 767-778.
- Long, J., Witherspoon, P.A., 1985. The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 90, 3087-3098.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics* 164, 251-258.
- Mandier, P., 1984. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. *Bulletin du laboratoire rhodanien de géomorphologie*, 27-36.

- Mardia, K.V., Jupp, P.E., 2000. Directional statistics. John Wiley & Sons.
- Marrett, R., Ortega, O.J., Kelsey, C.M., 1999. Extent of power-law scaling for natural fractures in rock. *Geology* 27, 799-802.
- Martin, P., Bergerat, F., 1996. Palaeo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cévennes border of the SE Basin of France. *Marine and Petroleum Geology* 13, 671-684.
- Masseran, N., Razali, A.M., Ibrahim, K., Latif, M.T., 2013. Fitting a mixture of von Mises distributions in order to model data on wind direction in Peninsular Malaysia. *Energy Conversion and Management* 72, 94-102.
- Mattauer, M., 1973. Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture du socle hercynien. Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, 291.
- Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 9-24.
- Mayer, A., May, W., Lukkarila, C., Diehl, J., 2007. Estimation of fault-zone conductance by calibration of a regional groundwater flow model: Desert Hot Springs, California. *Hydrogeology Journal* 15, 1093-1106.
- Morellato, C., Redini, F., Doglioni, C., 2003. On the number and spacing of faults. *Terra Nova* 15, 315-321.
- Munier, R., 2004. Statistical analysis of fracture data, adapted for modelling Discrete Fracture Networks-Version 2. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.
- Nelson, R., 2001. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Professional Publishing.
- Nelson, R.A., 1985. Geologic analysis of naturally fractured reservoirs.
- Odling, N., Gillespie, P., Bourguine, B., Castaing, C., Chiles, J., Christensen, N., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., 1999a. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience* 5, 373-384.
- Odling, N., Gillespie, P., Bourguine, B., Castaing, C., Chiles, J., Christensen, N., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., 1999b. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractures hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience* 5, 373-384.
- Odling, N.E., 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology* 19, 1257-1271.
- Olson, J.E., 1993. Joint pattern development: Effects of subcritical crack growth and mechanical crack interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98, 12251-12265.
- Ortner, H., Reiter, F., Acs, P., 2002. Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows™. *Computers & Geosciences* 28, 1193-1200.
- Ouillon, G., Castaing, C., Sornette, D., 1996. Hierarchical geometry of faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 5477-5487.
- Ouillon, G., Sornette, D., 1996. Unbiased multifractal analysis: Application to fault patterns. *Geophysical Research Letters* 23, 3409-3412.
- Philippe, Y., Deville, E., Mascle, A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). Geological Society, London, Special Publications 134, 239-262.
- Pickering, G., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1995. Sampling power-law distributions. *Tectonophysics* 248, 1-20.

- Pickering, G., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1996. Scaling of fault displacements and implications for the estimation of sub-seismic strain. Geological Society, London, Special Publications 99, 11-26.
- Pickering, G., Peacock, D.C., Sanderson, D.J., Bull, J.M., 1997. Modeling tip zones to predict the throw and length characteristics of faults. AAPG Bulletin 81, 82-99.
- Place, J., Diraison, M., Naville, C., Géraud, Y., Schaming, M., Dezayes, C., 2010. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). Comptes Rendus Geoscience 342, 575-586.
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin 100, 1181-1204.
- Price, N.J., 1966. CHAPTER 1 - BRITTLE FRACTURE, Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock. Pergamon, pp. 1-56.
- Price, N.J., Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press.
- Priest, S., 1993. Discontinuity Analysis for Rock Engineering. Chapman & Hall.
- Priest, S., Hudson, J., 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts. Elsevier, pp. 183-197.
- Priest, S.D., Hudson, J.A., 1976. Discontinuity spacings in rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 13, 135-148.
- Prodehl, C., Mueller, S., Haak, V., 1995. The european cenozoic rift system, In: Olsen, K.H. (Ed.), Developments in Geotectonics. Elsevier, pp. 133-212.
- Razin, P., Bonijoly, D., Le Strat, P., Courel, L., Poli, E., Dromart, G., Elmi, S., 1996a. Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardeche, France. Marine and Petroleum Geology 13, 625-652.
- Razin, P., Bonijoly, D., Le Strat, P., Courel, L., Poli, E., Dromart, G., Elmi, S., 1996b. Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche, France. Marine and Petroleum Geology 13, 625-652.
- Rempe, N.T., 2007. Permanent underground repositories for radioactive waste. Progress in nuclear energy 49, 365-374.
- Reyer, D., Bauer, J.F., Philipp, S.L., 2012. Fracture systems in normal fault zones crosscutting sedimentary rocks, Northwest German Basin. Journal of Structural Geology 45, 38-51.
- Richard, H.G., 2006. 3-D STRUCTURAL GEOLOGY: A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map... Interpretation. Springer.
- Richard, P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. Journal of Structural Geology 13, 459-469.
- Ritz, J.F., Taboada, A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. Bulletin de la Societe Geologique de France 164, 519-531.
- Rives, T., Razack, M., Petit, J.-P., Rawnsley, K., 1992. Joint spacing: analogue and numerical simulations. Journal of Structural Geology 14, 925-937.
- Roure, F., Brun, J., Colletta, B., Vially, R., 1994. Multiphase extensional structures, fault reactivation, and petroleum plays in the Alpine Foreland Basin of Southeastern France, Hydrocarbon and petroleum geology of France. Springer, pp. 245-268.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Van Den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France. Journal of Structural Geology 14, 503-519.

- Rubert, Y., 2009. Natural CO₂ migrations in the South-Eastern Basin of France : implications for the CO₂ storage in sedimentary formations. Université d'Orléans.
- S. Haffen, 2012. Caractéristiques géothermiques du réservoir gréseux du Buntsandstein d'Alsace, Thèse, Université de Strasbourg. Strasbourg, Strasbourg, p. 391.
- Sanchis, E., Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Ales basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219-242.
- Sapin, M., Hirn, A., 1974. RESULTS OF EXPLOSION SEISMOLOGY IN SOUTHERN RHONE-VALLEY, *Annales de Geophysique*. EDITIONS CNRS 20/22 RUE ST. AMAND, 75015 PARIS, FRANCE, pp. 181-201.
- Schueller, S., 2004. Localisation de la déformation et fracturation associée. Etude expérimentale et numérique sur des analogues de la lithosphère continentale. Université Rennes 1.
- Schulmann, K., Catalán, J.R.M., Lardeaux, J.M., Janoušek, V., Oggiano, G., 2014. The Variscan orogeny: extent, timescale and the formation of the European crust. *Geological Society, London, Special Publications* 405, 1-6.
- Segall, P., Pollard, D.D., 1983. Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 94, 563-575.
- Shanley, R., Mahtab, M., 1976. Delineation and analysis of clusters in orientation data. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* 8, 9-23.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333, 361-400.
- SNPA-Pochitaloff, A., 1962. Rapport de fin de sondage de Montmiral 2-V. MO.
- Soliva, R., 2004. Croissance des failles normales dans les séries stratifiées hétérogènes: rôle de la restriction verticale et de la coalescence sur les lois d'échelles et la distribution spatiale des failles: exemples naturels et approche théorique. Paris 11.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Benedicto, A., 2005. Three-dimensional displacement-length scaling and maximum dimension of normal faults in layered rocks. *Geophysical Research Letters* 32.
- Tapponnier, P., 1977. Essai d'interprétation globale de l'évolution tectonique du système alpin en Europe. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 90, 437-460.
- Taugourdeau-Lantz, J., 1983. Les associations palynologiques du Trias languedocien dans leur cadre européen: influence du milieu. *Géologie de la France*, 23.
- Terzaghi, R.D., 1965. Sources of error in joint surveys. *Geotechnique* 15, 287-304.
- Tesaro, M., Kaban, M.K., Cloetingh, S.A., 2008. EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters* 35.
- Tron, V., Brun, J.-P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188, 71-84.
- Vail, P., Mitchum Jr, R., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level.: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- Vinchon, C., Giot, D., Orsag-Sperber, F., Arbey, F., Thibieroz, J., Cros, P., Jeannette, D., Sizun, J.-P., 1996. Changes in reservoir quality determined from the diagenetic evolution of Triassic and Lower Lias sedimentary successions (Balazuc borehole, Ardèche, France). *Marine and Petroleum Geology* 13, 685-694.
- von Mises, R., 1918. Über die "Ganzzahligkeit" der Atomgewichte und verwandte Fragen. *Physikal. Z.* 19, 490-500.

Walsh, J., Watterson, J., Yielding, G., 1991. The importance of small-scale faulting in regional extension. *Nature* 351, 391.

Walter, B., 2016. Réservoirs de socle en contexte extensif: genèse, géométries et circulations de fluides: exemples du rift intracontinental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d'Ifni (Maroc). Thèse de l'Université de Lorraine, 432 p.

Wang, C.H., 1996. Introduction to fracture mechanics. DSTO Aeronautical and Maritime Research Laboratory Melbourne, Australia.

Warburton, G., Ayorinde, E., 1980. Optimum absorber parameters for simple systems. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 8, 197-217.

Weng, X., Kresse, O., Cohen, C.E., Wu, R., Gu, H., 2011. Modeling of Hydraulic Fracture Network Propagation in a Naturally Fractured Formation, SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference. Society of Petroleum Engineers, The Woodlands, Texas, USA, p. 18.

Withjack, M.O., Callaway, S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bulletin* 84, 627-651.

Zeeb, C., Gomez-Rivas, E., Bons, P.D., Blum, P., 2013. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. *AAPG Bulletin* 97, 1545-1566.

Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208, 91-111.

A. ANNEXES

Forage de Montmirail (V.Mo2)

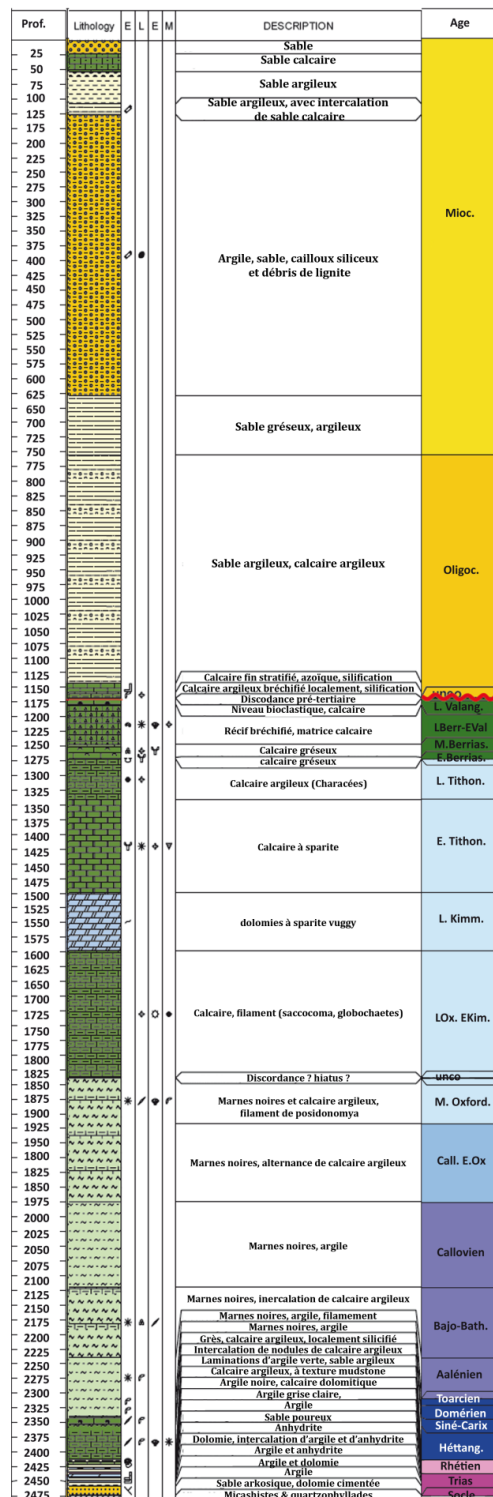


Figure 0-1 : Log stratigraphique synthétique d'après Rubert (2009b).

Forage de Montoisson (BMT-1)

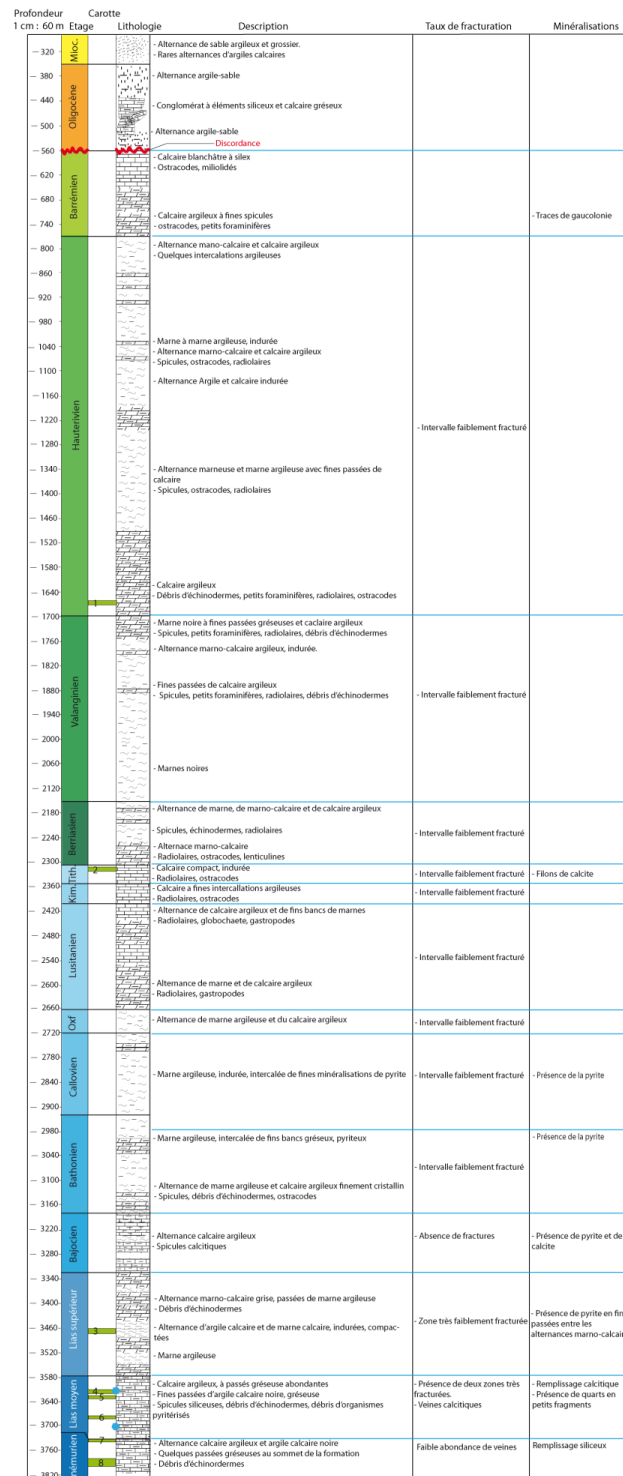
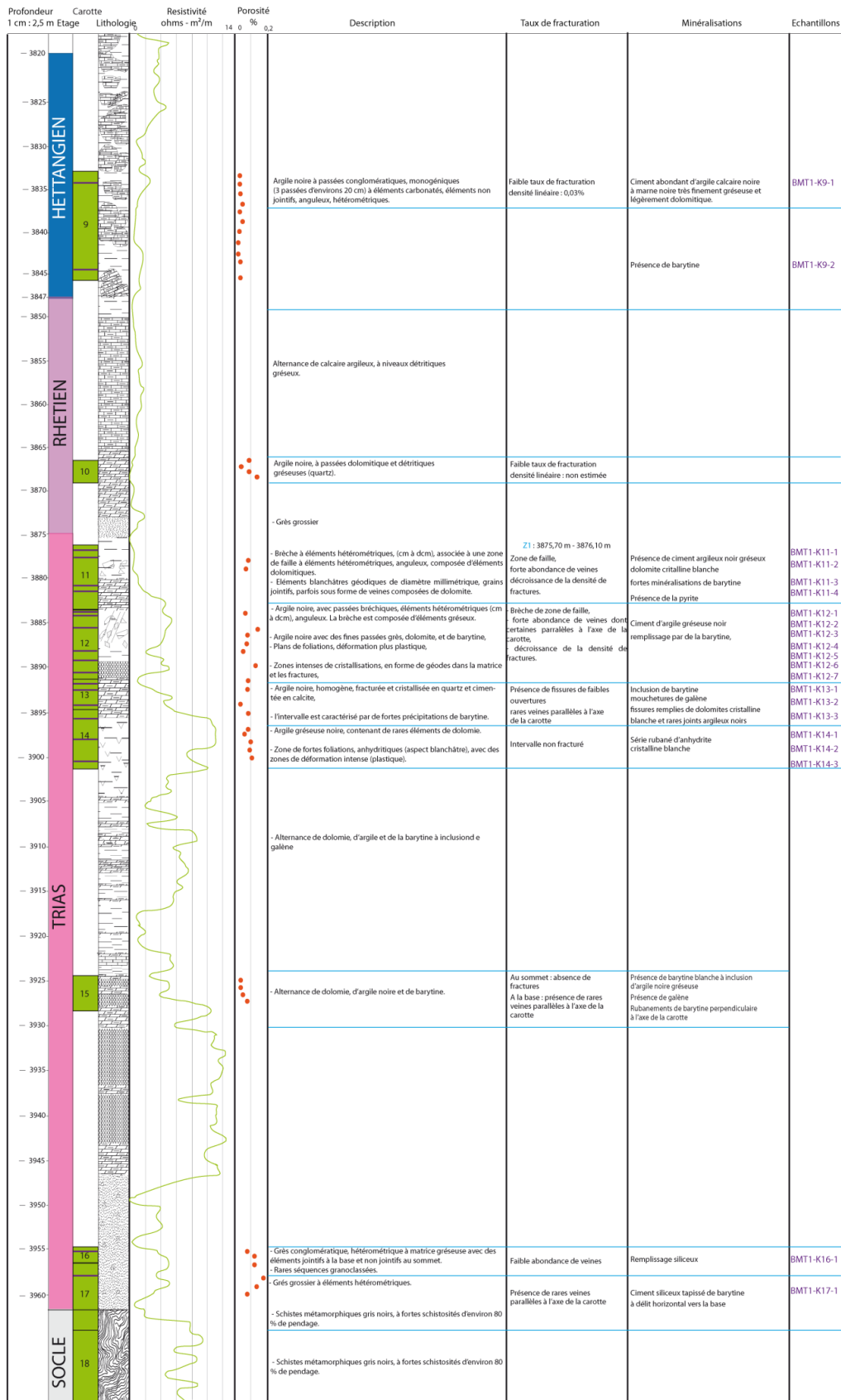


Figure 0-2 : Log stratigraphique du forage de BMT-1 réalisé d'après les observations sur les carottes de forage et également le rapport de fin de sondage S.N.P.A (1962).



Forage de SL1

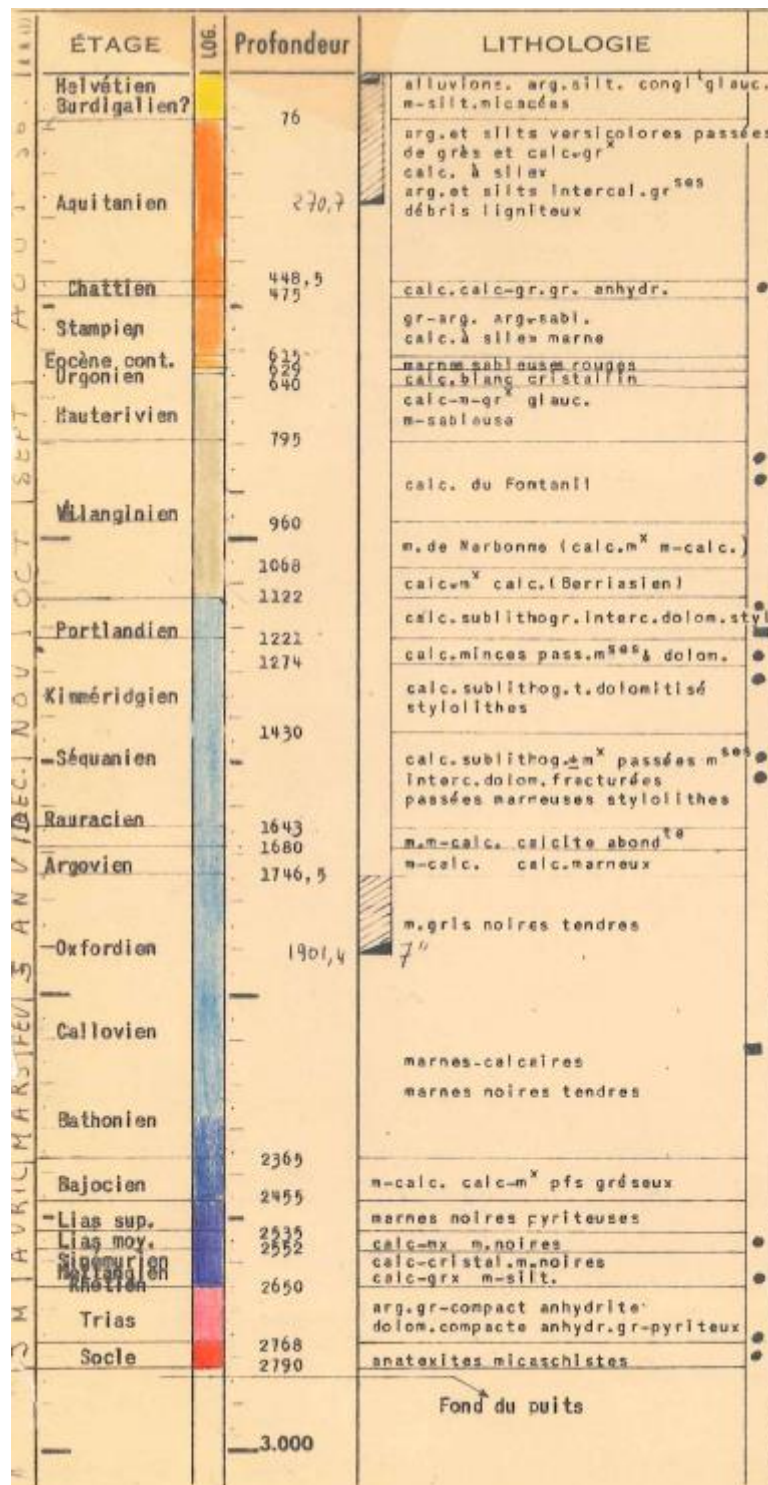


Figure 0-3 :Log stratigraphique de SL1 d'après S.N.P.A (1962).

B. DISTRIBUTION DES LONGUEURS

Distribution des longueurs dans le socle

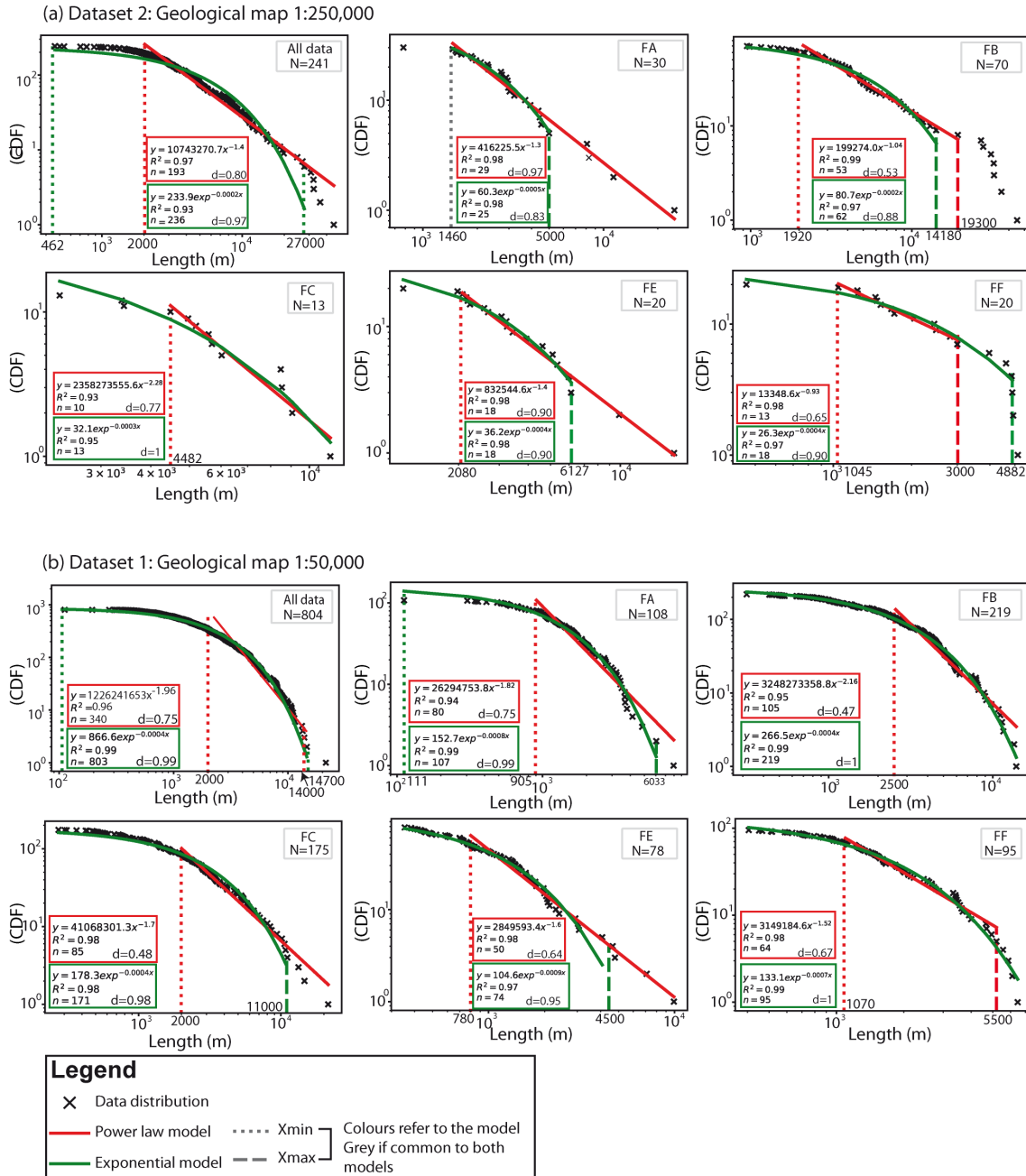


Figure 0-4 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on basement (a) dataset 1 and (b) dataset 2. Exponential and power law models have systematically been applied. Compiled parameters corresponds to the optimized models regards to R^2 , once truncation and truncation+censuring effects have been tested.

Distribution des longueurs dans la couverture sédimentaire

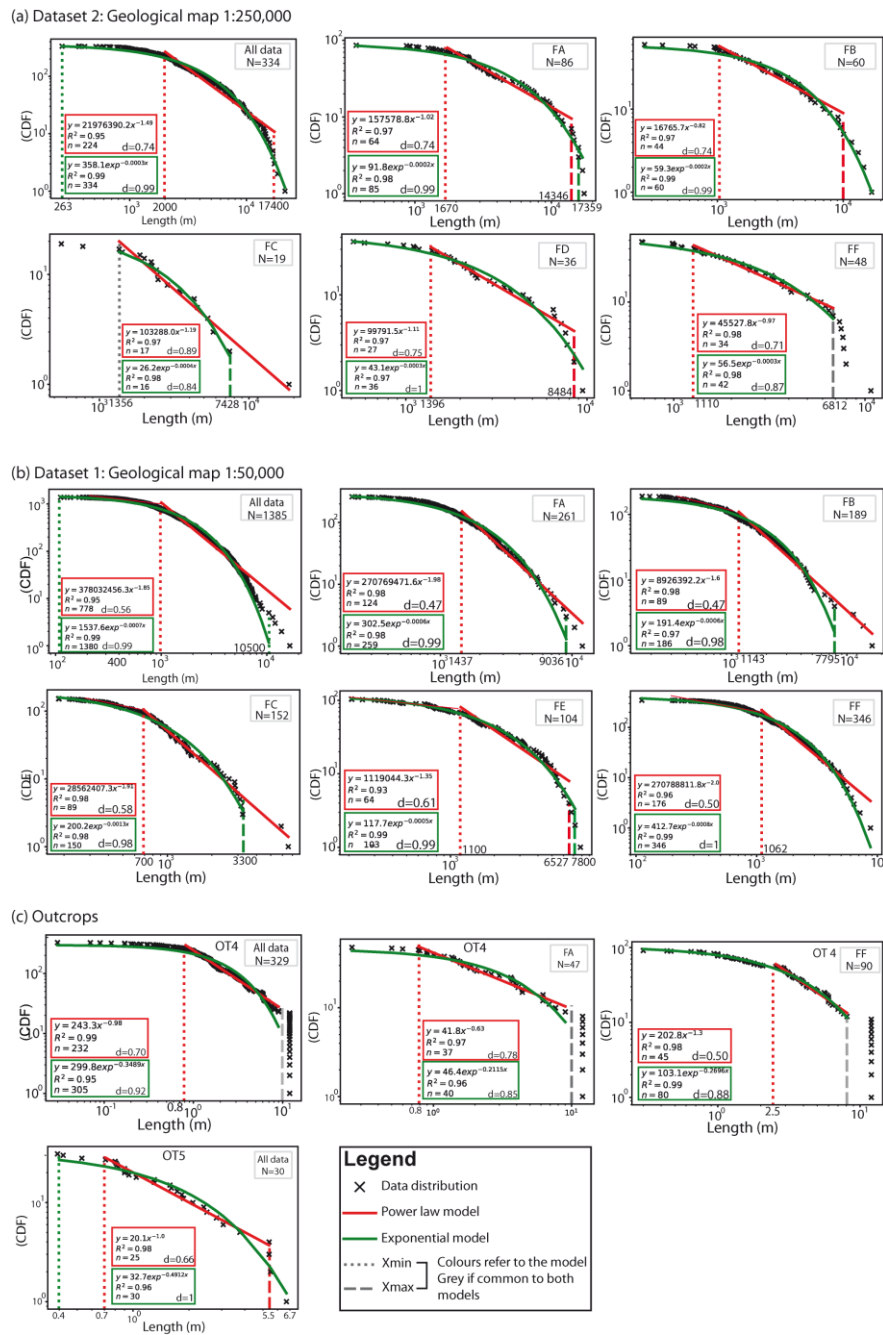


Figure 0-5 : Fracture length distributions according to the fracture sets for the samples collected on cover on (a) dataset 2, (b) dataset 1 and (c) OT4. Exponential and power law models have systematically been applied. Compiled parameters corresponds to the optimized models regards to R^2 , once truncation and truncation+censuring effects have been tested.

C. ACQUISITION DES DONNEES DE LA MARGE ARDECHOISE

Supports d'acquisitions – jeux de données

Les faciès cibles pour la géothermie (Trias et Héttangien) n'affleurant pas dans le bassin de Valence en raison de la couverture cénozoïque et plio-quadernaire, nous avons analysé la géométrie de la fracturation sur des analogues de terrain de la marge ardéchoise qui borde le bassin de Valence à l'ouest et se compose majoritairement de socle granitique et schisteux et d'une couverture triasique et jurassique (Cartes géologiques au 1/50 000 de Privas (841) et Aubenas (865)).

C.1.1. Les fractures issues des cartes géologiques

La méthode d'acquisition des linéaments à partir des cartes géologiques consiste à tracer les linéaments reportés en traits pleins sur les cartes géologiques faisant référence à des failles observées, et ne pas prendre en compte les linéaments supposés, en pointillés. Les linéaments empiétant sur plusieurs cartes géologiques ne doivent pas être interrompus afin d'éviter une sous-estimation de leurs longueurs (Figure 0-6).

Les grandes structures (pluri-kilométriques) sont tracées à l'aide des cartes géologiques au 1/1 000 000, 1/500 000 et au 1/250 000 tandis que les structures intermédiaires ou de petite échelle (décamétrique à kilométrique) sont cartées à l'aide des cartes géologiques 1/50 000 ou 1/25 000. L'intérêt est de tester sur un certain nombre d'attributs la variabilité de l'enregistrement du réseau fracturé en fonction de l'échelle d'observation. Nous nous sommes focalisés sur les azimuts, les longueurs ainsi que les espacements.

Les fractures tracées sur les cartes géologiques sont soumis à un biais d'interprétation lié aux différents auteurs qui ont conçus ces cartes. Afin d'éviter de se baser sur des données déjà issues d'une interprétation, il est fréquent que les opérateurs fassent l'acquisition des données qui leur soient propres sur des modèles numériques de terrain MNT.

Les fractures issus des cartes géologiques sont directement intégrés dans un tableur en forme de coordonnées X, Y et d'identifiant de chaque linéament. L'analyse se fait sur les longueurs et les azimuts (direction par rapport au nord géographique), par des études statistiques et des lois de distributions.

Dans le cadre de la présente étude, la géométrie du réseau fracturé a été successivement déterminée sur les cartes géologiques au 1/250 000 : cartes de Valence (29) et Lyon (34)) (Figure 0-6)

et au 1/50 000 : 744 (Firminy), 745 (Saint-Etienne), 746 (Vienne), 768 (Monistrol-sur-Loire), 769 (Annonay), 770 (Serrière), 792 (Yssingeaux), 793 (Saint-Agrève), 794 (Tournon), 816 (Monastier-sur-Gazeille), 817 (Lamastre), 818 (Valence), 840 (Burzet), 841 (Privas), 842 (Crest), 865 (Aubenas), 866 (Montélimar), 867 (Dieulefit), 888 (Bessèges), 889 (Bourg-St-Andréol), 890 (Valréas), 912 (Alès) et 913 (Pont-St-Esprit), pour une emprise identique, présentée en Figure 0-7.

Les cartes géologiques fournies par le BRGM ont été assemblées et projetées en Lambert 93 grâce au logiciel « QGIS ». Les linéaments ont été systématiquement vectorisés et stockés sous forme d'un fichier .shp. Nous avons fait le choix de ne prendre en compte les linéaments de fractures portés en traits pleins sur la carte géologique, c'est-à-dire les fractures observées. La vectorisation d'une fracture à cheval sur deux cartes n'a pas été interrompue. De même, nous n'avons pas pris en compte dans l'analyse statistique les linéaments interrompus par l'emprise de la zone d'étude.

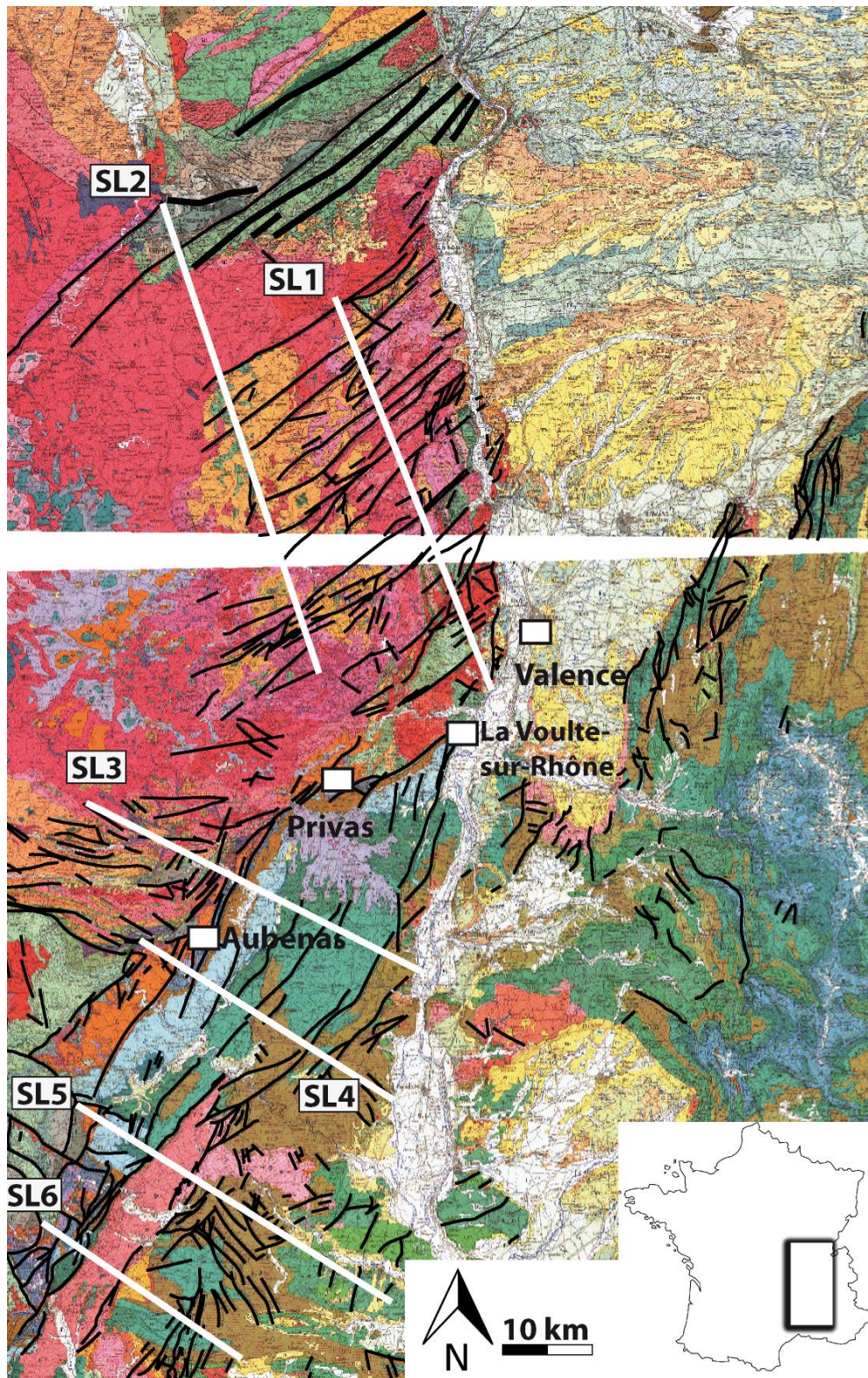


Figure 0-6 : Assemblage des cartes géologiques utilisées pour l'analyse statistique de la fracturation sur analogue de la marge ardéchoise. Réseau fracturé pointé sur le support au 250 000ème. SL : scanlines.

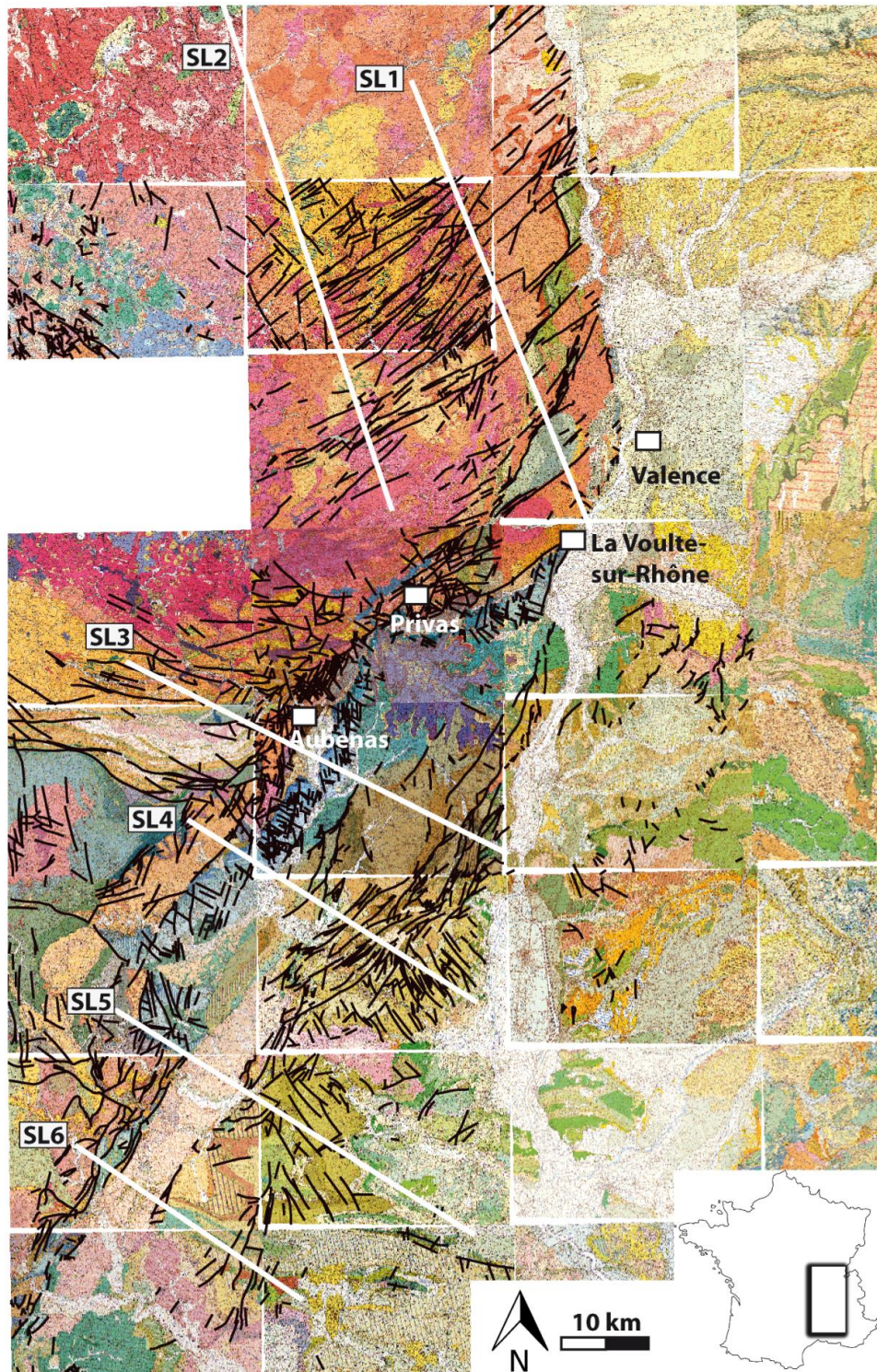


Figure 0-7: Assemblage des cartes géologiques utilisées pour l'analyse statistique de la fracturation sur analogue de la marge ardéchoise. Réseau fracturé pointé sur le support au 50 000^{ème}. L'Emprise est la même que pour 1/250000^{ème}. SL : scanlines.

C.1.2. Les linéaments issus des MNTs

La construction d'un modèle MNT nécessite des données altimétriques (issus de cartes topographiques ou d'acquisitions LIDAR) et dont la résolution dépend du degré de précision souhaité. L'orientation des lignes et colonnes du MNT est celle de la projection adoptée au début du processus.

Un MNT peut prendre la forme de fichiers rasters où chaque pixel porte l'information altimétrique, ou d'un fichier vecteur sous forme de points ou polygones ou chaque entité porte l'information altimétrique. Le mode raster ou maillé est celui utilisé pour la génération de nos modèles MNT. Ce maillage est réalisé sous forme de grille composée de cellules de tailles prédéfinies à la base auxquelles on attribue des valeurs spécifiques. La qualité du MNT dépend de l'origine des courbes de niveau et points cotés numérisés sur les feuilles IGN et qui servent au calcul de la grille. Afin de construire nos MNT, nous avons utilisé des données d'élévation fournies par BD Alti® de l'IGN à très haute résolution (5 m), taille du pixel : 75, -75 m et avec une inclinaison et une altitude de l'éclairage de 45°.

La perception du relief est ensuite accentuée en fonction de l'éclairage appliqué au MNT : toute irrégularité morphologique perpendiculaire à la direction de l'éclairage est mise en évidence contrairement à celle qui lui est parallèle (Figure 0-8).

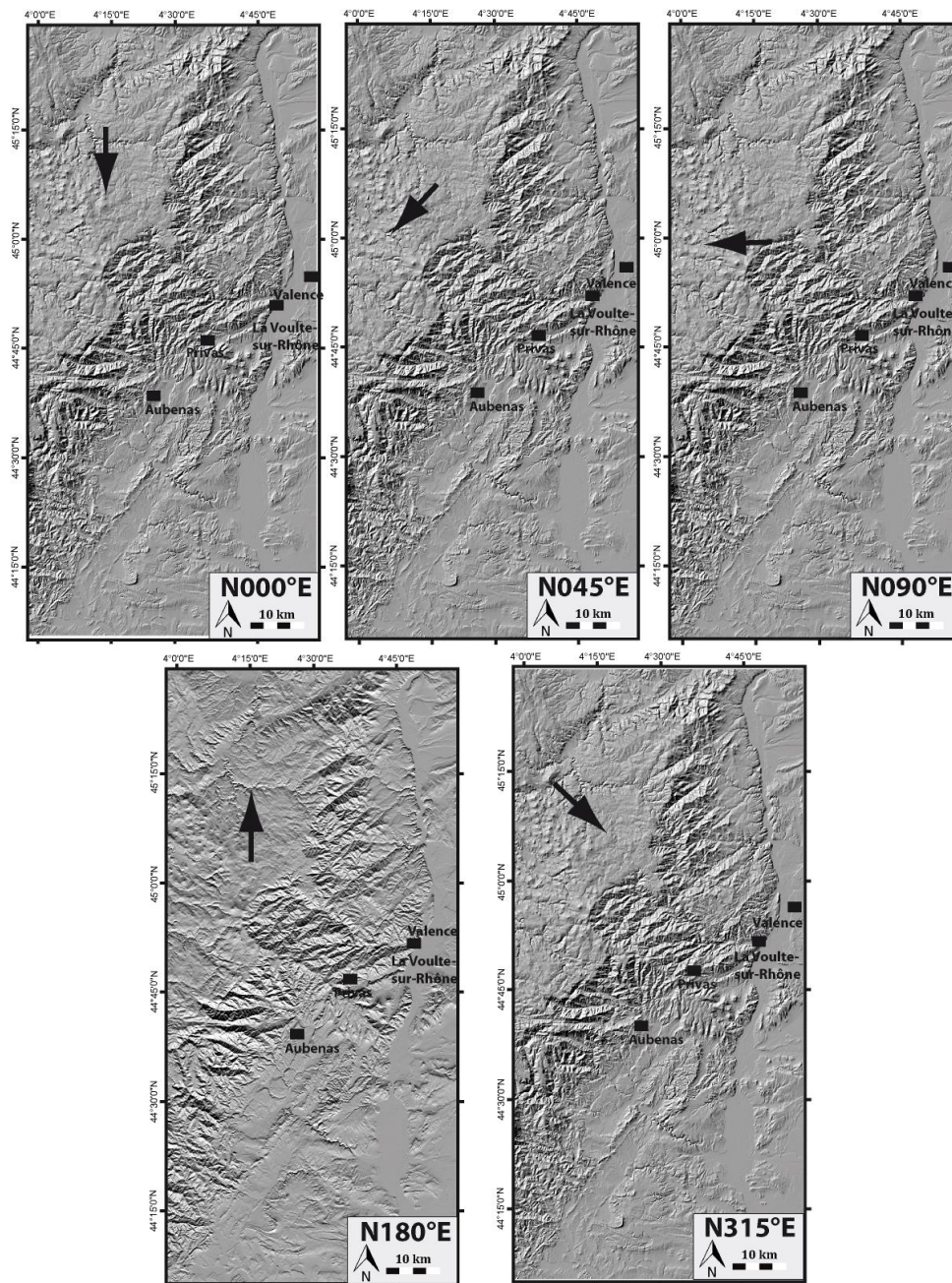


Figure 0-8 : Modèles MNT de la marge ardéchoise générée avec quatre éclairages différents : N000°E, N045°E, N090°E, N180°E et N315°E. Projection Lambert 93.

Nous avons généré les MNTs de la marge ardéchoise à l'aide du logiciel SIG QGIS®. Tracer les linéaments selon un seul ou deux éclairages présente un risque de surinterprétations. En effet, certains linéaments peuvent apparaître sous certains éclairages et disparaître sur d'autres, ceci est lié aux effets de l'éclairage. C'est la raison pour laquelle il est recommandé de générer des MNTs sous plusieurs éclairages afin de remédier à ce biais d'échantillonnage (Le Garzic, 2010). Dans la

littérature, les auteurs prévoient au minimum quatre éclairages différents afin d'éliminer ce biais. Les linéaments observés sous deux ou plusieurs éclairages sont alors considérés comme valides. Dans la présente étude, nous avons généré le MNT de la marge ardéchoise sous cinq éclairages: N000°E, N045°E, N090°E, N180°E et N315°E (Figure 0-9). Les cartes de linéaments obtenues sont fusionnées (Figure 0-10A). Ensuite, on applique un traitement de sorte (1) à fusionner les linéaments qui se superposent et (2) à jumeler les linéaments qui se superposent en partie. La carte présentée dans la Figure 0-10B est le résultat final post traitement qui fera l'objet d'analyse statistique des différents paramètres géométriques.

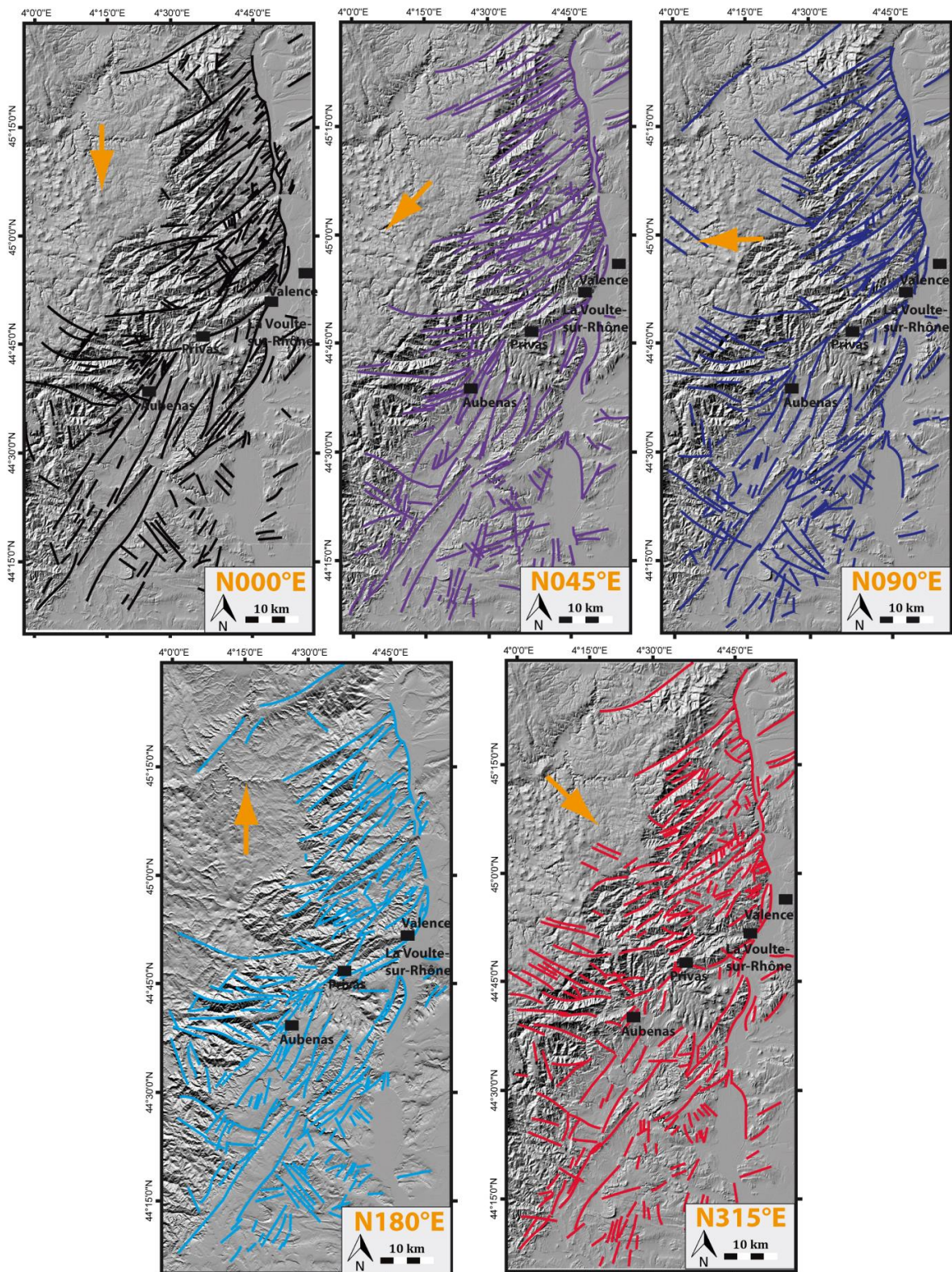
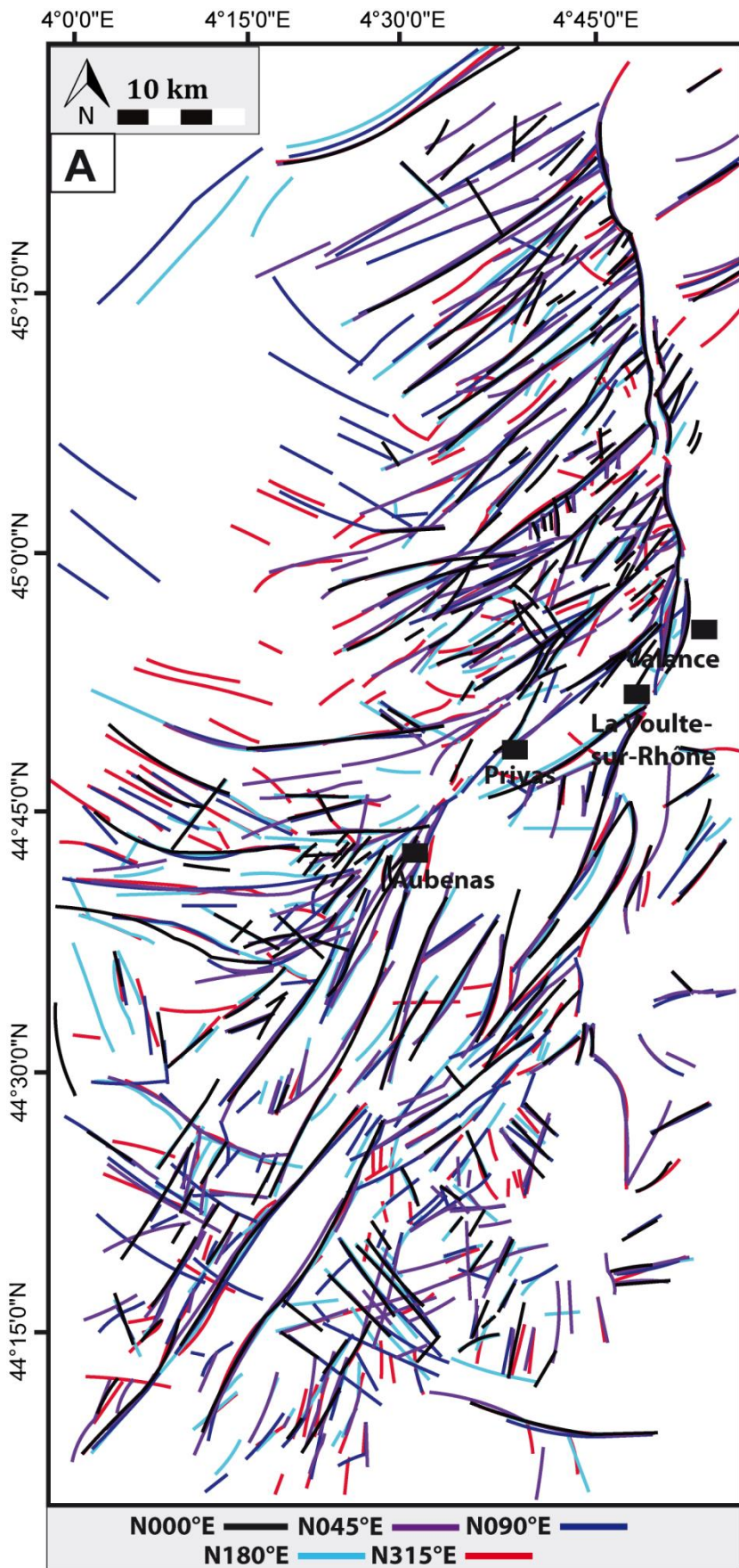
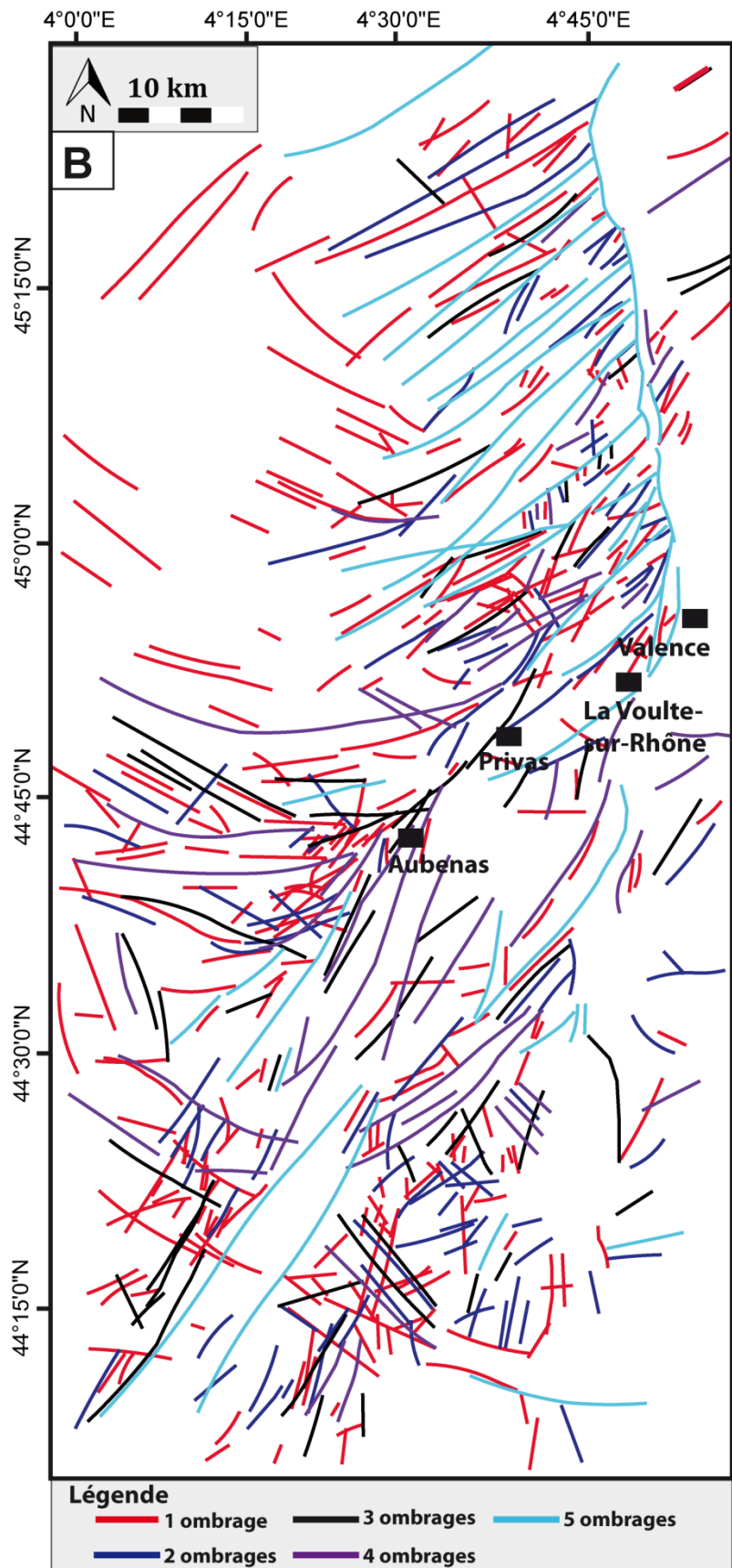


Figure 0-9 : Linéaments tracés à partir des modèles MNT de la marge ardéchoise à différents éclairages : N000°E en noir, N045°E en violet, N090°E en bleu, N180°E en bleu clair et N315°E en rouge.





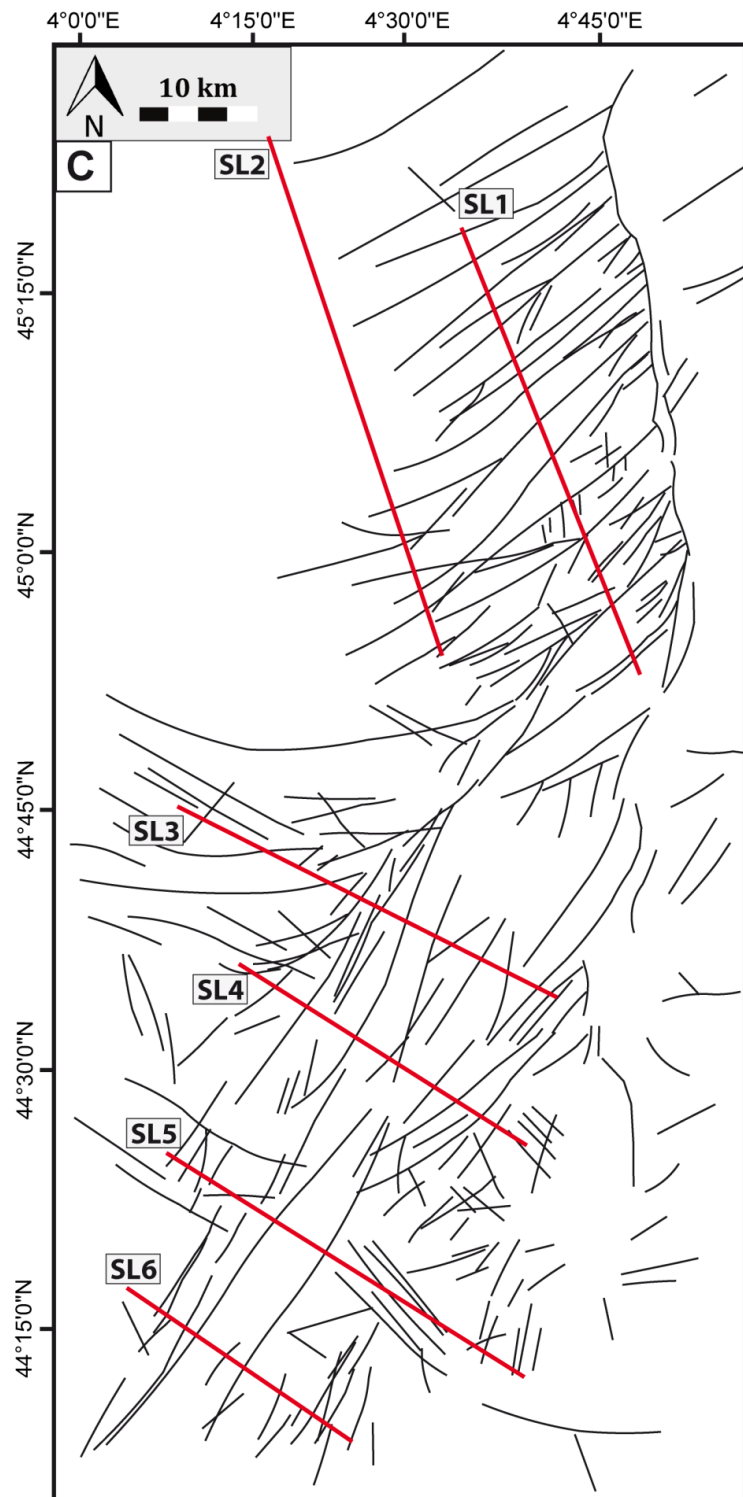


Figure 0-10 : Interprétation des modèles MNT de la marge ardéchoise. (A) Assemblage de linéaments issu de chaque direction d'éclairage ; (B) Carte des linéaments classés en fonction du nombre d'éclairages auquel ils ont été observés ; (C) Carte finale des linéaments fusionnés.

Attributs géométriques mesurés

C.1.3. Les azimuts de fractures

L'azimut calculé représente l'angle, dans le plan horizontal, entre la direction d'un linéament de fracture tracé et une direction de référence, en l'occurrence ici le nord géographique. L'azimut est donc compris entre 0° (nord géographique) et 179° .

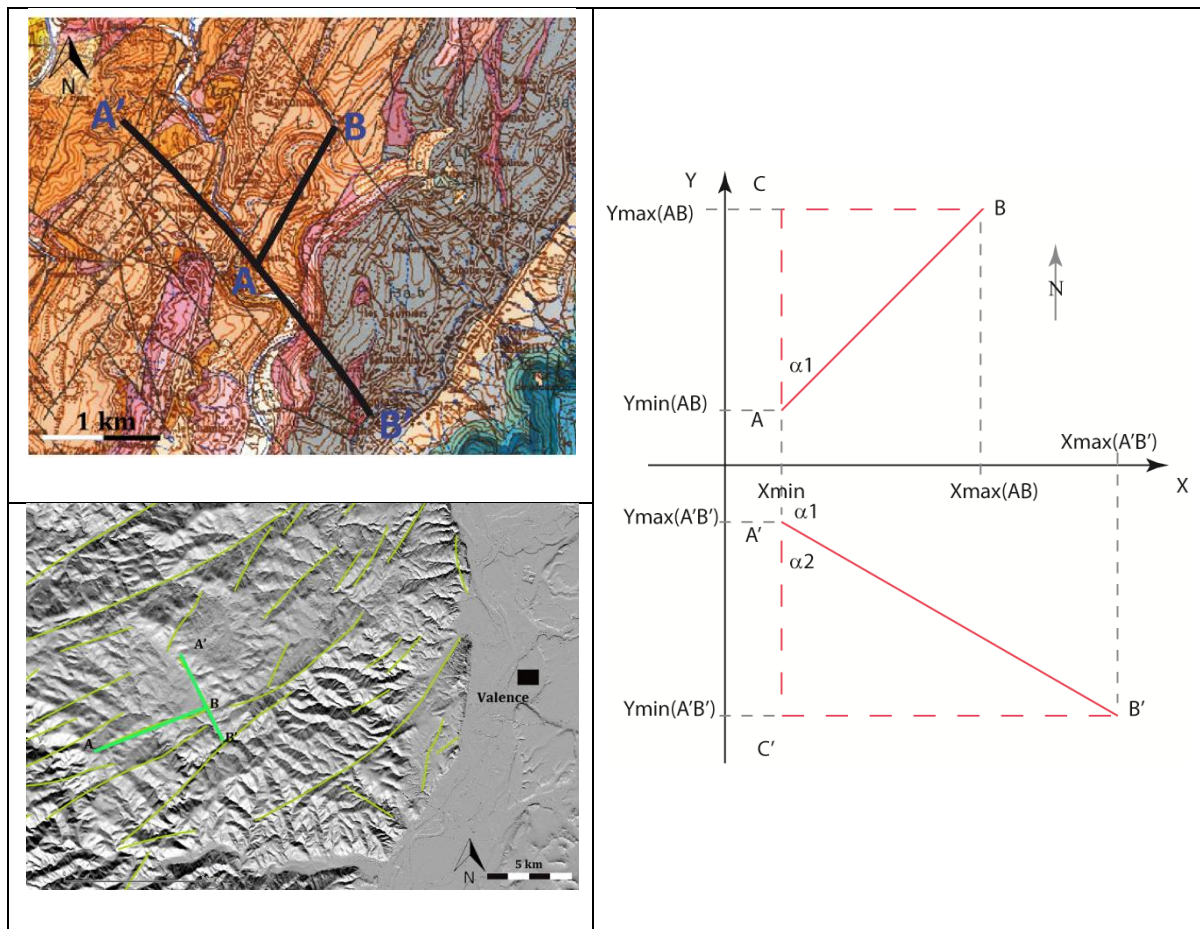


Figure 0-11 : Schéma explicatif du calcul des azimuts des fractures sur les cartes géologiques et les modèles MNT.

Le calcul de l'azimut d'un linéament nécessite d'extraire, pour chaque objet, les coordonnées de ses extrémités. Les valeurs minimales et maximales des abscisses et ordonnées de chaque segment sont extraites et attribuées aux variables en question respectivement grâce aux fonctions $Xmin=\$x_at(0)$; $Ymin=\$y_at(0)$; $Xmax=\$x_at(-1)$; $Ymax=\$y_at(-1)$.

Comme illustré en Figure 0-11, les linéaments AB et A'B' sont respectivement les hypoténuses des triangles rectangles ABC et A'B'C'. α_1 représente l'azimut du linéament (nord géographique figuré en haut).

D'après Pythagore :

Dans le cas du triangle ABC :

$$\tan \alpha_1 = \left(\frac{BC}{AC} \right) = \frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})}$$

$$\alpha_1 = \tan^{-1} \left(\frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})} \right) \quad \text{Éq. 25}$$

Dans le cas du triangle A'B'C' :

$$\tan \alpha_2 = \tan(\pi - \alpha_1) = \left(\frac{B'C'}{A'C'} \right) = \frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})}$$

$$\text{D'où} \quad -\tan \alpha_1 = \left(\frac{B'C'}{A'C'} \right) = \frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})}$$

$$\text{Par conséquent :} \quad \alpha_1 = \tan^{-1} \left[-\frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})} \right] \quad \text{Éq. 26}$$

C.1.4. Les longueurs de fractures

La méthodologie du calcul des attributs géométriques que ce soit sur les cartes géologiques ou les modèles MNT est la même. Les longueurs des fractures ont été directement compilées grâce à la commande «\$Length» de QGIS® une fois digitalisées. Au total, 2189 linéaments ont été retenus sur le 50 000 dont 804 dans le socle et 1385 dans la couverture, 575 à l'échelle 250 000 dont 241 dans le socle et 334 dans la couverture, 254 sur le MNT dont 134 pour le socle et 120 pour la couverture (Tableau 0-1).

C.1.5. Les espacements entre fractures

Les mesures d'espacements entre les fractures se fait à l'aide des scanlines (1D) suivant la méthode décrite dans le chapitre 2. A grande échelle, 6 scanlines ont été tracées (Figure 0-6, Figure 0-7). Les scanlines 1 à 2 ont été tracées uniquement dans le socle, la scanline 3 dans le socle et la couverture sédimentaire et les scanlines 4 à 6 uniquement dans la couverture sédimentaire. Les 6

scanlines tracées sont similaires sur les trois supports d'observations afin de comparer les mêmes jeux de données sous différents supports. Les données ont été résumées dans le Tableau 0-2.

Au sein du logiciel QGIS, l'extraction des données d'espacements nécessite plusieurs étapes d'après la méthode de Gillespie et al.,(1993) :

- Le fichier en entrée des linéaments digitalisés doit être en format *shapefile* (.shp),
- Faire l'intersection entre les linéaments et chaque scanline. Les identifiants des points d'intersection obtenus doivent être similaires aux identifiants des linéaments,
- afin d'éviter de commencer la scanline à l'intersection de la première faille, il faudrait additionner les extrémités de chaque scanline aux restes des points d'intersection linéaments/scanline,
- rajouter au sein du tableau contenant les points d'intersection les coordonnées X et Y à l'aide des commande QGIS® \$x et \$y,
- une fois le tableau complété, il convient ensuite de le compléter avec les valeurs d'azimuts et de longueurs de chaque point d'intersection correspondant à un linéament,
- sous Excel, trier par ordre croissant les valeurs selon les coordonnées x, ce qui permet de classer les linéaments par ordre d'intersection et ainsi balayer la scanline dans l'ordre,
- enfin, calculer les espacements entre les points successifs à l'aide de l'analyse vectorielle (Éq. 27).

$$\|\overrightarrow{AB}\| = \sqrt{(x_b - x_a)^2 + (y_b - y_a)^2} \quad \text{Éq. 27}$$

Lithology	Fracture set	Nb of events	Area (m ²)	Fracture density x (x 10 ⁻⁷ frac/m ²)
Basement	All	804		1.58
	F ₁ B ₁ (FA)	108		0.21
	F ₂ B ₁ (FB)	219		0.43
	Dataset 1		5.07 x 10 ⁹	
	F ₃ B ₁ (FC)	175		0.34
	F ₄ B ₁ (FE)	78		0.15
	F ₅ B ₁ (FF)	95		0.18
	All	241		0.47
	F ₁ B ₂ (FA)	30		0.06
	F ₂ C ₁ (FB)	70	5.07 x 10 ⁹	0.14
	F ₃ C ₁ (FC)	13		0.03
	F ₄ C ₁ (FE)	20		0.04
	F ₅ C ₁ (FF)	20		0.04
Cover	All	1385		4.91
	F ₁ C ₁ (FA)	261		0.93
	F ₂ C ₁ (FB)	189		0.67
	Dataset 1		2.81 10 ⁹	
	F ₃ C ₁ (FC)	152		0.54
	F ₄ C ₁ (FE)	104		0.37
	F ₅ C ₁ (FF)	346		1.23
	All	334		1.18
	F ₁ C ₂ (FA)	86		0.3
	F ₂ C ₂ (FB)	60		0.21
	Dataset 2		2.81 10 ⁹	
	F ₃ C ₂ (FC)	19		0.06
	F ₄ C ₂ (FE)	36		0.13
F ₅ C ₂ (FF)	48		0.17	

Tableau 0-1 : Tableau récapitulatif du nombre de linéaments, des densités par familles de fractures obtenues à partir du MNT et les cartes géologiques à l'échelle 1/50000^{ème} et 1/250000^{ème}.

	Mean orientation	SL orientation	SL length (m) (x10 ³)	Dataset 1				Dataset 2			
				Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m x10 ⁻⁴)	Cv	Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m x10 ⁻⁴)	Cv
SL1	All data	N158°E	55.6	1600	31	5.6	1.02	2200	25	4.5	0.55
	FA			1880	4	0.8	0.85	/	/	/	
	FB			2300	13	2.3	0.90	2200	21	3.7	0.49
SL2	All data	N160°E	65.3	2800	22	3.3	1.72	4600	15	2.3	1.17
	FA			8200	3	0.4	1.58	/	/	/	
	FB			2500	12	1.8	0.93	5500	9	1.3	1.07
SL3	All data	N116°E	49	1600	28	5.7	1.49	3700	21	4.2	0.93
	FA			2300	9	1.6	1.31	/	/	/	
	FB			2600	6	1.2	1.43	3200	5	01	1.02
	FF			700	13	1.2	1.43	/	/	/	
SL4	All data	N122°E	39.1	2000	32	8.1	0.81	2900	14	3.5	0.84
	FA			1740	6	1.5	0.83	2200	5	1.2	0.72
	FB			1000	6	1.5	0.34	3000	6	1.5	0.83
	FC			1500	6	1.5	0.81	/	/	/	
	FF			500	7	1.5	0.79	2100	3	0.9	0.26
SL5	All data	N122°E	48.7	1850	17	3.4	1.23	3200	14	2.9	0.28
	FA			2040	4	0.8	1.7	3500	3	0.6	0.62
	FB			1900	4	0.8	1.7	1145	4	0.8	0.39
	FC			760	3	0.6	0.62	/	/	/	
	FF			600	3	0.6	0.73	2000	3	0.9	0.26
SL6	All data	N124°E	31.2	2000	14	4.4	1.19	1900	15	4.8	0.48
	FA			2380	9	1.5	0.83	2500	9	2.8	1.17
	FB			/	/	/	/	800	3	0.9	0.51
	FF			/	/	/	/	1100	3	0.9	0.26

Tableau 0-2 : Tableau récapitulatif du nombre de linéaments intersectés par les scanlines sur différents supports (1/250000^{ème}, 1/50000^{ème} et au MNT). Mise en évidence des densités linéaires et des coefficients de variabilités.

D. ACQUISITION DES DONNEES DE TERRAIN

Les fractures issues des affleurements

Nous avons complété la base de données à grande échelle par celle du terrain. La gamme de variation des valeurs est de l'ordre du métrique. Au total, 9 affleurements ont fait l'objet de mesures : Lyas, Moulin, Soyons, Crussol, l'Argentière, AC023, les vans et Gravière (Figure 0-12).

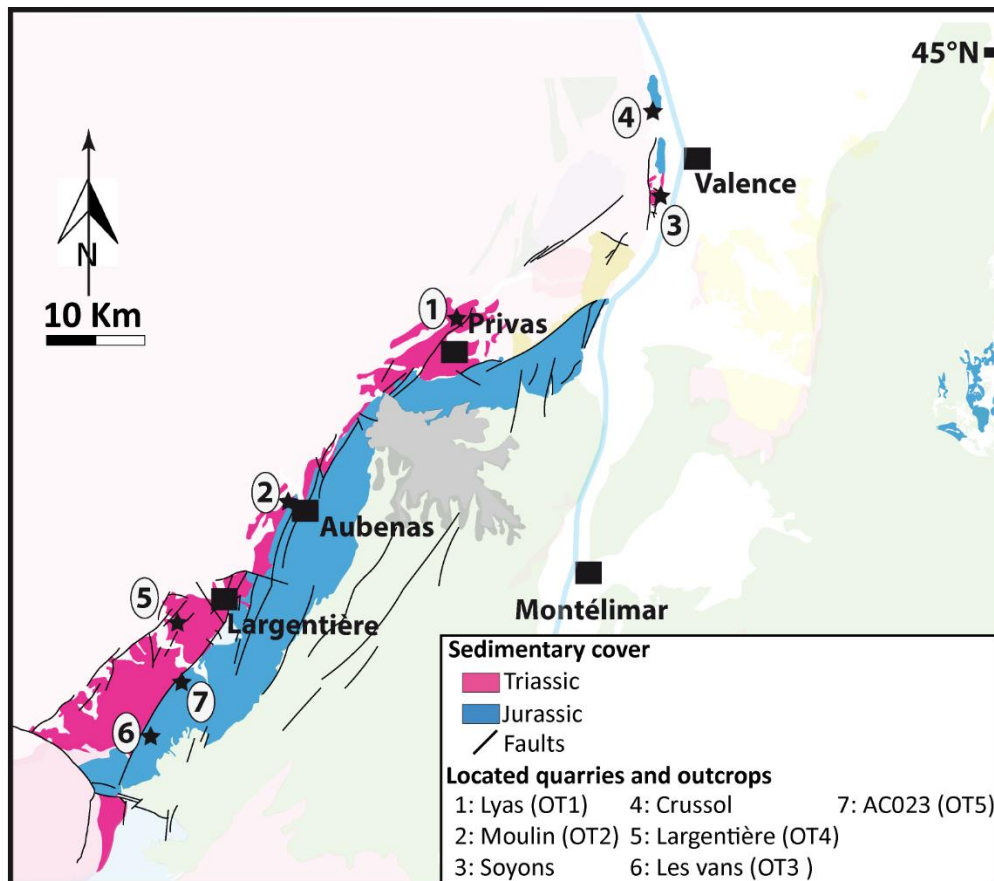


Figure 0-12 : Schéma structural avec localisation des affleurements étudiés dans le Trias et Jurassique ardéchois.

Carrière du Lyas

La carrière du Lyas est localisée dans une zone fortement structurée par les accidents N-S à NE-SW (Figure 0-13) Nous avons échantillonné au sein de cette carrière les orientations, les espacements entre fractures à l'aide des scanlines (Figure 0-14). En revanche, nous n'avons pas pu prélever les longueurs de fractures en raison des biais liés aux fronts de taille qui biaisent la longueur réelle des fractures.

Les grès inférieurs constituent l'unité détritique la plus basale du Trias ardéchois. Cette unité comble la paléo-topographie héritée par le socle granitique (Finelle, 1981). Cet ensemble se compose de grès de base et de grès de Roubreau décrites dans le chapitre 1. La carrière de Lyas se situe dans les faciès de grès de base avec de rares séquences de grès grossiers feldspathiques. Les bancs sont massifs à litages parfois obliques.

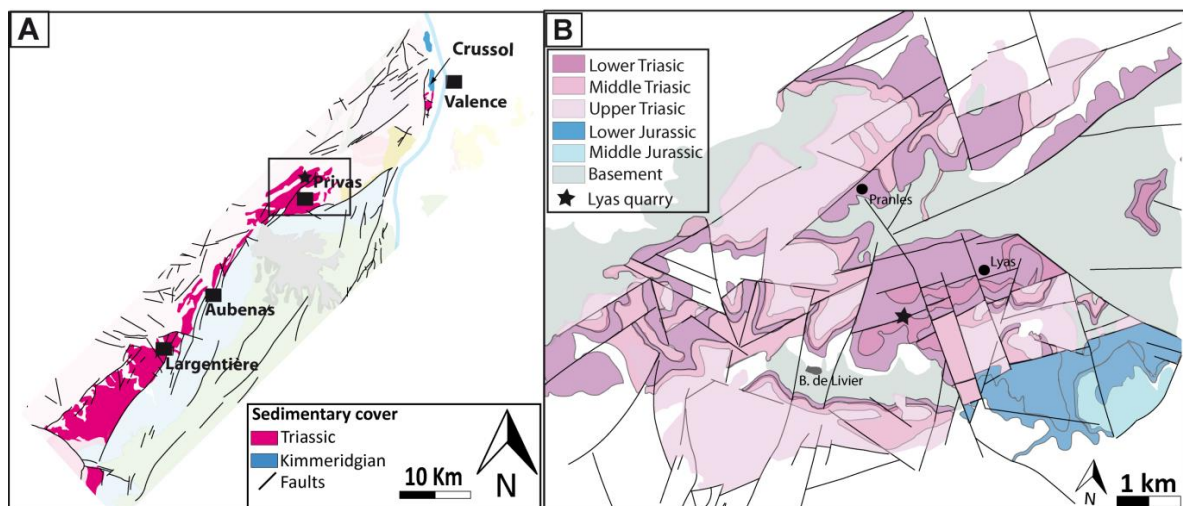


Figure 0-13 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Privas mettant en évidence la situation structurale de la carrière de Lyas à l'échelle locale.

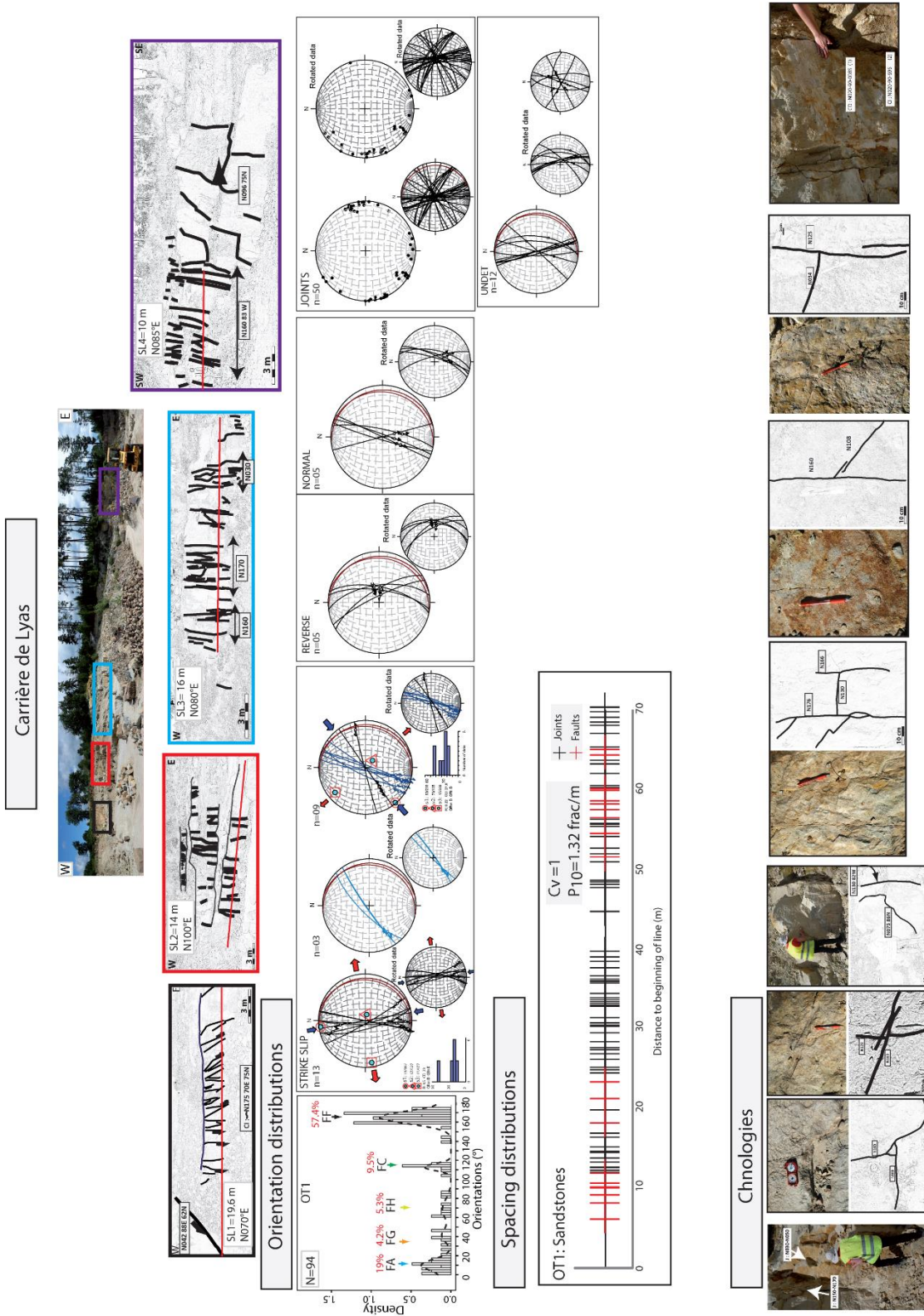


Figure 0-14 : Description et illustration des données de la carrière du Lyas.

Carrière du Moulin

Comme décrit dans le chapitre 1, le Trias supérieur de la région d'Aubenas et de Privas appartient à la formation bariolée d'Ucel. Au sein de la carrière du Moulin, le faciès gréseux montre une succession de grès arkosiques plus ou moins grossiers. La carrière se localise dans une zone structurée par les systèmes NE-SW (Figure 0-15).

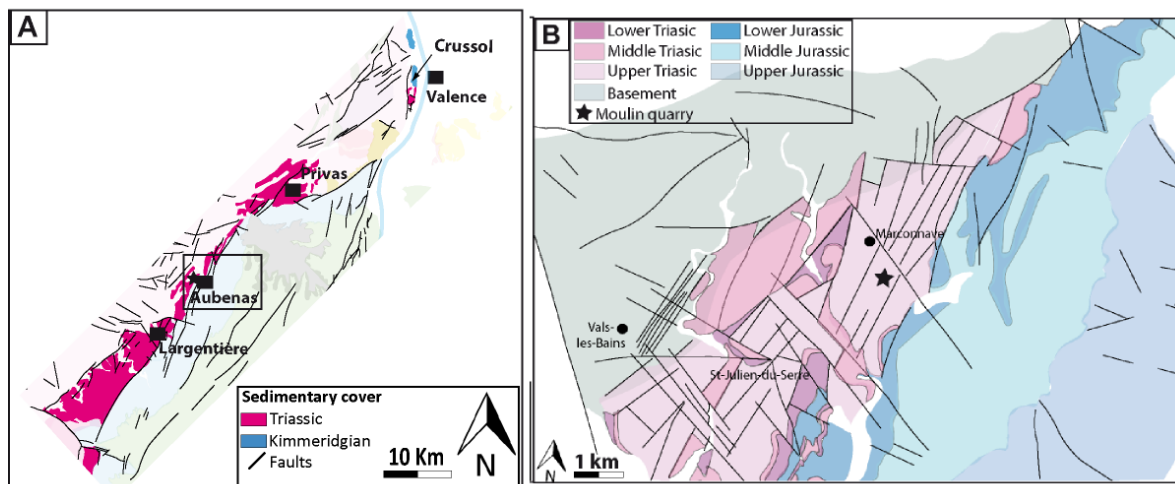


Figure 0-15 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Privas mettant en évidence la situation structurale de la carrière du Moulin à l'échelle locale.

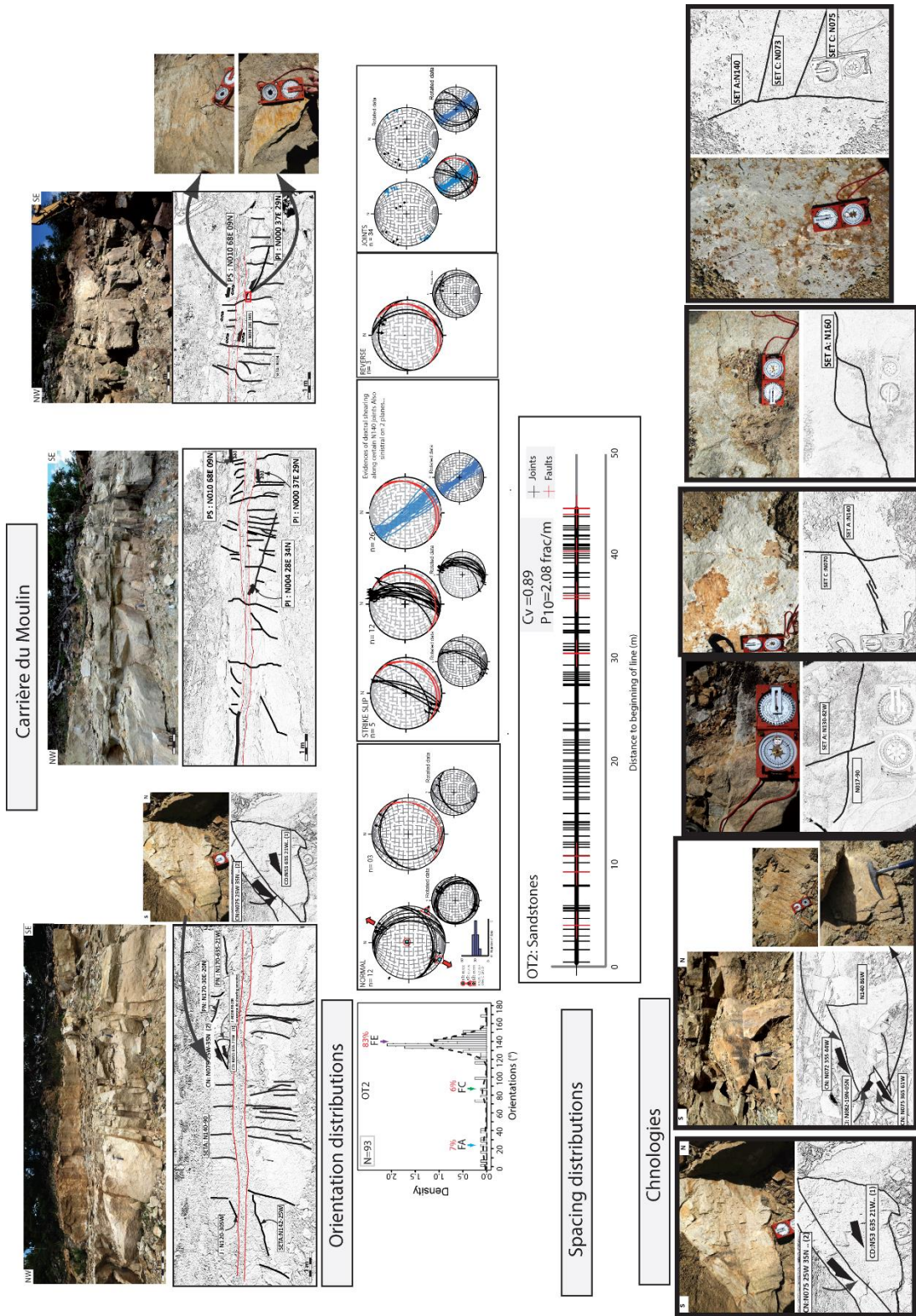


Figure 0-16 : Description et illustration des données de la carrière du Moulin.

Route de Soyons

Les faciès triasiques de la route de Soyons (Figure 0-17) se distinguent par des grès à faciès de Buntsandstein (Debrand-Passard *et al.*, 1984a). Ce faciès de base n'est pas observé dans le reste de la marge ardéchoise. La base de cette formation est caractérisée par des grès feldspathiques datée du Ladinien (Debrand-Passard *et al.*, 1984a), tandis que le sommet se distingue par la présence de carbonates définis dans la formation : grès de Roubreau (voir chapitre 1 pour la description). Les illustrations de cette formation sont mises en évidence dans la Figure 0-18. Le passage au Carnien se distingue par des faciès de type grès grossiers à la base, et deviennent de plus en plus fins et argileux.

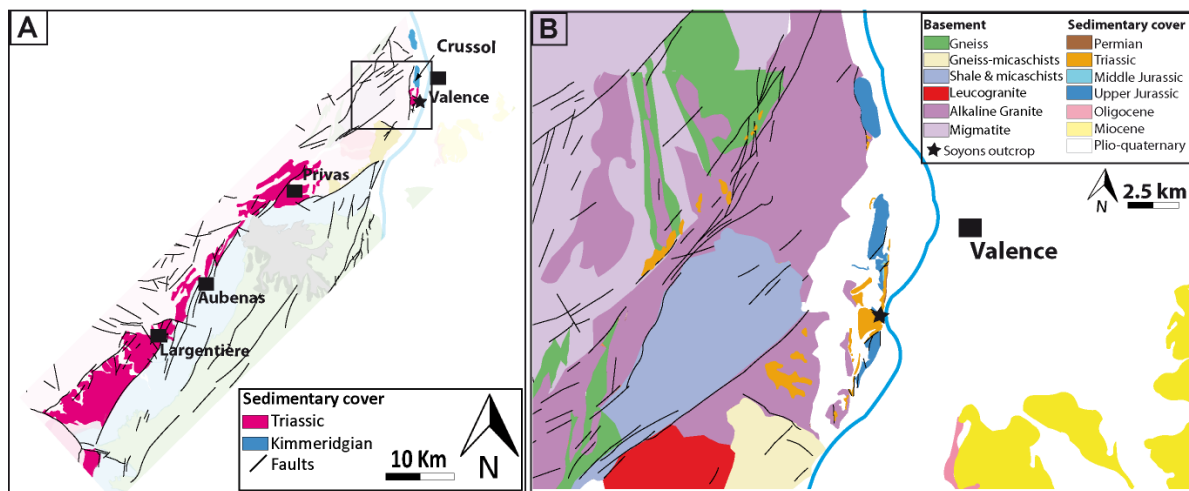


Figure 0-17 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000 de Valence mettant en évidence la situation structurale de la route de soyons à l'échelle locale.

Carrière de Cemex (Crussol)

Les formations jurassiques de la carrière de Cemex près de Crussol d'affleurement abondamment dans la zone qu'à partir du Kimméridgien (Debrand-Passard *et al.*, 1984a). La série est essentiellement calcaire puissante d'environ 75 m, avec à sa base des alternances marneuses d'âge Kimméridgien (voir localisation Figure 0-17). Ces séries sont massives au sommet, dotées d'une épaisseur d'environ 30 m (Louyre, la Baume etc.) (Elmi, 1990). Le tout est scellé par les faciès Tithonien inférieur, épais de 40 m, observé notamment au sommet du Crussol. La Figure 0-19 illustre les fronts de taille et les données acquises.

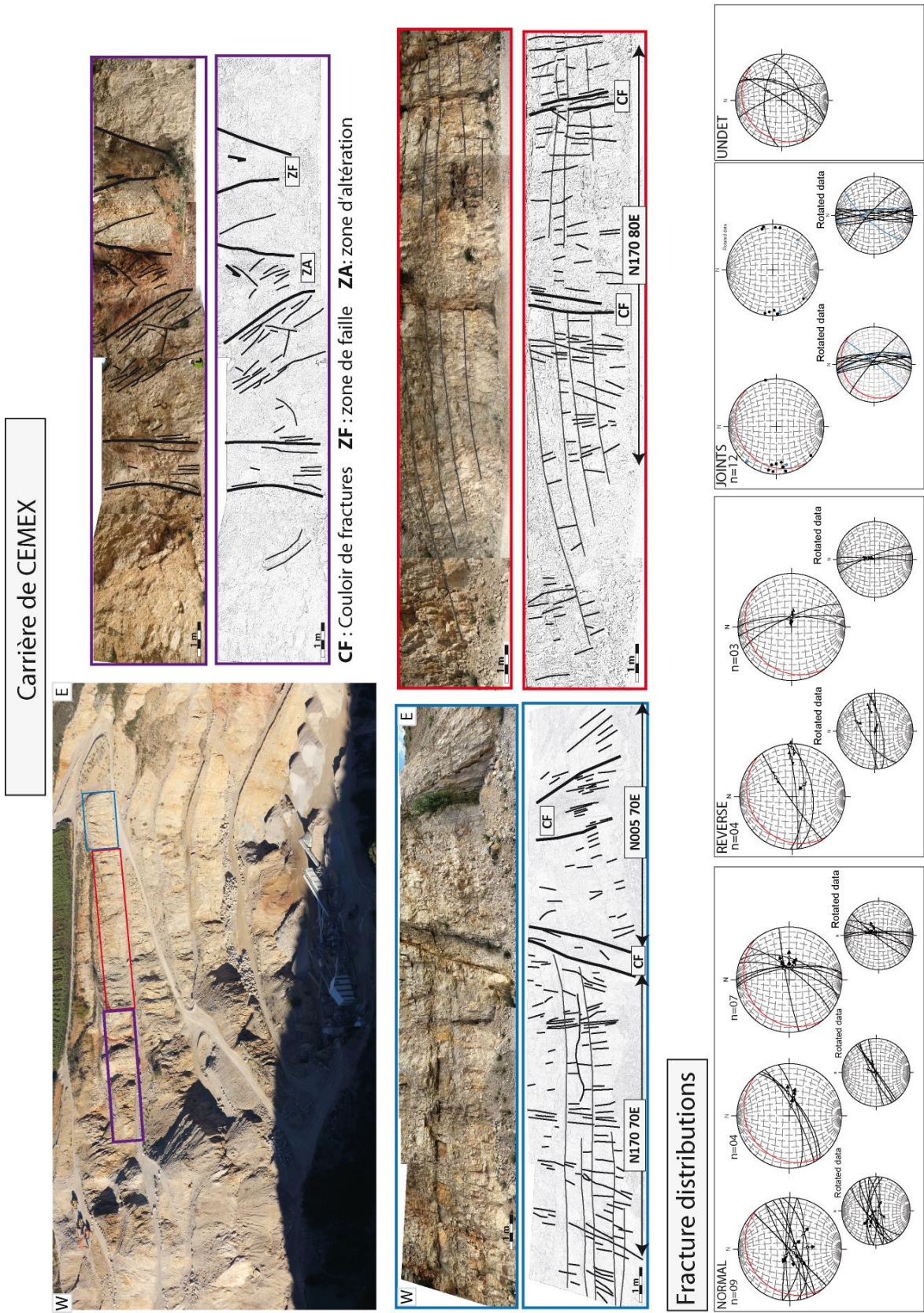


Figure 0-19 : Description et illustration des données de la carrière de Cemex.

Dalles de l'Argentière

Deux dalles ont été échantillonnées à proximité de l'Argentière et semblent être structurées par des failles NW-SE à N-S (Figure 0-20). Ces deux dalles ont été échantillonnées dans les mêmes faciès à savoir les grès de base du Buntsandstein (décrit dans le chapitre 1). Ce faciès appelé également grès de l'Argentière présente une épaisseur variable dans la zone (entre 4 à 25 m, 15 m dans la coupe d'Ucel) (Elmi, 1990; Finelle, 1981; Ledru et al., 2001; Vinchon et al., 1996). Ils ont été définis comme étant de grès arkosiques gris-vert. Le matériel est mal classé, à matrice parfois argileuse. Les ciments quartzeux en général, peuvent contenir de la barytine ou des sulfures. L'illustration de dalle est présentée dans la Figure 0-21.

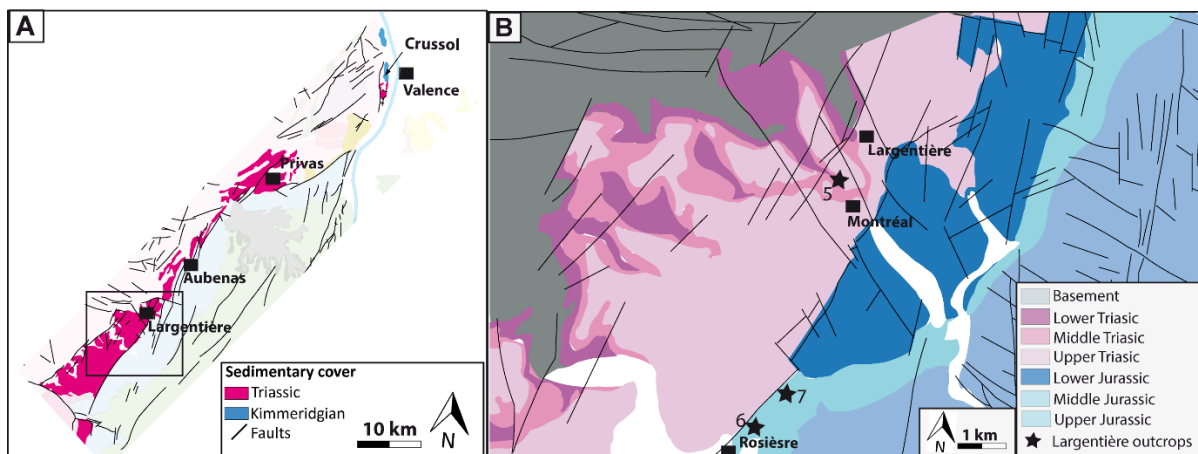


Figure 0-20 : Schéma structural réalisé à partir de la carte géologique au A : 1/250000 et B : au 1/50000, localisant la dalle de L'Argentière (5), l'affleurement des vans (6) et AC023 (7).

Fracture outcrop Largentière (OT4)

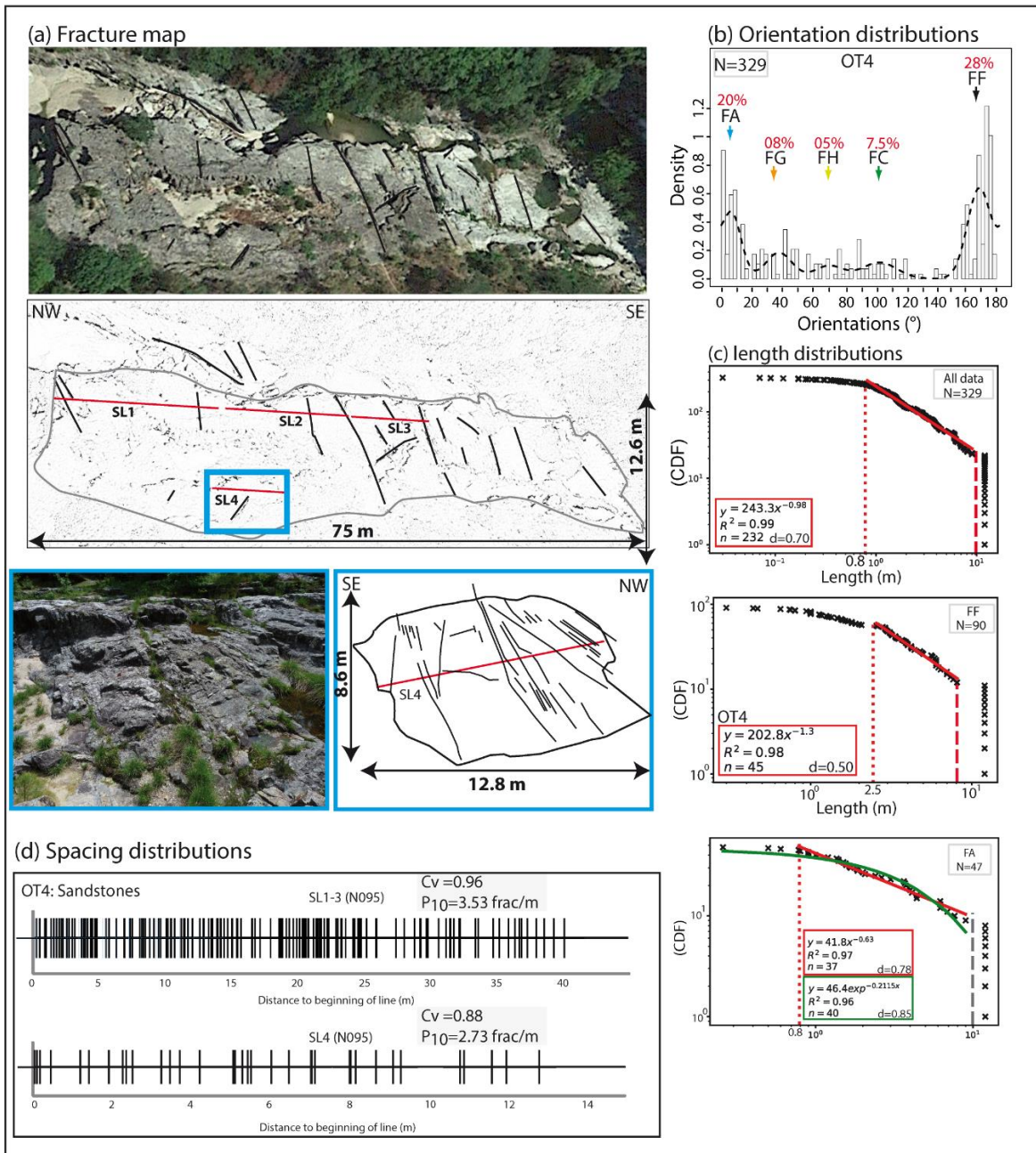


Figure 0-21 : Description et illustration des données de la dalle de L'Argentière.

Les vans

L'affleurement des vans localisé dans les faciès du Jurassique supérieur (voir localisation Figure 0-20). Cet affleurement de bordure de route est traversé par une faille orientée N165-60W-10N. La description et l'illustration a été présentée dans la Figure 0-22.

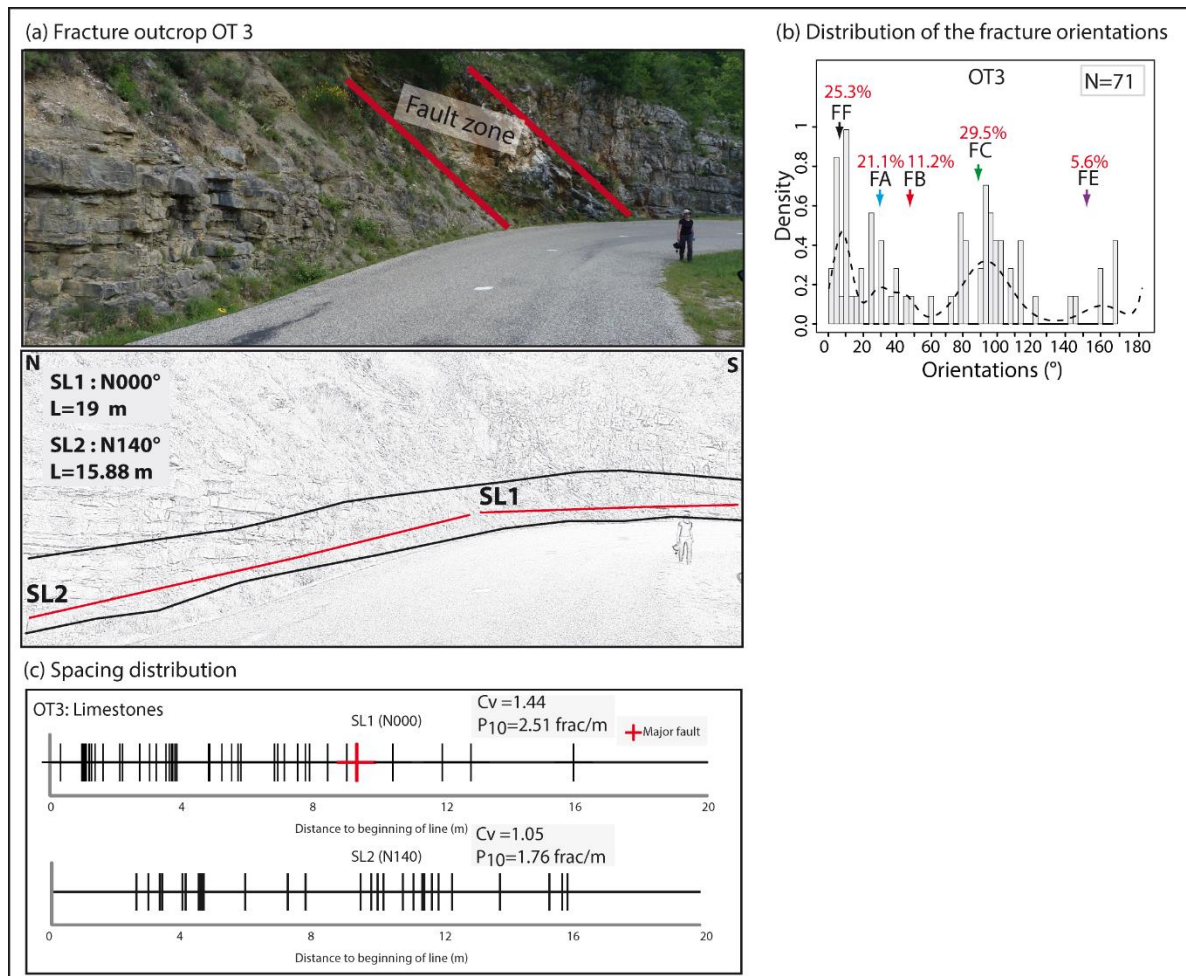


Figure 0-22 : Description et illustration des données de l'affleurement des Vans.

AC023 (OT 5)

L’affleurement AC023 près de Rosière à est situé dans le Jurassique supérieur. Sa situation structurale est également mise en évidence dans Figure 0-20. Nous avons échantillonné et relevé les données des longueurs, d’espacements et des orientations sur cette dalle Figure 0-23.

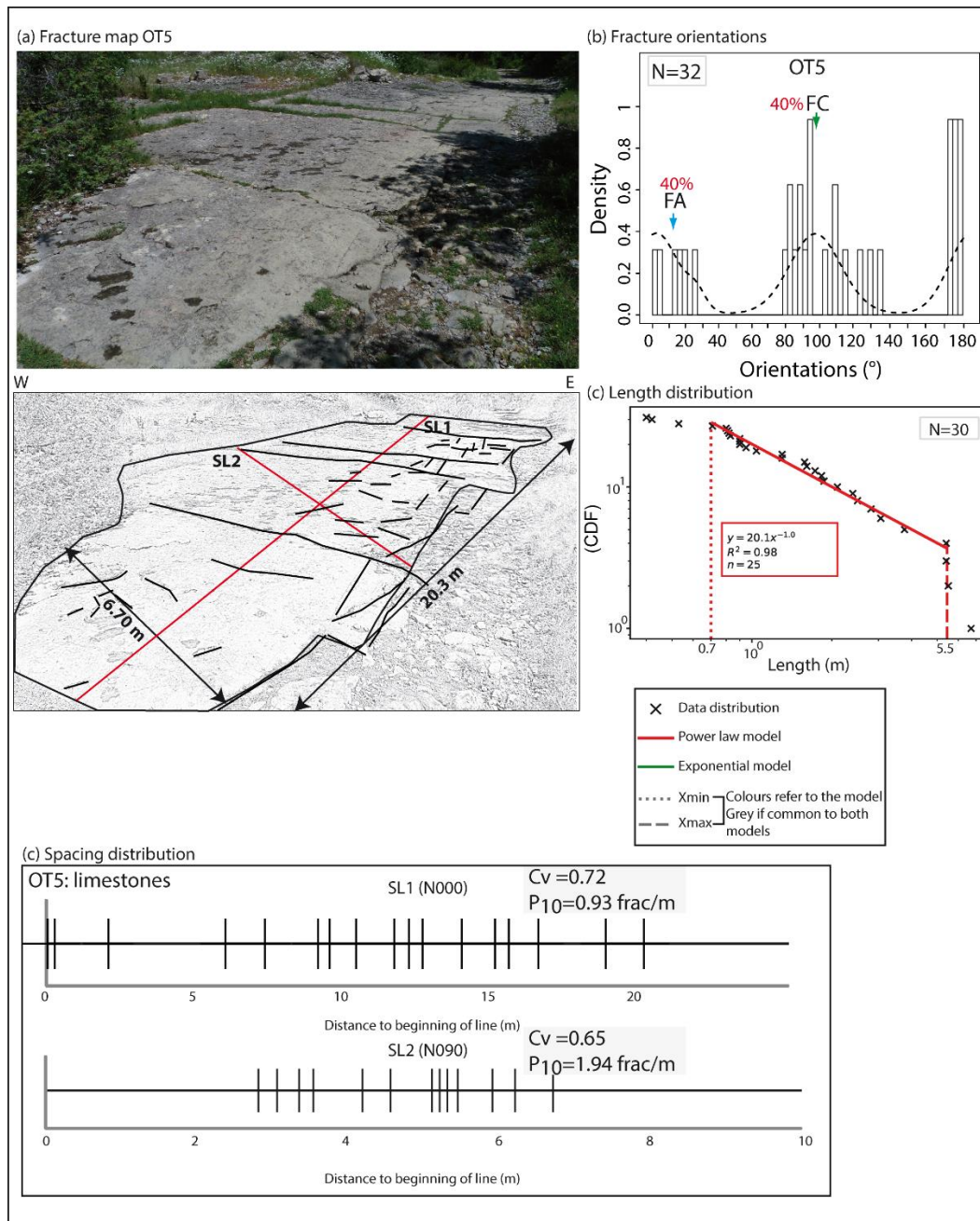


Figure 0-23 : Description et illustration des données de l’affleurement des Vans

		Mean orientation	Fracture number (%)	Fracture Length (%)	Min	Max	Percentile 10	Percentile 90	Mean	Median
Merge outcrops	F ₁ OT (FA)	N010	15.3							
	F ₂ OT (FB)	N044	6.7							
	F ₃ OT (FC)	N089	10							
	F ₄ OT (FE)	N136	10.3							
	F ₅ OT (FF)	N166	18.4							
OT1	F ₁ OT ₁ (FA)	012	19							
	F ₂ OT ₁ (FG)	032	4.2							
	F ₃ OT ₁ (FH)	074	5.3							
	F ₄ OT ₁ (FC)	110	9.5							
	F ₅ OT ₁ (FF)	167	57.4							
OT2	F ₁ OT ₂ (FA)	020	7							
	F ₂ OT ₂ (FC)	082	6							
	F ₃ OT ₂ (FE)	140	83							
OT3	F ₁ OT ₃ (FA)	028	21.1							
	F ₂ OT ₃ (FB)	044	11.2							
	F ₃ OT ₃ (FC)	102	29.5							
	F ₄ OT ₃ (FE)	152	5.6							
	F ₅ OT ₃ (FF)	006	25.3							
OT4	All data	/	/	/	0.03	12	0.39	6.82	2.69	1.57
	F ₁ OT ₄ (FA)	007	20	20	0.5	12	0.9	12	4.39	0.90
	F ₂ OT ₄ (FG)	028	08	08	0.25	2.2	0.37	1.70	1.01	1.02
	F ₃ OT ₄ (FH)	070	05	05	0.17	2.83	0.2	2.83	0.87	0.4
	F ₄ OT ₄ (FC)	102	7.5	7.5	0.2	2.83	0.54	2.03	1.25	1.2
OT5	F ₅ OT ₄ (FF)	166	28	28	0.8	12	1.07	7.68	3.98	2.93
	All data	/	/	/	0.4	6.7	0.7	5.4	2.02	1.44
		N010	40	/						
	F ₂ OT ₅ (FC)	N100	40	34	0.4	2.99	0.45	2.99	1.20	1.30

Tableau 0-3 : Tableau récapitulatif des données de longueurs et d'orientations relevés sur le terrain.

Outcrops	SL	SL orientation	SL length (m)	Mean spacing	Nb	P ₁₀ (frac/m)	Cv
OT 1	SL1	N080°E	70.75	0.70	94	1.32	1.00
OT 2	SL1	N045°E	44.7	0.40	93	2.1	0.89
OT 3	SL1	N000°E	19	0.39	40	2.1	1.44
	SL2	N140°E	15.88	0.50	31	1.8	1.05
OT 4	SL1	N095°E	64	0.35	178	2.8	0.96
	SL2	N095°E	12.8	0.36	35	2.7	0.88
OT 5	SL1	N000°E	20	1	19	0.9	0.72
	SL2	N090°E	6.70	1.30	13	1.9	0.65

Tableau 0-4 : Tableau récapitulatif des données d'espacements relevés sur le terrain.

RÉSUMÉ

Le bassin de Valence, un fossé d'effondrement appartenant au système ECRIS localisé le long du couloir Rhodanien, est l'objet d'études approfondies quant à son potentiel géothermique. Dû à l'histoire évolutive polyphasée du bassin, les réseaux de fractures du socle et de la base de la couverture sédimentaire ciblés pour l'exploitation géothermique présentent une organisation complexe. Cette étude vise donc à caractériser l'organisation du bassin de Valence et de ces réseaux de fractures. Elle s'appuie sur les données sismiques et de forages du bassin, ainsi que les cartes géologiques, le modèle numérique du terrain et des affleurements de la marge ardéchoise. Deux méthodes de caractérisation des orientations et des longueurs des fractures sont développées dans ce travail. Leur application a permis de déterminer les paramètres des modèles de réseaux de fractures, et a mis en évidence un fort héritage structural mais aussi un découplage du socle et de la couverture.

MOTS CLÉS

Géologie structurale, Réservoirs fracturés, Caractérisation géométrique, Analyse statistique, Analyse multi-échelle, Géothermie.

ABSTRACT

The Valence basin is a graben located in the Rhodanian corridor which belongs to the ECRIS system, and is the subject of many studies due to its geothermal potential. In response to its a multiphase history, fracture networks of the basement and sedimentary cover which are targeted for geothermal exploitation show a complex organization. This study aims to characterize facture networks organization in the Valence basin. It is based on seismic and borehole data in the basin, as well as geological maps, digital elevation model (DEM) and outcrops on the Ardèche margin. Two methodological studies were developed to characterize the orientation and length distributions. These methods allowed to determine fracture network modelling parameters, and highlighted a structural heritage but also a detachment between the basement and the cover.

KEYWORDS

Structural geology, Fractured reservoirs, Geometric characterization, Statistical analysis, Multiscale analysis, Geothermic.