

Thèse

En vue d'obtenir le grade de
Docteur d'Aix-Marseille Université



Délivrée par :
Aix-Marseille Université (AMU)

Discipline ou spécialité :
Géosciences de l'Environnement Terrestre

Présentée et soutenue publiquement par :

Lucie BESTANI

Le 17 Février 2015

Titre :

**Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal :
Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique polyphasée.**

Ecole doctorale : 251
Sciences de l'environnement

Directeurs de Thèse :
Juliette Lamarche (MCF-Aix-Marseille)
Nicolas Espurt (MCF-Aix-Marseille)

Jury composé de :

Pr. Olivier Lacombe (Institut des Sciences de la Terre de Paris –ISTeP)	Rapporteur
Pr. Jaume Vergés (Institute of Earth Sciences « Jaume Almera »)	Rapporteur
Pr. Olivier Bellier (Aix Marseille Université)	Examinateur
Dr. Fabrice Hollender (CEA, Cadarache, France)	Examinateur
Pr. Antonio Teixell (Universitat Autònoma de Barcelona)	Examinateur
Pr. Carole Petit (Géoazur)	Examinateur
Pr. Marc Floquet (Aix Marseille Université)	Invité

*« Caminante, son tus huellas
el camino, y nada mas ;
caminante, no hay camino,
se hace camino al andar.
Al andar se hace camino,
y al volver la vista atrás
se ve la senda que nunca
se ha de volver a pisar.
Caminante, no hay camino,
sino estelas en la mar. »*

Antonio Machado

Remerciements

Remerciements

Remerciements

RESUME

L'architecture structurale et l'évolution du bassin d'avant-pays Pyrénéo-Alpin de Provence sont contrôlées par des failles profondes héritées du rifting de Gondwana au cours du Permo-Trias, par des variations d'épaisseur de la pile sédimentaire mésozoïque et par l'alternance d'évènements tectoniques compressifs et extensifs qui ont affecté la zone depuis la fin du Paléozoïque. La construction de deux coupes équilibrées d'échelle régionale (~ 150 km) montre que le style tectonique de l'avant-pays provençal est dominé par une tectonique de socle en Provence orientale et par une tectonique de couverture en Provence occidentale, associé avec du diapirisme dans les deux domaines. Les deux domaines sont couplés à l'échelle crustale et séparés par une zone de transfert dans la couverture: la Faille de la Moyenne Durance, dont la partie profonde est héritée du Paléozoïque. La structure actuelle de l'avant-pays Pyrénéo-Alpin de Provence correspond essentiellement à la signature de la compression Pyrénéenne Crétacé supérieur-Eocène (91%). La part de la déformation Alpine est minime (9%). La phase d'extension Oligocène entre ces deux périodes compressives a été quantifiée à 1.7%. Les données de traces de fission sur apatite suggèrent une exhumation régionale à ~ 80 Ma reliée à la compression Pyrénéenne. Les chevauchements pyrénéens principaux ont joué simultanément, comme l'indiquent l'âge et la répartition des séries sédimentaires syntectoniques.

ABSTRACT

The structural architecture and evolution of the Pyrenean-Alpine foreland of Provence are controlled by deep-seated basement faults inherited from Gondwana rifting during Permo-Triassic time, by variations in the Mesozoic sedimentary pile thickness and by alternating compressive and extensive tectonic events that affected the area since the late Paleozoic. The construction of two balanced cross sections at regional scale (~ 150 km) shows that the structural style of the Provence foreland is dominated by thick-skinned tectonic in eastern Provence and thin-skinned tectonic in western Provence, associated with diapirism in each domain. Both domains are coupled at crustal scale and separated by a transfer zone in the cover: the Middle Durance Fault, whose deep-seated part is inherited from the Paleozoic. The current structure of the Pyrenean-Alpine foreland of Provence mainly corresponds to the Pyrenean-Provence compression signature during Late Cretaceous to Eocene (91%). The Alpine deformation proportion is minor (9%). The Oligocene extension phase between these two compressive periods has been quantified at 1.7%. The apatite fission track data suggests an exhumation stage around 80 Ma related to the Pyrenean compression. The main Pyrenean thrusts were synchronous, as indicated by the age and distribution of syntectonic sedimentary series.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES	13
INTRODUCTION.....	17
1. INTRODUCTION.....	19
1.1. GEODYNAMIQUE DE LA PROVENCE	19
1.2. STRUCTURE GENERALE DE LA PROVENCE	21
1.3. PROBLEMATIQUE : QUELLE EST LA GEOMETRIE ET LA CINEMATIQUE DE L'AVANT-PAYS PROVENÇAL ?	28
1.4. OBJECTIFS ET METHODOLOGIE	29
2. METHODOLOGIE	35
2.1. TERRAIN	35
2.2. COUPES EQUILIBREES	36
2.2.1. <i>Concept d'équilibrage</i>	36
2.2.2. <i>Construction des coupes équilibrées</i>	37
2.3. DATATION DE L'EXHUMATION PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION SUR APATITES	42
2.4. ANALYSE MICROTECTONIQUE DE DEFORMATIONS CASSANTES.....	45
2.4.1. <i>Les contraintes et tenseur de contraintes</i>	46
2.4.1.1. Les contraintes	46
2.4.1.2. Tenseur de contraintes.....	46
2.4.2. <i>Caractérisation du tenseur de contrainte</i>	48
2.4.3. <i>Méthode d'inversion des données</i>	49
3. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE ET ARCHITECTURE STRUCTURALE DE L'AVANT-PAYS PYRENEO-PROVENÇAL.....	55
3.1. RESUME.....	55
3.2. STRUCTURAL STYLE AND EVOLUTION OF THE PYRENEAN-PROVENCE THRUST BELT, SE FRANCE – <i>ARTICLE 1</i>	57
3.2.1. <i>Introduction</i>	58
3.2.2. <i>Geological Setting</i>	59
3.2.2.1. Structural pattern.....	59

3.2.2.2.	Stratigraphic succession and geological evolution of the southern Provence area	60
3.2.2.3.	Décollement levels	64
3.2.3.	<i>Structure of the Pyrenean-Provence foreland</i>	65
3.2.4.	<i>Structural model of the southeastern Provence foreland</i>	71
3.2.4.1.	Principles of construction.....	71
3.2.4.2.	Balanced cross section and restoration.....	71
3.2.4.3.	Shortening assessment.....	72
3.2.5.	<i>Timing of the deformations</i>	73
3.2.5.1.	Pyrenean compression	73
3.2.5.2.	Oligocene extension	74
3.2.6.	<i>Flexure, kinematic model and paleostructures of the Pyrenean-Provence foreland</i>	74
3.2.7.	<i>Salt tectonics</i>	78
3.2.7.1.	Jurassic to Cretaceous passive diapirism	78
3.2.7.2.	Latest Cretaceous to late Eocene tectonic inversion.....	79
3.2.7.3.	Extensional Oligocene salt tectonics	79
3.2.7.4.	Conclusion on salt tectonics	80
3.2.8.	<i>Conclusions</i>	80
4.	HERITAGE STRUCTURAL A L'ECHELLE REGIONALE ET LITHOSPHERIQUE	99
4.1.	<i>RESUME</i>	99
4.2.	HOW PRE-OROGENIC STRUCTURAL INHERITANCES CONTROLLED THE PYRENEAN-PROVENCE THRUST SYSTEM, SE FRANCE – <i>ARTICLE 2</i>	101
4.2.1.	<i>Introduction</i>	102
4.2.2.	<i>Geological setting</i>	103
4.2.2.1.	Regional background	103
4.2.2.2.	Stratigraphy	104
4.2.2.3.	Décollement levels	105
4.2.3.	<i>Structure of the Provence foreland: surface and subsurface data</i>	108
4.2.3.1.	Western Provence	108
4.2.3.2.	Eastern Provence.....	113
4.2.3.3.	Middle Durance–Aix-en-Provence faults zone	115
4.2.4.	<i>Apatite fission track data</i>	116
4.2.4.1.	Method and sampling	116
4.2.4.2.	Results and interpretation	117
4.2.5.	<i>Structural model of the Pyrenean-Provence foreland</i>	120
4.2.5.1.	Principles of construction for balanced cross section	120
4.2.5.2.	Cross section balancing and restoration	121
4.2.5.3.	Shortening assessment.....	122
4.2.6.	<i>Discussion</i>	123
4.2.7.	<i>Conclusion</i>	127

5. ETUDE A DIFFERENTES ECHELLES DES DEFORMATIONS OLIGOCENE ET MIOCENE	143
5.1. RESUME.....	143
5.2. STRUCTURAL QUANTIFICATION OF THE SUCCESSIVE OLIGOCENE AND MIOCENE TECTONIC INVERSION IN PROVENCE, SE FRANCE – <i>ARTICLE 3</i>	145
5.2.1. <i>Introduction</i>	145
5.2.2. <i>Geological setting</i>	146
5.2.2.1. Geodynamic context	146
5.2.2.2. Structural trend of the Provence foreland	147
5.2.2.3. Oligocene - Miocene stratigraphic series	149
5.2.3. <i>Oligocene-Miocene deformations</i>	149
5.2.3.1. Ventoux-Lure Mount thrust front	150
5.2.3.2. Aurélien-Huveaune-Sainte Baume system	151
5.2.3.3. Nerthe structure.....	154
5.2.4. <i>Paleostress evolution since Oligocene times</i>	155
5.2.4.1. New fault slip data.....	156
5.2.4.2. Oligocene extensional paleo-stress field.....	157
5.2.4.3. Miocene paleo-stress field	158
5.2.5. <i>Sequential restoration and quantification of the Pyrenean, Oligocene and Miocene deformations across the Provence foreland</i>	160
5.2.6. <i>Discussion</i>	161
5.2.6.1. Origin, context and geometry of Oligocene negative inversion	161
5.2.6.2. Miocene deformation during Alpine compression: first assumptions on the Miocene uplift and structural inheritances	163
5.2.7. <i>Conclusion</i>	165
6. DISCUSSION	181
6.1. EFFETS DE LA REACTIVATION DE LA FAILLE DE LA MOYENNE DURANCE SUR LA STRUCTURATION DE LA PROVENCE	182
6.2. ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL DES DEUX DOMAINES PROVENÇAUX ET INVERSION STRUCTURALE.....	182
6.3. INFLUENCE DE L'HERITAGE PALEOZOIQUE.....	184
6.4. INFLUENCE DE LA RHEOLOGIE DE LA LITHOSPHERE SUR LES STRUCTURES DE GRANDE ECHELLE	186
6.5. LIEN AVEC LA CHAINE DES PYRENEES	188
6.6. CONCLUSION.....	190
7. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES.....	195
BIBLIOGRAPHIE	201

LISTE DES FIGURES	235
--------------------------------	------------

INTRODUCTION

1. INTRODUCTION

1.1. GEODYNAMIQUE DE LA PROVENCE

La Provence se situe sur la marge continentale Sud-Est de la France à la jonction entre quatre domaines géologiques différents: à l'Ouest la chaîne des Pyrénées, au Nord-Ouest le Massif Central, au Nord-Est la chaîne des Alpes, et au Sud le domaine Liguro-Provençal de la Mer Méditerranée (Figure 1- 1).

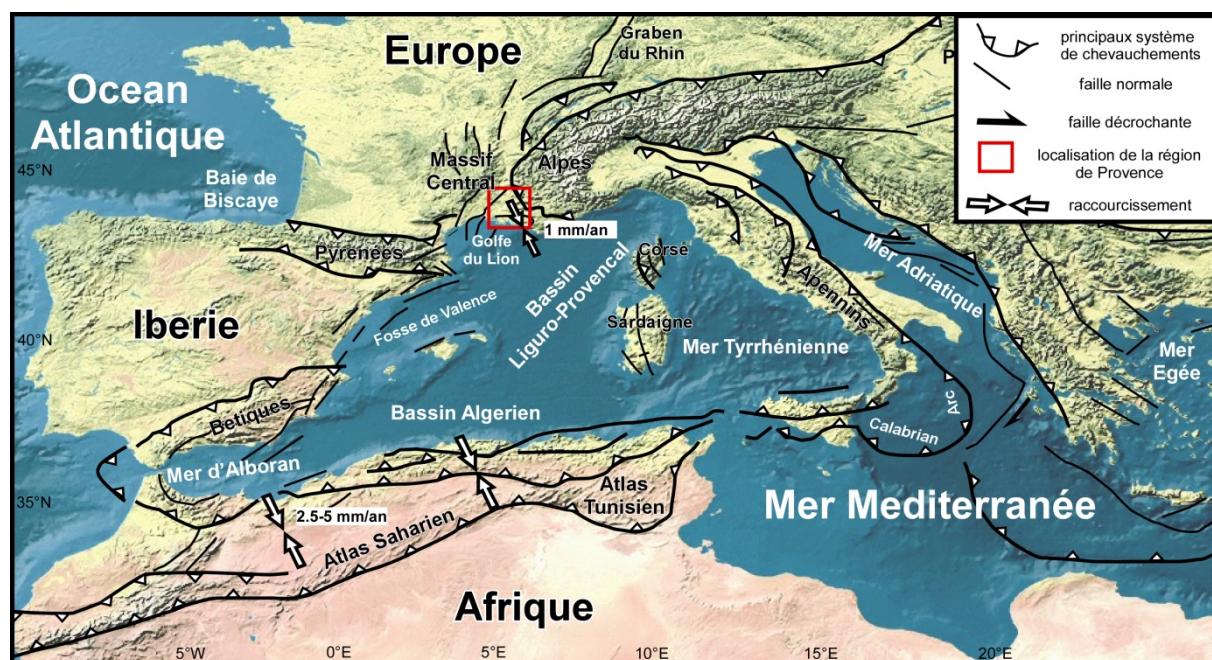


Figure 1- 1 : Contexte tectonique de la Méditerranée occidentale. Les flèches du raccourcissement sont localisées sur des zones où s'exprime la déformation active (Nocquet et Calais, 2004).

L'évolution géodynamique de la Provence a été contrôlée par la superposition d'épisodes d'extension, de compression, d'enfoncement, d'érosion et d'aplanissement qui ont affecté cette zone depuis la fin du Paléozoïque :

- Le rift post-hercynien (~300 Ma) liée à la fragmentation du Gondwana dont les failles NE-SW à NNE-SSW et E-W à ESE-WNW sont encore visibles au niveau des massifs des Maures et du Tanneron (Arthaud et Matte, 1975 ; Delfaud et al., 1989);
- Le rift associé à l'ouverture de l'Océan Téthys au Trias-Jurassique entre l'Afrique et l'Europe avec, par exemple, la formation du bassin des Baronnies (fosse vocontienne) associée avec des structures salifères (Graciansky et Lemoine, 1988; Ford et Stahel, 1995);

- Le rift de l’Océan Valaisan (~ 110 Ma) en relation avec l’ouverture de l’Océan Atlantique central (Néo-Téthys) et avec la surrection du bombement Durancien, associé à une érosion majeure et à la formation de gisements de bauxite (Masse et Philip, 1976 ; Graciansky et Lemoine, 1988 ; Schettino et Turco, 2011 ; Figure 1- 2);
- La subduction de la Néo-Téthys, au Crétacé supérieur, entraînant l’ouverture du Golfe de Gascogne (Sibuet et al., 1979 ; de Graciansky et al., 1985). Suite à cette subduction, la collision entre l’Ibérie et Europe (Stampfli et Borel, 2002 ; Sibuet et al., 2004 ; Figure 1- 2) a conduit à la surrection et à la formation des Pyrénées et des chaînes Catalanes jusqu’au Miocène (Mattauer, 1968 ; Vergès et Burbank, 1996 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Vergès et al., 2002 ; Figure 1- 2). En Provence, la compression Pyrénéenne ~N-S débute autour de 80 Ma et est en relation avec la subduction au sud de la Provence, de la plaque Africaine sous la plaque Européenne qui conduira plus tardivement à la collision du bloc Corso-Sarde et de l’Europe (Mattauer et Séguet, 1971 ; Choukroune et al., 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Tempier et Durand, 1981 ; Arthaud et Seguret, 1981 ; Tempier, 1987 ; Olivet, 1996 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Schettino et Turco, 2011). Cette collision a induit la formation des principales structures géologiques qui composent aujourd’hui la Provence. Cette phase de compression s’exprime en Provence jusqu’à l’Eocène (~ 40 Ma ; Figure 1- 2) ;
- La formation du rift Ouest-européen à l’Oligocène (Bergerat, 1985; Le Pichon et al., 1988; Hippolyte et al., 1991; Ziegler, 1992; Séranne, 1999) suivie de l’ouverture du bassin Liguro-Provençal à la fin de l’Oligocène (Mauffret et Gorini, 1996; Hippolyte et al., 1993; Roca et al, 1999 ; Figure 1- 2) a conduit à la formation de nombreux bassins extensifs en Provence avec, pour les principaux, les bassins de Manosque, d’Aix-en-Provence et de Marseille (Bergerat, 1985 ; Villeger et Andrieux, 1987 ; Hippolyte et al., 1993). Le rifting Ouest-Européen résulterait d’une réorientation de direction de convergence de la collision de l’Apulie (appendice de la plaque africaine) avec l’Europe provoquant la formation d’un prisme orogénique dans les Alpes (Choukroune et al., 1986 ; Ménard, 1988 ; Ford et al., 2006) tandis que le bassin Liguro-Provençal serait un bassin d’arrière arc lié à la subduction localisée au front des Apennins (Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2001 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Cette phase d’extension fin-Oligocène a entraîné la dérive du bloc Corso-Sarde jusqu’à la fin du Burdigalien (Gattacceca et al., 2007) où il entra en collision avec l’Italie pour former la chaîne des Apennins.
- Entre le Burdigalien et le Messinien, le domaine provençal est affecté par un aplatissement généralisé (plateformes d’abrasion marine) puis par une incision majeure (Clauzon, 1984 ; Besson, 2005).
- La mise en place de la chaîne des Alpes et des chaînes subalpines externes à la fin du Miocène est associée à une faible déformation du domaine provençal (Besson, 2005). Les mesures GPS actuelles montrent que la convergence entre l’Europe et l’Afrique est de l’ordre de 5 mm/an (Argus et al. 1989 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Nocquet et Calais, 2004). A partir de l’analyse de la sismicité instrumentale et des inversions de populations de plans de failles striés réalisés dans des sédiments récents plusieurs auteurs ont montré qu’en Provence, cette convergence

se traduit par un régime de déformation en compression et transpression orienté NW-SE à N-S (Baroux, 2000 ; Baroux et al., 2001 ; Champagnac et al., 2004 ; Delacou et al., 2004 ; Cushing et al., 2008) dont le raccourcissement est de l'ordre de 1 mm/an (Calais et al., 2001 ; Nocquet et Calais, 2004 ; Figure 1- 1).

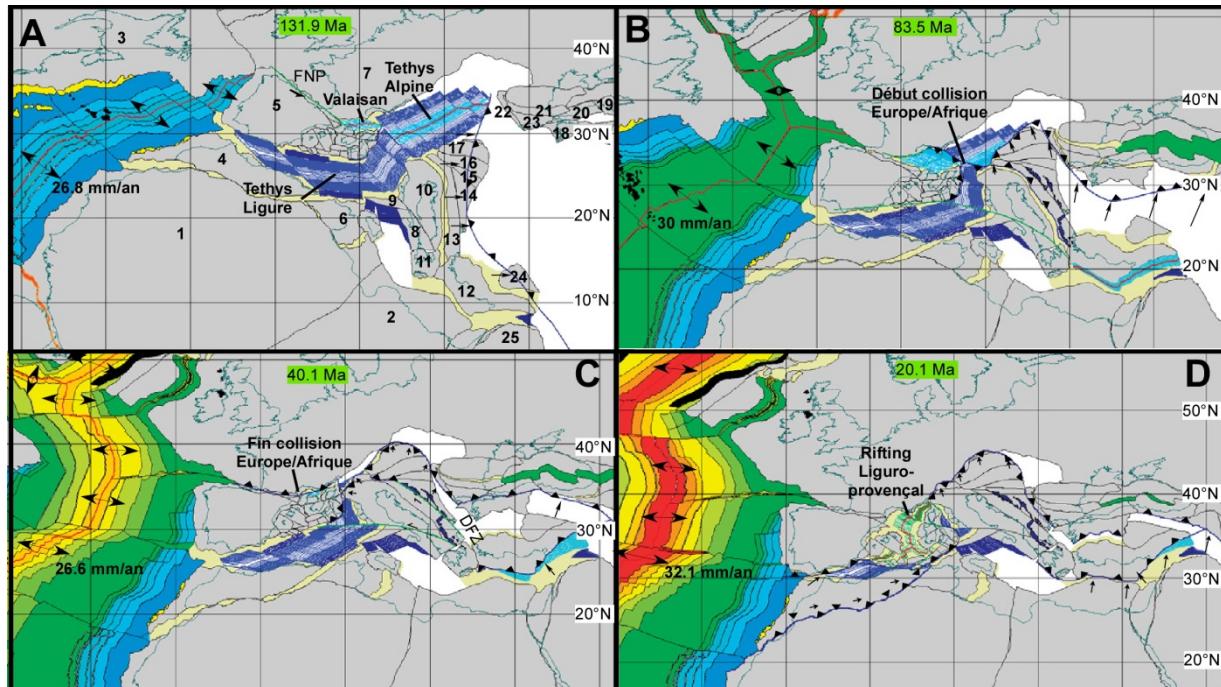


Figure 1- 2 : Quatre reconstructions clés de l'évolution du domaine Ouest Méditerranéen (de la Téthys de l'ouest) du Crétacé inférieur au Miocène qui ont affecté la Provence (modifiées de Schettino et Turco, 2011). La distribution de la lithosphère continentale est montrée en grise. La lithosphère océanique formée avant le Trias supérieur est en blanc. Les lignes de côtes actuelles sont présentes en tant que référence. Les lignes bleues ciel sont des isochrones synthétiques représentants la quantité de croûte océanique formée pendant le Crétacé supérieur. 1-Afrique du Nord; 2-Afrique du Nord; 3 Amérique du Nord; 4-Maroc; 5 Ibérie; 6-Tunisie; 7-Eurasie; 8 Apulie ; 9- Plate-forme de Panormide; 10-Adria; 11- Grèce du sud; 12 Plate-forme de Menderes-Taurides; 13-Plate-forme de Dinarides de l'Est ; 14- Prisme d'accrétion des Dinarides de l'Ouest; 15- bassin du sud de Pannonie; 16-Tisza; 17 Pelso; 18 Sakarya; 19- Pontides de l'Est ; 20- Pontides de l'Ouest; 21 Strandja; 22-Serbie-Macédoine; 23-Rhodope; 24 kirsehir; 25-Arabie. (A) Reconstruction des plaques à 131.9 Ma (chron M10, Hauterivien). Les lignes bleues sont des isochrones synthétiques relatives à l'ouverture de l'Océan Valaisan et de la Téthys Alpine. FNP = Faille Nord Pyrénéenne (B) Reconstruction des plaques à 83.5 Ma (limite Santonien-Campanien). (C) Reconstruction des plaques à 40.1 Ma (chron C18r, Bartonien inférieur). (D) Reconstruction des plaques de 20.1 Ma (chron C6n, Burdigalien inférieur). Les lignes vertes sont des isochrones synthétiques limitant la distribution de la croûte océanique dans la Méditerranée de l'Ouest (après Schettino et Turco, 2006).

1.2. STRUCTURE GENERALE DE LA PROVENCE

La Provence constitue le bassin d'avant-pays du front Nord de la déformation Pyrénéenne et du front SSW de la déformation Alpine. Par rapport aux chaînes des Pyrénées et des Alpes, les reliefs de la Provence présentent une topographie relativement modérée avec une altitude moyenne d'environ 800 m avec peu de sommets dépassant 1500 m d'altitude (Figure 1- 3). Le bassin d'avant-pays provençal se caractérise par une zone large de déformation (~130 km en N-S et ~160 km en E-

W) et par une succession de chevauchements orientés E-W, NW-SE et NE-SW (par exemple, la Nerthe, les Alpilles, les Costes, la Trévaresse, le Lubéron, Mont Ventoux-Montagne de Lure, Concors, la Vautubière, Montagne Sainte-Victoire, l'Etoile, l'Olympe/Aurélien, la Sainte-Baume) décalés par des zones de transfert majeures orientées NNE-SSW (Faille de la Moyenne Durance (FMD), Faille d'Aix-en-Provence (FA), Faille de Nîmes (FN), Faille de Salon-Cavaillon (FSC) ; Figure 1- 3).

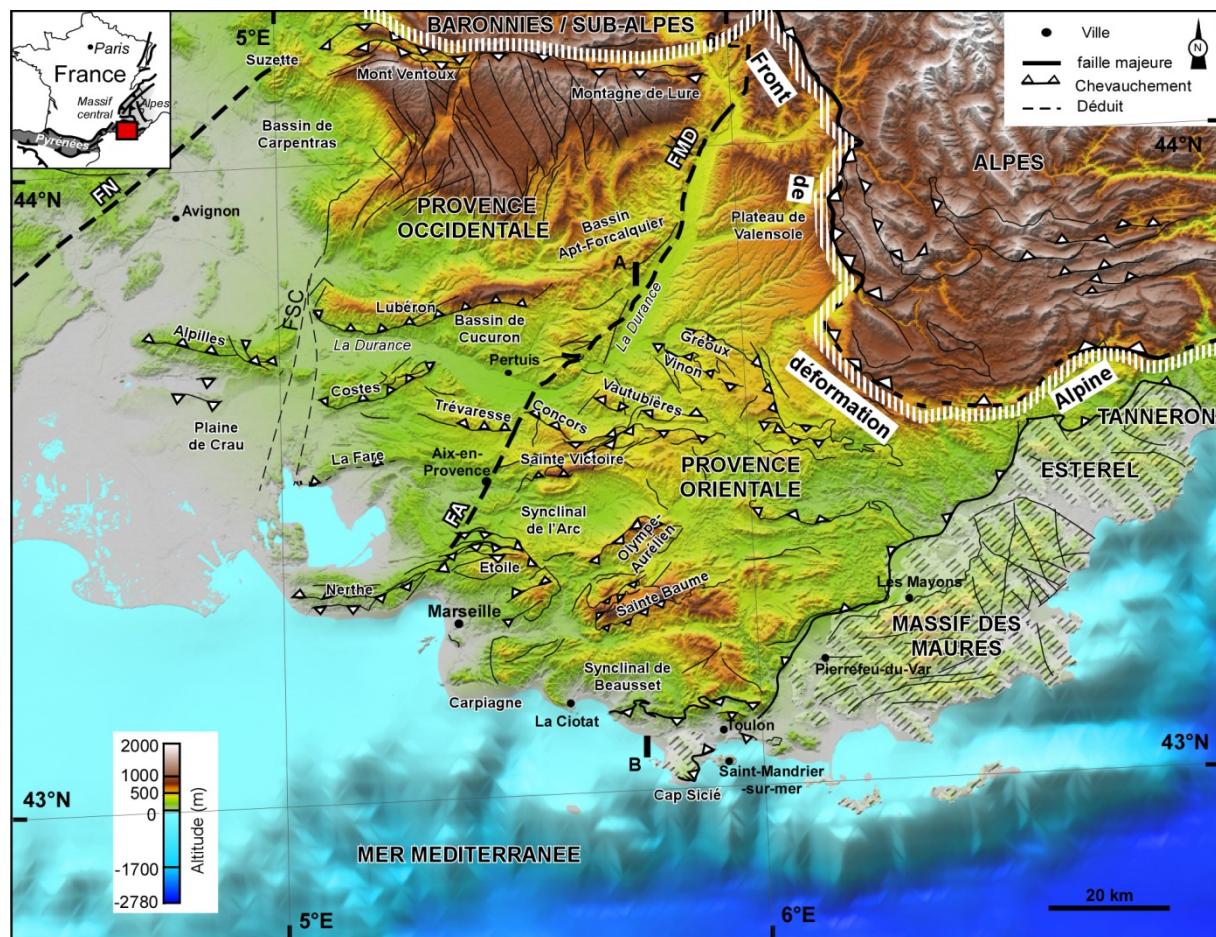


Figure 1- 3 : Le bassin d'avant-pays de Provence. Le MNT a été construit à partir de données altimétriques de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) 50m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global digital elevation model). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéron. FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance.

L'exhumation et la croissance des structures méridionales (e.g. Alpilles, Nerthe, Etoile, Sainte-Baume, Montagne Sainte-Victoire, Lubéron) sont contraintes par la présence de dépôts syntectoniques d'âge Campanien à Eocène (Corroy and Philip, 1964 ; Aubouin and Chorowicz, 1967 ; Clauzon et Gouvernet, 1973 ; Leleu, 2005 ; Espurt et al., 2012). Certaines de ces structures ont été réactivées lors du rifting Oligocène (failles de Nîmes, de la Moyenne Durance et d'Aix-en-Provence) et lors de la compression Alpine (Alpilles, Mont Ventoux-Montagne de Lure et Lubéron, et les failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon, et de la Moyenne Durance; Baroux et al., 2003; Guignard et al., 2005; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011). La Provence est une province considérée comme modérément active

sismiquement. Certaines structures localisées à proximité de la faille de la Moyenne Durance (exemple de la Trévaresse) sont actives comme en témoigne la sismicité actuelle (Chardon et Bellier, 2003 ; Chardon et al., 2005 ; Cushing et al., 2008).

La Provence est divisée en deux domaines majeurs par la Faille de la Moyenne Durance principalement et la Faille d'Aix-en-Provence. Ces deux failles sont des failles héritées du Paléozoïque. La zone localisée à l'Ouest des deux failles est appelée « Provence occidentale » et celle située à l'Est, la « Provence orientale » (Figure 1- 3). La Provence occidentale est essentiellement constituée de formations sédimentaires d'âge Mésozoïque-Cénozoïque, atteignant environ ~10 km d'épaisseur. La Provence orientale qui comprend le massif d'âge Paléozoïque Maures-Tannéron (Figure 1- 4 et Figure 1- 5) se caractérise par une pile sédimentaire relativement moins épaisse, de l'ordre de 3 km.

Sur la base de données de terrain et/ou de la construction de coupes équilibrées, des travaux anciens (Tempier, 1987 ; Roure et Colletta, 1996 ; Lacombe et Moutherau, 2002) de même que des travaux récents (Andreani et al., 2010 ; Espurt et al., 2012 ; Bestani et al., 2015; cette thèse) ont montré que la déformation de la couverture sédimentaire, lors de la compression pyrénéenne, serait contrôlée par des paléo-structures profondes héritées du Paléozoïque (Carbonifère supérieur et Permien), connectées avec le socle cristallin, et réactivées en grande partie lors de la compression Pyrénéenne. Ces structures pyrénéennes de socle se localiseraient essentiellement à l'Est de la Faille de la Moyenne Durance (Bassin de Valensole, système Montagne Sainte-Victoire/Bassin de l'Arc), là où la pile sédimentaire méso-cénozoïque n'excède pas 4 km d'épaisseur (Figure 1- 4 et Figure 1- 5). Cependant, l'implication du socle et des formations sédimentaires paléozoïques est clairement mise en évidence sur le terrain à l'extrémité Ouest du Massif des Maures (Pierrefeu-du-Var, Cap Sicié), et par forage pétrolier à l'Est de Marseille (Massif de Carpiagne). A l'Ouest de la Faille de la Moyenne Durance, l'épaisse couverture sédimentaire (~10 km, Figure 1- 4 et Figure 1- 5) est associée pour l'essentiel, à une tectonique de couverture (Champion et al., 2000 ; Terrier et al., 2008 ; Molliex et al., 2011). Une tectonique de socle a été suggérée pour expliquer la culmination structurale de la chaîne de la Nerthe (Tempier, 1987).

Les principales coupes construites en Provence (Tempier, 1987 ; Roure et Colletta, 1996 ; Ford and Stahel, 1995 ; Lacombe et Moutherau, 2002 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Molliex et al., 2011 ; Guyonnet-Benaize, 2011 ; Espurt et al., 2012, Figure 1- 6 et Figure 1- 7) mettent en exergue le style structural provençal dominé par une tectonique mixte à la fois de couverture (*thin-skin*) et de socle (*thick-skin*). Les structures proposées pour accommoder la déformation en Provence sont variées : décollement de couverture dans les niveaux triasiques ou jurassiques, prisme intercutané de socle et de couverture ou encore des chevauchements de grandes longueurs d'onde anciennement appelés « nappes de chevauchement ». Cependant, il subsiste des zones d'ombres en profondeur (Figure 1- 7).

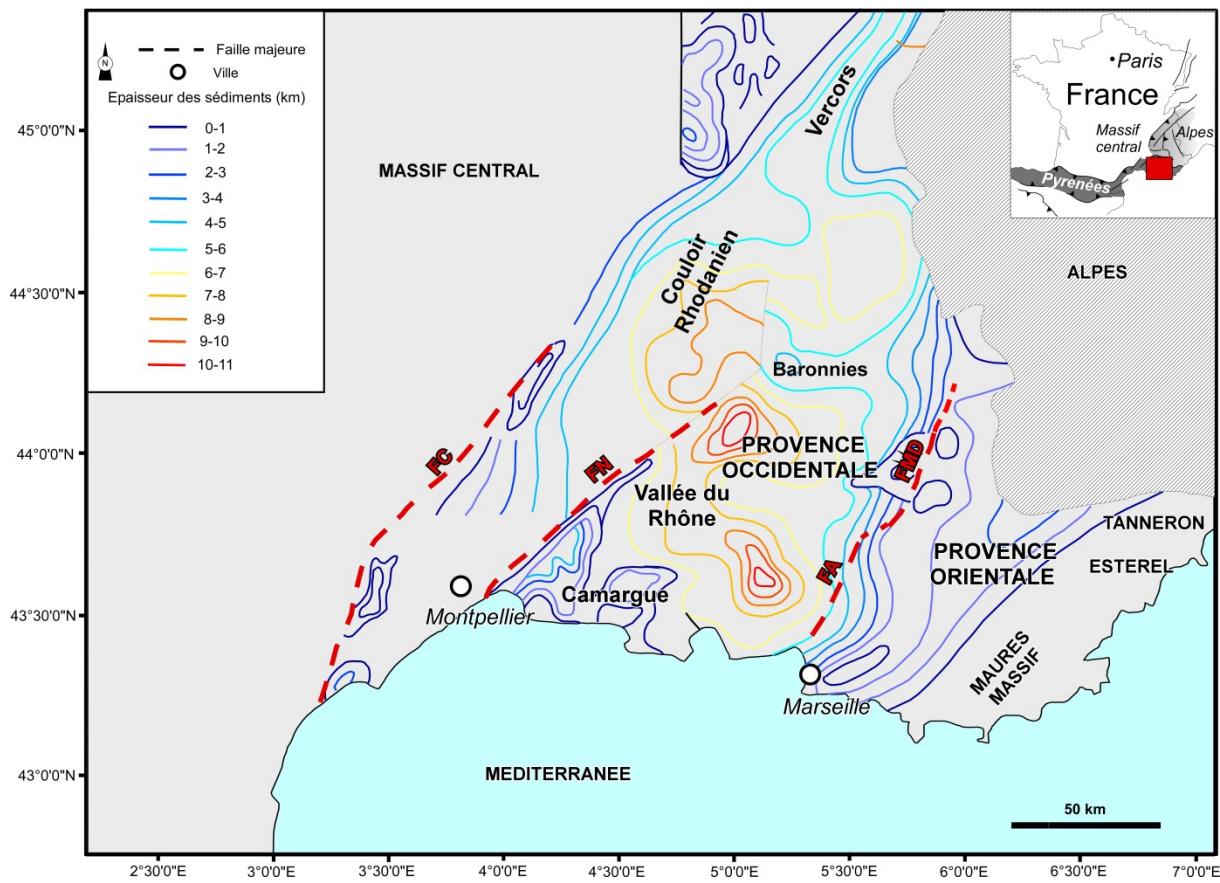


Figure 1- 4 : Carte des épaisseurs sédimentaires méso-cénozoïque du bassin d'avant-pays de Provence (modifiée d'après Garibaldi et al., 2010). Mêmes acronymes qu'en Figure 1- 3c.

Peu de coupes proposent une quantification du raccourcissement responsable de la structure actuelle de la Provence. Nous retiendrons les coupes de Tempier (1987) dont l'auteur a estimé un raccourcissement de ~ 25 à 30 km de l'avant-pays provençal et les coupes récentes de Espurt et al. (2012) qui a été le premier à quantifier le partitionnement de la déformation en Provence orientale entre le socle et la couverture (Figure 1- 7). L'estimation du raccourcissement accommodé dans le socle pour la structure de la Sainte Victoire et le bassin de l'Arc est de 15-18 km.

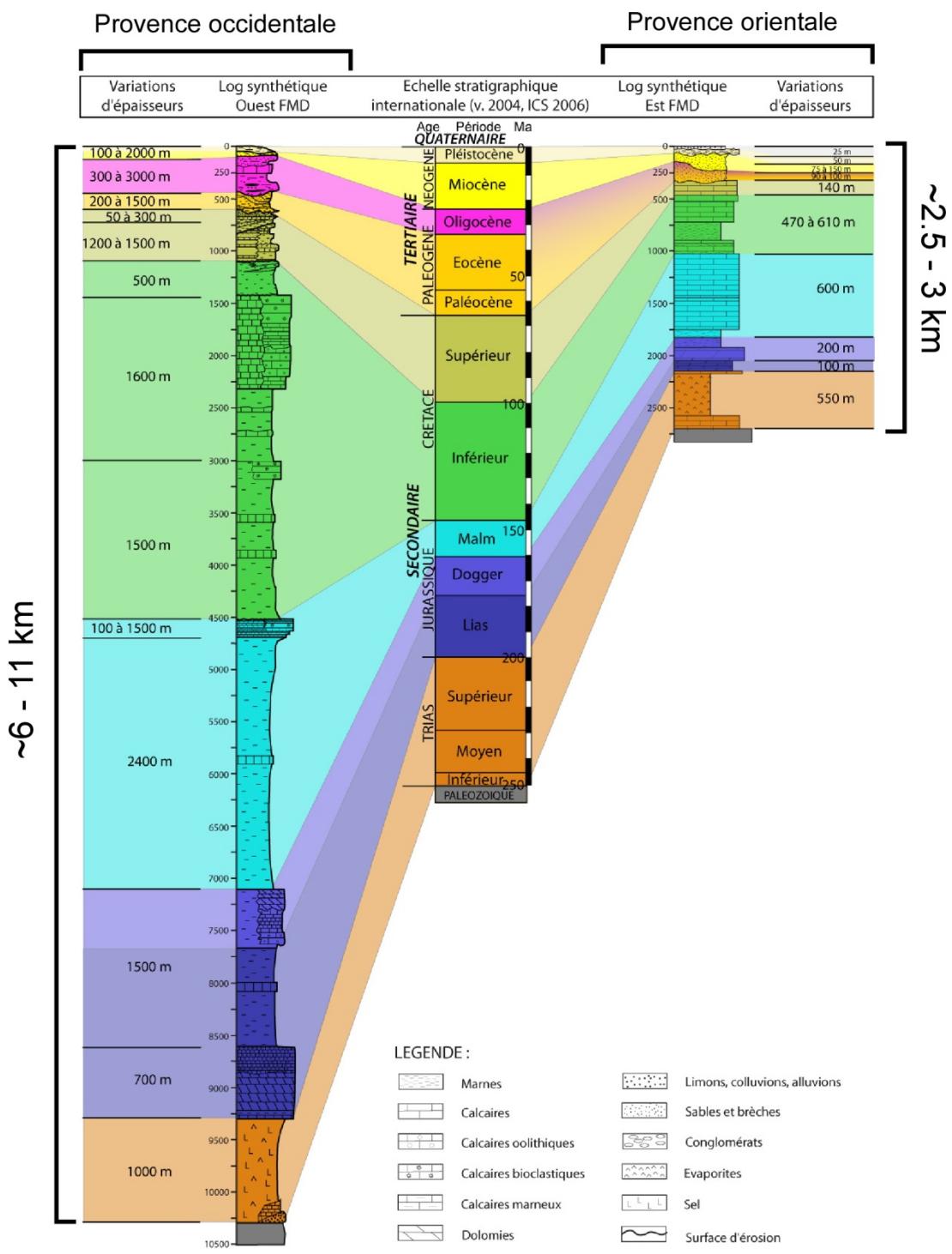


Figure 1- 5 : Log sédimentaires synthétisés en Provence orientale et occidentale (modifié d'après Guyonnet-Benaize, 2011).

Récemment, sur la base de profils de sismique réflexion retraités et de données de forage, une grande partie des structures géologiques de l'avant-pays provençal a été considérée comme résultante d'une tectonique gravitaire du « panneau provençal » liée à l'effondrement gravitationnel des Alpes vers le Sud depuis l'Oligocène terminal (Le Pichon et al., 2010 ; Rangin et al., 2010). Ce

modèle s'appuie sur l'existence d'une couche de sel triasique de l'ordre de 4 km d'épaisseur qui ferait office de décollement régional sur un toit de socle dont la géométrie serait linéaire/homogène et inclinée vers le Sud.

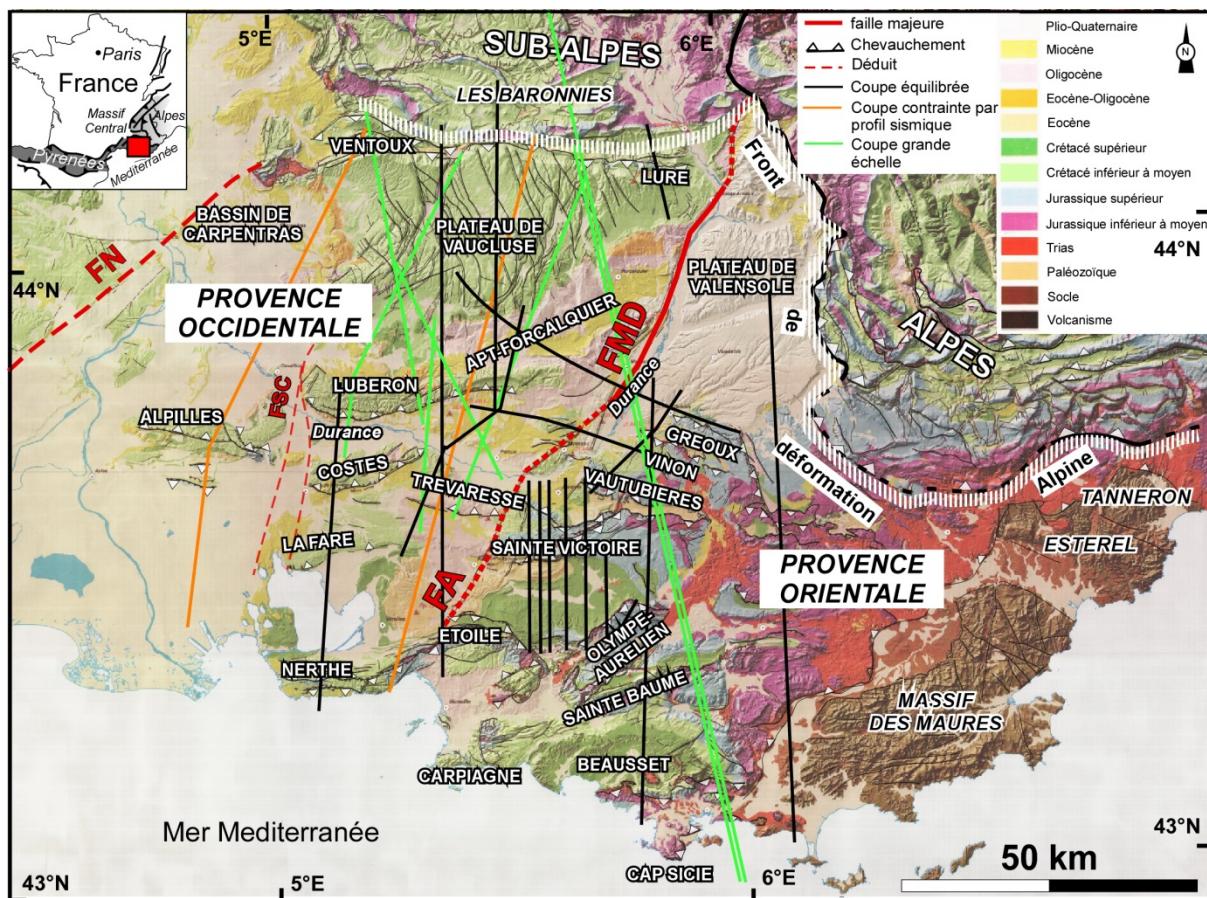


Figure 1- 6 : Le bassin d'avant-pays de Provence avec localisation des principales coupes (Tempier, 1987 ; Villeger et Andrieux, 1987; Roure et Colletta, 1996 ; Ford and Stahel, 1995 ; Vially et Trémolières, 1996 ; Champion et al., 2000 ; Lacombe and Moutherieu, 2002 ; Clauzon et al., 2011 ; Guyonnet-Benaize, 2011 ; Molliex et al., 2011; Espurt et al., 2012). FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance.

Cette hypothèse impliquerait la surrection des structures telles que le système Mont du Ventoux et Montagne de Lure, le Lubéron, les Alpilles ou les Costes. Cependant, même si la croissance de ces structures au cours du Miocène est certaine (Champion et al., 2000 ; Ford and Stahel, 1995 ; Clauzon et al., 2011), des données de structurale et les dépôts syntectoniques d'âge Crétacé supérieur-Eocène suggèrent que ces structures se seraient précédemment structurées lors de la compression Pyrénéenne (Montenat, 1968 ; Clauzon et Gouvernet., 1973 ; Ford and Stahel, 1995 ; Roure et Colletta, 1996 ; Molliex et al., 2011). Il n'existe à l'heure actuelle que peu de contraintes sur l'initiation de la déformation Pyrénéenne et sur la chronologie de déformation/réactivation et d'exhumation à l'échelle régionale de l'avant-pays provençal. En effet, les sédiments contemporains de la déformation sont peu préservés et n'ont pas été clairement mis en évidence et corrélés entre eux à l'échelle régionale.

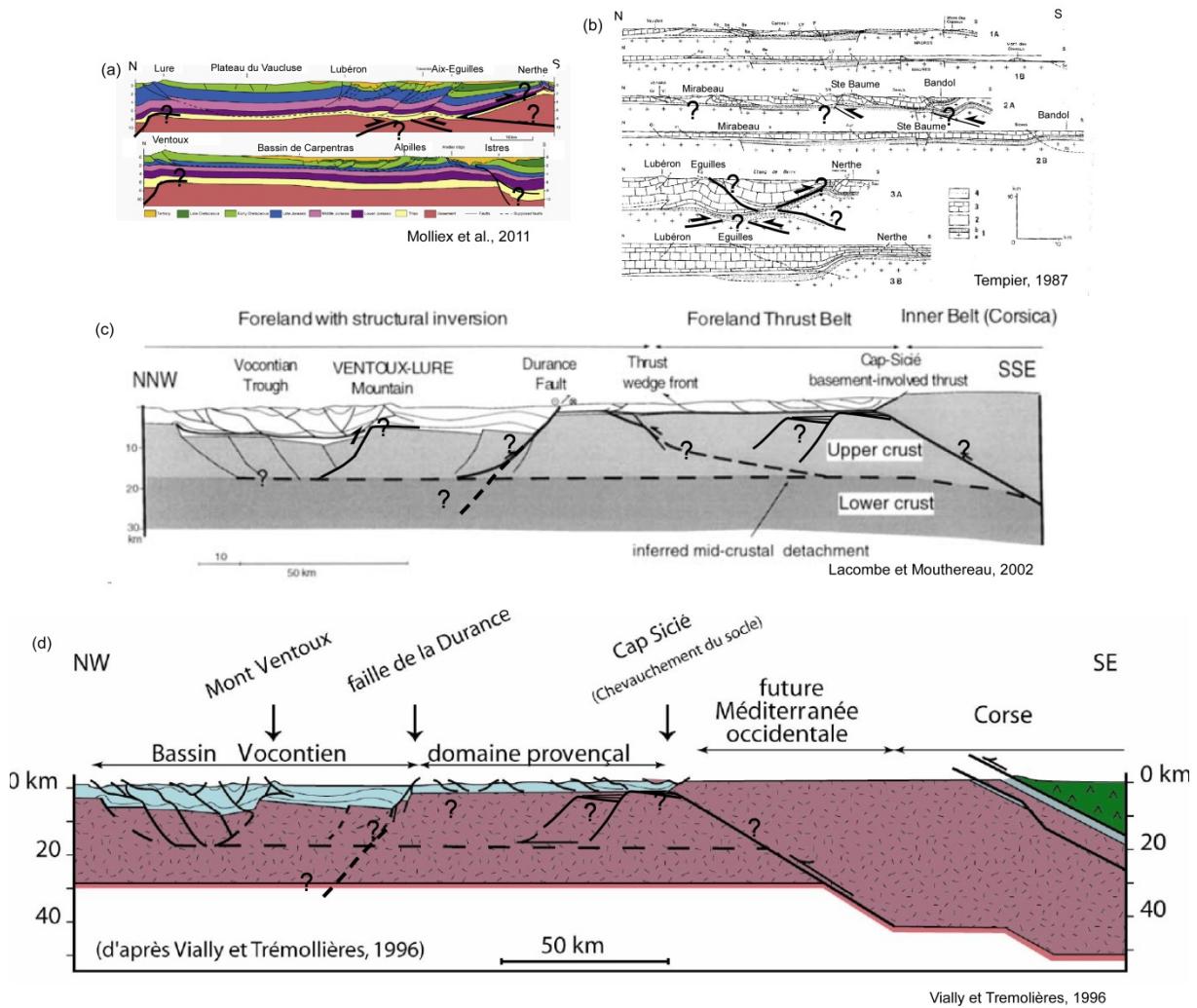


Figure 1-7 : Coupes majeures à grande échelle réalisées au cours des 30 dernières années (Tempier, 1987; Vially et Trémolières, 1996 ; Lacombe et Moutherau, 2002 ; Molliex et al., 2011). Les traits noirs foncés et les points d'interrogation correspondent aux zones d'ombre impliquant probablement le socle ou qui restent des objets de discussion.

D'autre part, les datations par thermochronologie basse température sont rares et ne se localisent que dans le socle Paléozoïque du massif des Maures et de l'Estérel (Lucazeau et Mailhé, 1986 ; Morillon, 1992, 1997 ; Jakni, 2000). De plus, l'évolution et la structuration de l'avant-pays provençal lors de la compression Pyrénéenne Crétacé supérieur-Eocène (Figure 1-8), au cours du rifting Liguro-Provençal à l'Oligocène et lors de la compression Alpine depuis le Miocène restent peu contraintes de façon quantitative.

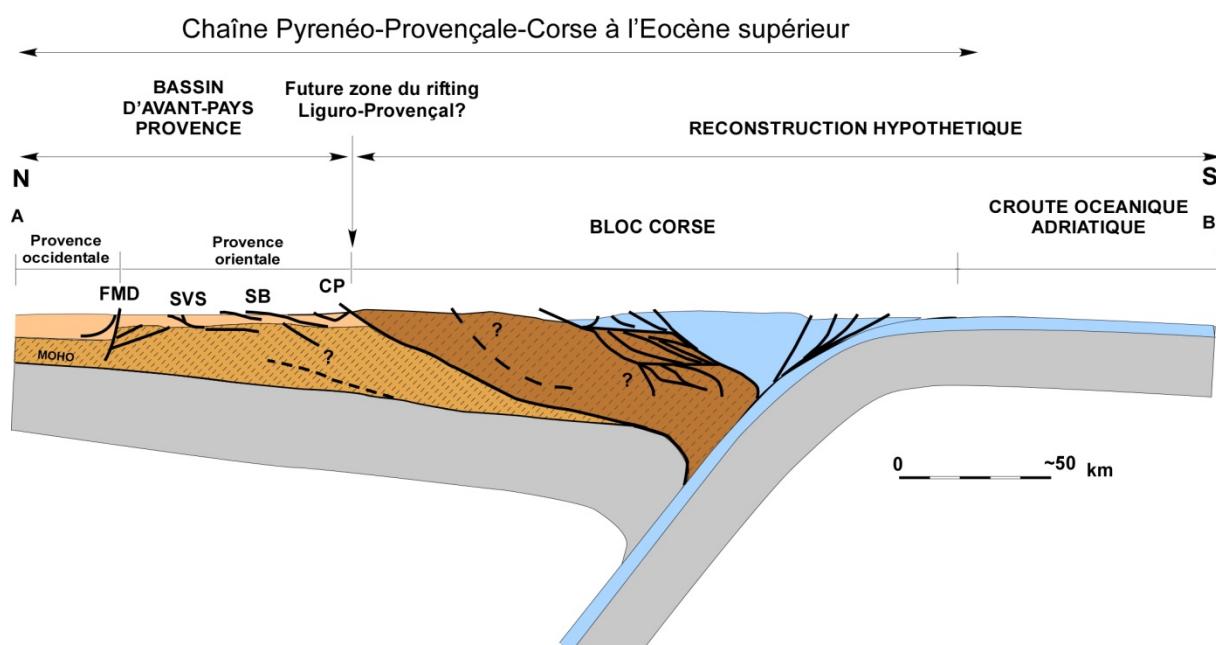


Figure 1- 8 : Coupe géologique d'échelle crustale du bassin d'avant-pays provençal restauré à l'Eocène supérieur (modifiée de Lacombe et Jolivet, 2005). Le segment A-B est localisé sur la Figure 1- 3 (modifié de Tempier, 1987 et de Lacombe et Mouthereau, 2002). NF: Faille de Nîmes. FMD: Faille de la Moyenne Durance. SVS: Système Sainte-Victoire. SB: Sainte-Baume. CS: Cap Sicié.

Ainsi, malgré les conditions favorables d'affleurements des structures géologiques et les nombreux travaux qui ont été menés en Provence, la Provence reste le siège de nombreuses controverses et une zone complexe dont la structuration par les différents évènements tectoniques n'a jamais été clairement établie.

1.3. PROBLEMATIQUE : QUELLE EST LA GEOMETRIE ET LA CINEMATIQUE DE L'AVANT-PAYS PROVENCAL ?

Le bassin d'avant-pays provençal est étroitement lié au raccourcissement Afrique/Europe (Lacombe et Jolivet, 2005). L'entrée en collision de ces deux plaques et les phases d'extension ont eu d'importantes conséquences sur la déformation, l'érosion et la sédimentation des bassins conduisant ainsi à une architecture structurale complexe de la Provence. Les enregistrements sédimentaires des phases tectoniques successives ayant affecté le bassin d'avant-pays provençal ont été analysés de nombreuses fois dans les bassins mésozoïques et cénozoïques et constituent une bonne contrainte stratigraphique et sédimentologique en Provence (Destombes, 1962 ; Montenat, 1968 ; de Graciansky et Lemoine, 1988; Nury, 1988 ; Hippolyte et al., 1993 ; Besson, 2005 ; Floquet et al., 2007 ; Leleu et al., 2009 ; Masse et al., 2009; Oudet et al., 2010 ; Léonide et al., 2012). La migration de la déformation Pyrénéenne dans l'avant-pays s'est accompagnée d'une sédimentation continentale et syntectonique (Corroy et al., 1964; Corroy and Philip, 1964; Clauzon et Gouvernet., 1973 ; Leleu et al., 2009; Clauzon et al., 2011 ; Espurt et al., 2012) suivie d'une réactivation des structures au cours de la compression Miocène (Ford et Stahel, 1995 ; Chardon et al., 2005 ; Molliex et al., 2011). Cette déformation Pyrénéo-Provençale est attribuée pour une partie à la réactivation de

structures paléozoïques. L'enregistrement de la réactivation des structures au Pyrénén se caractériserait par l'inversion positive de failles normales paléozoïques connectées avec le socle tandis que celle de la compression Miocène réactiverait des chevauchements de couverture précédemment formés au Pyrénén. Ainsi, la Provence constitue un laboratoire naturel idéal pour étudier le rôle de l'héritage structural dans un bassin d'avant-pays. Les conséquences à l'échelle de la lithosphère liées aux différents évènements tectoniques et notamment les périodes de rifting sur la structuration du bassin d'avant-pays n'ont jamais été envisagées. Pourtant le bassin présente une signature thermochronologique du dernier évènement d'extension à l'Oligocène (Jakni, 2000).

En effet, le bassin d'avant-pays provençal diffère des modèles classiques d'avant-pays car il est le bassin d'avant-pays de deux chaînes de montagne différentes: les Pyrénées et les Alpes. Il a également été affecté par plusieurs périodes de rifting séparées au cours des temps géologiques. Ce bassin est divisé obliquement en deux compartiments avec un bassin d'avant-pays dont le toit du socle est profond pour la Provence occidentale et un bassin d'avant-pays dont le toit du socle est peu profond pour la Provence orientale (Ménard, 1980). Ces deux compartiments se développent de part et d'autre du système de failles de la Moyenne Durance et d'Aix-en-Provence. Le rôle de la faille de la Moyenne Durance, bien qu'assez contraint en profondeur (Cushing et al., 2008 ; Guyonnet-Benaize et al., 2010) demeure énigmatique au-delà de 7 km. Le bassin d'avant-pays provençal présente une déformation Pyrénéo-Provençale fortement marquée en Provence orientale, avec le développement de nappes de chevauchement pouvant atteindre 7 km de déplacement vers le Nord (Tempier, 1987), et peu marquée en Provence occidentale. Inversement, la déformation Alpine est nettement plus identifiable en Provence occidentale qu'en Provence orientale (Combes, 1984 ; Champion et al., 2000). L'interaction et le transfert de la déformation entre les deux Provence par le biais de la Faille de la Moyenne Durance n'a jamais été analysé.

Ainsi, même si à l'heure actuelle de nombreuses études ont été menées en Provence, peu d'études basées sur les concepts de la tectonique de chevauchement et de mécanique comme ils ont pu être identifiés par des auteurs comme Dahlstrom (1969) ou encore Boyer et Elliott (1982) ont été appliqués au bassin d'avant-pays provençal (Roure et Colletta, 1996 ; Lacombe et Mouthereau, 2002 ; Espurt et al., 2012). Plusieurs questions se posent alors : Quelle est la géométrie à l'échelle lithosphérique de l'avant-pays provençal ? Comment s'est-elle structurée et dans quelle mesure cet héritage structural a-t-il affecté son évolution ? Quelle est la séquence de développement de ces structures et quel est le calendrier de ces évènements ?

1.4. OBJECTIFS ET METHODOLOGIE

Les objectifs de cette thèse sont (1) de mieux définir l'architecture structurale de l'avant-pays provençal, (2) de caractériser les styles de déformation, (3) de comprendre, localiser et quantifier la déformation et (4) de caractériser l'évolution spatio-temporelle des chevauchements pour proposer un modèle de l'évolution géodynamique de la Provence. Pour répondre à ces objectifs, le travail présenté ici est basé sur une combinaison de méthodes pluridisciplinaires qui intègre à la fois la géologie régionale, la géologie structurale, de la modélisation structurale 2D, des données de thermochronologie basse température et la cinématique des failles, dans le but de :

- Etudier l'évolution latérale de la déformation et des structures de l'avant-pays provençal ;
- Quantifier les taux de raccourcissements Pyrénén et Miocène, et d'extension Oligocène

- Définir le rôle de l'héritage structural ;
- Etablir la cinématique de l'avant-pays provençal ;
- Analyser les états de contraintes et les champs de déformation associés principalement à l'extension Oligocène et à la compression Miocène pour comprendre l'évolution spatiale et structurale de ces régimes de contrainte.

La finalité de ce travail de thèse permettra de mieux comprendre la structure de l'avant-pays provençal ainsi que son origine replacée dans le contexte géodynamique du domaine Ouest-Méditerranéen.

Cette thèse est présentée sous la forme d'une série d'articles publiés, soumis ou en préparation. Ces articles forment le noyau des chapitres. Cette thèse se regroupe en trois chapitres principaux :

- Le chapitre « ***Evolution paléogéographique et tectonique et architecture structurale de l'avant-pays Pyrénéo-provençal*** » correspond à une synthèse bibliographique de l'histoire paléogéographique et tectonique en Provence et des résultats obtenus à partir des données géologiques de la zone SSE de la Provence (Provence orientale) et la construction d'une coupe équilibrée. Cette partie expose la cinématique Pyrénéenne en Provence orientale et sa relation avec la flexure de l'avant-pays ainsi que l'importance de l'héritage structural et paléogéographique Paléozoïque et médio-Crétacé dans l'évolution tectonique de la Provence (Bestani et al., 2015).
- Le chapitre « ***Héritage structural à l'échelle régionale et lithosphérique*** » présente l'architecture structurale à l'échelle régionale et lithosphérique de l'avant-pays provençal dans les deux domaines provençaux et au travers de la Faille de la Moyenne Durance. Dans ce chapitre, nous montrerons la différence de style structural et de raccourcissement des deux domaines provençaux associés à un héritage crustal principalement lié aux différences d'épaisseur mais aussi un héritage lithosphérique déterminés par différentes approches : terrain, coupes équilibrées régionales et thermochronologie basse température (Bestani et al., soumis).
- Le chapitre « ***Etude à différentes échelles des déformations Oligocène et Miocène*** » traite des déformations Oligocène et Miocène en Provence à l'aide d'exemples précis de terrain répartis dans l'ensemble du domaine provençal, de la restauration séquentielle d'une coupe équilibrée et d'analyses cinématiques de faille (Bestani et al., en préparation). Ce chapitre permet de définir l'origine géodynamique hypothétique de cette déformation, caractérise sa géométrie et propose une quantification de l'extension Oligocène ainsi que de la déformation Miocène en Provence occidentale.

METHODOLOGIE

2. METHODOLOGIE

Ce chapitre méthodologie se découpe en quatre parties :

- Une première partie où j'expose l'ensemble des données utilisées et acquises sur le terrain ;
- Une deuxième partie concernant la construction et l'équilibrage des coupes ;
- Une troisième partie qui traite succinctement de la méthode de thermochronologie de basse température et qui a été réalisée à l'université Paris-Sud Orsay par Jocelyn Barbarand ;
- Une quatrième et dernière partie qui présente la méthodologie utilisée à partir de l'analyse microtectonique pour déterminer la cinématique des failles et obtenir des informations sur l'orientation et le régime des contraintes principales au cours des différentes phases tectoniques qui ont affectées la Provence.

2.1. TERRAIN

Au premier ordre, c'est par l'observation de terrain que l'on peut réunir les informations indispensables à la description et l'interprétation des structures géologiques mais aussi de leur contexte de formation. L'étude sur le terrain a pour objectif de reconnaître les principales roches sédimentaires, de comprendre leur organisation en formation et de repérer leur déformation /transformation s'il y a lieu. La combinaison de ces observations avec l'étude cartographique (e.g. topographie IGN, orthophotos, reliefs, discordance, accident tectonique et limite d'objet géologique) à multi-échelle, via des techniques de positionnement et de géo-référencement (GPS : Global Positionning System ; SIG : Système d'Information Géographique ; MNT : Modèle Numérique de Terrain ; Projections cartographiques) permet de créer une base de données SIG précise pour contraindre et construire les structures actuelles à l'aide de la méthode des coupes équilibrées (Figure 2 - 1).

J'ai ainsi effectué 2 mois ½ de terrain répartis sur 3 ans. J'ai levé une carte géologique plus précise de la zone avec une cartographie numérique des principales formations sédimentaires et principaux chevauchements, et récolter plus de 1900 données de pendages. En complément, j'ai utilisé les cartes géologiques du BRGM au 1/50 000 et non publiées (J. Philip). Cependant, j'ai redéfini les limites d'affleurements et de formations lorsque celles-ci n'étaient pas correctes par rapport à leur géolocalisation ou lorsque des corrections sur les âges des formations indiqués sur les cartes du BRGM m'ont été communiquées (J. Philip et M. Floquet, com. pers.). Associées à ces données, j'ai également mesuré des failles et leurs tectoglyphes sur différents sites (chapitre 5) et collecté des échantillons de roche pour des datations thermochronologiques basse température en collaboration avec Jocelyn Barbarand et Elsa Feuermann (Université Paris Sud).

2.2. Coupes équilibrées

2.2.1. Concept d'équilibrage

La construction des coupes équilibrées permet, grâce à des règles géométriques et cinématiques simples, basées sur des concepts mécaniques, de proposer des géométries interprétatives des structures profondes qui sont compatibles avec les données géologiques de surface et les données géophysiques disponibles de la zone étudiée. La construction de telles coupes peut conduire à la représentation de structures interprétées qui ne sont pas observables sur le terrain ou qui n'ont pas été mises en évidence par la géophysique. Une coupe équilibrée permet de produire un modèle géométrique avec un minimum d'incertitude, de valider l'état final et l'état initial de la déformation et d'estimer le taux de raccourcissement/d'extension des structures géologiques. Le principe d'équilibrage d'une coupe consiste à conserver l'aire des structures et leur longueur entre son état final et initial.

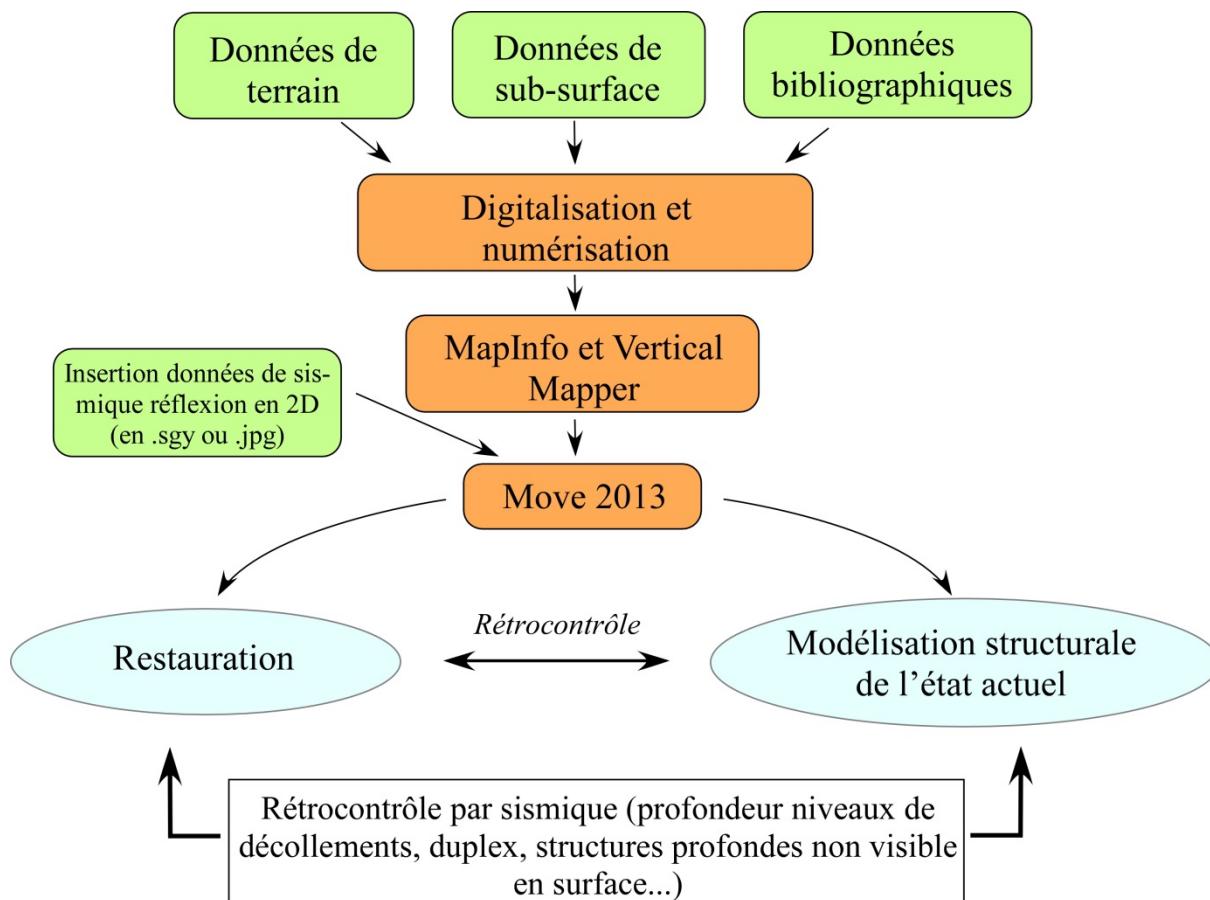


Figure 2 - 1 : Organigramme d'élaboration des coupes équilibrées depuis la base de données à vocation structurale jusqu'au logiciel de modélisation Move 2013 (modifié d'après Hermoza, 2005).

2.2.2. Construction des coupes équilibrées

Pour contraindre la géométrie de l'avant-pays-Provençal, j'ai réalisé deux coupes équilibrées dont la construction est basée sur les principes de la tectonique de chevauchement (Dalhstrom, 1969 ; Boyer et Elliot, 1982 ; Elliot, 1983 ; Suppe, 1983; Woodward et al., 1985 ; Mitra, 2002) et la tectonique salifère (Vendeville and Jackson, 1992; Vendeville et al., 1995; Vendeville, 2005; Warren, 2006).

La collecte de données de terrain, de données de bibliographie et de sous-sol a permis de réaliser un système d'information géographique (SIG) regroupant l'ensemble de ces données dans le logiciel MapInfo (Figure 2 - 1). Ce SIG comprend les cartes topographiques géoréférencées en coordonnées UTM (WGS84) de la zone 31T et 32T (hémisphère Nord), deux MNT de la zone à 50 m et 25 m de résolution par pixel, les contours géologiques des formations sédimentaires, les failles, plus de 1900 valeurs de pendages mesurées et plus de 2000 valeurs de pendages obtenues de travaux antérieurs dont plus de 3500 sur la totalité ont été exploités, des données de cinématique de faille, des données de sub-surface du BRGM/Infoterre (plus de 170 forages exploités) et 24 lignes sismiques provenant du CEA (Projet CASHIMA) (Figure 2 - 2).

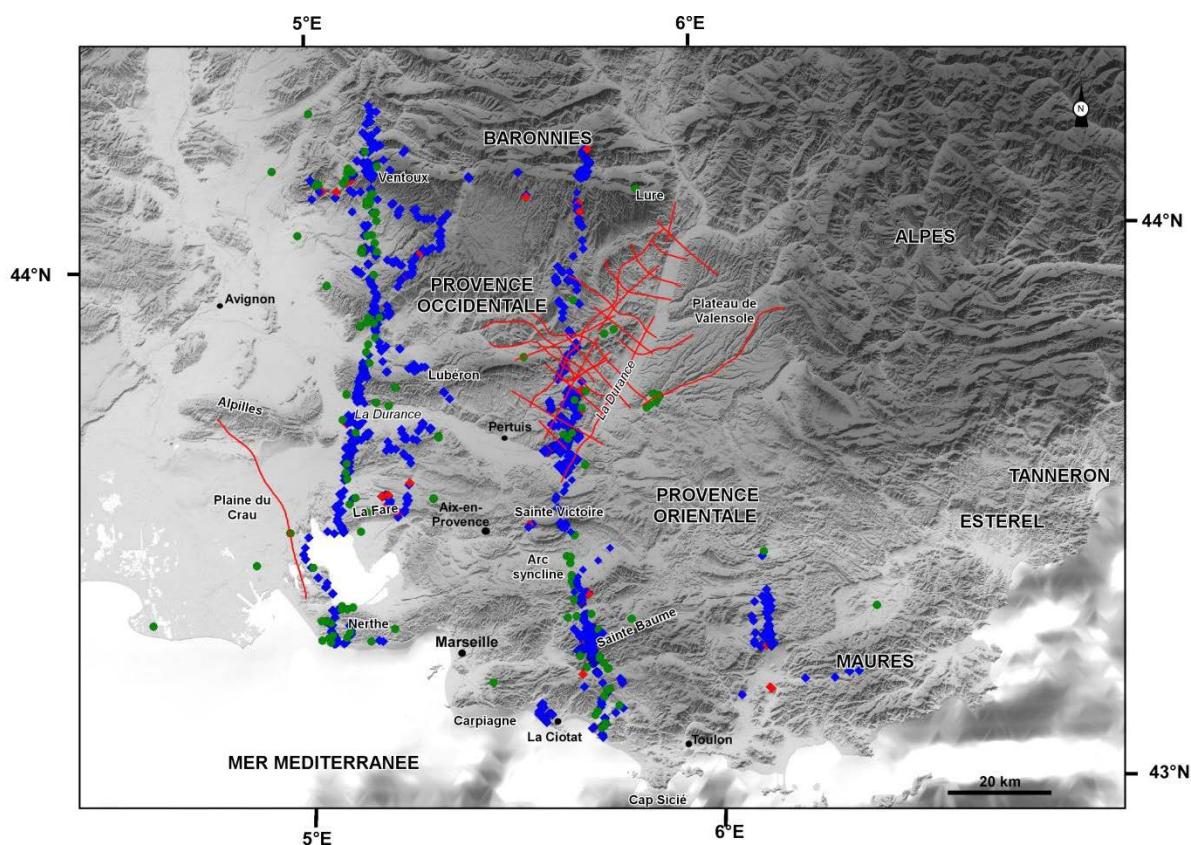


Figure 2 - 2 : Modèle numérique de terrain de l'avant-pays provençal. On peut distinguer les données de terrains acquises entre 2011 et 2013. Les losanges bleus présentent les données de pendage et les losanges rouges indiquent quelques sites de mesures de failles (tous ne sont pas représentés ici). Les données de sous-sol correspondant aux données de puits et de lignes sismiques sont localisées sur la figure avec des cercles verts et des lignes rouges respectivement.

Certaines données de pendages notamment au niveau du dôme de la Lare et de la Sainte-Victoire ont été collectées par J. Philip et N. Espurt. Toutes les données ont été géoréférencées dans l'espace (x, y et l'altitude z). L'altitude z est extraite du modèle numérique de terrain à partir du logiciel Vertical Mapper pour contraindre la coupe en 3 dimensions (Figure 2 - 1). Il arrive que la représentation spatiale des contours géologiques ou des failles indique un pendage plus précis que les valeurs individuelles de pendage. Les contours géologiques ou de failles peuvent alors être utilisés en qualité de pendage de couches. Ainsi l'échantillonnage de ces données linéaires est proportionnel à la longueur des polylignes.

L'ensemble des données géoréférencées est ensuite exporté et intégré dans le logiciel d'analyse et de modélisation structurale Move 2013 (Midland Valley Exploration Ltd; Figure 2 - 1 ; Figure 2 - 3 ; Figure 2 - 4).

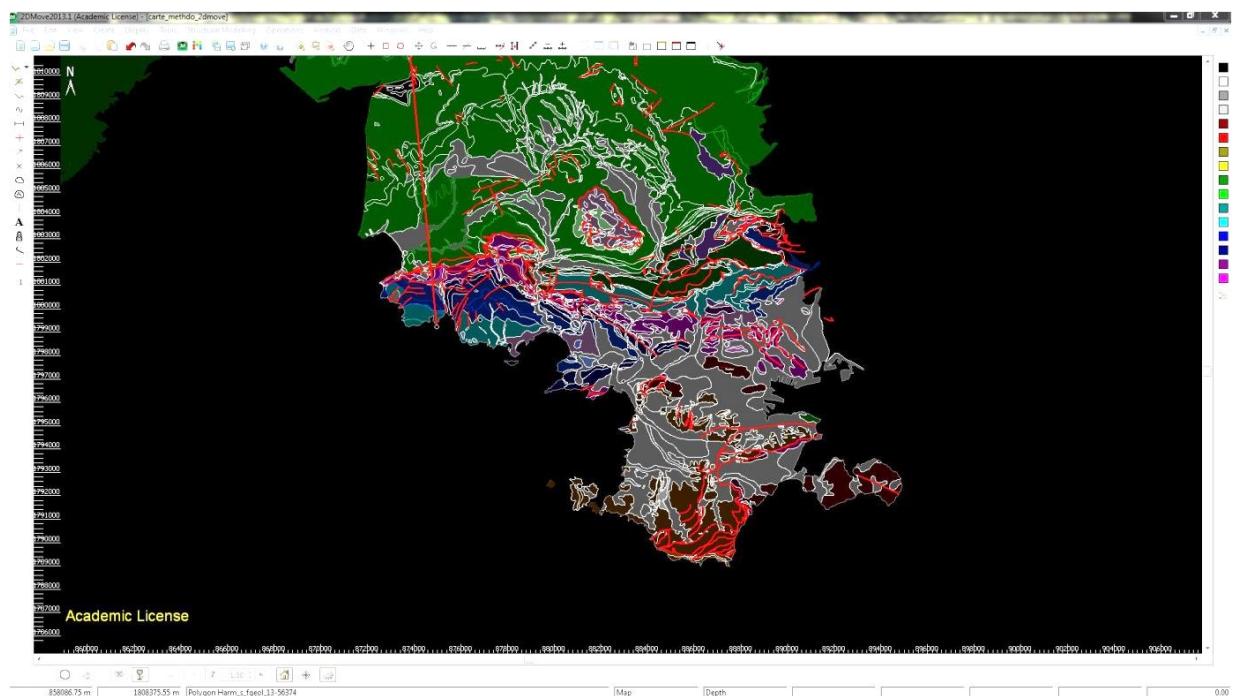


Figure 2 - 3 : Fenêtre Move représentant les données géologiques numérisées dans la région du Cap Sicié (contours géologiques, aires des formations, failles, traits de coupe).

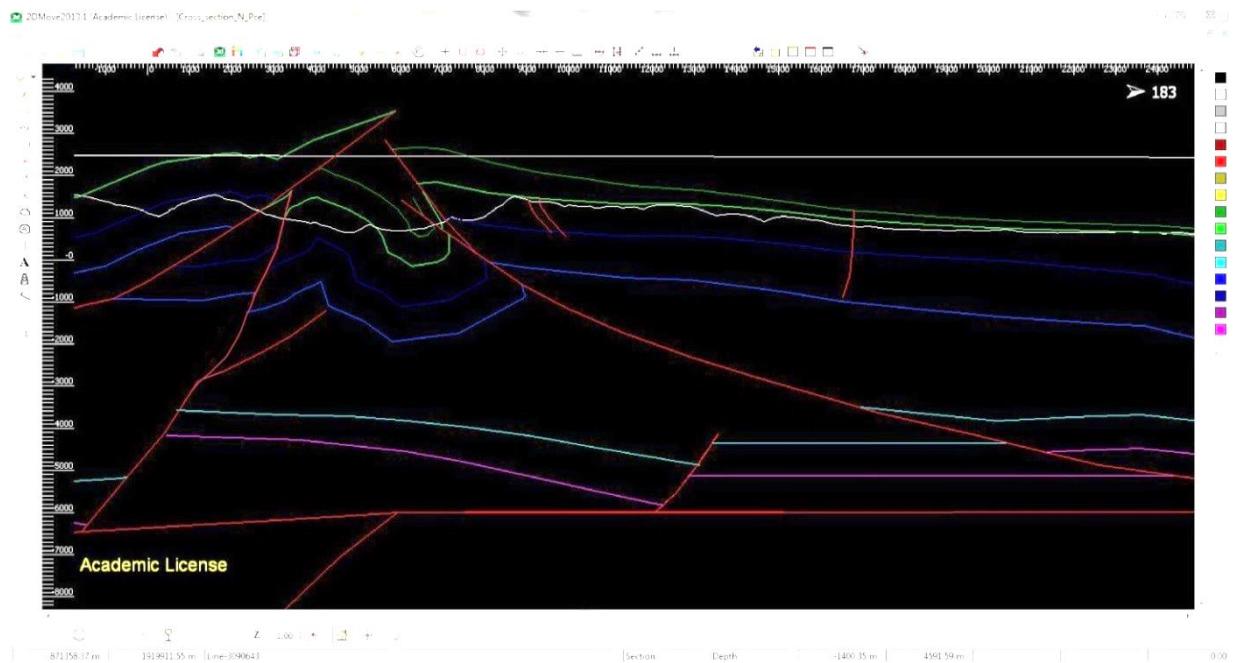


Figure 2 - 4 : Fenêtre 2DMove en coupe représentant l'interprétation structurale d'une portion de coupe équilibrée présentée en chapitre 4.

Le logiciel Move permet de construire des coupes équilibrées en respectant la conservation des lignes et des surfaces. Afin de déterminer la direction du trait de coupe, j'ai dans un premier temps étudié des mesures de stratifications pour caractériser les axes de pli (e.g. Mirabeau et Apt-Forcalquier, Figure 2 - 5).

Dans un deuxième temps, la direction des coupes a été choisie de manière à être orthogonale aux axes de pli pour être parallèle au transport tectonique et perpendiculaire à l'axe des structures afin de quantifier leur raccourcissement. La zone étudiée étant complexe avec des orientations de structures différentes, le trait de coupe n'est pas rectiligne et sa direction s'adapte à chaque unité structurale. Les données de pendage ont ensuite été projetées selon les axes de pli (Charlesworth et al., 1976). Grâce à cette méthode de projection, les pendages réels sont convertis en pendages apparents le long de la coupe. Cette méthode s'applique également pour des données de sous-sol (puits de forage et ligne sismique).

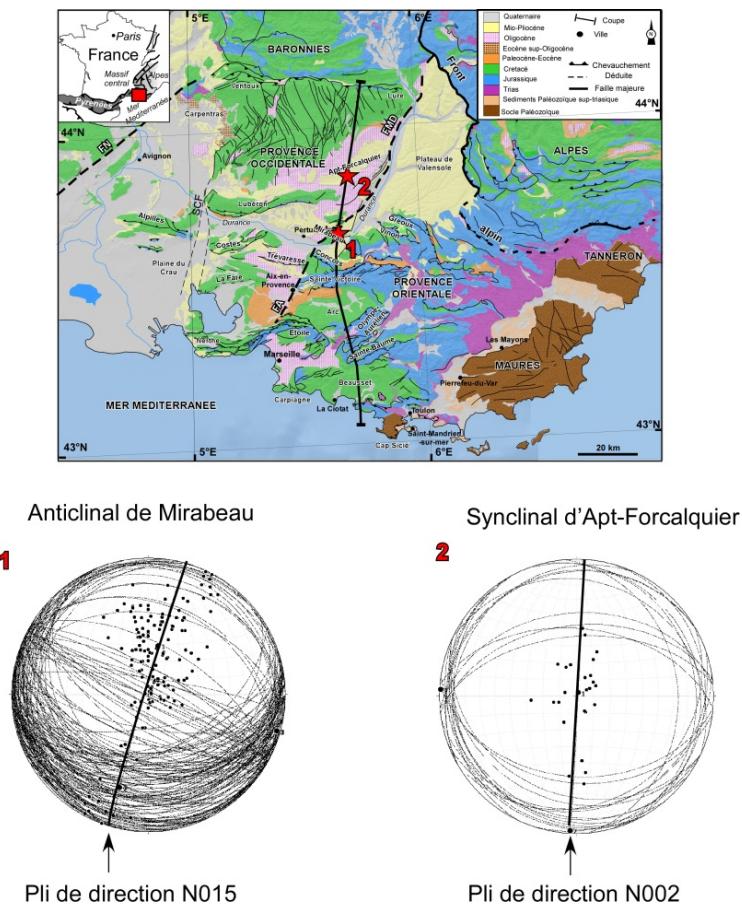


Figure 2 - 5 : Exemple de données de stratification le long d'une coupe et leurs pôles de plan associés (points noirs dans la figure) représentées dans un stéréogramme (hémisphère inférieur du diagramme de schmidt) pour l'anticinal de Mirabeau et le synclinal d'Apt. Cette représentation permet de voir l'orientation générale d'un pli (direction de la droite passant par les pôles de plan). Les structures ont ici une orientation globalement N-S.

La construction et la restauration des coupes ont été réalisées en utilisant principalement l'algorithme de flexural slip du logiciel Move (Figure 2 - 6). La restauration par « flexural slip » correspond au dépliage d'une structure par rapport à un niveau repère régional et une « pin line » le long de laquelle les points ne subissent aucune translation (Figure 2 - 6). De manière générale, cette « pin line » est positionnée au niveau du plan axial des plis. Cet algorithme conduit au glissement bancs-sur-bancs par la rotation des flancs du pli et un cisaillement parallèle aux couches. L'algorithme « flexural slip » préserve les longueurs, les aires et les épaisseurs des bancs. Parfois, on utilise des algorithmes de « fault-bend-fold » et « parallel flow » par du mouvement sur faille (« move on fault »), notamment pour annuler de la déformation extensive. L'algorithme de « fault bend fold » est basé sur le travail de Suppe (1983).

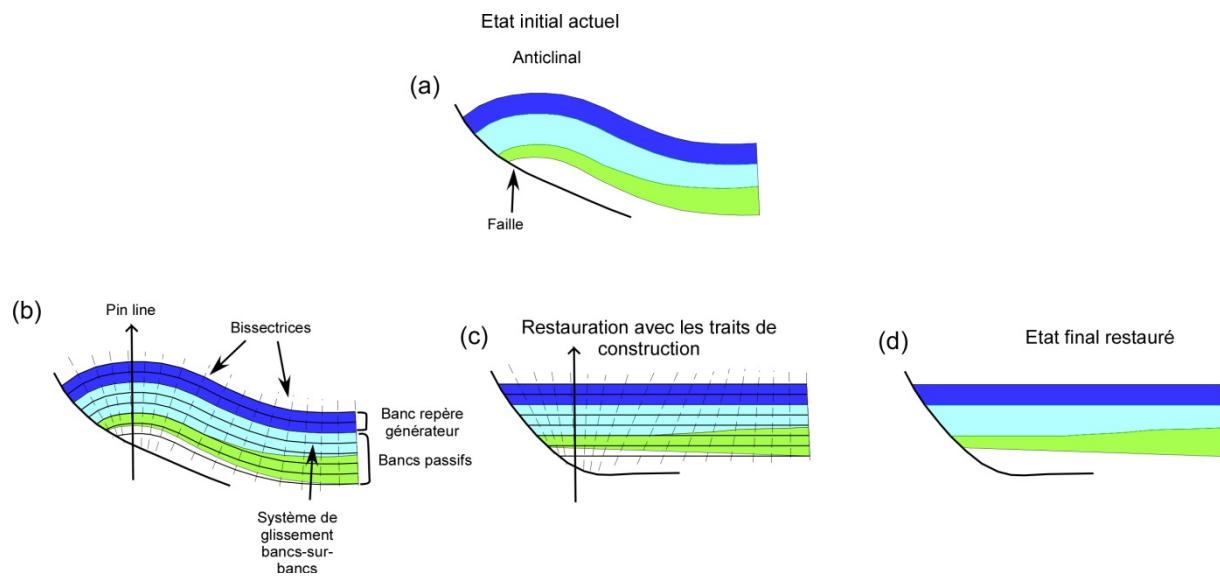


Figure 2 - 6 : Principe de la restauration par « flexural slip ». (a) Coupe d'une structure plissée à l'état initial actuel. (b) Paramètres nécessaires pour la restauration de la structure. (c) Coupe restaurée avec les traits/paramètres permettant la restauration. (d) Coupe de la structure plissée après restauration. (Modifié d'après Midland Valley Exploration Ltd).

Ce modèle fonctionne avec le principe que la déformation du compartiment de toit reflète la géométrie de la faille. Dans ce cas, l'épaisseur des couches et la longueur des bancs sont conservées. L'algorithme de « parallel flow » est basé sur l'écoulement laminaire d'une particule sur une rampe de faille (Egan et al., 1997). Les plans axiaux n'ont pas besoin d'être calculé comme dans l'algorithme de « flexural slip ». L'aire et la longueur des bancs sont préservées et le compartiment de toit n'est pas déformé ni translaté. Ainsi, ces deux dernières méthodes de restauration utilisées ponctuellement, visent à faire bouger un compartiment de toit d'un pli quelconque le long de la faille selon des algorithmes respectant les techniques géométriques standards (Suppe, 1983; Jamison, 1987).

Le logiciel Move permet également l'intégration de section sismique en format segy mais aussi en format image (.jpg). L'association des techniques de restauration et de modélisation cinématique permet de construire et valider différents stades d'interprétation. Durant la construction des coupes, les géométries mises en évidence par la sismique réflexion ont été l'objet d'une précaution particulière. Un aller-retour permanent a été réalisé entre les données de terrain et de sous-sol mais aussi entre les stades actuels et de restauration pour les différents stades de l'interprétation structurale afin de valider le modèle (Figure 2 - 1).

2.3. DATATION DE L'EXHUMATION PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION SUR APATITES

Cette méthode de datation thermochronologique basse température étant basée sur une loi de décroissance radioactive (1), la détermination de l'âge trace de fission d'un cristal d'apatite nécessite l'estimation du nombre d'atomes pères et d'atomes fils.

$$N_D = N_p(e^{-\lambda t} - 1)$$

avec

N_D : nombre d'éléments fils (nombre de traces spontanées)

N_p : nombre d'éléments pères

λ : constante de désintégration en .an⁻¹

t : temps en an

La désintégration spontanée de l'²³⁸U entraîne la formation d'une trace de fission assimilable à l'élément fils. La méthode consiste à compter ces traces et à trouver la quantité d'atomes d'²³⁵U présents dans le minéral (en négligeant sa désintégration). Ce dernier, également naturellement instable, ne contribue que pour une part négligeable à la formation des traces de fission. L'²³⁵U possède la propriété de fissionner par capture neutronique. Afin de mettre en évidence sa concentration dans le minéral étudié, les minéraux à dater sont soumis à un bombardement neutronique dans un réacteur nucléaire. Ce bombardement entraîne la désintégration de l'²³⁸U et la formation de traces de fission dites induites. La méthode du détecteur externe a été utilisée afin d'enregistrer la désintégration de l'²³⁵U. L'intensité du flux neutronique est estimée en utilisant un dosimètre en verre dont la concentration d'uranium est connue. La méthode de comptage des deux densités de traces pour déterminer un âge de trace de fission sur apatites ne sera pas décrite ici [voir le détail dans Hurford et Green (1983), Carpéna et Mailhé (1985) et Gallagher et al. (1998)]. L'âge trace de fission sur apatite se calcule grâce à la formule suivante :

$$\text{Age trace de fission sur apatite} = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[1 + \left(\frac{\zeta \cdot \lambda_d \cdot \rho_s \cdot g \cdot \rho_d}{\rho_i} \right) \right]$$

Où λ_d est la constante de décroissance radioactive du ²³⁸U ($1.55125 \cdot 10^{-10}$), ζ le facteur de calibrage, ρ_s la densité de traces spontanées, ρ_i la densité de traces induites, ρ_d la densité de traces induites dans le détecteur externe placé au-dessus du verre standard et g le facteur géométrique (0.5).

L'âge moyen des traces de fission sur apatites ne représente que l'âge minimum du dernier passage de l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$ (Green et al., 1986). Au cours du temps, les traces de fission subissent un phénomène de cicatrisation tendant à réduire leur taille. Ce phénomène se réalise par un processus de diffusion à l'échelle du réseau cristallin. Plus la température est élevée plus la cicatrisation est rapide. À des températures inférieures à 60°C , la cicatrisation devient plus lente mais

persiste de manière négligeable (Green et al., 1986). Pour le dernier passage au-dessus de l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$, l'effacement ou cicatrisation des traces de fission est instantané à l'échelle des temps géologiques. De manière générale, pour les apatites, trois domaines de stabilité thermique des traces latentes (Figure 2 - 7) ont été définis dans un modèle proposé par Wagner et Storzer (1972), Wagner et Hejl (1991) ainsi que Tagami et Shimada (1996) :

- Une zone d'instabilité ou de recuit total où la température est supérieure à $110 \pm 10^\circ\text{C}$ et où se produit un effacement total des traces fossiles. Dans cette zone, les traces ne sont donc pas enregistrées.
- Une zone de recuit partiel ou de rétention partielle qui concerne la zone où les traces fossiles sont partiellement enregistrées et où la température est comprise entre 60 et $110 \pm 10^\circ\text{C}$. Ainsi la longueur de trace est diminuée et l'âge enregistré est retardé, rajeuni.
- Une zone de rétention totale ou de stabilité totale qui est une zone qui s'étend de la surface jusqu'à une profondeur où la température est de l'ordre 60°C . Dans cette zone, la température est assez basse pour que toutes les traces formées soient enregistrées sans être affectées de recuit thermique. L'âge correspond donc à l'âge de refroidissement.

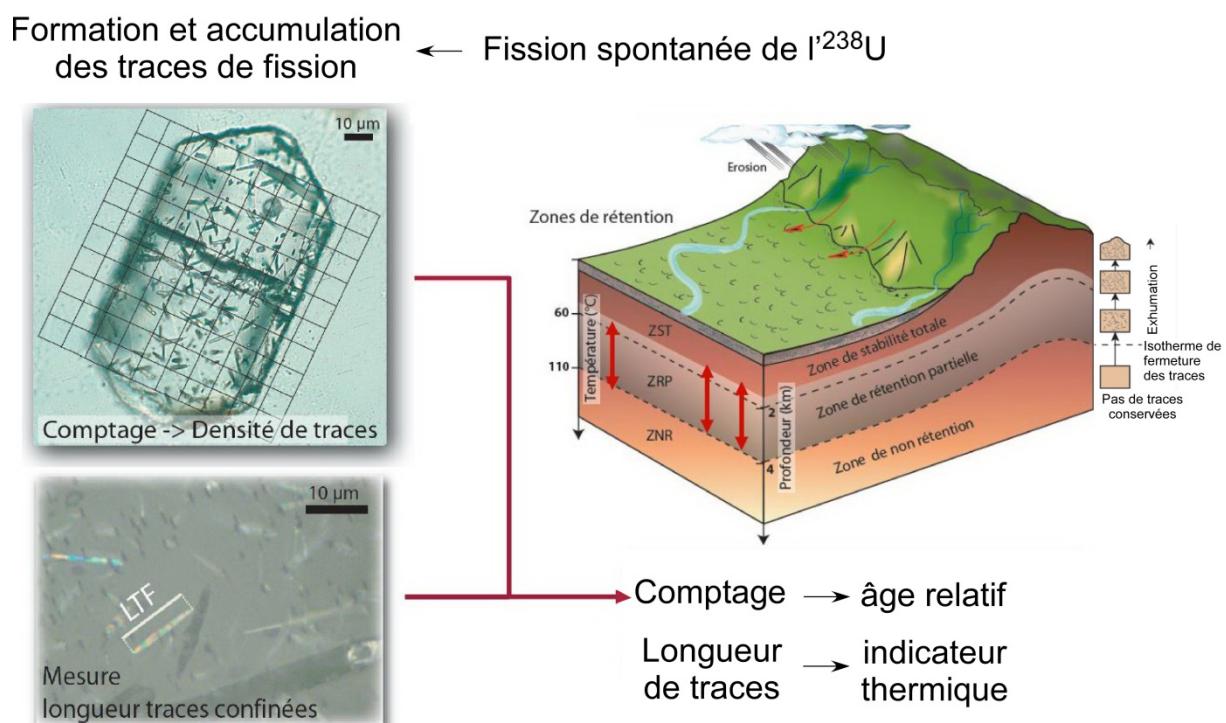


Figure 2 - 7 : Schéma expliquant la méthode et le principe de datation par thermochronologie basse température avec un bloc diagramme représentatif des zones de rétention des traces de fission dans les cristaux d'apatites et des clichés de trace de fission sur une surface polie d'un cristal d'apatite, après traitement chimique (modifié d'après Gallagher et al., 1998 ; Ehlers et Farley, 2003, photos d'I. Bour).

La mesure des longueurs de traces permet de reconstruire l'histoire thermique (Figure 2 - 7). En effet, on constate que les âges et les longueurs de traces de fission sur apatites diminuent avec la profondeur à cause de l'augmentation de la température jusqu'à une température limite au-delà de laquelle leur enregistrement est remis à zéro ($T > 110 \pm 10^\circ\text{C}$). Grâce à ces observations, on peut

modéliser l'évolution des longueurs de traces en fonction de la température et ainsi obtenir une histoire thermique continue du refroidissement. Nous n'avons pas procédé à cette étape par manque de temps.

Une roche sédimentaire détritique (grès) est composé par des grains d'apatites qui ont subi une exhumation à leur source, une érosion, un transport, un dépôt et enfin un enfouissement plus ou moins important. Trois cas de figures peuvent être envisagés en termes d'âges traces de fission (Figure 2 - 8):

- Les grains d'apatites sont enfouis à une température supérieure à $110 \pm 10^\circ\text{C}$ entraînant la remise à zéro du thermochronomètre et donc l'effacement du signal lié à l'histoire du refroidissement de la source. L'âge moyen obtenu correspond alors à l'histoire du refroidissement du sédiment et est donc plus jeune que l'âge stratigraphique du sédiment (chemin C, Figure 2 - 8).
- Les grains d'apatites sont enfouis dans la zone de cicatrisation partielle des traces entre 60 et $110 \pm 10^\circ\text{C}$. Il se produit un recuit partiel du signal de la source d'origine. L'âge est inférieur au dépôt. L'information enregistrée par les cristaux d'apatite correspond à un mixage entre l'histoire du refroidissement de la source d'origine et l'histoire thermique plus récente du sédiment enfoui puis refroidi (chemin B, Figure 2 - 8).
- Les grains d'apatites ne sont pas enfouis à une température supérieure à 60°C . Le signal de l'histoire de la source est alors conservé et l'âge moyen des traces de fission est égal ou plus vieux que l'âge du sédiment (chemin A, Figure 2 - 8).

La préparation des échantillons pour les analyses des traces de fission sur apatites ainsi que le tri des apatites ont été effectués à l'Université Paris-Sud Orsay/Laboratoire IDES par Jocelyn Barbarand. Nous ne détaillerons pas la procédure dans cette thèse.

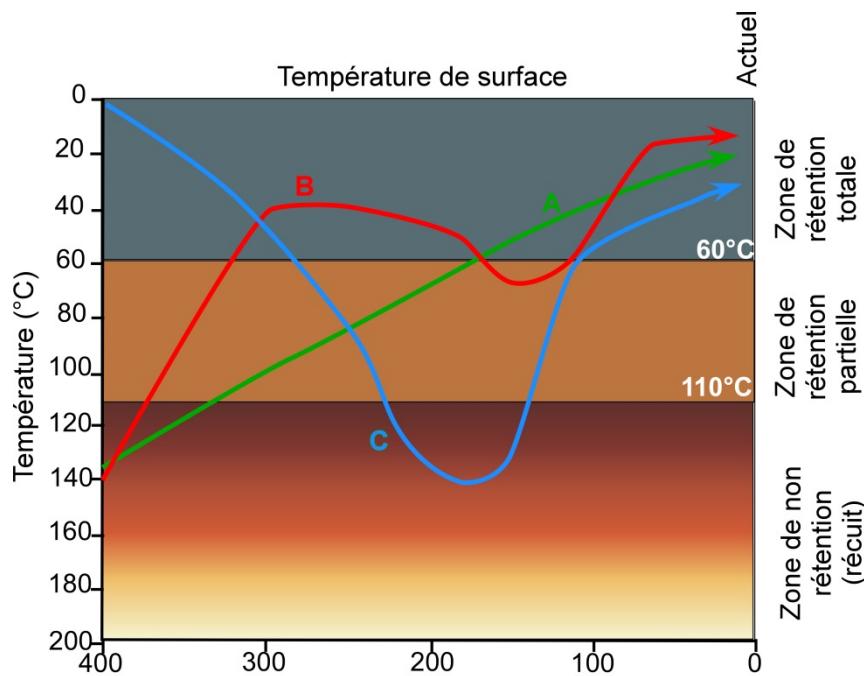


Figure 2 - 8 : Histoires thermiques schématiques. Le chemin (A) montre un refroidissement de la roche contenant les apatites depuis une température supérieure à la température de fermeture de l'apatite à 120°C. Dans ce cas, l'âge des traces de fission sur apatites correspond à un âge d'exhumation. Le chemin (B) montre un refroidissement assez rapide suivi d'un recuit partiel dans la zone de rétention partielle et un nouveau refroidissement. Dans ce cas l'âge des traces de fission correspond à un âge biaisé entre l'âge de refroidissement de la source d'origine et l'histoire thermique plus récente. Le chemin (C) montre un recuit total des grains d'apatites dans la zone de non rétention où l'âge du refroidissement de la source n'est pas présent. L'âge correspond alors à l'âge du refroidissement et d'exhumation du sédiment après avoir été enfoui et remis à zéro. Modifié d'après Gleadow et al. (1983).

2.4. ANALYSE MICROTECTONIQUE DE DEFORMATIONS CASSANTES

La reconstitution locale des orientations des axes de paléocontraintes $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$, $\vec{\sigma}_3$ et d'un rapport Φ lié à la forme de l'ellipsoïde des contraintes nécessite des méthodes graphiques et numériques. L'analyse des jeux de populations de faille doit tenir compte du nombre de données acquises mais également d'une étude qualitative importante des données en raison de la présence d'une tectonique polyphasée en Provence.

Toutes les projections stéréographiques sont faites sur diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur). Avant de pouvoir calculer et caractériser le tenseur de contrainte via la méthode d'inversion des données, nous devons rappeler quelques notions élémentaires (définition d'une contrainte, d'un tenseur et de ses déformations associées) nous permettant d'y parvenir.

2.4.1. Les contraintes et tenseur de contraintes

2.4.1.1. Les contraintes

En considérant un corps rocheux soumis à des forces externes, le vecteur contrainte $\vec{\sigma}$ est la densité de force dF appliquée en un point M de la surface dS (Figure 2 - 9). Quand dS tend vers zéro, la contrainte est égale au rapport :

$$\frac{\overrightarrow{dF}}{dS} = \vec{\sigma}$$

Dans le cas général, $\vec{\sigma}$ est oblique à la surface dS . Le vecteur $\vec{\sigma}$ peut se décomposer en une contrainte normale $\vec{\sigma}_N$ et une contrainte tangentielle ou de cisaillement $\vec{\tau}$ (Figure 2 - 9). En mécanique des sols et des roches, on considère qu'une contrainte normale est positive s'il s'agit d'une compression et négative s'il s'agit d'une traction.

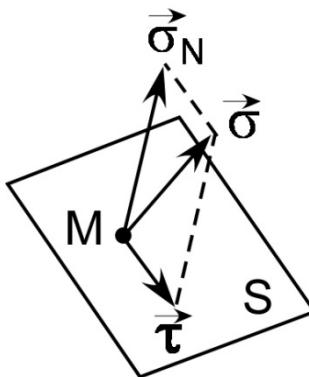


Figure 2 - 9 : Décomposition vectorielle d'une contrainte $\vec{\sigma}$ appliquée à un plan S au point M, en une contrainte normale $\vec{\sigma}_N$ et une contrainte tangentielle $\vec{\tau}$.

2.4.1.2. Tenseur de contraintes

L'état de contraintes est connu en un point M si l'on connaît la contrainte s'exerçant sur une face quelconque passant par ce point. Autrement dit, cet état de contrainte dans un volume rocheux isotrope soumis à un système quelconque de force est déterminé au point M d'une surface S quand on connaît les composantes σ_x , σ_y , σ_z du vecteur de contrainte sur chacune des trois faces

perpendiculaires d'un tétraèdre élémentaire situé dans un système d'axes $\vec{U}x, \vec{U}y, \vec{U}z$, c'est à dire les six valeurs $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \sigma_{xy}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}$. Les six paramètres $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \sigma_{xy}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}$ qui sont fonction de ce système d'axes de coordonnées représentent l'état de contrainte en un point M, qui lui ne dépend pas du système de coordonnées. Cet état de contrainte peut être représenté par une entité mathématique appelée tenseur qui est indépendante du système de coordonnées dans lequel il est représenté. Ce tenseur des contraintes $T\sigma$ décompose la contrainte sous forme matricielle (Figure 2 - 10):

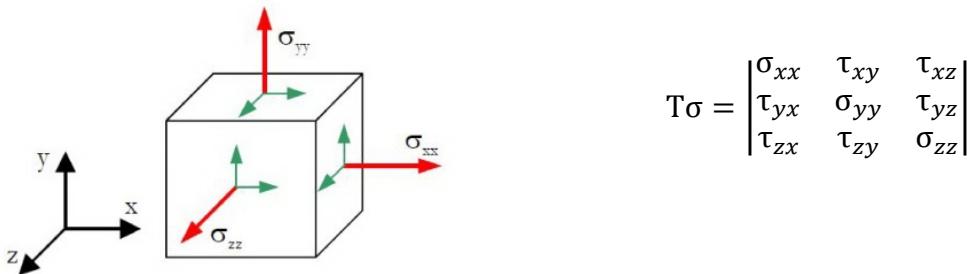


Figure 2 - 10 : Tenseur des contraintes $T\sigma$ dans un repère quelconque.

Ce tenseur se définit par une matrice carré 3×3 de l'état de contrainte au point M où σ est la contrainte normale et τ la contrainte cisaiante.

Dans un repère $\vec{U}1, \vec{U}2, \vec{U}3$, il existe trois plans orthogonaux sur lesquels la contrainte tangentielle est nulle (Fig.). Les normales à ces plans correspondent aux contraintes principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Le tenseur des contraintes $T\sigma$ s'écrit alors sous forme simplifiée (Figure 2 - 11).

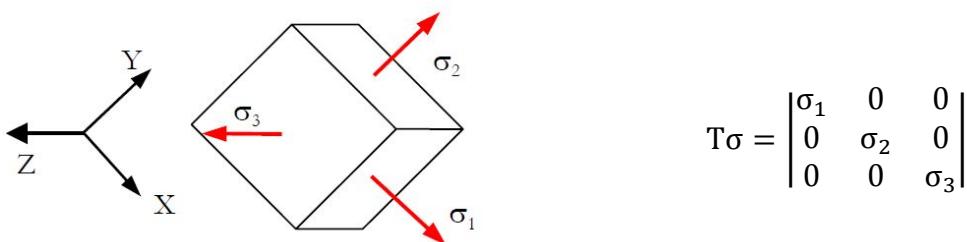


Figure 2 - 11 : Tenseur des contraintes $T\sigma$ dans un repère principal. Il n'y a plus de contraintes tangentielles.

Où $\vec{\sigma}1 = \sigma_1 \cdot \vec{U}1$

$\vec{\sigma}2 = \sigma_2 \cdot \vec{U}2$

$\vec{\sigma}3 = \sigma_3 \cdot \vec{U}3$

Le tenseur de contraintes est défini par six paramètres indépendants $\vec{U}1$, $\vec{U}2$, $\vec{U}3$ définissant l'orientation des axes de contraintes principales et σ_1 , σ_2 , σ_3 leur magnitude. σ_1 est la contrainte principale, σ_2 la contrainte intermédiaire et σ_3 la contrainte minimale. En géologie, la contrainte σ_1 est considérée comme positive et en compression et la contrainte σ_3 est considérée en traction ou tension et peut être positive ou négative.

On peut représenter l'état de contrainte par un ellipsoïde. L'ellipsoïde possède trois axes de symétrie qui sont les trois directions principales du tenseur de contraintes au point considéré. Selon la magnitude des contraintes principales, on aura trois principaux types d'état de contrainte : un ellipsoïde hydrostatique qui est une sphère avec un état de contrainte qualifié d'isotrope (trois contraintes identiques ; $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), un ellipsoïde de révolution (deux contraintes identiques ; $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) et un ellipsoïde triaxial qui est le cas le plus fréquent rencontré ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) (Figure 2 - 12).

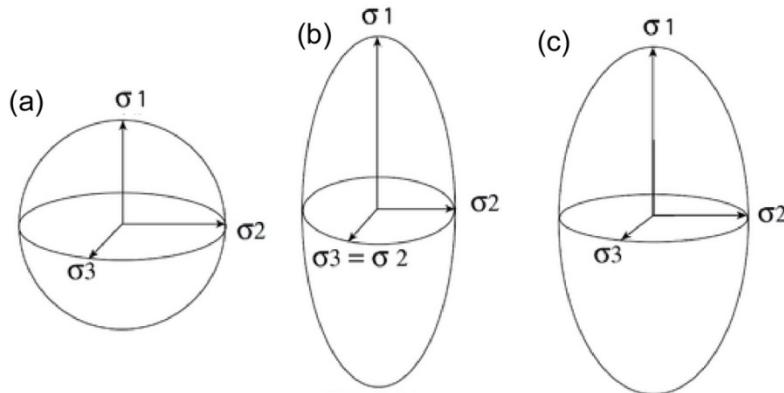


Figure 2 - 12 : Ellipsoïde des contraintes (a) hydrostatique, (b) de révolution autour de σ_1 et (c) triaxial.

2.4.2. Caractérisation du tenseur de contrainte

La détermination d'un tenseur de contrainte qui explique les stries d'une population de failles nécessite d'admettre que le champ de contrainte est homogène dans le volume rocheux considéré et que la strie sur chaque plan de faille représente bien la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan (Wallace, 1951 ; Bott, 1959). Le tenseur de contrainte est donc défini par six paramètres qui correspondent aux trois magnitudes et aux trois directions des contraintes principales σ_1 , σ_2 , σ_3 . La multiplication du tenseur de contrainte par un scalaire positif ou l'addition à $T\sigma$ d'un état de contrainte isotrope I ne change ni la direction, ni le sens de cisaillement sur tout plan. Dans tout état de contrainte, on peut définir une contrainte moyenne $\bar{\sigma}$ qui correspond à la partie hydrostatique du tenseur et qui produit un changement de volume du matériau :

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$$

La contrainte déviatorique σ' qui correspond à la partie restante qui dévie de cette partie hydrostatique et qui est responsable du changement de forme du matériau est défini par :

$$\sigma' = (\sigma - \bar{\sigma})$$

Tous les tenseurs $k T\sigma + I$ sont équivalents en termes d'orientation des cisaillements sur des plans quelconques (Angelier, 1989) : ils ont les mêmes axes principaux de contraintes. En conséquence, seules quatre des six variables du tenseur $T\sigma$ jouent un rôle dans la distribution des orientations des cisaillements.

Caractériser le tenseur de contrainte revient donc à calculer les variables $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ et le paramètre de « rapport de forme » Φ définit par :

$$\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Ce dernier paramètre compris entre 0 et 1 correspond à la forme de l'ellipsoïde des contraintes : plus Φ est proche de 1, plus l'ellipsoïde est aplatie et prend la forme de galette et plus Φ est proche de 0 plus elle est allongée et prend la forme d'un cigare. Si $0 < \Phi < 1$, l'ellipsoïde prend une forme quelconque.

La caractérisation du tenseur repose sur la résolution du problème inverse, ce qui signifie la détermination de l'état de contrainte moyen à partir de mesure de plan de failles et de stries. (Carey, 1976 ; Angelier, 1979, Etchecopar et al., 1981). Ainsi, on peut déterminer avec ces données une famille de tenseur. Deux variables vues précédemment mais négligeables restent indéterminées : k et I . Le problème inverse correspondant ainsi à un problème à quatre inconnues définit ce que l'on appelle un tenseur réduit. Les scalaires k et I sont ainsi fixées arbitrairement. De manière concrète, pour pouvoir calculer un tenseur de contrainte, il faut disposer d'un minimum de 4 mesures de failles.

2.4.3. Méthode d'inversion des données

Sachant qu'un état de contrainte crée ou réactive des failles dont les stries de glissement ont la même direction et le même sens que la contrainte tangentielle τ sur la faille, la résolution du problème inverse revient à déterminer la contrainte moyenne à partir de plans de failles et des stries de glissement mesurées. Pour un tenseur de contraintes donné, on peut calculer la strie de glissement théorique. Le programme consiste à calculer de manière itérative l'écart (distance linéaire) entre la strie théorique calculée parallèle à la contrainte cisaillante et la strie mesurée sur le terrain. L'intérêt est de trouver un tenseur pour lequel cet écart est minimum. Nous avons utilisé les méthodes d'Angelier pour effectuer cette inversion (Angelier, 1975 ; 1979 ; 1984 ; 1989, 1990 ; Angelier et al. 1982).

Il existe plusieurs calculs pour déterminer un minimum d'écart entre la strie mesurée sur chaque plan de faille et la strie calculée pour un tenseur donné. La méthode employée pour cette étude est la méthode dite INVD qui est satisfaisante pour les failles héritées comme pour les failles néoformées

(Angelier, 1991). Le résultat de ces calculs est donné sous la forme d'un diagramme : une représentation dans l'hémisphère sud du canevas de schmidt.

La Provence étant le siège d'une tectonique polyphasée, il a parfois été nécessaire pour établir les calculs de paléo-contrainte de séparer en amont des mesures de jeux de failles au sein d'une population hétérogène, liés à deux ou plusieurs états de contraintes successifs.

Pour étayer cette séparation et analyse de données polyphasées, il faut avoir des arguments qualitatifs de terrain comme des datations stratigraphiques de certains jeux, une chronologie relative des mouvements ou encore des différences de minéralisation. La recherche et l'analyse des systèmes de cisaillements (décrochements) conjugués peuvent être d'une grande aide dans la détection d'évènements polyphasés sur le terrain. Lorsque le seuil de rupture est franchi par un volume rocheux, des failles se forment en deux familles de failles conjuguées. L'intersection de ces failles conjuguées forme un angle dont la bissectrice indique l'axe σ_1 (modèle d'Anderson, 1942, d'environ 60° pour des calcaires). Lorsque cet angle est réduit ceci montre une réactivation du système cisaillant, nous indiquant un polyphasage tectonique. En effet, les plans de cisaillement empruntent souvent des discontinuités préexistantes comme ces failles conjuguées ou des plans de stratification: on les appelle alors des failles héritées.

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE ET ARCHITECTURE STRUCTURALE DE L'AVANT-PAYS PYRENEO- PROVENÇAL

3. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE ET ARCHITECTURE STRUCTURALE DE L'AVANT-PAYS PYRENEO- PROVENÇAL

3.1. RESUME

L'avant-pays Pyrénéo-Provençal est caractérisé par une structure géologique complexe résultant d'une histoire tectonique polyphasée et de la propagation de la déformation dans un substratum mécanique hétérogène, hérité du Paléozoïque et du Mésozoïque (Roure and Colletta, 1996; Molliex et al., 2011). Cet avant-pays résulte principalement de la compression Pyrénéenne et est divisé en deux domaines par le système de failles de la Moyenne Durance/Aix-en-Provence : la Provence orientale et la Provence occidentale. Contrairement à la Provence occidentale, la Provence orientale a été très peu déformée par la compression Alpine (e.g. Combes, 1984; Champion et al., 2000; Chardon and Bellier; 2003; Terrier et al., 2008; Andreani et al., 2010; Molliex et al., 2011). Ainsi, la Provence orientale est le domaine le plus adapté pour étudier et caractériser le style structural de la déformation Pyrénéenne dans l'avant-pays Provençal. Afin de mieux contraindre la cinématique de la déformation, la séquence de chevauchement et la relation entre structures de socle héritées et de couverture, nous avons présenté un modèle d'évolution depuis le Crétacé moyen. Ce modèle se base sur une coupe équilibrée, construite à partir de l'acquisition de nouvelles données de terrain et de l'interprétation des observations de terrain et de carte.

La construction d'une coupe équilibrée régionale ainsi que les données de terrain montrent que l'avant-pays Provençal, localisé dans le SE de la région de Provence, est caractérisé par un style tectonique mixte de couverture et de socle relié à l'inversion de structures extensives profondes du Paléozoïque supérieur-Trias et de décollements de la couverture sédimentaire Mésozoïque-Cénozoïque sur les séries triasiques. Ces séries triasiques affleurant en surface suggèrent des structures potentiellement salifères (diapir, dôme) et/ou associées à des structures de socle proche de la surface comme en témoigne le massif des Maures à l'Est et le Cap Sicié, au Sud de la coupe, d'âge Paléozoïque. La restauration de la coupe au Cénomanien inférieur, phase de structuration majeure en Provence, a mis en évidence vers le Nord le biseau des séries sédimentaires du Crétacé inférieur au-dessus du principal soulèvement de grande longueur d'onde du Bombement Durancien. La restauration de la coupe au Santonien supérieur, stade précédent la compression Pyrénéenne en Provence, indique un basculement du bassin de $\sim 2^\circ$ vers le Sud attribué au début de la croissance du prisme Pyrénéo-Provençal contrôlant la flexure de la partie la plus externe de l'avant-pays. La propagation vers le nord de la déformation Pyrénéo-Provençale a été enregistrée de manière synchrone du Crétacé supérieur à l'Eocène et a conduit à une inclinaison du bassin de $\sim 7^\circ$ vers le Sud. Cette inclinaison majeure est attribuée à l'inversion tectonique et à l'empilement des chevauchements de socle des unités du Cap Sicié et de la Sainte-Baume, localisées au Sud de la coupe.

L'équilibrage de la coupe montre un raccourcissement total horizontal du socle de 40km (~35%) dans l'avant-pays Pyrénéo-Provençal. L'essentiel de ce raccourcissement (~37 km) est accommodé par des chevauchements de socle au Sud du synclinal de l'Arc. Environ 5 km de raccourcissement sont accommodés au Nord par des structures de couverture : le synclinal de l'Arc et la Sainte-Victoire orientale. Ces structures résultent du transfert du glissement vers le Nord du prisme intercutané de socle en profondeur. Enfin, nous interprétons les structures liées à la tectonique salifère du SE de la Provence (e.g. Jannin, 2011) comme étant dues à la croissance de diapirs passifs du Jurassique au Crétacé supérieur. Ces structures salifères seraient ensuite réactivées lors de la compression Pyrénéo-Provençale au cours du Crétacé supérieur-Eocène. Les failles normales formées au cours de la phase d'extension Oligocène recoupent les structures pyrénéennes. Ces failles sont principalement localisées au-dessus de structures salifères héritées par un mécanisme proposé de diapirisme réactif. Ces structures issues de la tectonique salifère sont probablement contrôlées par des failles de socle héritées.

3.2. STRUCTURAL STYLE AND EVOLUTION OF THE PYRENEAN-PROVENCE

THRUST BELT, SE FRANCE – Article 1

Lucie Bestani¹, Nicolas Espurt¹, Juliette Lamarche², Marc Floquet², Jean Philip², Olivier Bellier¹, Fabrice Hollender^{3,4}

¹Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34-CEREGE, Technopôle Environnement Arbois-Méditerranée, B.P. 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

²Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34-CEREGE, Centre Saint-Charles, 3 place Victor Hugo, case 67, 13331 Marseille Cedex 03, France

³ CEA de Cadarache, 13108 Saint-Paul-lès-Durance Cedex, France

⁴Université Grenoble Alpes, ISTerre, CNRS, IRD, IFSTTAR, F-38000 Grenoble, France

Article « in press » dans Bulletin de la Société Géologique de France, 186, sp. issue 2015

Abstract

The Pyrenean-Provence fold-thrust belt is characterized by a geological complexity arising from superimposed tectonic history and the propagation of the deformation through a heterogeneous mechanical substratum inherited from Paleozoic and Mesozoic times. The construction of a regional balanced cross section together with field data show that the thrust system of the southeastern Provence region is characterized by a mixed thick- and thin-skinned tectonic style related to the inversion of deep-seated late Paleozoic-Triassic extensional structures and the décollement of the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover above Triassic series. Earliest Cenomanian restoration state highlights the northward pinched-out of the lower Cretaceous sedimentary series above the main long-wavelength Durance High uplift. Latest Santonian restoration state indicates a southward tilting of ~2° of the basin attributed to the initial growth of the Pyrenean-Provence prism controlling the external flexure of the foreland. Thrusts propagation in the northern part of the Pyrenean-Provence fold-thrust belt was recorded to be synchronous during latest Cretaceous to Eocene time and produced a ~7° southward basin tilting. This major tilting is attributed to the tectonic inversion and basement thrust stacking of the Cap Sicié-Sainte Baume units. Cross section balancing shows a total horizontal basement shortening of 40 km (~35%) across the Pyrenean-Provence foreland. The main part of this shortening (~37 km) was accommodated by thick-skinned thrusts involving basement south of the Arc syncline. ~5 km of shortening were accommodated northward by the Arc syncline and eastern Sainte-Victoire thin-skin structures, resulting from slip transferred from the deep thick-skinned intercutaneous thrust wedge. Finally we interpret salt tectonic structures of the southeastern of Provence as passive diapirism growth during Jurassic to late Cretaceous time, and then reactivated during Pyrenean-Provence compression. Late normal faulting related to hypothetical reactive diapirism during the Oligocene extension episode was predominantly localized above inherited salt structures and probably controlled by inherited basement faults.

Keywords: structural architecture; tectonic inversion; inheritance; balanced cross section; Pyrenean-Provence foreland

3.2.1. Introduction

Structural inheritance plays an important role on subsequent compressional tectonic events (McClay and Buchanan, 1992; Coward, 1996; Roure and Colletta, 1996; Butler et al., 2006). Old crustal lineaments may control the structural architecture and kinematic evolution of a fold-and-thrust belt. From a mechanical point of view, it is known that faults or inherited structural grain are weakness zones for deformation accommodation in compressional system. Structural inheritance may have also fundamental implications for tectonic style (thin or thick-skinned tectonic processes) (Coward, 1996; Tavarnelli et al., 2004; Butler et al., 2006). Balanced cross section modeling can be used to restore inverted basins to their initial stages and estimate properly the amount of shortening when inversion geometries, compression direction and folds and thrusts have been clearly distinguished (Coward, 1996).

In southeastern France, the Pyrenean-Provence foreland is characterized by a complex tectono-stratigraphic framework which was influenced by major Paleozoic and Mesozoic inheritances and overprinted tectonic events (Arthaud and Matte, 1975; Tempier, 1987; Benedicto, 1996; Roure and Colletta, 1996; Guignard et al., 2005; Guyonnet-Benaize et al., 2010): late Cretaceous to late Eocene corresponding to the N-S Pyrenean-Provence compression (e.g. Tempier, 1987; Lacombe and Jolivet, 2005) and Miocene to present-day N-S Alpine compression (e.g. Bergerat, 1987; Lacombe et al., 1992; Champion et al., 2000). Both compressional episodes are separated by the E-W and NW-SE trending Oligocene extension related to the West European rifting and the Liguro-Provençal rifting of the western Mediterranean (Bergerat, 1987; Lacombe et al., 1992; Hippolyte et al., 1993; Gattacceca et al., 2007).

The structure of the Pyrenean-Provence foreland was mainly related to the late Cretaceous-Eocene Pyrenean compression. Contrary to the western Provence, the southeastern Provence region (Figure 3 - 1) has been poorly deformed by the Miocene to present-day Alpine compression (e.g. Combes, 1984; Champion et al., 2000; Chardon and Bellier, 2003; Terrier et al., 2008; Andreani et al., 2010; Molliex et al., 2011; Figure 3 - 1). Thus, the southeastern Provence region is a well-suited area to study and characterize the Pyrenean tectonic structural style in Provence.

Although some recent regional and small cross sections across the Pyrenean-Provence foreland have been proposed (Tempier, 1987; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Jolivet, 2005; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011; Espurt et al., 2012), the kinematics at foreland scale, the sequence of fold-and-thrust development, the basement sedimentary cover relationship and the amount of regional shortening remain to be better constrained.

The aim of this paper is to discuss new field data and interpretations based upon field and map observations from the southeastern part of the Provence foreland. The construction of a 66 km-long balanced cross section has been used: (1) to define the structural architecture of the Pyrenean-Provence foreland in this area, (2) to propose a kinematic model for the development of the Pyrenean-Provence foreland and (3) to characterize the geometry of inherited paleostructures. This

regional cross section allows to better quantify the large scale role of basement structures and to emphasize the importance of inherited structures (Permian to Triassic basins, salt structures) in the global history of the Pyrenean-Provence foreland. Our results provide a new shortening assessment for the Pyrenean-Provence deformation.

3.2.2. Geological Setting

3.2.2.1. Structural pattern

The Pyrenean fold-thrust belt of Provence is located in the southeastern of France at the transition between the Pyrenees to the west, the Alps to the north and the Mediterranean sea to the south (Figure 3 - 1). The structural framework consists of E- to SE-trending folds and thrusts (Figure 3 - 1) and regional NNE-trending strike-slip transfer faults (e.g., Nîmes, Salon-Cavaillon, Aix-en-Provence, Mid-Durance faults) (Tempier and Durand, 1981; Espurt et al., 2012). The Provence region is divided into two parts by a major fault system called the Mid-Durance fault zone (Cushing et al., 2008; Guignard et al., 2005; Terrier et al., 2008; Guyonnet-Benaize, 2011): the western and eastern Provence domains (Figure 3 - 1) mainly called the western Provence and the eastern or southeastern Provence respectively in this paper. Southward, this fault is connected to the Aix-en-Provence fault. The Mid-Durance and Aix-en-Provence faults system has been inherited from Paleozoic basement structures (Arthaud and Matte, 1975; Figure 3 - 1).

West of the Mid-Durance fault, the western Provence domain is characterized by a thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary pile (>7 km). In contrast the eastern Provence domain shows a thinner Mesozoic sedimentary pile about 3 km-thick. The eastern Provence includes crystalline and metamorphic basement rocks and Paleozoic sedimentary basin exposed in the Maures Massif (Figure 3 - 1). During the E- to SE- Oligocene extension, some Pyrenean folds and thrusts have been negatively reactivated and neo-formed basins were filled by Oligocene sediments (e.g. Carpentras, Apt-Forcalquier, Aix-en-Provence and Marseille basins) (Destombes, 1962; Nury and Raynaud, 1986; Nury, 1988; Hippolyte et al., 1993). Pyrenean-Provence structures of the western Provence have been reactivated during the N- to NE- Miocene to present-day Alpine compression (Ventoux-Lure, Luberon, Costes and Trévaresse thrusts, and Nîmes, Salon-Cavaillon, Middle Durance faults (Lacombe et al., 1992; Chardon and Bellier, 2003; Guignard et al., 2005; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011; Figure 3 - 1). In contrast, the southeastern Provence region located south of the Mid-Durance and Aix faults system has been poorly affected by the Miocene compression (Combes, 1984).

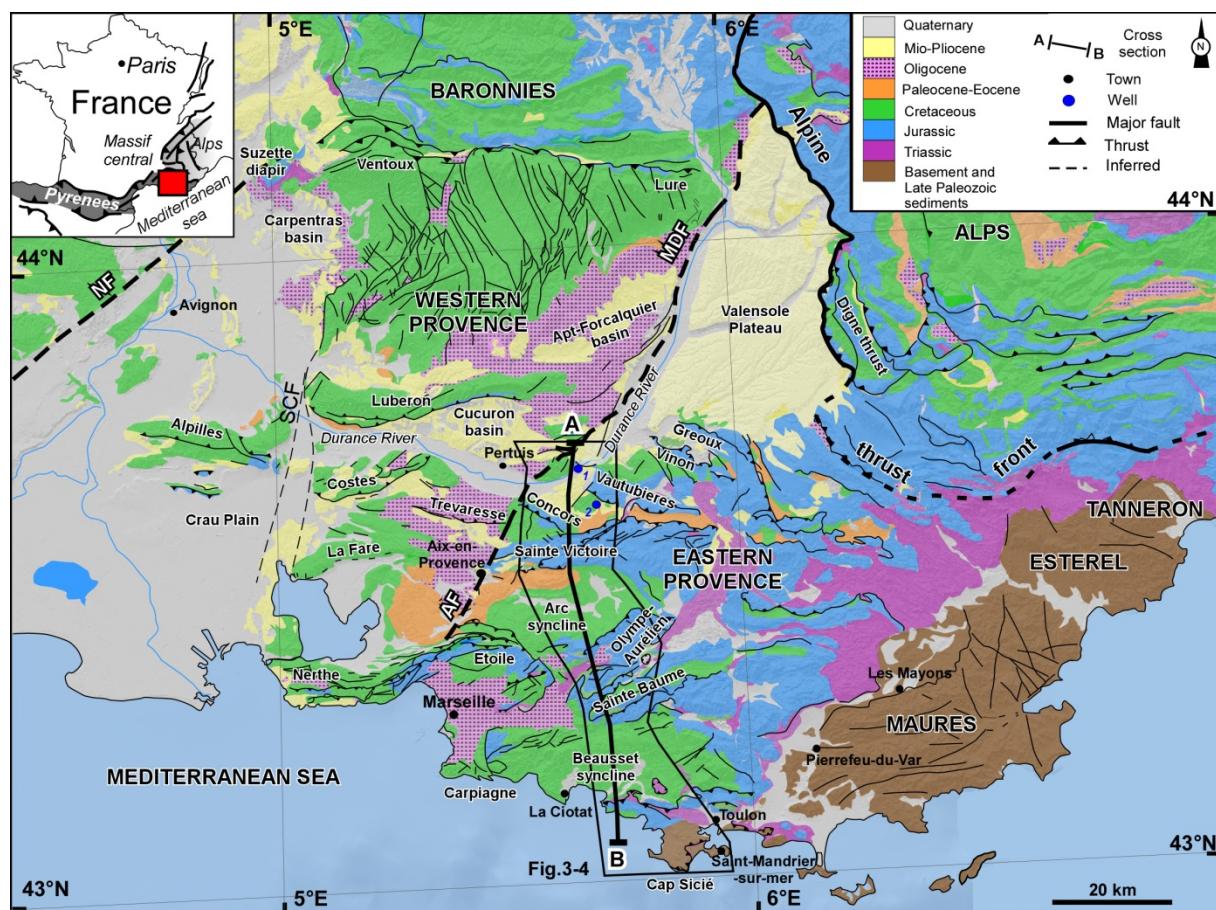


Figure 3 - 1 : Geological and structural setting of the Provence foreland mapped on the digital elevation model [ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global Digital Elevation Model) 25m]. MDF = Middle Durance fault; AF = Aix fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault; 1 = Pont Mirabeau 2 well; 2 = Jouques 1 well.

3.2.2.2. Stratigraphic succession and geological evolution of the southern Provence area

3.2.2.2.1. Paleozoic to lower Triassic

The oldest rocks exposed in Provence correspond to the Hercynian basement composed of granites and polystructured metamorphic series (Crévola and Pupin, 1994; Onézime et al., 1999) and upper Carboniferous to Permian rocks. The Maures Massif located in the southeastern part of the eastern Provence is the only place where the basement is exposed to the surface (Figure 3 - 1). In the study area, this basement is reached in the Jouques well (2.5 km depth, Figure 3 - 1 and Figure 3 - 2). Hercynian rocks are unconformably overlain by upper Carboniferous to Permian volcanoclastic and detrital series and lower Triassic detrital deposits accumulated in extensional tectonics settings during the rifting of Gondwana (Delfaud et al., 1989; Toutin-Mourin et al., 1993).

3.2.2.2. Middle Triassic to early-late Cretaceous rifting succession

During the rifting of the Liguro-Piemontais domain (middle Triassic to late Jurassic time), the Provence area corresponded to the NW-trending margin of the Alpine Tethys (Lemoine and Trümpy, 1987; Stampfli and Borel, 2002). In the study area, middle to upper Triassic sedimentary series are exposed in the Huveaune area and at the Bandol thrust sheet to the south of the Beausset syncline. Triassic series consist of sandstones, marls, evaporites, dolomites, limestones and gypsum deposited in marine to brackish environments. The minimum thickness of Triassic series is ~150 m below the Beausset syncline (Fournillon, 2012) and reaches ~500 m northward in the Jouques well (Figure 3 - 2 and Figure 3 - 3). Upper Triassic series are dominated by evaporitic series as shown in Pont Mirabeau 2 well (in Mirabeau anticline) with Keuper facies mostly made of gypsum, as in the Bandol thrust sheets and as in the Huveaune area with Keuper gypsum masses and variegated clays (Arnaud et al., 1990; Philip, 2010).

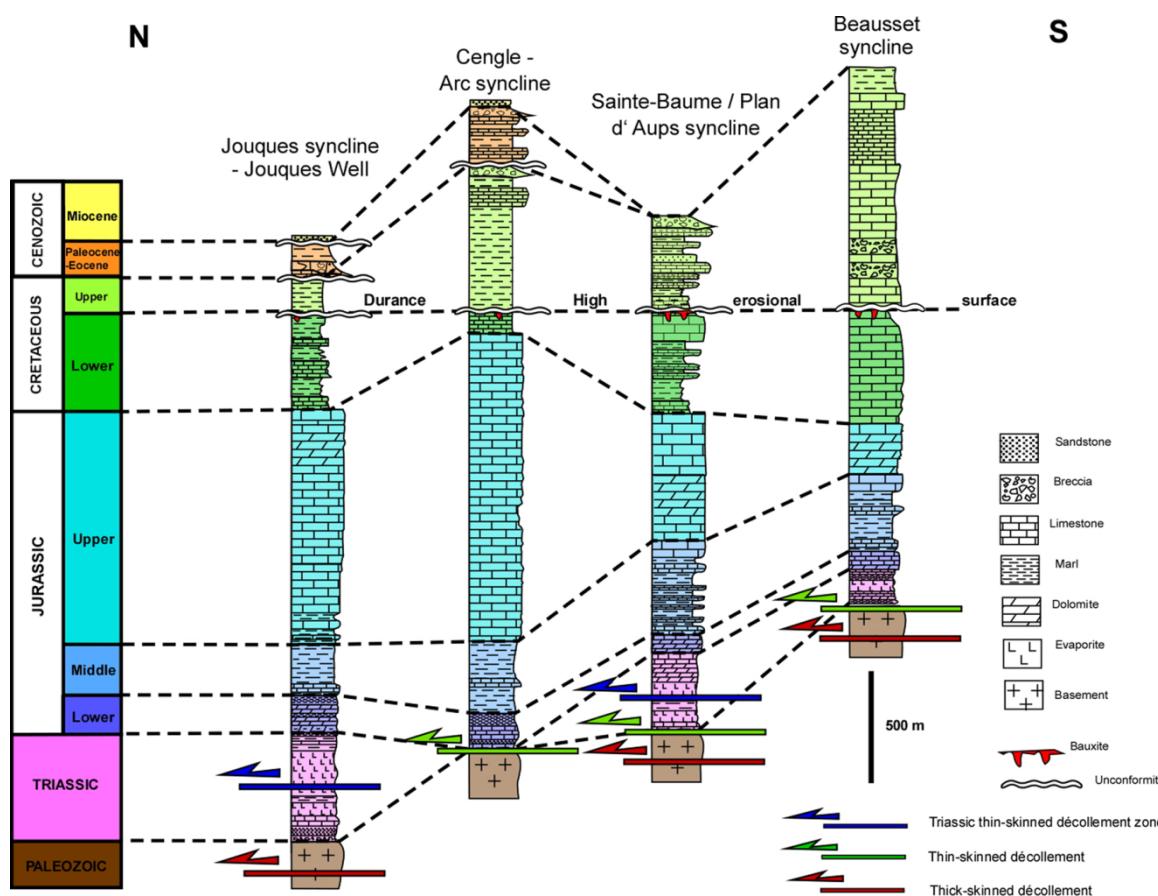


Figure 3 - 2 : Stratigraphic and lithotectonic sedimentary columns along the balanced cross section from the Mid-Durance fault (MDF) to the Mediterranean sea across the Jouques syncline, Arc syncline and Beausset syncline. Major unconformities are enhanced by a wavy line. Décollements are shown by colorful arrows.

During early to mid-Jurassic time, the southern Provence Basin developed with dominantly carbonate sediments (Lemoine and de Graciansky, 1988; Thierry, 2000; Léonide et al., 2007). Liassic

series consist of marine limestones, marly limestones and marls. Thicknesses range between ~15 m thick in the Etoile Massif to the north of Marseille (Léonide, 2007) and ~250 m to the north and the west of the Sainte-Victoire unit (Bimont dam section, Léonide et al., 2007; Espurt et al, 2012) and the Jouques well (Figure 3 - 2). During late Aalenian to earliest Bajocian time, the carbonate sedimentation stopped due to increased subsidence and paleoceanographic changes (Léonide et al., 2007). Middle Jurassic rocks consist of ammonites bearing, clayed limestones and limestones deposited in a deep marine environment. Thickness of the middle Jurassic series ranges from ~250 to ~300 m-thick. Upper Jurassic series correspond to 200 to 300 m-thick shallow marine dolostones and limestones in the southern Provence Basin (Floquet et al., 2007) and to 400 to 500 m-thick clayed limestones and limestones in the Dauphinois Basin right to the North of the Sainte-Victoire unit (Tempier, 1972; Figure 3 - 2).

The extensional regime and related subsidence, linked to the opening of the Liguro-Piemontais ocean continued during early Cretaceous time associated with the opening of the central Atlantic ocean which also started in Triassic-Jurassic times (de Graciansky and Lemoine, 1988; Schettino and Turco, 2011) leading to the deposition of 500 to 800 m-thick carbonates on the southern Provence Platform, including the rudist bearing urgonian facies (de Graciansky and Lemoine, 1988; Hibsch et al., 1992; Masse et al., 2009; Léonide et al., 2012; Masse and Fenerci, 2013). During latest Barremian-earliest Aptian time, the southern Provence Basin opened and during Aptian time, ammonites bearing limestones and marls up to 250 m-thick deposited. Subsequently, the Aptian carbonate platform prograded northward. Due to later erosion, the lower Cretaceous carbonate series do not exceed 100 m in thickness in the Sainte Victoire unit, while right to the north of this massif (as in the Jouques syncline) ~450 m thick clayed limestones and limestones that typify the Vocontian Basin sedimentation were deposited (Figure 3 - 2).

If the extensional regime has been widely accepted during the end of the early Cretaceous between Europe and Iberia plates, the motion between these two plates across the Pyrenees remains highly controversial (Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004; Jammes et al., 2009). In this paper we agree that during Albian to Cenomanian time, the transtensional regime is linked to the sinistral drift of the Iberia-Corsica-Sardinia microplate along the North-Pyrenean fault. It led to the Durance High (Gignoux, 1950; Masse and Philip, 1976; Guyonnet-Benaize et al., 2010) separating the Vocontian Basin to the north, which corresponds to the western extent of the Alpine Basin (Léonide et al., 2012), from the southern Provence Basin to the south, filled by a thick (up to 1000 m) late Aptian-Albian turbiditic and basinal series, which was the eastward continuation of the Pyrenean rift system (Philip et al., 1987). Masse and Philip (1976) considered that the Durance High corresponds to a complex of horsts and grabens or to a kilometric crustal bend. Guyonnet-Benaize et al. (2010) deciphered that the Durance High is due to either a doming with lithospheric thinning or a restraining bend in the transtensive tectonic regime when the Iberia-Corsica-Sardinia microplate drifted eastward.

Strong erosion and weathering of the exposed lower Cretaceous to Jurassic rocks due to the uplift of the Durance High gave rise to the mid-Cretaceous unconformity associated to a stratigraphic hiatus longlasting from latest Albian up to earliest Cenomanian time at least, and till Santonian time in some places (Masse and Philip, 1976), and to the development of bauxite. Depending on their locations, bauxite deposits are covered by middle Cenomanian up to Campanian transgressive sediments which progressively onlaped northward the Durance High from the southern Provence

Basin (Philip, 1970; Floquet et al., 2005, 2006). Thicknesses of Cenomanian-Santonian marine deposits range from a maximum of ~1100 m in the depocentre of the southern Provence Basin (in the today Beausset syncline) to ~300-450 m to the north (in the northern limb of the Sainte Baume unit, Figure 3 - 1) and finally to pinch out at the northernmost end of the marine transgression.

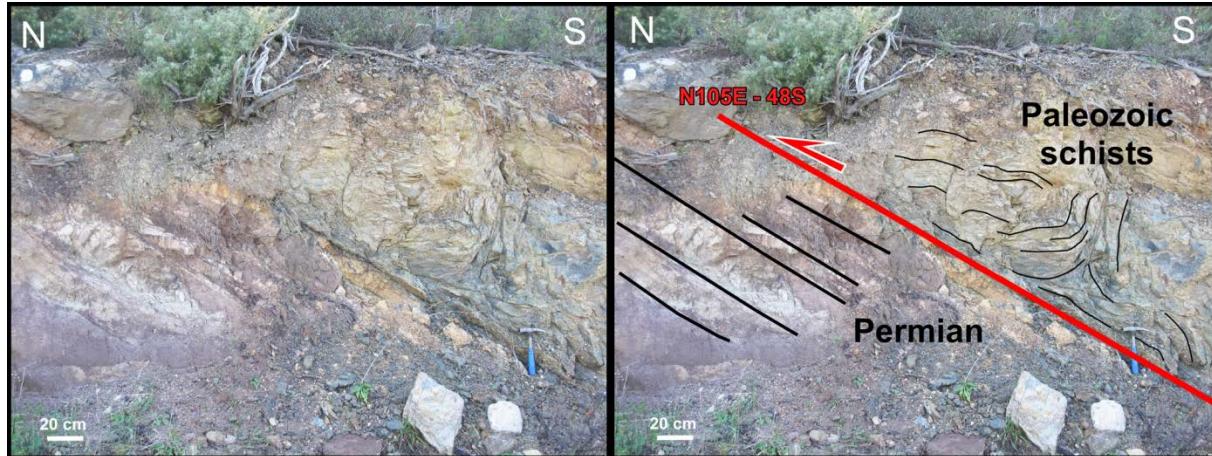


Figure 3 - 3 : Permian series overthrust by the Paleozoic basement in the Maures Massif, located to the west of Pierrefeu-du-Var (Figure 3 - 1). Bedding traces are enhanced by thick black lines and schistosity by thin black lines. The major thrust is enhanced by a thick red line. The reverse fault is N105°E-48S.4.

3.2.2.2.3. Latest Cretaceous to Eocene Provence foreland and syntectonic succession

From late Santonian time, the collision between Iberia and Europe led to a compressional regime and to the development of the Pyrenean fold-and-thrust-belt. Northward migration of the foreland deposition together with depositional environment changes occurred during latest Cretaceous time. The transition from marine to continental environments occurred during latest Santonian time.

In the Arc Basin (Figure 3 - 1), upper Cretaceous to Eocene continental succession includes lower Campanian to Maastrichtian limestones, marly limestones, lacustrine and palustrine limestones including lignite beds and fluvial deposits (the successive Valdonnian, Fuvelian, Begudian and Rognacian local stages) and Danian to Lutetian red clays, sands and lacustrine limestones (Vitrolles, Meyreuil, Saint Marc and Langesse formations). The thickness of the continental series reaches ~1200 m in the depocentre of the Arc Basin. Provence foreland deposits are locally characterized by upper Campanian to Danian syntectonic breccias recording the growth and uplift of some structures such as the Nerthe, Sainte-Baume, Etoile or the Sainte-Victoire units (Durand and Tempier, 1962; Corroy et al., 1964; Angelier, 1971; Tempier and Durand, 1981; Chorowicz and Ruiz, 1984; Guieu et al., 1987; Corroy and Philip, 1964; Leleu, 2005; Leleu et al., 2005, 2009; Espurt et al., 2012; Figure 3 - 1).

3.2.2.2.4. Oligocene syn-rift succession

During Oligocene time, the extension in the western Europe led to the West European rift while the extension related to the opening of the Liguro-Provençal back-arc-basin led to the following counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block (Gueguen et al., 1998; Séranne, 1999; Jolivet et al., 2006; Gattacecca et al., 2007; Cherchi et al., 2008). The Oligocene extension was responsible for the reactivation of NNE-trending faults such as the Aix-en-Provence fault system and thus originated onshore grabens such as the Marseille, Huveaune-Saint Zacharie and Aix-en-Provence basins. Oligocene deposits within these basins mainly consist of thick fluvial conglomerates, shales, evaporites, and lacustrine limestones (Nury, 1988; Hippolyte et al., 1993). Oligocene series of the Marseille Basin exceed 800 m in thickness (Repelin, 1935; Nury, 1988).

3.2.2.2.5. Miocene Alpine foreland succession

The Oligocene post-rift subsidence and Miocene Liguro-Provence drifting led to Aquitanian to Tortonian transgressive marine deposits. This transgression was accompanied by major planar erosional surface (wave cut platform). The Miocene series up to 100 m-thick are composed of conglomerates and bioclastic calcarenites (Besson, 2005). They unconformably overlie deformed Jurassic or early Cretaceous series as well exposed in the Sainte Victoire unit (Rouire et al., 1969a) or in the Jouques syncline (Figure 3 - 1).

3.2.2.2.6. Quaternary deposits

The present-day morphology of the Provence foreland mostly results from the erosion linked to the Messinian event and strong sea-level fall (Clauzon, 1984). Torrential and periglacial alluvial deposits characterize Pleistocene time and today alluvium deposits filled the incised valleys (Jorda and Provansal, 1992).

3.2.2.3. Décollement levels

We can distinguish several décollement levels in the study area. First, structural highs which developed in the eastern Provence are probably controlled by deep-seated faults in the basement as proved by basement thrusts in the Maures Massif (Figure 3 - 3). Second, the main décollement levels of Provence in Triassic series correspond to the Keuper evaporites (Roure et al., 1992, Benedicto et al., 1996; Figure 3 - 2) and the lower Muschelkalk (Anhydrittgruppe, Caron in Roure et al., 1969b). Third, additional shallower décollement levels may be found north to the Sainte-Victoire unit with the Callovo-Oxfordian black marls (Roure and Colletta, 1996) and in the early Cretaceous clayed limestones (Roure et al, 1992; Espurt et al., 2012).

3.2.3. Structure of the Pyrenean-Provence foreland

To constrain the structure of the Pyrenean-Provence foreland, we realized new geological mapping using orthophotos combined with several field surveys and used preexisting 1/50 000 BRGM geologic maps, unpublished geological maps (Philip, J.) and 40 wells whose two major ones are located in the Jouques area (Jouques well = W₂) and in the Mirabeau anticline (Pont Mirabeau 2 well = W₁; Figure 3 - 1 and Figure 3 - 4). No seismic data are available in this area. From south to north, along a NNW-trending cross section between the Mediterranean coast to the south and the Mid-Durance fault zone to the north, the fold-thrust belt system consists of the Cap Sicié imbricate and Bandol thrust sheet, the Beausset syncline, the Sainte-Baume thrusts, the Huveaune area, the Olympe-Aurélien thrust, the Arc syncline, the Sainte-Victoire unit and the Jouques syncline (Figure 3 - 4).

The Cap Sicié imbricate defines the southern edge of the study area and the largest onshore structural unit (1/50 000 geological map of Toulon, Rouire et al., 1969b). It is made of lower Paleozoic metamorphic rocks and upper Carboniferous to Permian volcanoclastic continental series. The tectonic window of Saint-Mandrié anticline (Zürcher, 1893; Figure 3 - 4) shows Permian and Triassic series tectonically covered by lower Paleozoic schists and quartzites of the Cap Sicié thrust (Haug, 1925; Tempier, 1987; Figure 3 - 1 and Figure 3 - 4). The Bandol thrust sheet is formed by Jurassic rocks transported northward above the basal thrust (Bandol thrust) which exhibits ~20° south-dipping hanging wall flat. The thrust detachment probably occurred at the base of the Keuper and at the level of the lower Muschelkalk series. The Beausset klippe (Figure 3 - 4), belonging to the Bandol thrust sheet (Bertrand, 1887; Gouvernet, 1963), overlies the upper Cretaceous strata of the Beausset syncline. This klippe allows to estimate a minimum displacement due to the Bandol thrust of ~2 km, northward.

The Beausset syncline is W-E-trending, 30 km-long and 11 km-wide (Figure 3 - 4). It is asymmetric with a sub-vertical southern flank and a ~10° south-dipping northern flank. In its southern flank, Santonian strata unconformably overlie Muschelkalk carbonates (Philip, 1967; Figure 3 - 4). The southern limb of the Beausset syncline comprises Vraconian-Cenomanian to Santonian siliciclastic sediments (Philip, 1970; Masse and Philip, 1976; Philip et al., 1987; Floquet et al., 2005, 2006) which recorded the erosion of a southward emerged land made of metamorphic rocks more to the south called the “Meridional Massif” (Floquet and Hennuy, 2003; Hennuy, 2003). Laterally to the west, the presence of this “Meridional Massif” is recorded through terrigenous deposits mainly made up of conglomerates (“Poudingues de la Ciotat”, Floquet and Hennuy, 2003). The southern limb of the Beausset syncline is also characterized by horst and graben structures together with Albian mass-flows and turbiditic deposits (Masse and Philip, 1969; Philip et al., 1987). The northern limb of the Beausset syncline forms a long monocline made of lower and upper Cretaceous platform carbonates reaching ~1500 m-thick. The Beausset syncline was transported northward on the Sainte-Baume thrust (Figure 3 - 4).

The Sainte-Baume Massif is a major dissected north-verging thrust sheet cut by several ENE-WSW trending normal faults attributed to Oligocene time (Cornet, 1965; Corroy, 1939; Guieu, 1968; Gouvernet et al, 1979; Figure 3 - 5 and Figure 3 - 6).

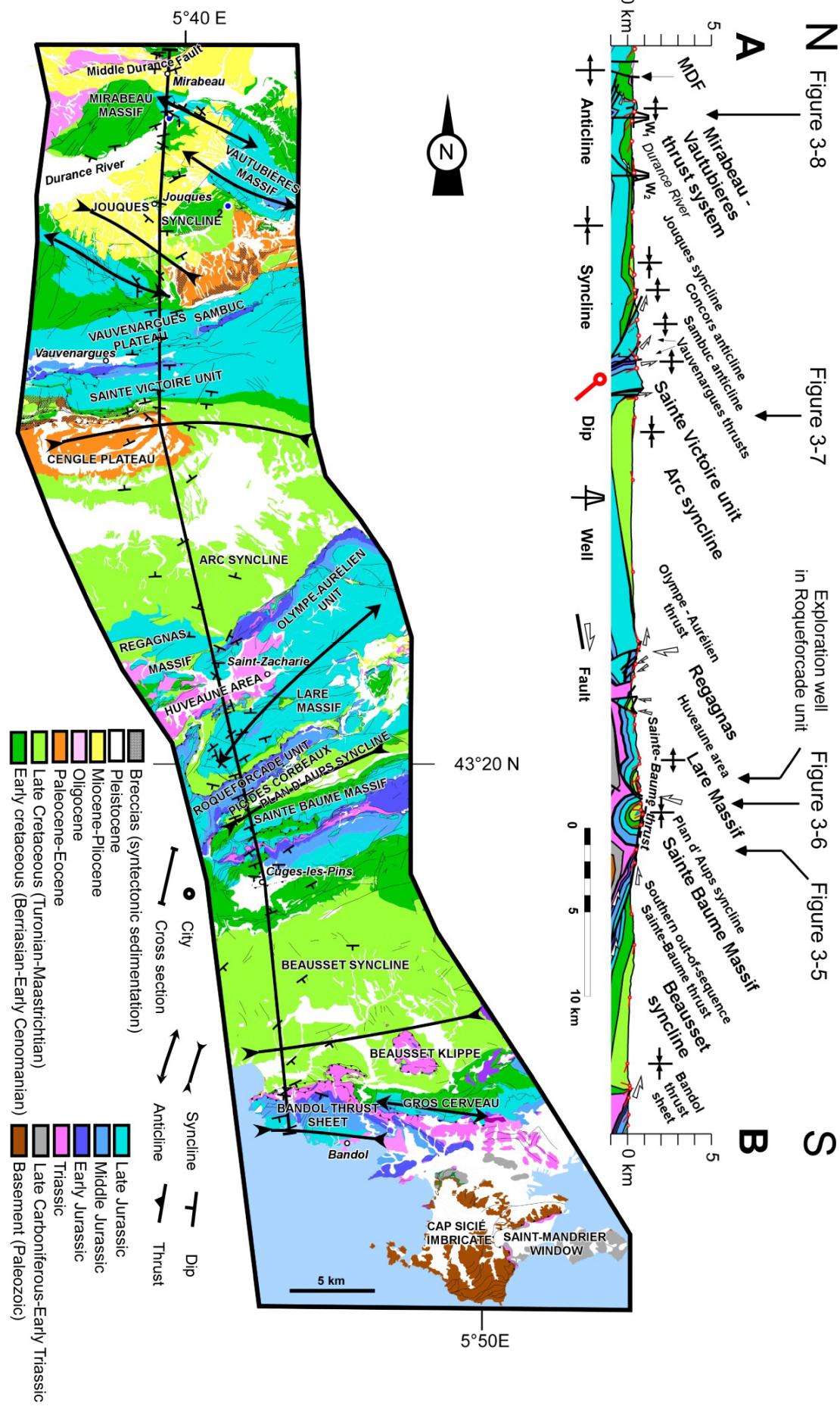


Figure 3 - 4 : Geologic map and surface cross section across the southeastern Provence. See cross section location in Figure 3 - 1. W₁ = Pont Mirabeau 2 well; W₂ = Jouques well.

Some authors also suggest that these faults are Miocene in age (Cornet, 1965; Aubouin and Chorowicz, 1967). Small klippes between the Lare Massif and Huveaune area (Guieu 1968) indicate that the Sainte-Baume thrust displacement reaches more than 7 km toward the north.

The hanging wall ramp of the Sainte-Baume thrust sheet consists in upper Triassic to Late Jurassic strata dipping 20°–25° southward. Near Cuges-les-Pins city (Figure 3 - 4), a thrust sheet (whose basal thrust is called southern out-of-sequence Sainte-Baume thrust, Figure 3 - 4) made of lower Cretaceous rocks cuts pre-folded Jurassic series indicating an out-of-sequence kinematics. An exploration well, north of the Plan d'Aups town (Guieu, 1971), indicates that the Roqueforcade unit corresponds to the northern prolongation of the Sainte-Baume thrust sheet (Figure 3 - 5) cut by Oligocene (?) normal faults (Cornet, 1965). The footwall of the Sainte-Baume thrust sheet (Figure 3 - 5) is formed by the Plan d'Aups syncline to the south and the Lare anticline to the north. The narrow Plan d'Aups syncline is characterized by a 80° south-dipping overturned southern limb and a northern limb which dips 80° southward (Figure 3 - 4 and Figure 3 - 5). The northern limb of this syncline dips 10° laterally to the east. The syncline is armed of uppermost Jurassic-lowermost Cretaceous limestones and cored by upper Cretaceous continental lignite-bearing strata ("Fuvelian" local stage, Figure 3 - 5).

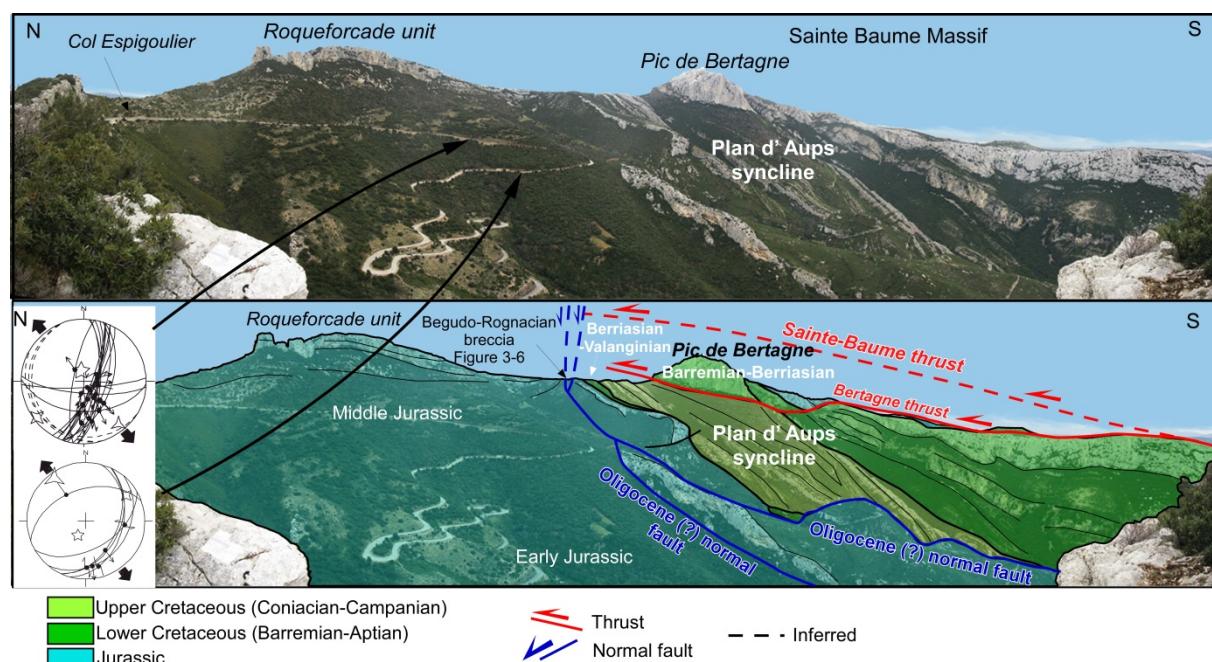


Figure 3 - 5 : East-looking panoramic view of the Sainte-Baume thrust system along the cross section. See location in Figure 3 - 4. Bedding traces are enhanced by thin black lines. Pyrenean-Provence thrusts are shown by thick red lines and the inferred thrusts by thick red dashed lines. Oligocene (?) normal faults are shown by thick blue lines and inferred normal faults by thick blue dashed lines. Fault slip data indicate an Oligocene (?) ESE-trending extension post-dating the N-trending compression. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere.

The overturned southern flank of the syncline is cut by sub-horizontal faults (e.g. Bertagne thrust, Figure 3 - 5) which connect southward to the major Sainte-Baume thrust (Guieu, 1968). The Pic de Bertagne corresponds to $\sim 70^\circ$ south-dipping overturned series of the Plan d'Aups syncline transported northwards above the Bertagne thrust (Figure 3 - 5). The uppermost Jurassic-lowermost Cretaceous Pic des Corbeaux series (Corroy and Philip, 1964) are newly considered (Floquet, 2014 unpublished data) as the steep northern flank of the Plan d'Aups syncline, contrarily to Guieu (1968) interpretation (tectonic klippe linked to the Bertagne thrust). The northern flank of the Plan d'Aups syncline is cut by debated ENE-WSW subvertical trending normal faults probably Oligocene in age.

Northward, the Lare Massif is an asymmetric anticline with a $\sim 40^\circ$ south-dipping southern limb and a $\sim 20^\circ$ north-dipping northern limb, armed of upper Jurassic and lowermost Cretaceous massive marine dolostones and limestones (Figure 3 - 4). It is a folded tectonic half-window under the Sainte-Baume thrust sheet (Aubouin and Chorowicz, 1967; Guieu, 1968).

The Huveaune area, located between the Lare Massif and Olympe-Aurélien thrust (Figure 3 - 4), is a complex corridor with normal and strike-slip faults (Philip, 2010) where Keuper gypsum and Muschelkalk limestones series outcrop. These mechanically weak series probably moved during the Pyrenean-Provence compression as well as during the Oligocene extensional period (Cornet, 1965; Aubouin and Chorowicz, 1967; Philip, 2010).

North of the Huveaune area, the Olympe-Aurélien unit is a major arched structure (Aubouin and Chorowicz, 1967; Guieu, 1968; Figure 3 - 4) overthrusting the southern edge of the Arc syncline. Along the cross section, this thrust has been largely eroded and its hanging wall is made of Liassic and middle-late Jurassic strata which dip $\sim 20^\circ$ southward. The Olympe-Aurélien unit is also cut by several normal faults (e.g. Regagnas normal fault; Gaviglio and Gonzales, 1987) like for the Sainte-Baume thrust sheet.

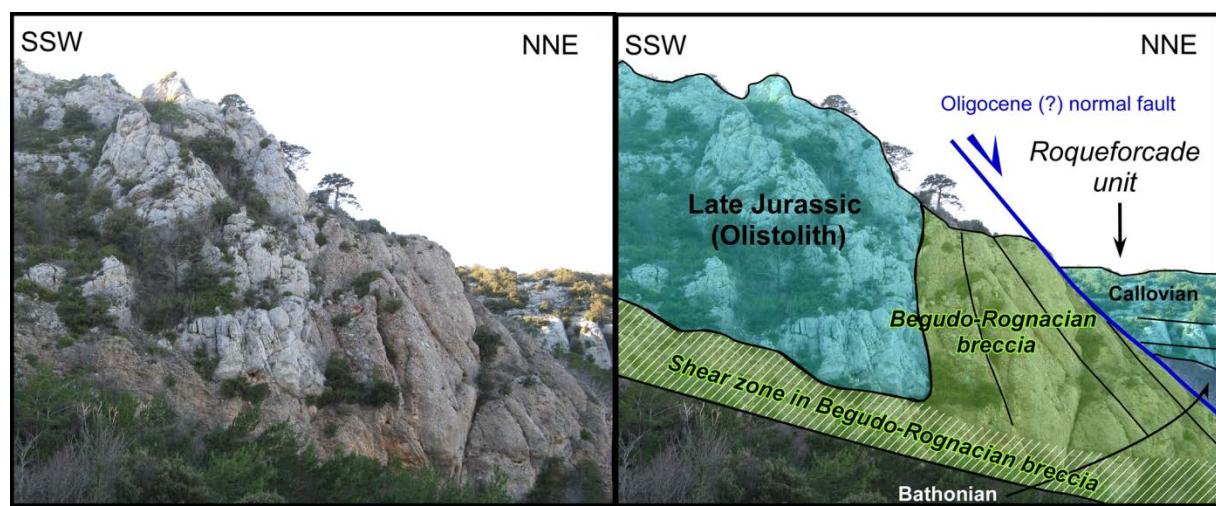


Figure 3 - 6 : WNW-looking view of the syntectonic middle Campanian-Maastrichtian (Begudo-Rognacian) breccia at the northern flank of the Pic des Corbeaux. In this zone, the Pyrenean-Provence structures are deformed by assumed Oligocene normal faults and shear zones. See location in Figure 3 - 4. Bedding traces are enhanced by thin black lines.

The Arc syncline is E-W trending about 30 km-long and 15 km-wide, filled by 1.2 km-thick uppermost Cretaceous-Eocene continental sediments accumulated on top of upper Jurassic and lowermost Cretaceous series (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 4). Santonian marine sediments are exposed to the south of the Arc syncline (Regagnas Massif) and pinch out northward. The syncline is asymmetric, with a long gently-dipping ($\sim 10^\circ$) southern flank and a shorter and steeper ($\sim 80^\circ$) northern flank. The core of the syncline is characterized by flat-lying Paleocene-Eocene strata of the Cengle Plateau (Figure 3 - 4). Along this section, the Arc syncline was transported northwards on the hanging wall of the eastern Sainte-Victoire breakthrough fault propagation fold (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 7).

The Sainte-Victoire unit is a widespread dissected anticline with along-strike structural and syntectonic sedimentation variations (Leleu et al., 2009; Espurt et al., 2012). The eastern Sainte-Victoire unit consists of two “en échelon” breakthrough fault-propagation folds mainly constituted by Jurassic rocks: the Sainte-Victoire and Sambuc anticlines, characterized by N-vergent thrusting toward the Jouques syncline (Chorowicz et al., 1989; Figure 3 - 4). Upper Jurassic and lowermost Cretaceous rocks of the southern Sainte-Victoire hanging wall flat are vertical and deformed by subvertical faults (Figure 3 - 4 and Figure 3 - 7). The core of the Sainte-Victoire fold is formed by Liassic rocks above the Vauvenargues thrust (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 4). The northern Sambuc anticline is characterized by an overturned forelimb, dipping 50° southward and a 9° S-dipping backlimb (Figure 3 - 4). The growth of the eastern Sainte-Victoire unit was recorded by Danian syntectonic deposits on both side of the structure (Leleu et al., 2005; Espurt et al., 2012; Figure 3 - 7).

North of the Sainte-Victoire unit, oblique ESE-trending anticlines of the Concors and Mirabeau-Vautubières massifs deform the upper Jurassic-Eocene strata of the Jouques syncline (Figure 3 - 4). These structures are unconformably overlain by gently deformed Miocene marine series (Figure 3 - 4 and Figure 3 - 8). At its eastern edge, the Concors anticline corresponds to a south-vergent fault-propagation fold. Along the cross section, the southern limb of the Concors anticline dips 35° southward while its northern limb dips $\sim 22^\circ$ northward and $\sim 40^\circ$ further north. Westward, this anticline shows a breakthrough fault-propagation fold style and the core of the fold exposes massive upper Jurassic strata.

The Mirabeau-Vautubières thrust system consists in two oppositely verging structures (Figure 3 - 4): to the east, the south-verging Vautubières anticline cored by middle Jurassic limestones (Rousset, 1962; Bruna et al., 2013); to the west, the north-verging Mirabeau fault propagation fold armed of thick upper Jurassic limestones and marls well exposed thanks to the Durance River canyon (Clauzon, 1979; Rouire et al., 1970; Molliex, 2010; Figure 3 - 4 and Figure 3 - 8). The backlimb dips $\sim 28^\circ$ southward and the forelimb ~ 80 to 85° northward (Figure 3 - 8). Well datum W₁ indicates thrusting above thin Keuper series.

Northward, the cross section reaches the Mid-Durance fault zone limited to the south by the Mid-Durance fault (Figure 3 - 4). This fault zone separates a thick sedimentary succession (>7 km) to the west in contrast to the east (~ 2 - 3 km) (Le Pichon et al., 2010; Guyonnet-Benaize, 2011) where our cross section has been constructed. The Mid-Durance fault shows superimposed components as sinistral strike-slip, normal and reverse. This fault was mostly active as a normal fault during Paleozoic to Mesozoic times but also during Oligocene and Miocene times (Gigot et al., 1977). The Mid-Durance fault zone is currently active as revealed by present-day earthquake distribution in the sedimentary cover (Cushing et al., 2008; Le Pichon et al., 2010; Cushing et al., 2014).

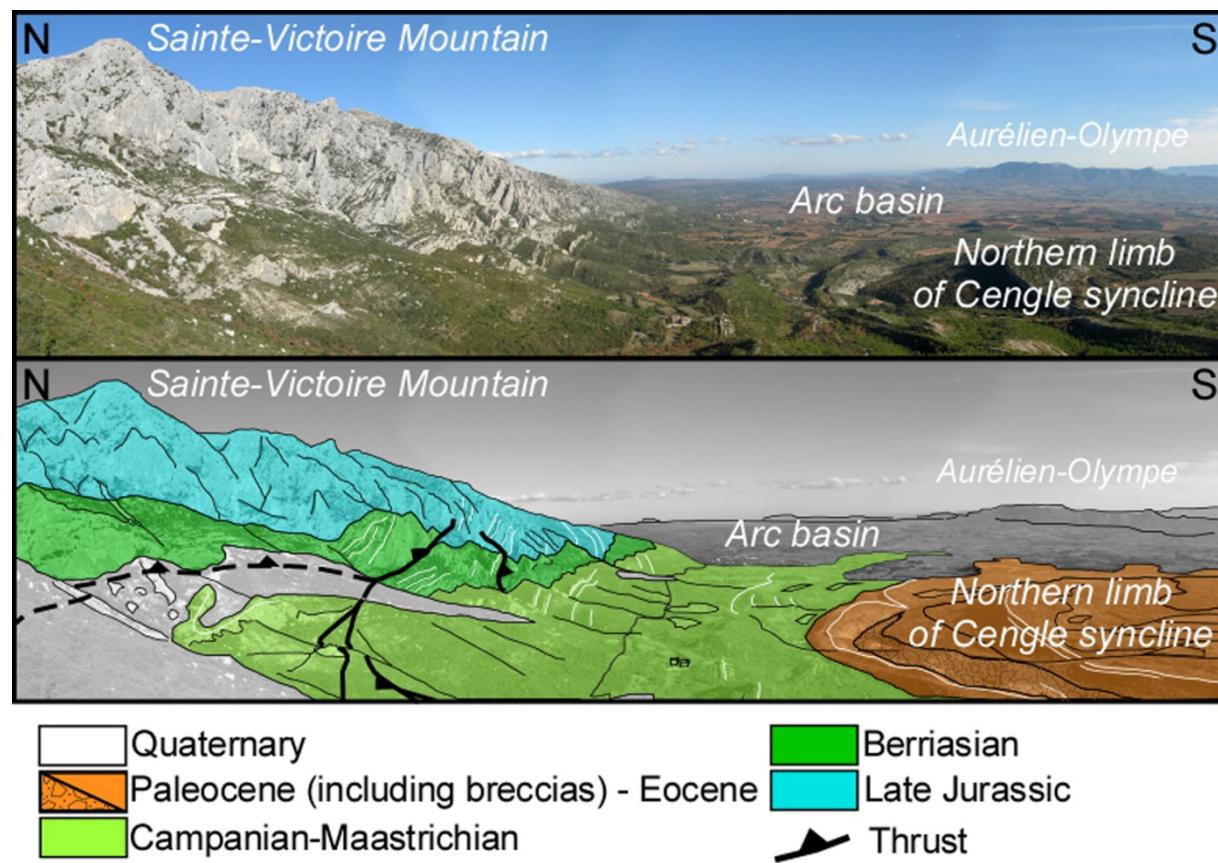


Figure 3 - 7 : Panoramic view of the eastern Sainte Victoire system and the northern edge of the Arc syncline. Bedding traces are enhanced by white lines. Location in Figure 3 - 4. Modified from Espurt et al. (2012).

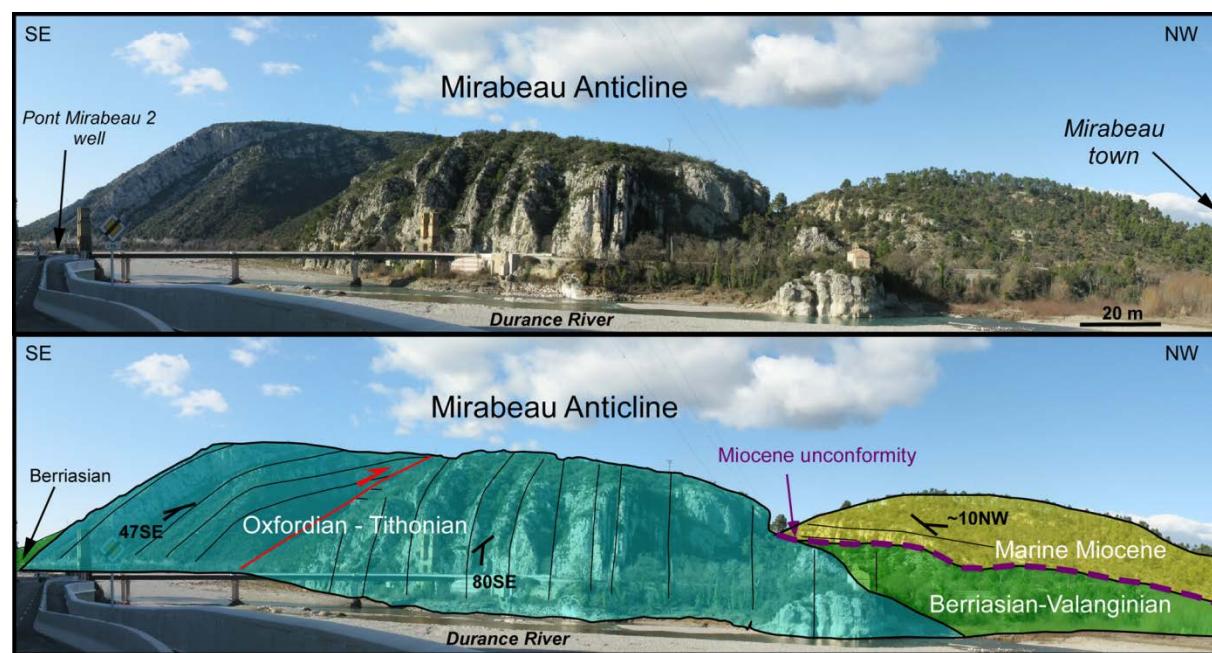


Figure 3 - 8 : West-looking panoramic view of the Mirabeau anticline armed of thick Tithonian limestones. Location in Figure 3 - 4. Details of the angular unconformity of the Miocene series overlapping the upper Jurassic-lower Cretaceous series. Bedding traces are enhanced by thin black lines.

3.2.4. Structural model of the southeastern Provence foreland

3.2.4.1. Principles of construction

In order to study the kinematic evolution of the southeastern Provence foreland, the above mentioned data were integrated to construct a regional balanced cross section of about 66 km-long between the Mid-Durance fault to the north and the Mediterranean sea to the south. The surface data (top formations and faults) were digitalized in three-dimensions using MapInfo and Vertical Mapper GIS softwares. Then, this database was imported in the Move 2013 structural modeling software (Midland Valley Inc.) for the structural analysis and the construction of a two-dimensional geometric model. The construction obeys the classic thrust tectonics concepts (Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliot, 1982; Elliott, 1983; Suppe, 1983; Woodward et al., 1985; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 2002; Shaw et al., 2005).

The balanced cross section was built and restored on the basis of bed length and thickness conservation and flexural slip algorithm. We used in our cross section one of the previously published cross section of Espurt et al. (2012) across the eastern Sainte-Victoire system. The cross section was restored for a latest Santonian state, then for an earliest Cenomanian state. Both restoration states were performed assuming that: (1) the top of upper Santonian series was mostly horizontal because the Pyrenean orogeny in Provence began to be recorded in the Arc syncline during latest Santonian time (Leleu et al., 2005, Terrier et al., 2008; Espurt et al., 2012); (2) the Mid-Cretaceous unconformity (earliest Cenomanian time) was a subaerial and hypothetically flat regionally characterized by bauxite deposits above the Durance High (Masse and Philip, 1976; Guyonnet-Benaize et al., 2010; Molliex et al., 2011). The cross section was pinned northward in the Mid-Durance fault and also pinned at local pin lines for each thrust. Cross section orientation is orthogonal to fold axes and parallel to the inferred ~N-trending Pyrenean tectonic transport to minimize out-of-plane transport.

3.2.4.2. Balanced cross section and restoration

The deep geometry of the Provence is still a debate (Tempier, 1987; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Moutherieu, 2002; Lacombe and Jolivet, 2005; Espurt et al., 2012). Because of the lack of seismic reflection data in the study area, we used field and well data together with the variations in depth of the base of synclines to localize basement faults along the cross section (e.g. Molinaro et al., 2005).

The Hercynian Maures-Tanneron Massif is constituted by N- to ENE-WSW-trending late Paleozoic to Triassic extensional structures resulting from the fragmentation of Gondwana (e.g. Delfaud et al., 1989; Toutin-Morin et al., 1992; Toutin-Morin and Bonijoly, 1992). The northwestern flank of the Maures Massif shows Pyrenean-Provence reactivation of Permian-Triassic normal faults (Saint-Mandrier-sur-Mer, Pierrefeu-du-Var and Les Mayons cities; Figure 3 - 1 and Figure 3 - 3). In these areas, Paleozoic basement rocks overthrusted Permian series (Michel-Lévy, 1914; Lutaud, 1924; Tempier, 1987; J. Sougy, personal communication). The cross section exhibits compressional thrust systems (Bandol, Sainte-Baume/Olympe-Aurélien, Sainte-Victoire and Mirabeau) separated by large

and slightly deformed synclines (Beausset, Arc and Jouques; Figure 3 - 9a). The construction of the Beausset, Arc and Jouques synclines was conducted using surface and well data, assuming that the sedimentary succession is complete in the axis of each syncline.

At the southern edge of the Beausset syncline, the Cap Sicié imbricate consists in a vertical stacking of two horses made of Paleozoic basement and upper Carboniferous-lower Triassic rocks (Haug, 1925; Tempier, 1987). Field data and the restoration of the cross section suggest that the Cap Sicié imbricate was produced by the tectonic inversion of upper Paleozoic-Triassic half grabens. Northward, the Cap Sicié imbricate supplied the slip of the Sainte-Baume thrust sheet (7.3 km, Figure 3 - 9a). The Bandol thrust sheet and the Beausset syncline were passively transported northward above the Cap Sicié imbricate. The variations of basement-cover interface depth along the cross section suggest basement tectonics below the Sainte-Baume thrust system, southern Arc and Jouques synclines (Figure 3 - 9a). The basement-cover interface is found at ~1.5 km of depth beneath the Sainte-Baume thrust system while it is found at ~2.8 km and ~2.1 km beneath the Arc and Jouques synclines, respectively. In our construction, the structural culmination of Sainte-Baume thrust sheet is explained by the presence of a basement ramp underneath. The deep low-angle thick-skinned faults connection (10-15 km depth), already proposed by Lacombe and Mouthereau (2002), is consistent with cross section located laterally to the west, in the Gulf of Lion on the offshore domain, and based on the ECORS profile (Séranne et al., 1995; Benedicto et al., 1996; Séranne, 1999). We propose that the deep basement thrust sheet results from the inversion of a major late-Paleozoic-Triassic half-graben system (Figure 3 - 9). In details, the narrow geometry of the Plan d'Aups syncline can be explained by the inversion at depth of two opposite half-grabens which trapped this syncline (Figure 3 - 9). The slip of the major deep basement thrust sheet was transferred in the Arc syncline and Olympe-Aurélien thrust as a deep intercutaneous tectonic wedge, propagating northward (Price, 1986; Shaw et al., 2005) (e.g. Espurt et al., 2012). The cross section restoration suggests that the shortening within the eastern Sainte-Victoire unit also results from slip transferred from the deep basement intercutaneous thrust wedge (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 9a). The Jouques well shows little basement uplift with respect to the Arc syncline (Figure 3 - 9a). This uplift is interpreted as the eastern continuation of the south-vergent Concors basement thrust (Espurt et al., 2012). In our construction, we modeled that the Mirabeau-Vautubières anticlines result from the inversion of late Paleozoic-Triassic grabens and deep thrust faults connected in upper Triassic evaporites and clays (Figure 3 - 9a and Figure 3 - 9b). We propose tectonic wedge geometry like for the southern edge of the Arc syncline.

3.2.4.3. Shortening assessment

Because the Alpine compression did not affect significantly the southeastern Provence region (east of the Mid-Durance fault zone), this area is the best place to quantify shortening related to the Pyrenean-Provence compression. However, there are some uncertainties involved in quantifying the amount of thrust displacement as (1) the removal of hanging wall cut-offs by erosion, (2) the oblique thrust displacement associated with strike-slip component, and (3) the influence of the Oligocene extension.

Along our cross section, the total horizontal deep shortening is ~ 40 km (i.e., $\sim 35\%$): 37 km to the south (Cap Sicié and Sainte-Baume thrusts) and 3 km to the north accommodated in the basement below the Mirabeau-Vautubières thrust system. ~ 32 km of total horizontal shortening (i.e., $\sim 80\%$ of the total shortening; Figure 3 - 9a) were accommodated in the sedimentary cover. To the south, the excess of 5 km of shortening within the basement between the 32 km accommodated in the cover and the 37 km accommodated within the basement, are explained by the fact that the sedimentary cover above the Cap Sicié imbricate was not modeled. The remaining 5 km would have been accommodated by inferred thin-skinned structures above the Cap Sicié imbricate. The calculated total shortening value is higher than that proposed by Tempier (1987) (~ 22 km) and smaller than that proposed by Guieu and Rousset (1980) (~ 60 km). These differences of shortening values can be explained by the high-resolution of our balanced cross section in terms of structural geometry and restoration and by our new mixed thick- and thin-skinned structural model. The 35% of shortening are consistent with the range of shortening values observed for worldwide thick-skinned fold-and-thrust belts (Mouthereau et al., 2013).

The construction and restoration of the cross section show that south of the Arc basin, the basement is characterized by large Paleozoic basins. South of the Arc basin, ~ 37 km of basement shortening were mainly accommodated by these inherited basement structures. ~ 5 km of shortening were accommodated northward by the Arc basin and eastern Sainte-Victoire thin-skinned structures, resulting from slip transferred from the deep thick-skinned intercutaneous thrust wedge (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 9a).

3.2.5. Timing of the deformations

3.2.5.1. Pyrenean compression

Growth strata are very important features to interpret fold-and-thrust geometry and thrust sequences in foreland basins (Souquet and Déramond, 1989; Suppe et al., 1992; Storti and Poblet, 1997; Vergès et al., 2002). In the study area, late Cretaceous-Paleocene syntectonics deposits are found in the northern flank of the Sainte-Baume thrust system, on both sides of the Sainte-Victoire unit and near the southern flank of the Vautubières anticline (e.g. Corroy and Philip, 1964; Leleu, 2005; Leleu et al., 2009; Espurt et al., 2012).

In the Sainte-Baume area, the Plan d'Aups syncline is locally (as on the Pic des Corbeaux, Figure 3 - 4) characterized by late Campanian or early Maastrichtian breccias ("Begudo-Rognacian" local stages; Aubouin and Chorowicz, 1967; Caron et al., 1966; Corroy and Philip 1964; Guieu, 1968; Rouire et al., 1969c; Leleu, 2005). These syntectonic deposits (growth strata?) unconformably overlie lower Cretaceous and probably uppermost Jurassic series. They recorded the initial growth of the Sainte-Baume thrust and deformation of the Plan d'Aups syncline as early as during late Campanian or/and early Maastrichtian time.

Northward, the western Sainte-Victoire and Vautubières anticlines are also associated with alluvial fan deposits which unconformably overlie upper Jurassic and lower Cretaceous marine limestones. In the western Sainte-Victoire area, breccia layers exhibit remarkable growth strata geometry in middle Campanian-Paleocene strata (Corroy et al., 1964; Chorowicz et al., 1989;

Chorowicz and Ruiz, 1984; Leleu, 2005; Leleu et al., 2009; Espurt et al., 2012), suggesting that the growth of the western Sainte-Victoire thrust system and also the Vautubières anticline were active at least since the latest Cretaceous. Along our cross section, only Paleocene growth strata develop on both flank of the eastern Sainte-Victoire system (Espurt et al., 2012; Figure 3 - 4 and Figure 3 - 7). These preserved Paleocene growth strata suggest that the eastern Sainte Victoire system was active during Paleocene times. To sum up, syntectonic series characterized locally by growth strata highlight that the thrust sequence in the Pyrenean-Provence fold-and-thrust belt was quite synchronous during the late Cretaceous-Paleocene period.

3.2.5.2. Oligocene extension

In the study area, the Oligocene extension led to numerous basins (e.g. the large basins of Marseille and Aix-en-Provence and the small basins of Saint-Zacharie and Destrousse-Peypin connected by the Huveaune area) associated with normal faults and locally strike-slip faults. During Oligocene time, the Pyrenean-Provence structures were reactivated or cut by Oligocene E-W to NE-SW-trending normal faults system (Cornet, 1965; Lacombe et al., 1992; Hippolyte et al., 1993; Figure 3 - 4, Figure 3 - 5 and Figure 3 - 6). However, our cross section is located on small basins and no significant extensional deformation was recorded along the cross section except locally in the western Sainte-Victoire (Lacombe et al., 1992; Espurt et al., 2012) and to the north of the Sainte-Baume area.

In the Sainte-Baume area, normal faults are exposed north of the Plan d'Aups syncline, in the Lare Massif, in the Huveaune area and in the Regagnas Massif which is comprised between the Destrousse-Peypin and Saint-Zacharie basins (Philip, 2010). Field data and cross-section construction show that the zone which extends from the north of the Plan d'Aups syncline to the northern edge of the Regagnas Massif corresponds to a suggested graben structure associated with Triassic evaporites as a mechanism of diapirism (see details in section 7, Figure 3 - 9a and Figure 3 - 9b). These normal faults clearly identified on field, north of the Sainte-Baume Massif, are steep (~60° to 70° dipping) and could be at the origin of shear zones (e.g. Figure 3 - 6). These normal faults clearly cut the Sainte-Baume thrust sheet (Figure 3 - 5 and Figure 3 - 6) and post-date the thrust sheet emplacement (Cornet, 1965). The normal slip exceeds 250 m. Fault kinematic analysis (Figure 3 - 5) indicates an E-W to NW-SE-trending extension, which is consistent with the Oligocene extension (Lacombe et al., 1992; Hippolyte et al., 1993).

3.2.6. Flexure, kinematic model and paleostructures of the Pyrenean-Provence foreland

From a stratigraphic and kinematic thrust evolution point of view, it is known that foreland basins result from downward flexure of the lithosphere by the migration toward the margin of the fold-and-thrust belt (Beaumont, 1981; Jordan, 1981; DeCelles and Giles, 1996; Catuneanu et al., 1997). This flexure is recorded in foreland basin by the angle with respect to the horizontal of both sedimentary cover and subjacent basement (α , Figure 3 - 9). It also corresponds to the basin taper (Boyer, 1995).

Thus, it allowed us to decipher the timing of the northern extremity of the Pyrenean-Provence front advance progression and propose a kinematic model through the pre-Pyrenean-Provence foreland.

The earliest Cenomanian restoration state shows a basin tilting of $\alpha_d = \sim 1^\circ$ toward the south (Figure 3 - 9c) which is small and could be related to a local tilting even if that 1° of the basin taper could correspond to the basin dip far away from the deeper parts of the basin (Boyer, 1995) as observed for external Alpine domain in the extreme south deformation of the southwestern Alps (Jourdon et al., 2014). It could also be interpreted as a pre-deformation basin taper. As this value is small and because the Pyrenean-Provence fold-thrust belt began to grow after Cenomanian, the flexural angle value at earliest Cenomanian time is debatable. At this state, the lower Cretaceous series pinched-out northward in the Olympe-Aurélien unit restoration (Figure 3 - 9c). From the Arc area to the Beausset area, late Cretaceous series unconformably overlie the southward thickening sedimentary wedge made of lower Cretaceous strata (Figure 3 - 9b). According to our restored cross section, the main Durance High feature sensu the Durance High “culmination” (main anticlinal, Masse and Philip, 1976; Figure 3 - 9c) is characterized at depth by a structural high located below the future Arc syncline which is responsible for the lower Cretaceous sedimentary wedge pinch-out and therefore may have controlled afterwards the Cenomanian-Santonian basin geometry (Figure 3 - 9b). Indeed, the Durance High described here is differentiated from the Durance High *sensu lato* (Masse and Philip, 1976) which corresponds to the south of the Beausset syncline (long-wavelength Durance High). According to our cross section and the southward thickening of sedimentary series, the area of the future Olympe-Aurélien unit formed the southern edge of the main Durance High uplift (Figure 3 - 9c). In our cross section, the southern limit of the main Durance High uplift coincides with major late Paleozoic-Triassic graben structures. At this state, the “Meridional Massif” which supplied the Beausset syncline of Cenomanian to Santonian siliciclastic sediments (Philip, 1970; Masse and Philip, 1976; Philip et al., 1987; Floquet and Hennuy, 2003; Hennuy, 2003; Floquet et al., 2005, 2006) is supposed to be located at a maximum of 15 km southward of the Bandol area (Figure 3 - 9c).

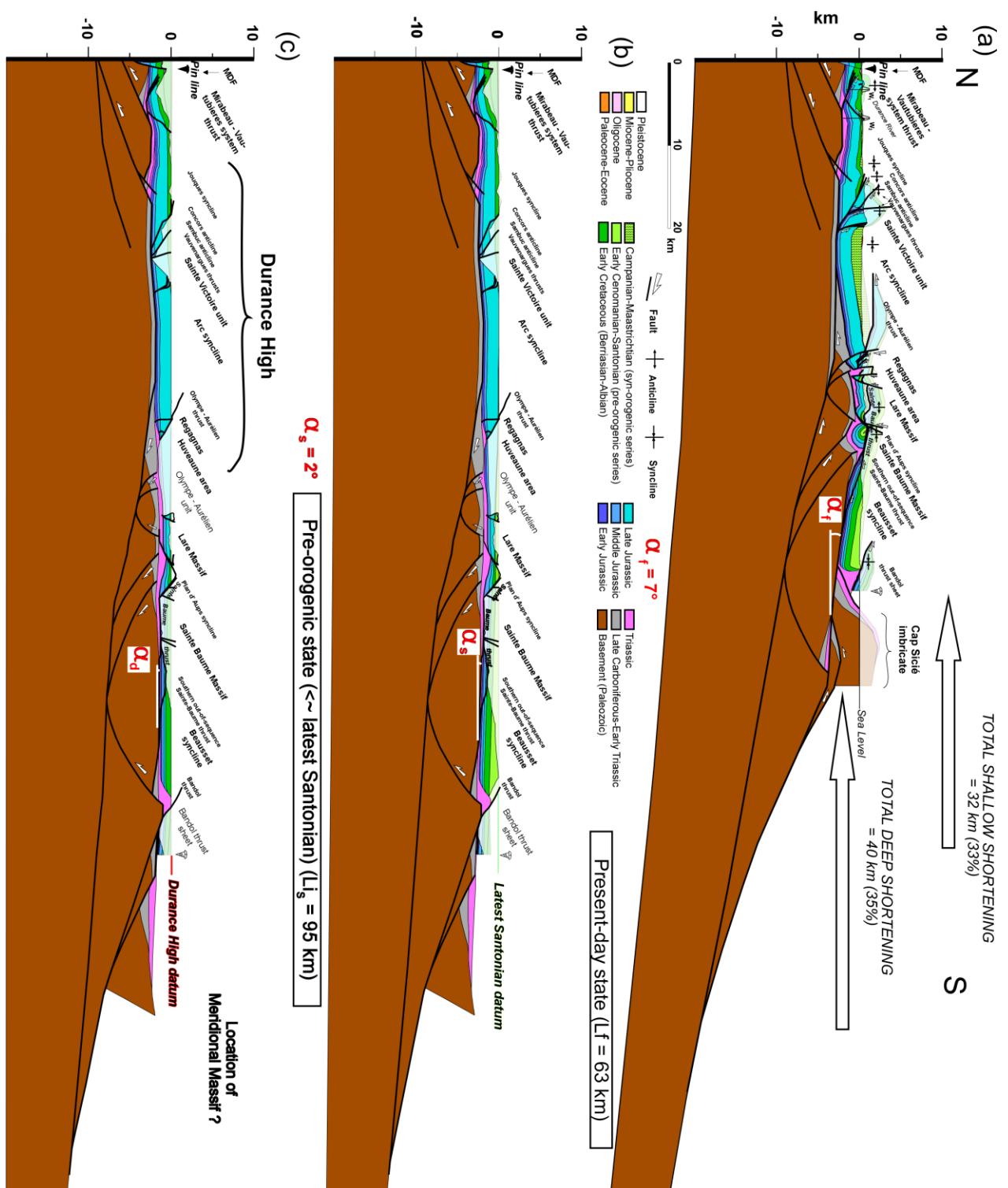


Figure 3 - 9 : Balanced and restored cross section of the Pyrenean-Provence foreland. (a) Present-day state. (b) Pre-orogenic restored section obtained by flattening top of upper Santonian deposits. (c) Earliest Cenomanian restored state obtained by flattening bauxite regional datum. This state highlights the main Durance High geometry. See details and construction methods in the text. The α angle values indicate the tilting (= Pyrenean-Provence flexural dip) of the foreland basin. This tilting corresponds to the angle of the sedimentary cover and the subjacent basement compared to the horizontal. W1 = Pont Mirabeau 2 well; W2 = Jouques well; α_f = foreland basin tilting degree at present-day state; α_s = foreland basin tilting degree at the latest Santonian state/ pre-orogenic state; α_d = foreland basin tilting degree at the early Cenomanian (Durance High state); Lf = Final length of the present-day orogenic prism ; Lis = Initial length of the pre-orogenic prism at latest Santonian times; Lid = Initial length of the pre-orogenic prism at earliest Cenomanian time.

The latest Santonian restored state called “pre-orogenic state”, because we assumed that the Pyrenean-Provence compression began at the latest Cretaceous, indicates a foreland flexure of $\alpha_s = \sim 2^\circ$ (Figure 3 - 9b). According to Boyer (1995), this tilting is consistent with primary basin taper angle observed in fold-and-thrust belt for the Canadian Rockies, the Jura or the Alps (Bally et al., 1966; Mugnier and Vialon, 1986; Bellahsen et al., 2014; Jourdon et al., 2014). This low increase of basement tilting beneath sedimentary basin between the earliest Cenomanian state (Durance High) and latest Santonian state could correspond to the basin dip far away from the depocenter, to the most extern part of the foreland. The latest Santonian state probably recorded the extreme northern frontal flexure controlled by the southward initial growth of the inner Pyrenean-Provence prism.

The present-day state displays a significant foreland basin tilting of $\alpha_f = \sim 7^\circ$ toward the south (Figure 3 - 9a). The crustal thinning due to the Oligocene extension could have modified the tilting degree, minimizing its value. In theory, the foreland tilting could result from a combination of out-of-sequence thrusting, synchronous thrusting and duplex imbrication (Boyer and Geiser, 1987; Platt, 1988). In our case, it could be due to the southern basement thrust stacking (e.g. Sainte-Baume and Cap Sicié structures) active since the end of Santonian times or the beginning of Campanian. This basement tectonics is associated with strong paleogeographic modifications and continental sedimentation north of the Sainte-Baume Massif (Guieu and Roussel, 1990; Leleu, 2005). In the southern Provence Basin (Beausset syncline), marine sedimentation and subsidence decreased at the end of Santonian times (or the beginning of Campanian times). Northward, continental sedimentation began in the Arc Basin (Guieu and Roussel, 1990; Leleu, 2005). In addition, upper Campanian or lower Maastrichtian syntectonic breccias located at the northern flank of the Plan d'Aups syncline recorded the forward Pyrenean-Provence thrust front progression. This progression was marked by the northward advance of the Sainte-Baume thrust sheet and the folding of the Plan d'Aups syncline. The present-day state records the extreme northern frontal accretion controlled to the south by the progressive growth of the inner Pyrenean-Provence prism after latest Santonian state.

South of the Arc syncline, inherited late Paleozoic-Triassic structures (Figure 3 - 9b) define a structural limit for the propagation of the deformation where the shortening within the basement transfer northward within the sedimentary cover. This structural limit prevented the large northward propagation and shortening of thick-skinned thrusts related to the Pyrenean-Provence compression except where local inherited basement faults existed (western Sainte-Victoire unit and Vautubières anticline; Espurt et al., 2012).

3.2.7. Salt tectonics

Triassic series played an important role in the tectonics of Provence. They were an important detachment level during the Pyrenean-Provence thrusting (Mennessier, 1959; Guieu, 1968; Angelier and Aubouin, 1976; Tempier, 1987; Roure and Colletta, 1996; Champion et al., 2000; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011; Philip, 2012). Two sub-detachment levels can be distinguished in these series: the lower Muschelkalk (Anhydrittgruppe) and the Keuper (gypsum). Triassic series have been most of the time interpreted as regular thickness layer in cross sections in Provence (Champion et al., 2000; Molliex et al., 2011; Terrier et al., 2008) with some thickness increase above late Paleozoic-Triassic grabens (Baudemont, 1985; Tempier, 1987; Toutin-Morin et al., 1992; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Jolivet, 2005; Espurt et al., 2012). Those series have been suggested to be extruded for the first time before late Eocene (Fabre et al., 1975; Angelier and Aubouin, 1976) and certainly removed and eroded during Oligocene time (Cornet, 1965; Angelier and Aubouin, 1976; Philip; 2010). To the NW of Provence, Triassic extrusions (Propiac and Suzette diapirs) have been clearly identified as salt diapirs (Brasseur, 1962; Emre and Truc, 1978; Casagrande et al., 1989). Other exposures in Provence are still debated regarding the classical definition of diapirism as an upward motion of lighter rocks through overburden denser rocks. Moreover, their tectonic role has been a factor of several hypotheses through the past century (Bertrand, 1893; Repelin, 1922; Corroy and Denizot, 1945; Cornet, 1965; Aubouin and Chorowicz, 1967; Guieu, 1968; Angelier and Aubouin, 1976; Philip; 2010; Rangin et al., 2010).

In our restored cross section, we assume that late Paleozoic to Triassic half-grabens localized the development of diapirs (Figure 3 - 9c) as it has been shown in the western Mediterranean (Le Cann, 1987) and in the Pyrenees (Canérot et al., 2005), south of the Arc syncline (Regagnas Massif, Plan-d'Aups syncline-Lare Massif) and south of the Beausset syncline (Bandol thrust sheet; Figure 3 - 9b and Figure 3 - 9c). The structural analysis of our balanced cross section allows deciphering three stages of salt tectonics as described below.

3.2.7.1. Jurassic to Cretaceous passive diapirism

In Provence, there is no field evidence for Triassic removal before late Cretaceous time and sedimentary thicknesses are quite well constrained. It is admitted that passive diapirism corresponds to structures which may form during continuous sedimentary loading, without far field tectonic influence (Vendeville et al., 1995). Passive diapirism is due to long lasting growth of diapirs below a thinned overburden. During early to mid-Jurassic time, the southern Provence Basin (configured as the Beausset Basin, Figure 3 - 9c) was characterized by thickness variations within the middle Jurassic series due to the rifting of the Liguro-Tethyan domain. It induced differential sedimentary filling in horsts and grabens (Figure 3 - 9c) and differential loading on Triassic layers which could have grew as passive diapirs.

Both the local reduced thickness of lower and middle Jurassic strata in the Huveaune area (Philip, 2010) and the cross section restoration suggest that passive diapirs began to grow during lower Jurassic times. The earliest Cenomanian restoration state (Figure 3 - 9c) suggests the growth of a passive diapir under the Huveaune area and the Lare Massif. We assume that the the diapirs growth

remained during the Albian to Cenomanian transtensional regime related to the sinistral drift of the Iberia-Corsica-Sardinia microplate along the North-Pyrenean fault. The diapir growth ended at latest Santonian times (Figure 3 - 9b). This is consistent with the age of the overburden and the hypothesis that the first removal and exhumation of Triassic series in this area was recorded before late Eocene (Fabre et al., 1975).

To conclude for this part, salt diapirs were essentially formed as passive diapirism during Jurassic to latest Cretaceous times. They did not pierce up to the surface with a very local exception of aerial piercing to the extreme south of the area (south of the current Beausset syncline) where Santonian strata unconformably overlie Muschelkalk carbonates (Philip, 1967).

3.2.7.2. Latest Cretaceous to late Eocene tectonic inversion

Although obscured by subsequent salt movement, from late Cretaceous to late Eocene times, diapirs pierced in a compressional regime (Philip, 2010). Strata were uplifted by a combination of buckling and diapir rise. The Anhydrittgruppe was probably a detachment level between Permian-Triassic bottom and Mesozoic to upper Eocene overburden. The uplifted cover was eroded, as proved by unconformities that can be observed in the Huveaune area between Triassic series and overlying late Cretaceous series (Valdonnian-Fuvelian, Begudian-Rognacian) and Oligocene series (Philip, 2010, 2012). These observations suggest an exhumation of the Triassic diapir during latest Cretaceous. Moreover, the thrusting of the Etoile Massif (made of lower Cretaceous, Figure 3 - 1), whose emplacement is dated from the latest Cretaceous, unconformably overlies the Triassic of the Huveaune area and locally overthrusts strips of latest Cretaceous (Valdonnian-Fuvelian; Fabre et al., 1975). These other observations led us to suggest an exhumation of Triassic series after latest Cretaceous and probably during Paleocene-Eocene times. Indeed, we propose the first stage of diapir extrusion during Campanian-late Maastrichtian times (Begudian-Rognacian) and a second stage during Paleocene-Eocene times.

3.2.7.3. Extensional Oligocene salt tectonics

We have interpreted this period to be the time of major Triassic evaporitic series removal and extrusion. It could be due to strike-slip faulting along the Regagnas and to the north of the Lare Massif in a transtensional regime (Gaviglio and Gonzales, 1987; Philip, 2010). Our restored section displays that Oligocene normal faults are localized on side of the Regagnas Massif and Huveaune area. These faults are laterally linked to Oligocene transtensional basins (Marseille and Saint-Zacharie Basins; Nury and Raynaud, 1986; Hippolyte et al., 1993; Figure 3 - 1 and Figure 3 - 4). Triassic series were exhumed on side of the Huveaune area but not in the Lare Massif (Figure 3 - 9a). Philip (2010) noticed that SW-apart from the cross section, the Triassic series depict an overall southward anticline-shape together with curving shape of the fault on the southern side of the Huveaune area. This author relates it to post-Oligocene compression. However, the regional pattern of deep Oligocene basins (> 1000m deep for Marseille Basin) and the regional transtensional stress regime (Hippolyte et al., 1993) indicate strike-slip conditions. The anticline shape in the Huveaune area could be a local accommodation to large-scale strike-slip with a local stress deviation as it is common in

strike-slip tectonics (Ramsay, 1980; Ramsay and Huber, 1983; Mount and Suppe, 1987; Twiss and Moors, 1992). In the cross section, the Lare Massif area firstly formed by passive diapirism shows a roll-over shape due to overprinted episode of the Oligocene extension (Figure 3 - 9a) and which could be explained with 3 salt mechanisms. The first one is thick-skinned: a reactive diapirism could be linked to the normal tectonic inversion of basement faults, localizing shallow grabens and diapirs. The roll-over shape may then result from sinking and slicing up by disharmonic shallow normal faults. The second mechanism is thin-skinned: the sinking and slicing up could be independent from basement tectonics, resulting from total basement-cover decoupling during Oligocene extension. The third mechanism also thin-skinned but in this case the roll-over is not due to extension *sensu stricto* but to the overburden depletion after salt starvation (Vendeville and Jackson, 1992).

We have few field evidences to discriminate among these three mechanisms. However, the mechanism of basement faulting controlling shallow salt tectonics (mechanism 1) is widely known, described and explained by physical model (Vendeville et al., 1995), in the French Alps (Mascle et al., 1988; Dardeau and de Graciansky, 1990), in the North sea in northwestern Europe (e.g. Weston et al., 1993; Strohmenger et al., 1996), in the North Africa (Masrouhi et al., 2014) and in the Pyrenees (Canerot et al., 2005). Moreover, Guillemot et al. (1973) propose that the S-border fault of the Huveaune area could be a deep basement strike-slip fault. Hence, in our cross section we favored the thick-skin hypothesis.

3.2.7.4. Conclusion on salt tectonics

To summarize, we interpret the overall evolution of diapirs in the SE of Provence as a combination of passive, inversion and reactive diapirism. From Jurassic to latest Santonian times most diapirs grew as passive. From latest Cretaceous to late Eocene times, the Pyrenean-Provence tectonic inversion of late Paleozoic to Triassic normal faults in compressional regime activated two detachment levels (Anhydrittgruppe and Keuper) and led to a first exhumation in the Huveaune area. During Oligocene extension, the diapir in the Huveaune area was exhumed by the transtensional reactivation of basement faults. This diapir localized the collapse of Pyrenean-Provence thrusts associated with normal faults by hypothetical reactive diapirism between the Regagnas and the Plan d'Aups areas. Syn- to post-Oligocene strike-slip kinematic along Oligocene normal faults could be responsible for local contractional structures in the Huveaune area.

3.2.8. Conclusions

Surface mapping, subsurface data, syntectonic deposits and the construction of a ~66 km-long new balanced cross section have been integrated to study the structural architecture, kinematics and mechanism of the deformation of the southern Pyrenean-Provence foreland. The main conclusions are as follows:

1. The Pyrenean-Provence foreland exhibits a thick-skinned tectonic style with inverted late Paleozoic-Triassic extensional structures and also a thin-skinned tectonic style involving the sedimentary cover, mainly detached northward above Triassic series.

2. The foreland flexure of $\sim 2^\circ$ at latest Santonian state recorded the external flexure of the foreland controlled by the southward initial growth of the inner Pyrenean-Provence prism.

The present-day 7° basin tilting is due to the northward propagation of the deformation related to tectonic inversion and basement thrust stacking during latest Cretaceous to Paleocene-Eocene time. Thrusts sequence related to the Pyrenean-Provence deformation was recorded to be quite synchronous during latest Cretaceous to Eocene.

3. The total horizontal basement shortening of the cross section of the Pyrenean-Provence foreland in southeastern Provence reaches 40 km (i.e., 35%). The main part of this shortening (~ 37 km) was accommodated by thick-skinned thrust involving basement south of the Arc syncline. ~ 5 km of shortening were accommodated northward by the Arc syncline and eastern Sainte-Victoire thin-skin structures, resulting from slip transferred from deep thick-skinned intercutaneous thrust wedge.

4. We interpret salt tectonic structures of the southeastern Provence as passive diapirism growth during Jurassic to late Cretaceous time. From latest Cretaceous to late Eocene times, they were locally reactivated by the Pyrenean-Provence compression. During the Oligocene extension, inherited basement faults probably controlled diapir extrusion by a mechanism of reactive diapirism which localized normal faults and graben structures.

Acknowledgments

Lucie Bestani benefits of a PhD allocation granted by the CEA (CASHIMA project) and the PACA region. CEA founded the reprocessing of seismic lines within a collaborative agreement between CEA, IRSN, BRGM and CEREGE. This research project has been also funded by the French CNRS-INSU through the SYSTER program. Midland Valley Inc. is acknowledged for providing "Move 2013" software for kinematic structural modeling. We acknowledge K. Manchuel, C. Guyonnet-Benaize and C. Matonti for discussions, and J. Fleury and Ph. Dussouillez for assistance in getting and processing topographic data (BD ORTHO ® - © IGN – 2003-2005. SCAN25 v2 ® - © IGN) from the Sigéo (CEREGE). We also thank the anonymous reviewers and editors (Olivier Lacombe and Nicolas Bellahsen) for their critical and constructive comments which have permitted significant improvements of the manuscript.

Références

- ANDREANI L., LOGET N., RANGIN C. & PICHON X. (2010). – New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **181**, 547-563.
- ANGELIER J. (1971). – La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). – Thèse Sci., Université de Paris, 193 p.
- ANGELIER J. & AUBOUIN J. (1976). – Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon. – *Bulletin du BRGM*, (2), I, **3**, 187-217.

- ARNAUD M., BEAUDOIN B., COLOMB E. & MONLEAU C. (1990). – Le gypse triasique de la vallée de l'Huveaune (Bouches-du-Rhône) a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques. – *Géologie Alpine*, **66**, 117-121.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975). – Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. – *Tectonophysics*, **25**, 1-2, 139-171.
- AUBOUIN J. & CHOROWICZ J. (1967). – Le chevauchement sud-Provençal de l'Etoile à la Sainte-Baume. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 600-608.
- BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART, G.A. (1966). – Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies. – *Bull. Can. Pet. Geol.*, **14**, 337-81
- BAUDEMONT D. (1985). – Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale: évolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc(Var). – Thèse Sci., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 204 p.
- BEAUMONT C. (1981). – Foreland basins. – *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65**, 2, 291-329.
- BELLAHSEN, N., MOUTHEREAU, F., BOUTOUX, A., BELLANGER, M., LACOMBE, O., JOLIVET, L., ROLLAND, Y. (2014). – Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics*, **33**. TC003453. doi:10.1002/2013TC003453.
- BENEDICTO A. (1996). – Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (SE France). – Thèse Sci., Université de Montpellier, 242 p.
- BENEDICTO A., LABAUME P., SÉGURET M. & SERANNE M. (1996). – Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France. – *Tectonics*, **15**, 6, 1192-1212.
- BERGERAT F. (1987). – Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **6**, 99-132.
- BERTRAND M. (1887). – Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **XV**, 667-702.
- BERTRAND M. (1893). – Observations sur les bandes triasiques de la Provence. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **XXI**, 52-53.
- BESSON D. (2005). – Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. – Thèse Sci., Ecole des Mines de Paris, 438 p.
- BOYER S.E. & ELLIOTT D. (1982). – The geometry of thrust systems. - *AAPG Bull.*, **66**, 1196-1230.

- BOYER, S.E. & GEISER, P.A. (1987). – Sequential development of thrust belts: implications for mechanics and cross section balancing. – In *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 19, p. 597.
- BOYER S.E. (1995). – Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. – *American Journal of Science*, **295**, 10, 1220-1254.
- BRASSEUR R. (1962). – Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse). - Thèse Sci., Université Claude Bernard-Lyon I, 195 p.
- BRUNA P.-O., GUGLIELMI Y., LAMARCHE J., FLOQUET M., FOURNIER F., SIZUN J.-P., GALLOIS A., MARIE L., BERTRAND C. & HOLLENDER F. (2013). – Porosity gain and loss in unconventional reservoirs: example of rock typing in Lower Cretaceous hemipelagic limestones, SE France (Provence). – *Marine and Petroleum Geology*, **48**, 186-205.
- BUTLER R.W.H., TAVARNELLI E. & GRASSO M. (2006). – Structural inheritance in mountain belts: an Alpine-Apennine perspective. – *Journal of Structural Geology*, **28**, 11, 1893-1908.
- CANÉROT J., HUDEC M.R. & ROCKENBAUCH K. (2005) – Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: salt tectonics on a transform plate boundary. – *AAPG Bulletin*, **89**, 2, 211-229.
- CARON J.-P., GUIEU G. & TEMPIER C. (1966). – Quelques aspects de la tectonique tangentielle en Basse Provence occidentale. – *C. R. somm Soc. géol France*, 41-43.
- CASAGRANDE FIORETTI L., ANDRIEUX J., & MOREL, J. L. (1989). – Le massif de Suzette (Vaucluse): l'inversion tectonique d'un graben oligocène. – *Géol. Fr*, **3**, 3-12.
- CATUNEANU O., BEAUMONT C., & WASCHBUSCH P. (1997). – Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” peripheral bulge. – *Geology*, **25**, no 12, p. 1087-1090.
- CHAMPION C., CHOUKROUNE P. & CLAUZON G. (2000). – La déformation post-Miocène en Provence occidentale. – *Geodinamica Acta*, **13**, 2-3, 67-85.
- CHARDON D. & BELLIER O. (2003). – Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **174**, 497-510.
- CHERCHI A., MANCIN N., MONTADERT L., MURRU M., TERASA PUTZU M., SCHIAVINOTTO F., & VERRUBBI V. (2008). – Les conséquences stratigraphiques de l'extension oligo-miocène en Méditerranée occidentale à partir d'observations dans le système de grabens de Sardaigne (Italie) – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **179**, 267-287
- CHOROWICZ J. & RUIZ R. (1984). – La Sainte-Victoire (Provence). Observations et interprétations nouvelles. – *Géologie de la France*, **4**, 41-57.

- CHOROWICZ J., MEKARNIA A. & RUDANT J.-P. (1989). – Inversion tectonique dans le massif de Sainte-Victoire (Provence, France). Apport de l'imagerie Spot. – *C. R. Acad. Sci., Paris, (2)*, **308**, 13, 1179-1185.
- CLAUZON G. (1979). – Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29**, 15-40.
- CLAUZON G. (1984). – Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piedmont; l'exemple du Luberon (Vaucluse, France). – *Montagnes et Piémonts*, Toulouse, R.G.P.S.O.
- COMBES P. (1984). – La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques: méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité. – Thèse Sci., Université de Strasbourg, 182 p.
- CORNET C. (1965). – Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. – *Mémoires de la Société Géologique de France*, XLIV, fasc. 2, n° 103, p. 1-252, Pl. I-XI.
- CORROY G. (1939). – Le massif de la Sainte-Baume. – *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, **XLI**, 201, 127 p.
- CORROY G. & DENIZOT G (1945). – La Provence occidentale. – *Géologie régionale de la France. Paris*. Hermann & Cie, Paris, 182p.
- CORROY G., DURAND J.-P. & TEMPIER C. (1964). – Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **VI**, 91-106.
- CORROY G. & PHILIP J. (1964). – Le brachyanticlinal du Pic des Corbeaux dans le massif de la Sainte-Baume (Var). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **VI**, 560-563. – Erratum (7), **VI**, p.721.
- COWARD M.P. (1996). – Balancing sections through inverted basins. In: BUCHANAN P.G., & NEIUWLAND D.A. Eds., Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **99**, 51-77.
- CREVOLA G. & PUPIN J.-P. (1994). – Crystalline Provence: structure and Variscan evolution. In: Pre-Mesozoic Geology in France and related areas. – Springer Berlin Heidelberg, 426-441.
- CUSHING E.M., BELLIER O., NECHSCHEIN S., SEBRIER M., VOLANT P., LOMAX A., DERVIN P., GUIGNARD P. & BOVE L.(2008). – A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). – *Geophys. J. Int.*, **172**, 3, 1163-1178.
- CUSHING E.M., BAIZE S., NECHTSCHÉIN S., BELLIER O., SCOTTI O., BAUMONT D. (2014). – Contexte sismotectonique régional : géologie, sismotectonique et sismicité historique de la région de Manosque- Ouvrage collectif : Le tremblement de terre de 1708 à Manosque : apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance. – *Ouvrage collectif, Groupe APS edt.*, p.19-44.

- DAHLSTROM C.D.A. (1969). – Balanced cross sections. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 4, 743-757.
- DARDEAU G., & de GRACIANSKY P.-C. (1990). – Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). – *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **14**, 443-464.
- DECELLES P. G. & GILES K. A. (1996). – Foreland basin systems. – *Basin Research*, **8**, no 2, p. 105-123.
- DELFAUD J., TOUTIN-MORIN N. & MORIN R. (1989). – Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux: la formation permienne du Rocher de Roquebrune (bassin de Bas-Argens, Provence orientale). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **309**, 1811-1817.
- DESTOMBES J.-P. (1962). – Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Lubéron oriental). – *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, **LVII**, 266, 461-561.
- DURAND J.-P. & TEMPIER C. (1962). – Etude tectonique de la zone des brèches du massif de Sainte-Victoire dans la région du Tholonet. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, IV, p. 97-101.
- ELLIOTT D. (1983). – The construction of balanced cross sections. – *J. Struct. Geol.*, **5**, 2, 101.
- EMRE T. & TRUC G. (1978). – Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse). – *Géologie Alpine*, **54**, 17-23.
- ESPURT N., HIPPOLYTE J.-C., SAILLARD M. & BELLIER O. (2012). – Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. – *Tectonics*, **31**, 4, p. TC4021 doi: 10.1029/2011TC002988.
- FABRE J., GUIEU G., PHILIP J. & TRONCHETTI G. (1975). – Mise en évidence d'une écaille crétacée superposée au Trias de l'Huveaune, près de Roquevaire (Bouches-du-Rhône). Conséquences structurales. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), **281**, 11-114.
- FLOQUET M. & HENNUY J. (2003). – Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian - Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. – In: Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences, LOCAT J. & MIENERT J. Eds., Kluwer Academic Publishers Bookseries, **19**, 417-424.
- FLOQUET M., GARI J., HENNUY J., LEONIDE P. & PHILIP J. (2005). – Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge cénomanien à coniacien moyen du Bassin sud - provençal. – *Publ. ASF*, **52**, 80 p.
- FLOQUET M., PHILIP J., LEONIDE P. & GARI J. (2006). – Sédimentation et géodynamique du bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur, Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leur biotas durant le Phanérozoïque. Livret guide d'excursion géologique, Université de Provence, Marseille, 69 p. – Livre en dépôt à la Soc. géol. France.

- FLOQUET M., LÉONIDE P. & MARCHAND D. (2007). – Dynamique sédimentaire du Bassin Sud - Provençal au Jurassique. Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'Etude du Jurassique, 125 p. – Livre en dépôt à Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.
- FOURNILLON A. (2012). – Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France). – Thèse Sci., Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille, 425 p.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R., JONES D.S., HENRY B., BEAUDOIN B. & VADEBOIN F. (2007). – Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. – *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 3-4, 359-377.
- GAVIGLIO P. & GONZALES J.-F. (1987). – Fracturation et histoire tectonique du bassin de Gardanne (Bouches-du-Rhône). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **4**, 675-682.
- GIGNOUX M. (1950). – Géologie stratigraphique, 8, 4^{ème} édition, Masson, Paris, 735 p.
- GIGOT P., GUBLER Y. & SCHLUND J.-M. (1977). – Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. – *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **1**, 17-20.
- GOUVERNET C. (1963). – Structure de la région toulonnaise. – *Mémoire de la Carte Géologique détaillée de la France*. 244 p. 6 pl.
- GOUVERNET C., GUIEU G. & ROUSSET C. (1979). – Provence. – Guides géologiques régionaux (2^e éd.), Masson, Paris, 238 p.
- GRACIANSKY P.-C. de & LEMOINE M. (1988). – Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 733-737.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998). – On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. – *Tectonophysics*, **298**, 1-3, 259-269.
- GUIEU G. (1968). – Etude tectonique de la région de Marseille. – *Publications de l'Université de Provence*, 2 t., 604 p.
- GUIEU G. (1971). – L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade (Sainte-Baume) définitivement démontrée par un court forage. – *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **8**, 106-107.
- GUIEU G. & ROUSSET C. (1980). – La Provence. France, Introduction à la géologie du Sud-Est. – 26th *Int. Geol. Congr.*, **G18-4**.pp 65-79.
- GUIEU G., PHILIP J., DURAND J.-P., NURY D. & REDONDO C. (1987). – Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paleogéographique, structural et géodynamique. – *Géologie Alpine*, Mém. h. s., **13**, 247-271.

- GUIEU G., & ROUSSEL J. (1990). – Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provence Basin (northwestern Mediterranean) In the light of Pyrenean Provencal Orogeny. – *Tectonics*, **9**, 5, 1113-1142.
- GUIGNARD P., BELLIER O. & CHARDON D. (2005). – Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). – *C. R. Géosciences*, **337**, 3, 375-384.
- GUILLEMOT J., GUY M. & LOBOIT M. (1973). – Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **277**, 481-484.
- GUYONNET-BENAIZE C., LAMARCHE J., MASSE J.-P., VILLENEUVE M. & VISEUR S. (2010). – 3D structural modelling of small deformations in poly-phase faults pattern; application to the Mid-Cretaceous Durance Uplift, Provence (SE France). – *Journal of Geodynamics*, **50**, 2, 81-93.
- GUYONNET-BENAIZE C. (2011). – Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France). – Thèse Sci., Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille, 187 p.
- HAUG E. (1925). – Les nappes de charriages de la Basse Provence, 1 partie. La région toulonnaise. – *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 304 p.
- HENNUY J. (2003). – Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique: le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paleogéographique. – Thèse Sci., Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille, 252 p.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. (1992). – Événements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie occidentale de l'Arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **163**, 147-158.
- HIPPOLYTE J.-C., ANGELIER J., NURY D., BERGERAT F. & GUIEU G. (1993). – Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. – *Tectonophysics*, **226**, 1-4, 15-35.
- JAMMES S., MANATSCHAL G., LAVIER L., & MASINI E. (2009). – Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. – *Tectonics*, **28**, 4, TC 4012, doi:10.1029/2008TC002406.
- JOLIVET L., AUGIER R., ROBIN C., SUC J.-P. & ROUCHY J.-M. (2006). – Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. – *Sedimentary Geology*, **188-189**, 9-33.

- JORDA M. & PROVANSAL M. (1992). – La montagne Sainte-Victoire. Structure, relief et morphogénèse antérieure au Postglaciaire. – *Méditerranée*, **75**, no 1-2, p. 17-28.
- JORDAN T.E. (1981). – Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States. – *AAPG Bulletin*, **65**, 12, 2506-2520.
- JOURDON A., ROLLAND Y., PETIT C., & BELLAHSEN N. (2014). – Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections,. – *Tectonophysics*. doi: 10.1016/j.tecto.2014.06.022.
- LACOMBE O., ANGELIER J. & LAURENT P. (1992). – Determining paleostress orientations from faults and calcite twins : a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France). – *Tectonophysics*, **201**, 141-156.
- LACOMBE O. & MOUTHEREAU F. (2002). – Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens : insights from recent collision belts (Taiwan, western Alps, Pyrenees). – *Tectonics*, **21**, 4, 1030, 10.1029/2001TC901018.
- 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**, TC1003, doi: 10.1029/2004TC001673.
- LE CANN C. (1987). – Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique : conséquences géodynamiques. – Thèse Sci. Université de Bretagne occidentale. 297 p.
- LE PICHON X., RANGIN C., HAMON Y., LOGET N., LIN J. Y., ANDREANI L., & FLOTTE N. (2010). – Geodynamics of the France Southeast Basin. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **181**, 6, 477-501.
- LELEU S. (2005). – Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoce de collision. – Thèse Sci., Université de Strasbourg, 222 p.
- LELEU S., GHIENNE J.-F. & MANATSCHAL G. (2005). – Upper Cretaceous-Palaeocene basin margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France). In: HARVEY A.M., MATHER A.E. & STOCKES M. Eds., Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. – *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **251**, 217-239.
- LELEU S., GHIENNE J.-F. & MANATSCHAL G. (2009). – Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France. – *Basin Research*, **21**, 2, 157-187.
- LEMOINE M. & TRÜMPY R. (1987). – Pre-oceanic rifting in the Alps. – *Tectonophysics*, **133**, 3-4, 305-320.

- LEMOINE, M., & DE GRACIANSKY, P. C. (1988). – Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. – *Introduction. Bull. Soc. Géol. de France*, 8, 597-600.
- LEONIDE, P. (2007). – Réponses des plates-formes carbonatées aux changements paléo-océanographiques, paléo-climatiques et tectoniques: le bassin sud-provençal au jurassique inférieur à moyen. – Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 385 p.
- LEONIDE P., FLOQUET M. & VILLIER L. (2007). – Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an Early/Middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). – *Basin Research*, **19**, 1, 125-152.
- LEONIDE P., BORGOMANO, J., MASSE, J. P., & DOUBLET, S. (2012). – Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: the Barremian-lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France. – *Sedimentary Geology*, 265-266, 87-109.
- LUTAUD L. (1924). – Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. – Thèse Sci., Université de Paris, 270 p.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P.-Y., DUBOIS P., GIDON M., de GRACIANSKY P. C., KERKHOVE C. & LEMOINE M. (1988). – Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, 747-758.
- MASROUHI A., BELLIER O. & KOYI H. (2014). – Geometry and structural evolution of Lorbeus diapir, northwestern Tunisia: polyphase diapirism of the North African inverted passive margin. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* **103**, 881–900.
- MASSE J.-P. & PHILIP J. (1969). – Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien de Sainte-Anne d'Evenos (Var). Implications paléogéographiques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XI**, 666-669.
- MASSE J.-P. & PHILIP J. (1976). – Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence. – *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, **2**, 49-66.
- MASSE J.-P., VILLENEUVE M., LEONFORTE E., & NIZOU J. (2009). – Block tilting of the North Provence Early Cretaceous carbonate margin: stratigraphic, sedimentologic and tectonic data. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **180**, 2, 105-115.
- MASSE J.-P. & FENERCI-MASSE M. (2013). – Drowning events, development and demise of carbonate platforms and controlling factors: the Late Barremian - Early Aptian record of Southeast France. – *Sedimentary Geology*, **298**, 28-52.
- MC CLAY K.R. & BUCHANAN P.G. (1992). – Thrust faults in inverted extensional basins. in K. R., *Thrust tectonics*. – Springer Netherlands, 93-104. doi: 10.1007/978-94-011-3066-0_8
- MENNESSIER G. (1959). – Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mémoires de la Société Géologique de France*, **XXXXVIII**, n° 87, 174 p.

- MICHEL-LÉVY A. (1914). – Révision de la feuille de Toulon à 1/80 000. – *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, **XXII**, 133, 194-199.
- MITRA M. (2002). – Fold-accommodation faults. – *AAPG Bull.*, **86**, 671-693.
- MOLINARO M., LETURMY, P., GUEZOU, J. C., FRIZON DE LAMOTTE, D., & ESHRAGHI, S. A. (2005). – The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. – *Tectonics*, **24**, 3, TC3007. doi: 10.1029/2004TC001633
- MOLLIEX, S. (2010). – Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). – Thèse de Doctorat de l'Université Paul Cézanne Aix-Marseille 3, 346 p.
- MOLLIEX S., BELLIER, O., TERRIER, M., LAMARCHE, J., MARTELET, G., & ESPURT, N. (2011). – Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France); importance of the Salon-Cavaillon Fault. – *Tectonophysics*, **501**, 1-4, 1-16.
- MOUNT V.S. & SUPPE J. (1987). – State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. – *Geology*, **15**, 12, 1143-1146.
- MOUTHEREAU F., WATTS A. B., & BUROV E. (2013). – Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. – *Nature geoscience*, **6**(9), 785-789.
- MUGNIER J. L., & VIALON P. (1986). – Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. – *Journal of Structural Geology*, **8**(3), 373-387.
- NURY D. & RAYNAUD S. (1986). – Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Évolution postérieure. – *Géologie de la France*, **4**, 377-397.
- NURY D. (1988). – L'Oligocène de Provence méridionale. Stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. – *Documents du Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans)*, **163**, 411 p. – Thèse Sci., 1987, Université de Provence, Marseille.
- OLIVET J.-L. (1996). – La cinématique de la plaque ibérique. – *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 1, 131-195.
- ONÉZIME J., FAURE M. & CRÉVOLA G. (1999). – Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet - Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). – *C. R. Acad. Sci., Paris, (IIA)*, **328**, 11, 773-779.
- PHILIP J. (1967). – Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint-Cyr-sur-Mer (Var). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **265**, 1883-1886.
- PHILIP J. (1970). – Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. – Thèse Sci., Université de Provence, Marseille, 438 p.

- PHILIP J., MASSE J. P. & MACHHOUR L. (1987). – L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **3**, 541-550.
- PHILIP J. (2010). – La bande triasique de l'Huveaune (Basse-Provence): nouvelles observations stratigraphiques et structurales ; tectogenèse. – *Musée de Paléontologie de Provence. Rubrique publications. http://mdp.cerege.fr./publications*, 67 p.
- PHILIP J. (2012). – L'exploration géologique de la Provence: deux siècles et demi de débats et de controverses. – *Presses des Mines, Collection Histoire Sciences et sociétés*, 366 p.
- PLATT J.P. (1988). – The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. – *Geologische Rundschau*, **77**, 2, 577-589.
- PRICE R.A. (1986). – The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere. – *Journal of Structural Geology*, **8**, 239–254.
- RAMSAY J.G. (1980). – Shear zone geometry: a review. – *Journal of Structural Geology*, **2**, 1–2, 83-99.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1983). – The techniques of modern structural geology: strain analysis. – *Academic Press*, 328 p.
- RANGIN C., LE PICHON X., HAMON Y., LOGET N., & CRESPY A. (2010). – Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **181**, 6, 503-530.
- REPELIN J. (1922). – Monographie géologique du massif de la Sainte Baume. – *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, XXV, I, 85 p.
- REPELIN J. (1935). – Sur un sondage dans les terrains oligocènes du bassin de Marseille. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 167-170.
- ROUIRE J. (coordonn.), CATZIGRAS F., COLOMB E., DURAND J.-P., GUIEU G., ROUSSET C. & TEMPIER C. (1969a) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXII-44: Aix-en-Provence 2^{ème} édition – Orléans: BRGM.
- ROUIRE J. (coordonn.), GOUVERNET C., BLANC J.-J., PHILIP J., CARON J.-P., COULON S. & GUEIRARD S. (1969b) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXIII - 46 : Toulon 2^{ème} édition – Orléans: BRGM.
- ROUIRE J. (coordonn.), GUIEU G., BLANC J.-J., BONIFAY E., CAMPREDON R., CARON J.-P., HUMBERT S., PHILIP J., TAXY-FABRE, S., TEMPIER C., PERES J.M. & PICARD J. (1969c) – Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXII-45: Aubagne -Marseille, 2^{ème} édition, 26 p. – Orléans: BRGM.
- ROUIRE J. (coordonn.), ARLHAC P., CATZIGRAS F., COLOMB E., GERVAIS J., GOUVERNET C., GUEIRARD S., LAMBERT C., MERCIER H., NURY D., ROUSSET C., TEMPIER C., VINCENT H. & WEYDERT P.

(1970). – Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille 995:

Pertuis 1^{ère} édition – Orléans: BRGM.

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**, 5, 503-519.

ROURE F. & COLLETTA B. (1996). – Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. In: ZIEGLER P.A. & HORVATH F. Eds., Peri-Tethys Memoir 2, Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. – *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, **170**, 173-209.

ROUSSET C. (1962). – Les écailles du Devançon à l'Ouest de Rians (Var). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **IV**, 471-475.

SCHETTINO A. & TURCO E. (2011). – Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. – *Geological Society of America Bulletin*, **123**, 1-2, 89-105.

SÉRANNE M., BENEDICTO A., LABAUME P., TRUFFERT C., & PASCAL G. (1995). – Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. – *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 8, 809-820.

SÉRANNE M. (1999). – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. – *Geological Society Special Publications*, London, **156**, 1, 15-36.

SHAW J., CONNORS C. & SUPPE J. (2005). – Seismic interpretation of contractional fault-related folds. – *AAPG Seismic Atlas*, Stud. Geol., **53**, 1-156.

SIBUET J.-C., SRIVASTAVA S.P. & SPAKMAN W. (2004). – Pyrenean orogeny and plate kinematics. – *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **109**, B8, B08104. 2156-2202.
doi: 10.1029/2003JB002514

SOUQUET P. & DERAMOND J. (1989). – Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, (2), **309**, 1, 137-144.

STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002). – A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 1-2, 17-33.

STORTI F. & POBLET J. (1997). – Growth strata architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics. – *Tectonophysics*, **282**, 1-4, 353-373.

STROHMBERGER C., ANTONINI M., JAGER G., ROCKENBAUCH K., & STRAUSS C. (1996). – Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach. – *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 1, 1-35.

- SUPPE J. (1983). – Geometry and kinematics of fault-bend folding. – *American Journal of Science*, **283**, 684-721.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D.A. (1990). – Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Eclogae Geol. Helv.*, (3), **83**, 409-454.
- SUPPE J., CHOU T.T. & STEPHEN C.H. (1992). – Rates of folding and faulting determined from growth strata. – In: Mc CLAY K.R. Ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, New-York, 105-122.
- TAVARNELLI E., BUTLER R.W.H., DECANDIA F.A., CALAMITA F., GRASSO M., ALVAREZ W. & RENDA P. (2004). – Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. – *The Geology of Italy*, Special, 1, 209-222.
- TEMPIER C. (1963). – Etude tectonique du double pli des Paillères à l'Est de Rians (Var). – *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, **VII**, 159-173.
- TEMPIER, C. (1972). – Les faciès calcaires du Jurassique provençal. – *Travaux des Laboratoires des sciences de la terre*, Saint-Jérôme, Marseille, (B), **4**, 361 p.
- TEMPIER C. & DURAND J.-P. (1981). – Importance de l'épisode d'âge Crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **293**, 629-632.
- TEMPIER C. (1987). – Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 533-540.
- TERRIER M., SERRANO O. & HANOT F. (2008). – Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model. – *Geodinamica Acta*, **21**, 5-6, 231-238.
- THIERRY J. (2000). – Middle Toarcian. – In: DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BIJU-DUVAL B., BRUNET M.-F., CADET J.-P., CRASQUIN S. & SANDULESCU M., Eds., *Atlas Peri-tethys, Paleogeographical Maps*, Map 8, 61-70, CCGM/CGMW, Paris.
- TOUTIN-MORIN N. & BONIJOLY D. (1992). – Structuration des bassins de Provence orientale à la fin de l'ère Primaire. – *Cuadernos de Geología Ibérica*, **16**, 59-74.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., DARDEAU G. & DUBAR M. (1992). – Rôle des structures tardif à post-hercyniennes dans l'évolution de la plate-forme provençale (bordure des Maures et du Tanneron, France). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **315**, 1725-1732.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., & DUBARD M. (1993). – Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'actuel. – *Géologie de la France*, **2**, pp. 3-22
- TWISS, R. J. & MOORES E.M. (1992). – In: Freeman, W.H. (Ed). *Structural Geology*, p. 532 .

- VENDEVILLE B.C. & JACKSON M.P.A. (1992). – The fall of diapirs during thin-skinned extension. – *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 4, 354-371.
- VENDEVILLE B.C., GE H. & JACKSON M.P.A. (1995). – Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. – *Petroleum Geoscience*, **1**, 2, 179-183.
- VERGES J., FERNANDEZ M. & MARTINEZ, A. (2002). – The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 57-76.
- WESTON P.J., DAVISON I. & INSLEY M.W. (1993). – Physical modelling of North Sea salt diapirism. In: PARKER J.R., Ed., Petroleum geology of northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference. – *Geological Society*, 559–567.
- WOODWARD N.B., BOYER S.E. & SUPPE J. (1985). – An outline of balanced cross-sections, *University of Tennessee, Departement of geological sciences studies in geology* 11, 2nd edition.
- ZÜRCHER P. (1893). – Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, XXI, 65-77.

HERITAGE STRUCTURAL A L'ECHELLE REGIONALE ET LITHOSPHERIQUE

4. HERITAGE STRUCTURAL A L'ECHELLE REGIONALE ET LITHOSPHERIQUE

4.1. RESUME

L'évolution Méso-Cénozoïque du bassin de l'avant-pays provençal est dominée par la déformation Pyrénéenne (Crétacé supérieur-Eocène)(chapitre 3). Son architecture présente deux domaines qui diffèrent par leur style tectonique et leurs caractéristiques structurales. La Provence est divisée en deux parties distinctes par le système de failles de la Moyenne Durance/Aix-en-Provence orienté NNE. Ce système de failles hérité du Paléozoïque est responsable de la variation d'épaisseur du prisme sédimentaire Mésozoïque. A l'Ouest, la Provence occidentale est constituée d'une pile sédimentaire Méso-Cénozoïque épaisse de l'ordre de ~10 km et est caractérisée par une tectonique de chevauchements de couverture décollés au sein des séries triasiques. A l'Est, la Provence orientale est caractérisée par une faible pile sédimentaire Mésozoïque (~3 km) et une inversion des structures extensives profondes Paléozoïque à Triasique.

Dans le but de déchiffrer la géométrie du substratum pré-orogénique de l'avant-pays provençal et de comprendre les mécanismes de partitionnement du raccourcissement à l'échelle du prisme orogénique Pyrénéo-Provençal et entre les deux domaines provençaux, deux coupes équilibrées ont été construites. Ces coupes N-S ont été réalisées à l'échelle lithosphérique (~130 km) entre les Baronnies et la Mer Méditerranée au Sud. La première est localisée dans le domaine de la Provence occidentale et la seconde à la fois dans la Provence orientale et occidentale coupant le système de failles de la Moyenne Durance/Aix-en-Provence. Pour cela, des données structurales de terrain couplées à des données du sous-sol (données de forages et profils sismiques) ont été étudiées et interprétées.

Des données de traces de fission sur apatites ont aussi été collectées dans le massif Hercynien des Maures. Ces données associées à la faible épaisseur de couverture sédimentaire en Provence orientale montrent que le signal d'exhumation de la compression Pyrénéenne a subit un réchauffement important au cours du rift d'âge Oligocène. Les âges de traces de fission sur apatites à l'intérieur des terres qui présentent des âges de la compression Pyrénéenne et qui n'ont pas été réchauffés, confirment que la pile sédimentaire Méso-Cénozoïque n'a jamais excédée 4 km d'épaisseur en Provence orientale.

L'équilibrage des coupes montre qu'il existe un raccourcissement horizontal hétérogène variant latéralement entre ~ 7.6 km (6%) à l'Ouest et ~ 51 km (27%) à l'Est. Ces résultats démontrent que lors de la compression Pyrénéenne, le système de failles de la Moyenne Durance/Aix-en-Provence a joué le rôle de faille de transfert oblique entre la Provence orientale et occidentale accommodant ~ 3.4 km de raccourcissement et séparant ainsi deux domaines structuraux contrastés. A l'Est, là où la pile sédimentaire est faible (< 4 km), la réactivation des failles de socles induit un style tectonique de socle (*thick-skin*). A l'inverse, à l'Ouest, là où la pile sédimentaire est importante (> 7 km), le style tectonique de couverture est dominant et la réactivation des structures de socle n'est pas

nécessairement impliquée dans l'accommodation du raccourcissement. La construction des deux coupes équilibrées à l'échelle du prisme Pyrénéen montre comment les hétérogénéités crustales, probablement influencées par les variations d'épaisseur de la couverture sédimentaire, ont contrôlé le transfert de raccourcissement horizontal au travers du système de chevauchement de l'avant-pays Provençal. Nous proposons un nouveau modèle géodynamique où le transfert de raccourcissement au Nord de la Provence serait généré par un détachement crustal profond engagé par le déplacement de la lithosphère provençale vers le Nord pénétrant la croûte des sub-Alpes en système de double prisme (e.g. Teixell, 1998). Dans ce modèle, l'avant-pays provençal serait alors couplé et un détachement crustal moyen ne serait pas nécessaire pour accommoder la déformation.

Pour conclure nous discutons l'idée que la Provence occidentale, de par sa pile sédimentaire épaisse aurait une capacité thermique suffisante pour générer des hydrocarbures au sein de la pile sédimentaire Mésozoïque. Les réservoirs potentiels se localiseraient dans les bassins Permien ou dans les séries du Jurassique (Roure and Colletta, 1996). Cependant les incertitudes concernant la structure en trois dimensions de l'avant-pays provençal ainsi qu'en profondeur démontrent que la complexité structurale des réservoirs potentiels, due au polyphasage tectonique, peuvent rendre l'exploration difficile.

4.2. HOW PRE-OROGENIC STRUCTURAL INHERITANCES CONTROLLED THE PYRENEAN-PROVENCE THRUST SYSTEM, SE FRANCE – Article 2

Lucie Bestani¹, Nicolas Espurt¹, Juliette Lamarche², Jocelyn Barbarand³, Olivier Bellier¹ and Fabrice Hollender⁴

¹Aix-Marseille Univ, CEREGE, CNRS, IRD, UM34, Technopôle Environnement Arbois-Méditerranée, B.P. 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

²Aix-Marseille Univ, CEREGE, UM34, CNRS-AMU, Centre Saint-Charles, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 03, France

³Université Paris Sud, UMR Centre Nationale de la Recherche Scientifique 8148, Interactions et Dynamique des Environnements de Surface, Bâtiment 504, Orsay cedex, F-91405, France

⁴CEA de Cadarache, 13108 Saint-Paul-lès-Durance Cedex, France

Article soumis pour la revue *Tectonics*

Abstract

The late Cretaceous-Eocene Pyrenean deformation of the Provence fold-thrust belt still raise questions and the role of the Paleozoic-Mesozoic pre-orogenic substratum geometry has never been quantified. To decipher the pre-orogenic substratum geometry of Provence foreland, we used surface and subsurface data to construct two N-S balanced cross-sections (~130 km) between the Baronnies to the north and the Mediterranean Sea to the south. The Provence fold-thrust belt is divided into two distinct parts by the NNE-trending Middle Durance/Aix-en-Provence faults system. The eastern Provence unit is characterized by the inversion of deep-seated late Paleozoic-Triassic extensional structures. In contrast, the western Provence unit is essentially controlled by thin-skinned tectonics above Triassic series. The Middle Durance/Aix-en-Provence faults system is inherited from Paleozoic times and is responsible for strong thickness variations in the Mesozoic sedimentary prism ranging from 3 (eastern part) to ~10 km (western part). Apatite fission track data in the Hercynian Maures massif and eastern Provence sedimentary cover show Pyrenean-Provence compression onset (~80 Ma) overprinted by a strong reheating during the Oligocene rifting. Landward unreset AFT ages confirm that the Mesozoic-Cenozoic pile never exceeds more than 4 km-thick in the eastern Provence area. Cross-section balancing shows an along-strike heterogeneous horizontal shortening from ~7.6 km (6%) in the west to ~51 km (27%) in the east. These results show that during the Pyrenean-Provence compression, the Middle Durance/Aix-en-Provence faults system played the role of an oblique transfer zone between the western and eastern Provence domains and separated two contrasted structural domains. Eastward where the sedimentary pile is thin (<4 km), the reactivation of basement faults induced a thick-skin style. On the contrary, westward where the sedimentary pile is thick (>7km), thin-skin style dominates and the reactivation of basement structures is not necessary involved in the accommodation of the shortening. The construction of a section at the scale of the Pyrenean prism shows how the crustal heterogeneities probably

influenced sedimentary cover thickness variations controlled the horizontal shortening transfer across the Provence foreland. Finally, the structural complexity of the Provence foreland thrust system presents major risk for future potential hydrocarbon exploration.

Keywords: structural inheritances; tectonic inversion; balanced cross section; Pyrenean-Provence foreland

4.2.1. Introduction

The properties that control the structural style, geometry and growth of fold-and-thrust belts are still poorly understood. Numerous studies have quantified the relation between lithospheric flexure and foreland basin geometry (e.g. Beaumont, 1981; Jordan, 1981; Boyer, 1995; DeCelles and Giles, 1996; Catuneanu et al., 1997) allowing to predict the overall architecture of foreland basins. Numerical modeling shows that the interplay between thrusts and sediment loading on an elastic lithosphere has consequences on basin wavelength (Flemings and Jordan, 1990). Moreover, the flexural rigidity of the lithosphere may influence the development and the geometry of foreland basins (Watts, 1992). Recent work of Moutherneau et al. (2013) suggests a correlation between orogenic deformation style (thick- or thin-skin) and the age of the lithospheric plate for worldwide ranges. Pre-deformation basin geometry and inherited crustal scale structures may also influence the geometry of fold-thrust belts as described in the Apennines (Corrado et al., 1998), in the Zagros fold-thrust belt (Sepehr and Cosgrove, 2004; Moutherneau et al., 2012), in the North American Cordillera (Paulsen and Marshak, 1999), in the Western Alps (Butler, 1989; Bellahsen et al., 2014), in the Andes (Baby et al., 1989; Kley et al., 1999; Espurt et al., 2008), or in southeastern Australia (Flöttman and James, 1997).

The Provence represents a complex fold-thrust belt composed of an array of multidirectional structures (Figure 4 - 1) with highly disparate space-time patterns of deformation as revealed by well-exposed structures and seismic reflection data (Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Moutherneau, 2002; Cushing et al., 2008; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011). The geometry and kinematic evolution of Provence was strongly controlled by reactivation of pre-existing basement faults (Tempier, 1987; Espurt et al., 2012; Bestani et al., 2015) and by a heterogeneous stratigraphic framework inherited from the Paleozoic and Mesozoic times (Roure and Colletta, 1996; Molliex et al., 2011). The structure of the Provence foreland was mainly related to the late Cretaceous-Eocene Pyrenean compression. Successive Oligocene extension and Miocene to present-day Alpine compression have poorly deformed the foreland, except locally (Champion et al., 2000). Deformation is active today as evidenced by crustal seismicity (Cushing et al., 2008; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011).

Apart from regional structural geometry description of the Provence fold-and-thrust belt and some balancing and restoration tests (Tempier, 1987; Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Jolivet, 2005; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011) a comprehensive study of structural style and partitioning of the shortening of this fold-and-thrust belt at the scale of the Pyrenean-Provence orogenic prism has not yet been attempted. Moreover, the precise deep geometry of Provence and the location of buried late Paleozoic basins points out the possibility for future hydrocarbon

explorations. This paper aims at deciphering the structural architecture, temporal distribution, propagation of the deformation and amount of shortening across the entire Pyrenean-Provence foreland. To better understand the properties that control the structure of the fold-and-thrust belt, we collected field structural data, interpreted seismic reflection profiles and constructed two crustal-scale balanced cross sections. Then, we carried out new apatite fission track data to quantify initial thickness variations and timing of exhumation.

4.2.2. Geological setting

4.2.2.1. Regional background

The Provence fold-and-thrust belt is located in the southeastern of France at the transition between the Pyrenees to the west, the Alps to the north and the Mediterranean Sea to the south (Figure 4 - 1). The present day structural framework mostly results from three last superimposed tectonic stages: late Cretaceous to Eocene N-S Pyrenean compression (e.g., Tempier, 1987; Lacombe and Jolivet, 2005), E- and SE-trending Oligocene extension related to the West European rifting and the Liguro-Provençal rifting of the western Mediterranean (Bergerat, 1987; Hippolyte et al., 1993; Gattacceca et al., 2007) and Miocene to present Alpine N-S compression (Bergerat, 1987; Champion et al., 2000). The structural framework of the Provence is composed of an array of multidirectional folds and thrusts and regional NNE-trending strike-slip faults (e.g., Nîmes, Salon-Cavaillon, Aix-en-Provence, and Middle Durance faults; Figure 4 - 1) (Tempier and Durand, 1981; Roure and Colletta, 1996). The Provence foreland is divided into two parts—the western and eastern Provence domains—by the Middle Durance and Aix-en-Provence faults, a major faults system inherited from the Paleozoic times (Arthaud and Matte, 1975; Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008; Terrier et al., 2008; Guyonnet-Benaize, 2011) (Figure 4 - 1 and Figure 4 - 2). The western Provence corresponds to a trapezoidal panel made of thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary series (>7 km) bounded by the Ventoux-Lure range to the north, the Nîmes fault to the west and the Nerthe range to the south (Figure 4 - 2 and Figure 4 - 3). Its structure corresponds to spaced, long- and large-wavelength thrusts-related anticlines separated by wide and slightly deformed synclines filled by Oligocene, Miocene and Quaternary series. The eastern Provence is limited by the Alps to the north and northeast, and by the Mediterranean coast to the southeast. In contrast to the western Provence, eastern Provence displays a complex structural architecture with north-verging closely spaced thrusts with large horizontal displacements, and a thin Mesozoic-Cenozoic sedimentary pile (<4 km) (Figure 4 - 2 and Figure 4 - 3) (Tempier, 1987; Lacombe and Mouthereau, 2002). Both sedimentary cover and basement are involved in shortening (Bestani et al., 2015). The eastern Provence includes the crystalline and metamorphic Hercynian basement rocks and late Paleozoic sedimentary basins exposed in the Maures-Tanneron massif (Figure 4 - 1).

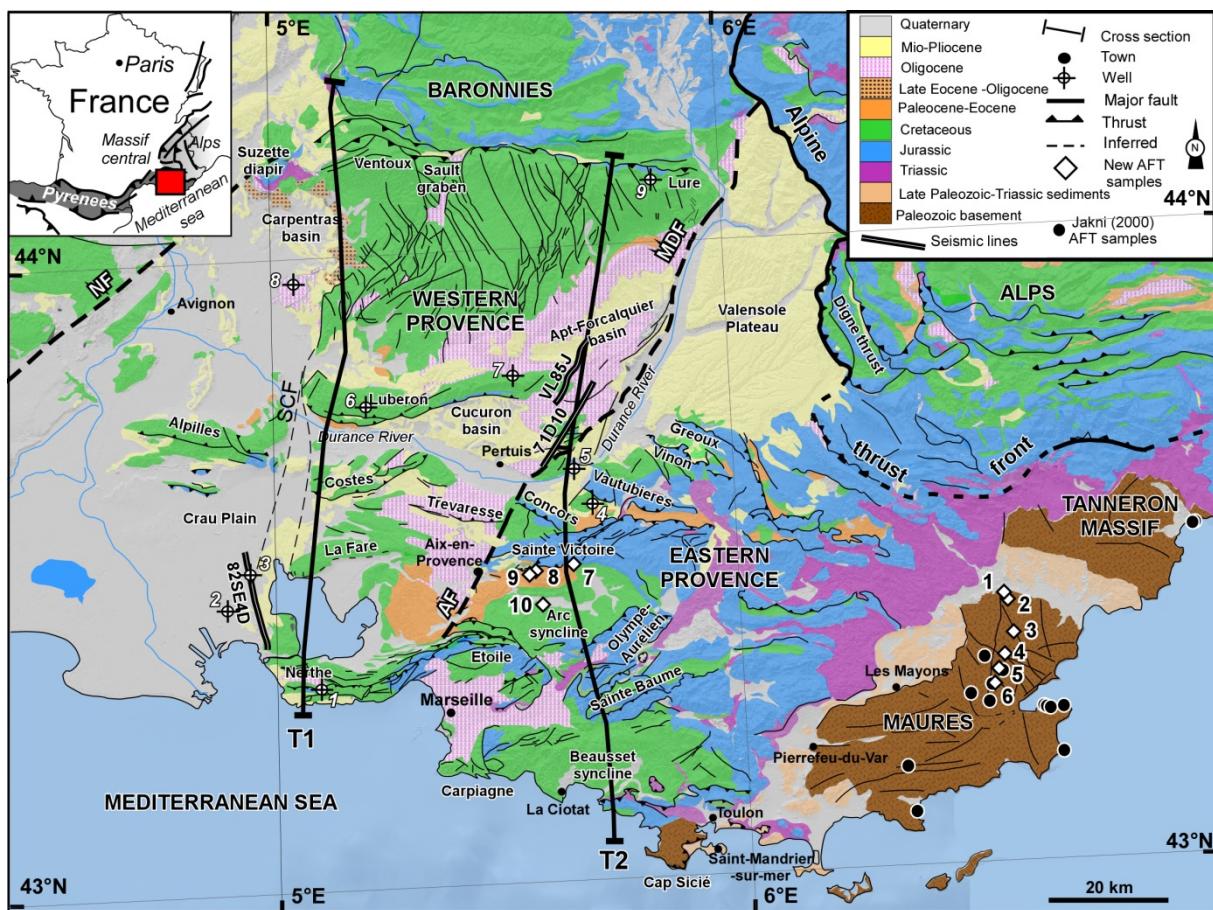


Figure 4 - 1 : Geological and structural settings of the Provence foreland. Locations of cross sections T1 and T2, and apatite fission track samples are shown : 1= 2K; 2 = 2J; 3 = 2I ; 4 = 2H ; 5 = 2Gbis ; 6 = 2G ; 7 = ARC4 ; 8 = ARC10 ; 9 = ARC11 ; 10 = ARC14. Wells are also shown : 1 = La Folie ; 2 = Fos ; 3 = Istres ; 4 = Jouques ; 5 = Pont Mirabeau 2 ; 6 = Lubéron ; 7 =Grand Lubéron ; 8 = Pernes ; 9 = Montagne de Lure. MDF = Middle Durance fault; AF = Aix-en-Provence fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault.

4.2.2.2. Stratigraphy

Basement rocks of the Maures massif are constituted by Hercynian granite and metamorphic series (Crévolà and Pupin, 1994; Onézime et al., 1999; Corsini and Rolland, 2009; Rolland et al., 2009) overlain by a heterogeneous sedimentary pile ranging from Carboniferous to Quaternary. The sedimentary cover may be divided into five distinct tectonostratigraphic units (Figure 4 - 2):

(1) The Hercynian basement is uncomfortably overlain by late Carboniferous to Permian volcanoclastic and detrital series but also lower Triassic detrital deposits. These series were deposited during the extensional phase of the rifting of Gondwana (Delfaud et al., 1989; Toutin-Mourin et al., 1993).

(2) The second unit is made up of middle Triassic to early-late Cretaceous. This unit is characterized by thickness variations: ~2.5 km- and 5 to 9.5 km-thick in the eastern and the western Provence, respectively. Middle to upper Triassic sedimentary series are widely exposed in eastern Provence to the north of the Maures massif, in the northern front of the Cap Sicié, and in the Huveaune areas and locally exposed in the western Provence in diapir structures (e.g., Suzette diapir,

Figure 4 - 1). Triassic series consist of sandstones, marls, evaporites, dolomites, limestones and gypsum deposited in marine to brackish environments. These series are characterized by thick thicknesses (from 600 to ~2000 m) above late Paleozoic-Triassic grabens (Baudemont, 1985; Tempier, 1987; Toutin-Morin et al., 1992; Roure and Colletta, 1996; Bestani et al., 2015). Upper Triassic series are dominated by evaporitic series with Keuper facies mostly made of gypsum and variegated clays (Arnaud et al., 1990; Philip, 2010). This mechanically weak level was involved in salt tectonic structures in the eastern Provence (Jannin, 2011; Bestani et al., 2015) but also in western Provence (e.g., Suzette and Propiac diapirs; Figure 4 - 1) (Brasseur, 1962; Emre and Truc, 1978; Casagrande et al., 1989). Jurassic-late Cretaceous period is characterized by passive diapir growth which pre-structured the Provence prism (Bestani et al., 2015). Jurassic rocks consist of ammonites bearing, clayed limestones and limestones deposited in a deep marine environment in the eastern Provence evolving into basinal ductile black shales toward the Vocontian basin, located to the north of the Ventoux-Lure system (Figure 4 - 1). Jurassic series recorded important thickness variations across the Provence from 500 to 1100 m (Floquet et al., 2007). Lower Cretaceous times was marked by deposition of ~800 m-thick carbonates on the southern Provence Platform (de Graciansky and Lemoine, 1988; Masse et al., 2009; Léonide et al., 2012). The carbonate platform prograded northward up to the Ventoux-Lure system.

(3) Bauxite development marked the stratigraphic hiatus long-lasting from the end of early Cretaceous up to the beginning of late Cretaceous at least which is related to the Durance High (Masse and Philip, 1976). Bauxites are covered by transgressive marine sediments ranging from a maximum of ~1100 m in the depocenter of the southern Provence basin to reduced series (~300-450 to 0 m). Latest Cretaceous to Eocene strata of the third unit is characterized by continental environment deposition. The thickness of the continental series reaches ~1200 m in the depocenter of the Arc basin (Figure 4 - 1). This third unit also consists of syntectonic series, displaying growth strata patterns deposited during the Pyrenean-Provence compression as observed in the Nerthe, Sainte-Baume, Etoile or Sainte-Victoire units (Corroy et al., 1964; Corroy and Philip, 1964; Leleu et al., 2009; Espurt et al., 2012) (Figure 4 - 1).

(4) The fifth unit is characterized by Oligocene thick fluvial conglomerates, shales, evaporites, and lacustrine limestones (Destombes, 1962; Triat and Truc, 1972; Nury, 1988) deposited in extensional basin (e.g., Marseille basin; Figure 4 - 1) during Liguro-Provençal and West European rifting.

(5) The last unit consists of Miocene to Quaternary deposits. These deposits organize in transgressive Miocene marine series accompanied by major planar erosional surface well developed in western Provence (Figure 4 - 1) (Besson, 2005, Oudet et al., 2010). Strong sea level fall of the Messinian salinity crisis was responsible for the present-day morphology of the Provence foreland (Clauzon, 1979; Clauzon, 1984; Clauzon et al., 1996).

4.2.2.3. Décollement levels

The eastern Provence is controlled by the development of structural highs which highlight the presence of deep-seated basement faults (Roure and Colletta, 1996; Espurt et al., 2012; Bestani et al., 2015) (Figure 4 - 2).

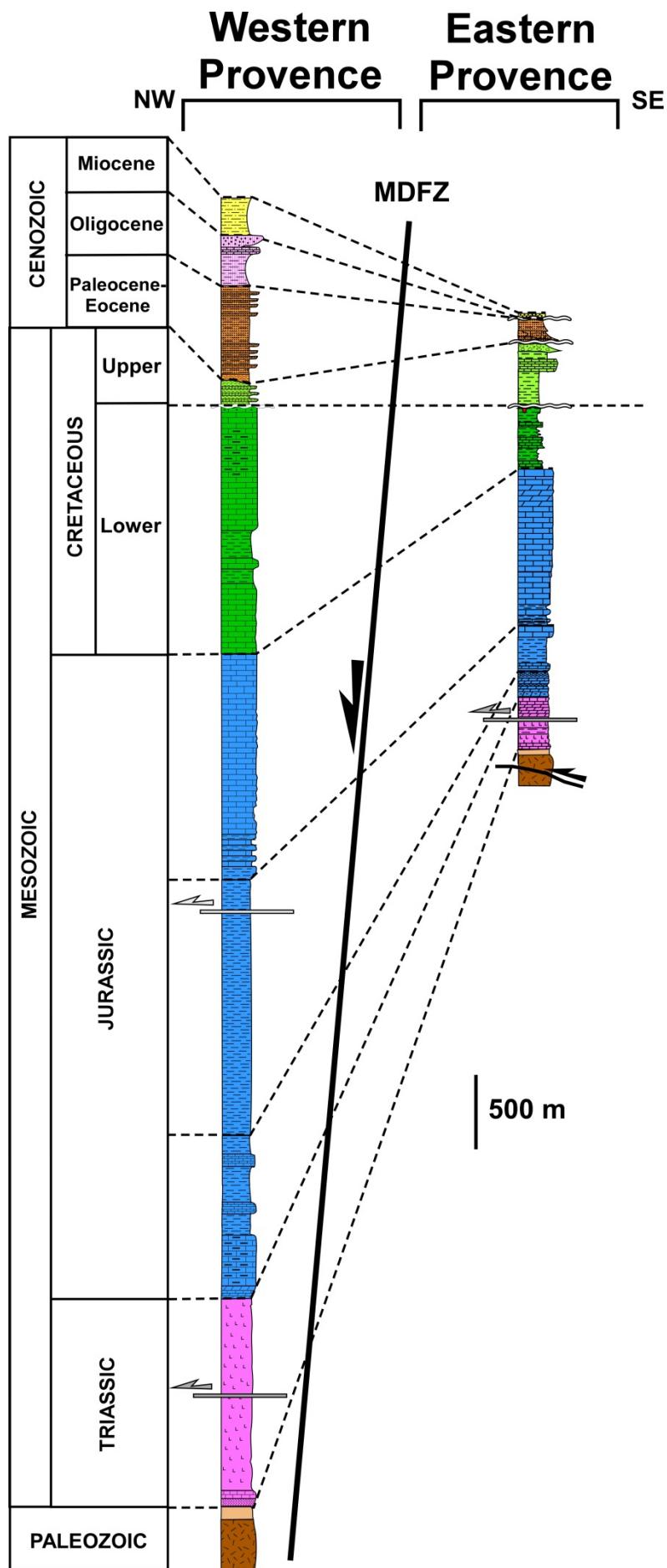


Figure 4 - 2 : Synthetic stratigraphic and lithotectonic sedimentary columns of the western and eastern Provence. Major unconformities are enhanced by a wavy line. Major décollements are shown by arrows. MDFZ: Middle Durance fault zone.

The overall sedimentary cover of Provence is detached above the Triassic series (Keuper evaporites and lower Muschelkalk; Caron in Roure et al., 1969; Roure et al., 1992, Benedicto et al., 1996) (Figure 4 - 2). Moreover, the internal shortening can be accommodated by alternative shallower décollement levels constituted by black marls of Jurassic (Callovo-Oxfordian; Roure and Colletta, 1996) and in the early Cretaceous limestones (Roure et al., 1992; Espurt et al., 2012).

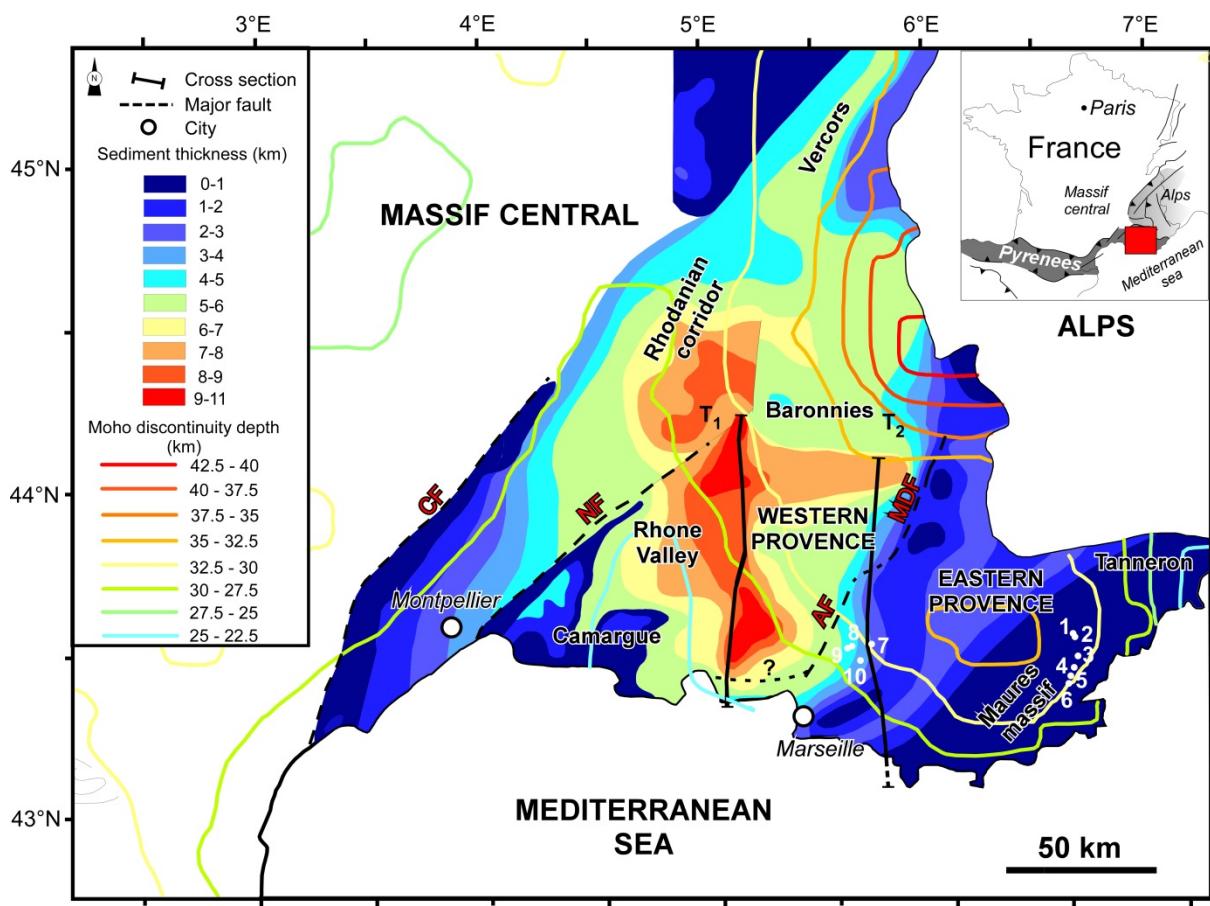


Figure 4 - 3 : Sediment thickness data (Ménard, 1980) compiled with field and seismic data (Cushing et al., 2008) and Moho discontinuity data from Navarro et al. (2006) and Tesauro et al. (2008), modified from Garibaldi et al. (2010). The maximum Mesozoic-Cenozoic sedimentary thicknesses (11 km) are located in the center and in the northwestern part of western Provence. The sedimentary pile pinches out southeastward onto the Maures massif. Moho discontinuity depth of the Provence basin mainly shows a southward thinning of the crust. Major faults traces are indicated. Location of cross sections T1 and T2 and apatite fission track samples are shown. 1= 2K; 2 = 2J; 3 = 2I ; 4 = 2H ; 5 = 2Gbis ; 6 = 2G ; 7 = ARC4 ; 8 = ARC10 ; 9 = ARC11 ; 10 = ARC14 ; CF: Cévennes Fault; MDF: Middle Durance Fault; AF: Aix-en-Provence Fault; NF: Nîmes Fault.

4.2.3. Structure of the Provence foreland: surface and subsurface data

To constrain the structure of the Pyrenean-Provence foreland, we realized new geological mapping (Figure 4 - 1) using orthophotos combined with several field surveys and used preexisting 1:50 000 BRGM geologic maps, unpublished geological maps (Philip, J.), and more than one hundred wells whose nine major ones (Figure 4 - 1) are located in the Carpentras basin (Pernes well), in the Lure mountain range (Montagne de Lure), in the Jouques area (Jouques), in the Mirabeau anticline (Pont Mirabeau 2), in the Lubéron anticline (Lubéron and Grand Lubéron), in the Istres–Aix-en-Provence syncline (Istres and Fos) and in the Nerthe (La Folie, Figure 4 - 2). We also used three depth-converted seismic reflection profiles named 82SE4D, 71D10 and VL85J and provided by the *Commissariat à l'Energie Atomique* (CEA) (Figure 4 - 1).

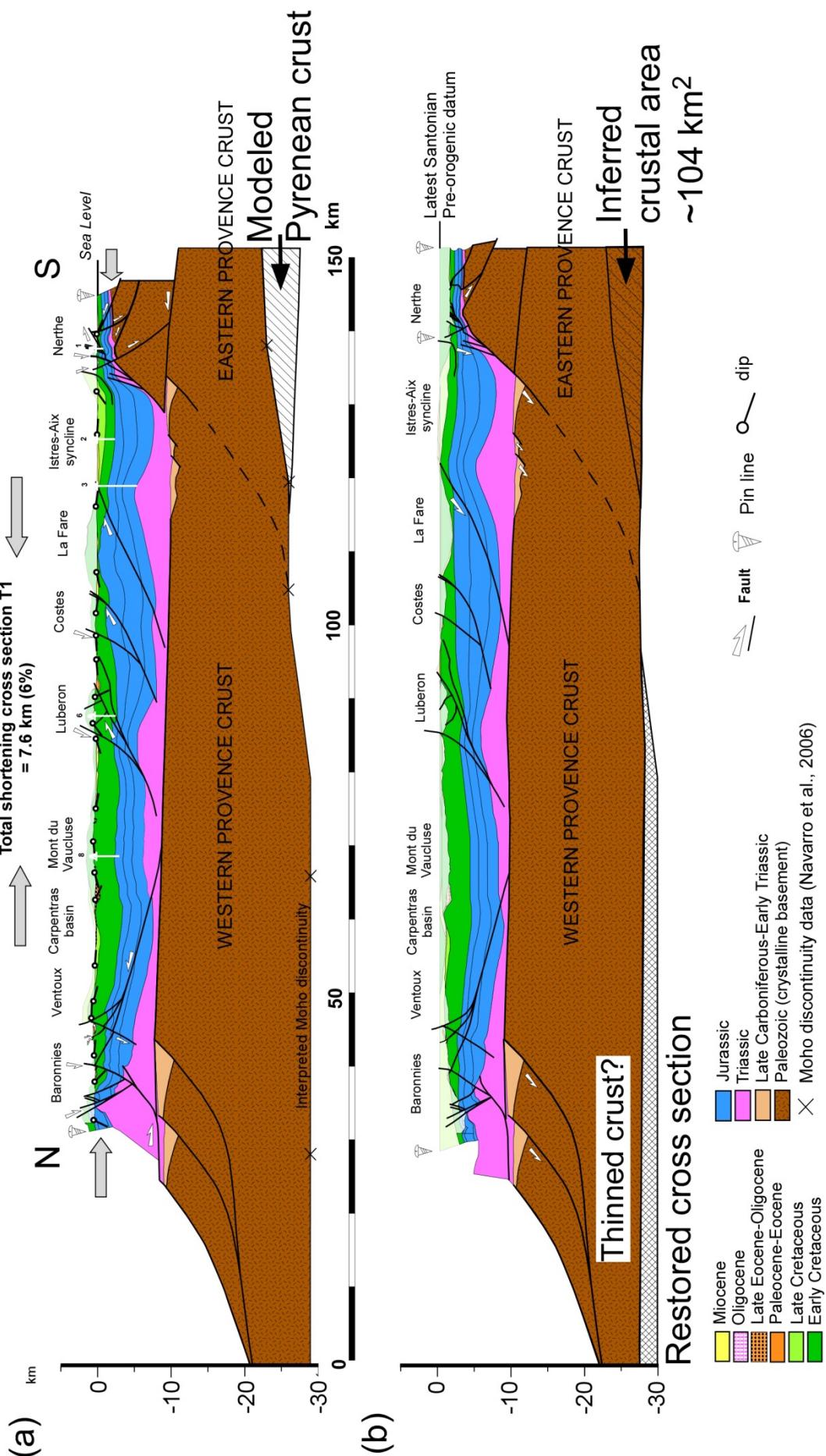
In the following, we present and describe structures of the Provence foreland on the basis of two regional cross sections, named T1 (~115 km-long) and T2 (~133 km-long), together with subsurface data (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). The section T1 mainly crosses the western Provence domain while the section T2 crosses both western and eastern Provence domains. Southern parts of the cross section T2 were previously published in Bestani et al. (2015).

4.2.3.1. Western Provence

From south to north, the western fold-and-thrust belt of Provence consists of the Nerthe, Istres–Aix-en-Provence basin, Fare, Costes, Trévaresse, Lubéron, Apt-Forcalquier basin, Vaucluse Mounts, Carpentras basin and Ventoux-Lure range (Figure 4 - 1, Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5).

Along cross section T1, the Nerthe structure corresponds to an E-W trending anticline mainly constituted by Jurassic to early-middle Cretaceous series and accompanied by strong Miocene wave-cut platforms (Besson, 2005). Well data show the thrusting of Jurassic series on Aptian-Turonian series (Figure 4 - 4) (Dufaure et al., 1969; Guieu, 1973; Andreani et al., 2010). Although the surface transport direction of the Nerthe thrust has been a subject of controversy (Guieu, 1973; Assas, 1991; Andreani et al., 2010; Philip, 2013), cross section construction and field data suggest a southward thrusting on a ~5° north-dipping ramp. The anticline is deformed by north-vergent thrusts (Guieu, 1968; Dufaure et al., 1969) of low-amplitude on its western side, along the cross section T1, and south-dipping Oligocene-Miocene normal faults (Oudet et al., 2010; Andreani et al., 2013) and half-grabens. The Nerthe thrust system connects laterally to the east with the Aix-en-Provence fault and the curved Etoile thrust system (Figure 4 - 1). This complex NNE-trending zone exhibits massive syntectonic deposits recording the growth of the Etoile and Nerthe system since the late Cretaceous (Aubouin and Mennessier, 1962).

Figure 4 - 4 (next page): Balanced and restored cross section T1 across the western Provence. Cross section restoration is performed at late Santonian times (before the Pyrenean compression). See well numbers location and name in Figure 4 - 1. See details in text.

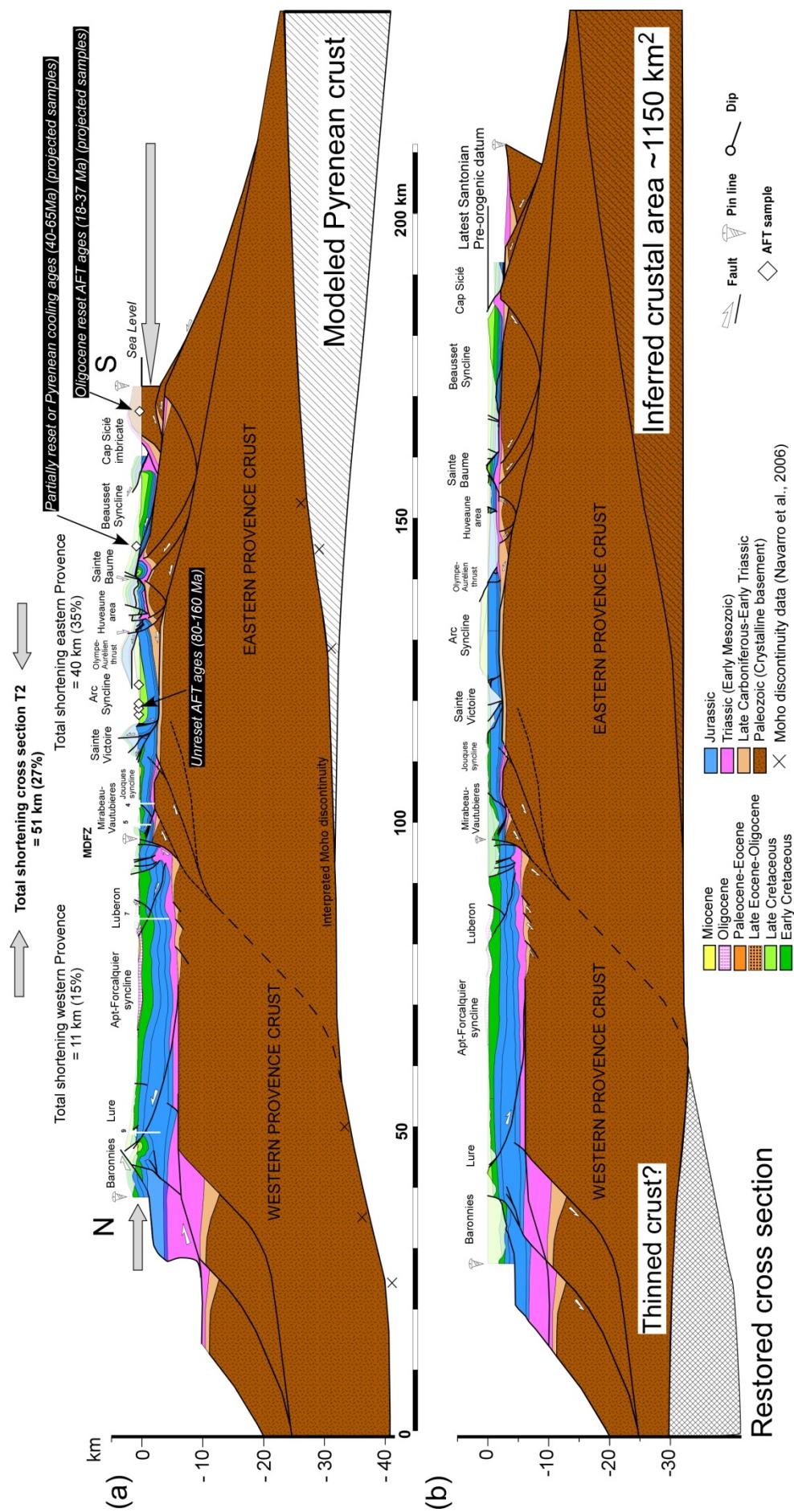


Northward, surface data and seismic profile 82SE4D (Terrier et al., 2008; Figure 4 - 6) indicate that the Istres–Aix-en-Provence basin is a large syncline composed of thick Mesozoic series overlain by transgressive marine Miocene series. Its southern limb dips $\sim 30^\circ$ northward while its northern limb dips 37° southward. The seismic profile highlights thickness variations in middle-upper Jurassic series probably controlled at depth by Triassic salt migrations (Figure 4 - 6).

Northward, the Istres–Aix-en-Provence syncline is bounded by the Fare range, an E-W trending breakthrough fault-propagation fold armed by Jurassic to early Cretaceous series (Ferrandini, 1976; Figure 4 - 4). Recent deformations (Gabert, 1965; Provansal et al., 1995; 1998; Molliex, 2011) and field data showing deformation in upper Cretaceous strata on the southern flank of the range suggest that the Fare anticline overthrusts the Istres–Aix-en-Provence syncline (Figure 4 - 6). The hanging-wall ramp dips $\sim 25^\circ$ northward. Northward, the Costes range is a NE-trending slightly deformed south-vergent anticline. The Luberon anticline forms a curve-shaped range of about 60 km-long with a maximum elevation of 1113 masl (Figure 4 - 4). Along the cross section T1, the western Luberon thrust is a broad fault-propagation fold armed of thick lower Cretaceous limestones. The anticline exhibits a 10° north-dipping hanging wall flat and a 70° south-dipping hanging wall ramp. The shortening of the western Luberon thrust is accommodated southward by shallower thrust system in Eocene continental series (Figure 4 - 7).

The southern limb of the anticline shows massive Paleocene-Eocene breccia deposits (Clauzon and Gouvernet, 1973) being probably deposited during the growth of western Luberon thrust. Eastward, along the section T2, the Luberon evolves to east-verging thrust-related anticline associated with south-verging antithetic back-thrust (Figure 4 - 5). The 71D10 and VL85J seismic profiles reveal that the Luberon ramp dips $\sim 15^\circ$ through middle Jurassic to Cenozoic series (Figure 4 - 8). The thrust probably connects down in evaporitic Triassic series. The interpretation of the seismic profile VL85J suggests a structured basement with non-reactivated Paleozoic faults (Permian-Triassic basins?) situated underneath the evaporitic Triassic series (Figure 4 - 8). The more recent compressional deformation of the Luberon has been recorded before the Messinian salinity crisis (Clauzon et al., 2011). Northward, the Apt-Forcalquier basin is a 20 km-long and 40 km-wide slightly deformed syncline, filled by ~ 660 m-thick Oligocene to Miocene series (Figure 4 - 5). The basin is transported northward on the hanging-wall of Ventoux-Lure thrust system. The Ventoux-Lure thrust system forms an E-trending 65 km-long range and the higher structural reliefs of Provence (1911 masl for the Ventoux Mount and 1626 masl for the Lure Mountain). These structures are separated by the NNE-trending Sault Oligocene graben (Figure 4 - 1) (Montenat, 1968; Montenat et al., 1986; Hibsche et al., 1992; Montenat et al., 2005). The Ventoux-Lure structure superimposes to a major early Cretaceous paleogeographic limit which delimited the deep Vocontian basin to the north (Baronnies) from the southern Provence Platform to the south (Arnaud, 1988; Ford and Stahel, 1995). Both cross sections show that the overall geometry of the Ventoux-Lure hanging-wall consists in a $\sim 5\text{--}10^\circ$ south-dipping homocline armed of thick early Cretaceous marine limestones (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5).

Figure 4 - 5 (next page): Balanced and restored cross section T2 across the western and eastern Provence. Cross section restoration is performed at late Santonian times (before the Pyrenean compression). MDFZ: Middle Durance fault zone. See well numbers location and name in Figure 4 - 1. See details in text.



This homoclinal is deformed by the Vaucluse Mountains anticline resulting in the formation of the northwestern Carpentras syncline filled by thick marine Miocene series (Figure 4 - 4). Cretaceous series of the Vaucluse Mountains structure are unconformably overlain by Eocene conglomerates, maybe indicating the growth of the structure during the Eocene (Montenat, 1968).

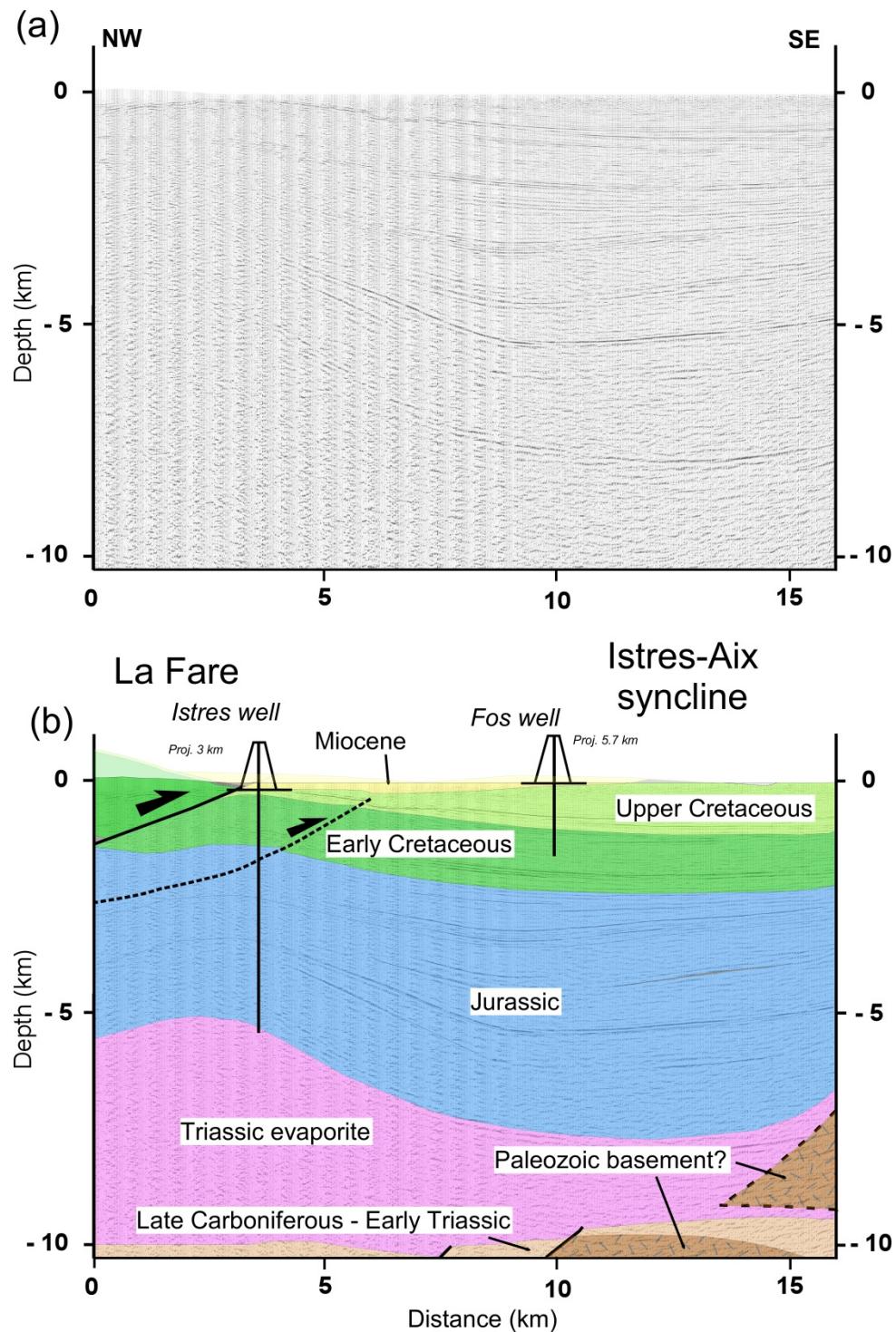


Figure 4 - 6 : Interprétation de la coupe sismique 82SE4D à travers le synclinal d'Istres-Aix-en-Provence. Pour la localisation, voir Figure 4 - 1. Les réflecteurs ont été calibrés en utilisant les puits d'Istres et de Fos.

The footwall of the Ventoux-Lure thrust corresponds to imbrications of closely spaced north-verging thrusts and narrow asymmetric synclines filled by Oligocene-Miocene series (Figure 4 - 9). Preserved normal fault scarps are common between Mesozoic and Oligocene series and are locally sealed by Miocene series (Figure 4 - 9a).

Although part of the growth of the Ventoux thrust is post-Miocene as revealed by deformed Miocene series, the Ventoux thrust is cut by an Oligocene fault attesting major thrusting at least before the Oligocene, i.e., during the Pyrenean compression. The Baronnies area is characterized by E-trending fault-propagation folds and Jurassic-early Cretaceous synsedimentary normal faults associated with salt tectonic, as the diapir of Propiac in cross section T1 (Brasseur, 1962; Emre and Truc, 1978; Casagrande et al., 1989) (Figure 4 - 4). Lutetian-Bartonian compression is recorded by locally preserved syntectonic conglomerates (Montenat et al., 2005).

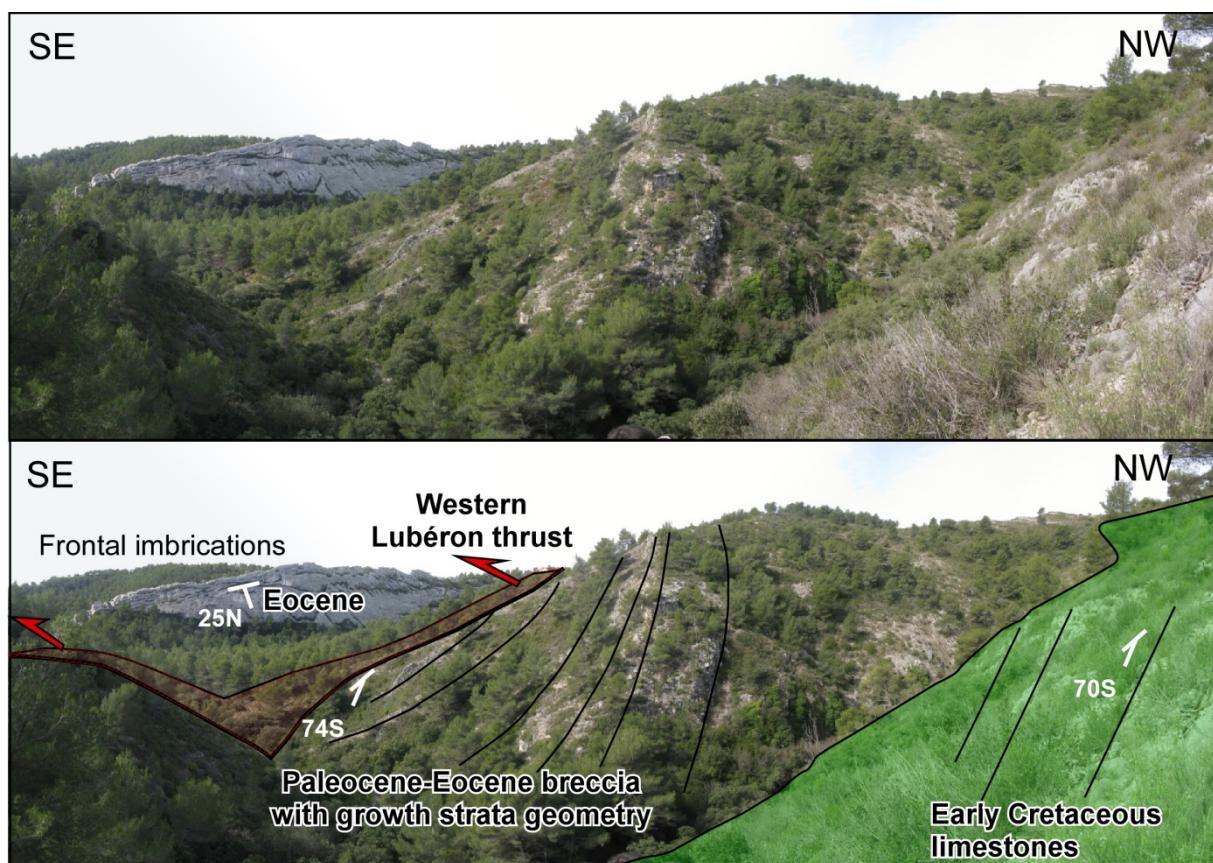


Figure 4 - 7 : Southwestward panoramic view of the southern flank of the western Luberon anticline showing massive Paleocene growth-strata deposits. Bedding traces are enhanced by black lines. See location of Luberon along T1 on Figure 4 - 1.

4.2.3.2. Eastern Provence

The structural style of the eastern Provence is a matter of controversy, in part because no good seismic data are available. On the basis of structural and stratigraphic arguments, previously published balanced cross sections of Espurt et al. (2012) and Bestani et al. (2015) suggest a

basement-involved tectonic style produced by the tectonic inversion of late Paleozoic-Triassic extensional structures together with shallow thin-skinned thrusting and salt tectonic. Along the southern part of cross section T2, the Cap Sicié represents the western edge of the Hercynian Maures massif (Figure 4 - 1 and Figure 4 - 5). Its structure corresponds to an imbricate made of lower Paleozoic metamorphic rocks and upper Carboniferous to Permian volcanoclastic continental series. Similar basement thrusts are found in the Maures massif (Bestani et al., 2015).

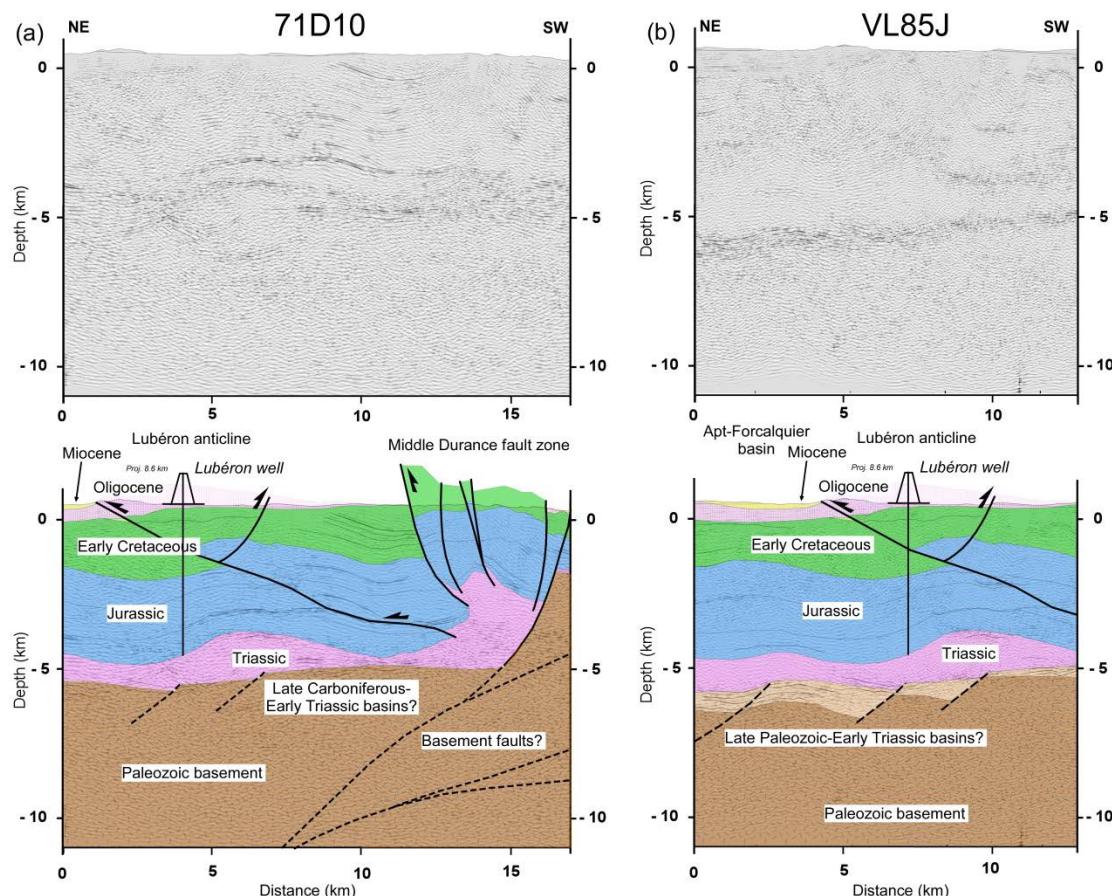


Figure 4 - 8 : Interprétations de coupes sismiques 71D10 (a) et VL85J (b) à travers la structure de l'est Luberon. Pour localisation, voir Figure 4 - 1. Les réflecteurs ont été calibrés en utilisant la puits Luberon. L'interprétation de la coupe 71D10 suggère des bassins profonds de la fin du Paléozoïque à la base des triassiques sous les évaporites triassiques.

The shortening of the Cap Sicié structure and other deep-seated basement thrusts located below the sedimentary cover was accommodated northward in the sedimentary cover by major dissected north-vergent thrust sheets detached above upper Triassic series (Sainte-Baume, Aurélien-Olympe and Sainte-Victoire thrusts; Figure 4 - 5). The activity of thrusts was mainly recorded from late Cretaceous to Eocene by syntectonic deposits showing locally spectacular growth strata patterns as in the Sainte-Victoire thrust system area (Aubouin and Mennessier, 1962; Corroy et al., 1964; Guieu, 1968; Leleu et al., 2005; Espurt et al., 2012; Figure 4 - 1).

4.2.3.3. Middle Durance–Aix-en-Provence faults zone

The Middle Durance–Aix-en-Provence faults zone (Figure 4 - 1) has been largely studied on the basis of field, seismic profile and seismicity data (Cushing et al., 2008; Guyonnet-Benaize, 2011; Rangin et al., 2010). The trace of the Middle Durance fault and the southern Aix-en-Provence fault is interpreted as overprinting a NNE-trending basement inheritance of late Paleozoic age (Arthaud and Matte, 1975). This faults zone separates a thick sedimentary succession (>7 km) to the west in contrast to the east (< 4 km) (Combes, 1984; Le Pichon et al., 2010; Guyonnet-Benaize, 2011) and forms the border limit between the western and the eastern Provence (Figure 4 - 2 and Figure 4 - 3). Located close to cross section T2, seismic profiles 71D10 and VL85J (Figure 4 - 8) show that the Middle Durance fault zone is composed by a deep west-dipping basement fault and a shallow listric normal fault soling within inferred Triassic evaporites (Roure et al. 1992; Benedicto et al. 1996; Roure and Colletta 1996). Fault kinematics makers indicate superimposed components as sinistral strike-slip, normal and reverse. This fault zone was mostly active as a normal fault during Mesozoic times allowing deposition of a thick sedimentary pile in western Provence, but also during Oligocene and Miocene times (Gigot et al., 1977; Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008). The Middle Durance fault domain is seismically active as revealed by present-day small seismic events ($M<3.5$) distributed in the sedimentary cover and the historic seismicity (Cushing et al., 2008; Le Pichon et al., 2010; Cushing et al., 2014). The interpretation of seismic profile VL85J shows late Paleozoic-early Triassic extensional basins beneath the Middle Durance fault zone (Figure 4 - 8b). These inferred basement structures do not display structural inversion in this zone.

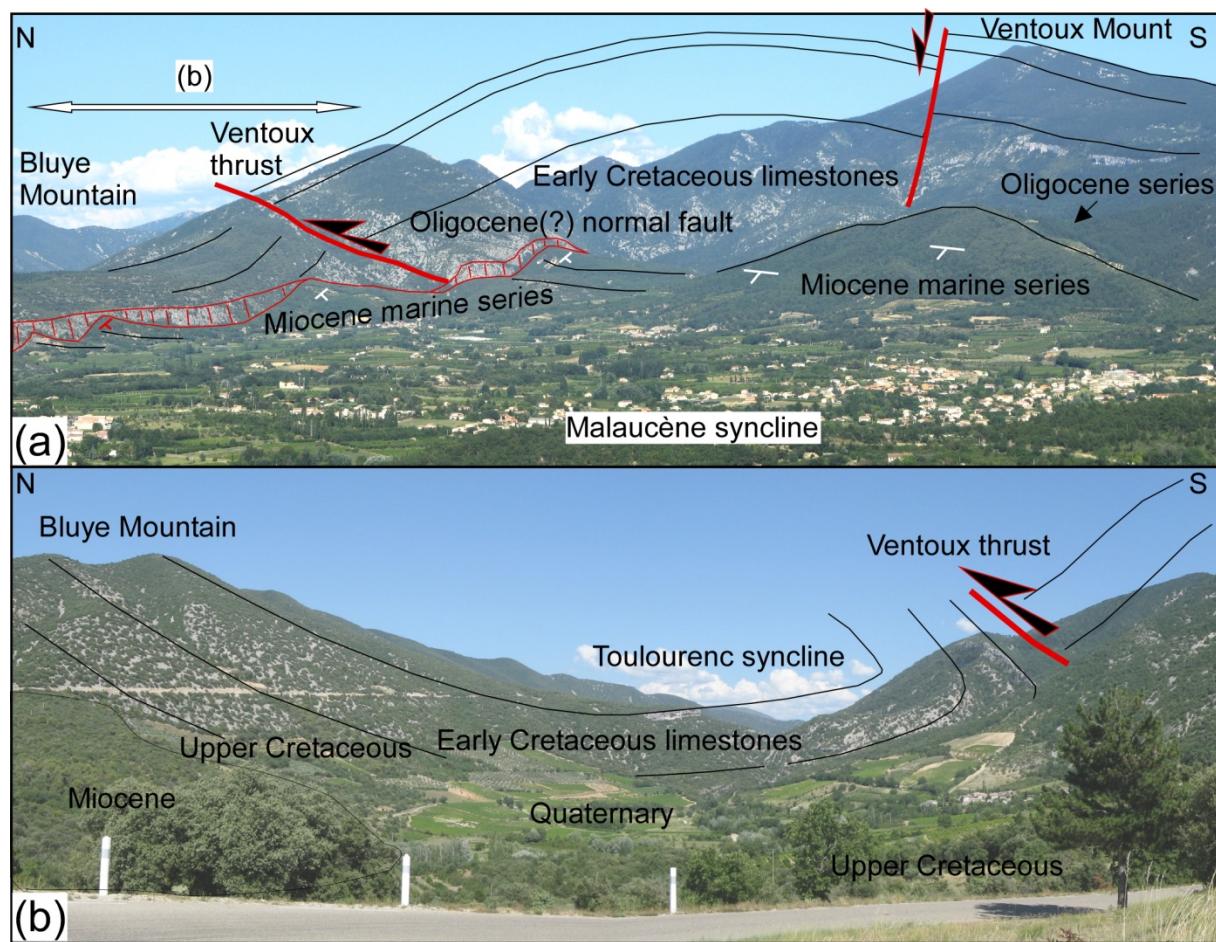


Figure 4 - 9 : (a) East-looking panoramic view of the Ventoux thrust and (b) footwall Toulourenc syncline filled by Miocene and Quaternary deposits. The Ventoux Mount thrust is cut by an Oligocene (?) normal fault sealed by Miocene foresets. This observation provides evidence for major pre-structuration of Ventoux thrust during the Pyrenean compression. See location of Ventoux along T1 on Figure 4 - 1.

4.2.4. Apatite fission track data

4.2.4.1. Method and sampling

Apatite fission track (AFT) thermochronology is a robust method of radiometric dating for unraveling the thermal evolution of the continental crust and sedimentary basins (Donelick et al., 2005). AFT record cooling of rocks below $\sim 110 \pm 10^\circ\text{C}$ (Gallagher et al., 1998) and are used in a various geological settings to determine uplift/erosion history (e.g., Hurford, 1991; Brandon et al., 1998). AFT analyses have been performed at the Orsay/GEOPS low-temperature thermochronology laboratory (University of Paris Sud XI, France; see details of method in Espurt et al., 2011).

To decipher the exhumation history of the Provence fold-and-thrust belt and better constrain its tectonic evolution and paleo-thicknesses of the pre-orogenic sedimentary pile, we analyzed ten rock samples collected at different locations (Figure 4 - 1) : six samples (2G, 2Gbis, 2H, 2I, 2J and 2K) were collected in Hercynian granitic and metamorphic rocks and Carboniferous to Permian volcano-clastic

sandstones in the Maures Massif, and four samples (ARC4, ARC10, ARC11 and ARC14) in late Campanian-Maastrichtian sedimentary rocks of the eastern Provence (Arc syncline, near cross section T2; Figure 4 - 5). We also used previously published AFT ages of Jakni (2000) in the Maures massif reported on Figure 4 - 1.

4.2.4.2. Results and interpretation

Our new AFT results show cooling ages between 159 ± 6 Ma to $\sim 25 \pm 2$ Ma (Figure 4 - 10 and Table 4 - 1). Dpar which is an extremely effective means of classifying apatite grains in terms of their fission-track annealing kinetics ranges from 1.1 to 2.6 μm . In the Maures massif, AFT ages range between 115 ± 7 Ma and 25 ± 2 Ma which is consistent with previously published thermochronological studies in this zone, showing Cretaceous to Oligocene-Miocene cooling ages (Figure 4 - 1 and Figure 4 - 10) (Luazeau and Mailhé, 1986; Morillon, 1992, 1997; Jakni, 2000). In the eastern Provence AFT ages range from 159 ± 15 Ma to 80 ± 6 Ma, i.e., older or close to the depositional ages (ARC4 and ARC14) (Figure 4 - 1 and Figure 4 - 10).

Our new AFT ages together with the data of Jakni (2000) are plotted versus distance from the Mediterranean coast in Figure 4 - 10. Although the plot shows gradient AFT ages from south to north (younger AFT ages near the coast and older ages landward), we can distinguish three groups of cooling ages:

- A first group displays young cooling ages ranging from 18 Ma to ~ 37 Ma. These samples are found up to more than 35 km far away from the coast. Onset of the Oligocene extension being dated at 33 ± 3 Ma (Brunet et al., 2000, Heymes, 2008; Andreani et al., 2010), the cooling ages measured in Paleozoic rocks of the Maures Massif may have recorded the Oligocene Ligurian rifting stage as suggested by Jakni (2000). Young cooling age of samples 2I and 2K (Figure 4 - 5a and Figure 4 - 10) may result from local heat transfer by fluids circulation through a faults network (Seiler et al., 2009; Garibaldi et al., 2010) giving rise to anomalous warm zones. Volcanism episodes at around 30 Ma during the implementation of the Esterel massif and another one at around 18 Ma close to the Maures massif corresponding to alkaline volcanism on the Ligurian basin margin could also be the source of local annealing and young AFT ages.

Sample	Formation age	Longitude WGS84	Latitude WGS84	Altitude masl	Distance from the coast (km)	Ng	ρ_s ($\times 10^6 \text{ t cm}^{-2}$)	Ns ($\times 10^6 \text{ t cm}^{-2}$)	Ni ($\times 10^6 \text{ t cm}^{-2}$)	Nd	$P(\chi^2)$ (%)	RE (%)	U	FT age (Ma)	N	FT lenght (μm)	SD (μm)	Dpar (μm)	
MAURES MASSIF																			
2K	Permian	6.568	43.455	122.024	22.59	15	0.443	477	1.651	1777	5.086	5743	0.2	22.5	40	25±2	-	-	1.1±0.1
2J	Carboniferous	6.575	43.447	109.072	25	19	1.817	794	1.579	437	5.612	5743	85.6	0	35	115±7	47	11.0±0.3	1.9
2I	Basement	6.584	43.394	152.072	26.47	18	1.149	725	3.732	2355	5.086	5743	0.4	19.1	89	28±2	24	13.0±0.3	1.5
2H	Basement	6.564	43.363	232.652	28.97	18	1.006	638	1.762	1117	5.699	5743	9.2	14.2	38	58±4	40	11.6±0.3	1.9
2Gbis	Basement	6.549	43.338	66.3971	35.06	13	0.921	267	1.748	507	5.261	5743	2.98	15.4	41	48±5	4	11.5±1.1	2.3
2G	Basement	6.541	43.316	134.237	36.32	13	0.890	372	1.593	666	5.349	5743	0	34.9	37	52±6	3	12.7±1.2	2.1
EASTERN PROVENCE SEDIMENTARY COVER (ARC SYNCLINE)																			
ARC4	Rognacian	5.540	43.528	221.476	39.93	6	1.000	266	1.526	406	5.903	6040	0	66	32	94±27	-	-	2.6
ARC10	Rognacian	5.644	43.528	325.854	42.95	18	1.662	1423	1.030	882	6.177	6040	20	33	33	12.3±0.2	1.3	1.1±0.1	
ARC11	Rognacian	5.557	43.525	280.244	42.01	9	0.780	359	0.559	257	6.450	6040	12.5	17.9	11	156±17	4	12.9±0.6	1.3
ARC14	Rognacian	5.650	43.468	407.102	46.57	23	0.822	1061	1.216	1569	6.656	6040	0	26.5	22	80±6	12	-	1.1±0.2

Table 4 - 1 : Apatite fission track results in the Maures massif and in the Arc syncline. Ng = number of grains counted; ρ_s = density of spontaneous tracks; Ns = number of spontaneous tracks counted; ρ_i = density of induced tracks; Ni = number of induced tracks counted; pd = density of tracks on the neutron fluence monitor (CN-5 glass); Nd = number of tracks counted in the dosimeter; P (χ^2) = chi-squared probability (%), RE represents the relative error of the central age, N = number of horizontal confined tracks measured; SE: standard error of the mean and SD, standard deviation of the mean. The χ^2 test classifies a grain-age distribution as either concordant ($P(\chi^2) > 5\%$) or discordant ($P(\chi^2) < 5\%$); Dpar is the mean maximum diameters of fission track etch figures parallel to the c-axis. Samples were counted by J. Barbarand.

- A second group shows intermediate cooling ages ranging between 40 and 65 Ma (Figure 4 - 5a and Figure 4 - 10) for samples located at an intermediate distance (between 15 and 27 km) from the Mediterranean coast line. These samples may have either recorded cooling during the Pyrenean-Provence compression or local partial reheating during the Ligurian-Provence rifting showing a pattern of ages increasing with increasing distance away from the coastal line as it has been interpreted, in terms of identical process, for fission track data printed by the opening of the Ligurian-Piedmont Ocean in Corsica (Vance, 1999; Danisik et al., 2007).

- A third group shows old cooling ages ranging from 80 to 160 Ma (Figure 4 - 5a and Figure 4 - 10) for samples located at a distance of 35 to 47 km from the Mediterranean coast. This group comprises our new fission track data on sedimentary rocks samples in the Arc syncline (ARC4, ARC10, ARC11 and ARC14) and sample 2J in the Paleozoic basement, and two samples of Jakni (2000). These samples show no or minor annealing in the basin testifying for a low covering of Mesozoic sedimentary series. Thus, these AFT samples provide evidence that the Mesozoic-Cenozoic sedimentary pile of the eastern Provence never exceed ~3-4 km-thick.

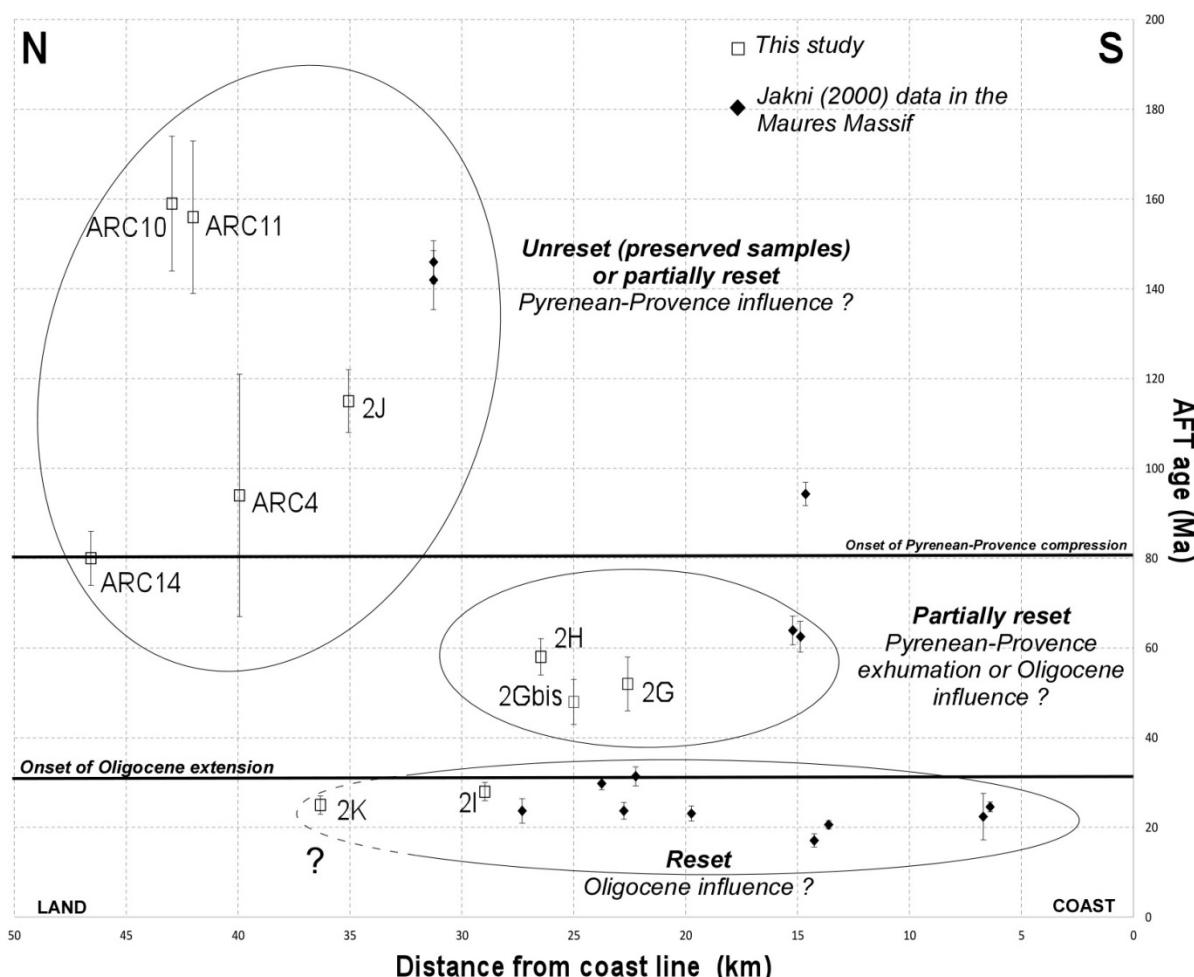


Figure 4 - 10 : Plot of apatite fission track ages (Ma) vs. the distance (km) of each sample from the Mediterranean coastal line. See details in text.

The geothermal gradient in the basin of the south east of France is $31.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (close to geothermal gradient of France) with an average heat output of 1.02 mW/m^3 (Garibaldi, 2010), a gradient flow comprises between 60 and 90 mW/m^3 (Lucazeau and Vasseur, 1989) and an anomaly limited in Marseille area: 2.2 - 2.4 mW/m^3 (Garibaldi, 2010). These data reveal that the fluid circulation since the Oligocene may not have affected the lithosphere far away from the coastal line.

4.2.5. Structural model of the Pyrenean-Provence foreland

4.2.5.1. Principles of construction for balanced cross section

In order to study the N-S and along-strike evolution of the Pyrenean-Provence foreland, surface structural data, regional mapping, wells and seismic reflection data were integrated to balanced and restored cross sections T1 and T2 from the Mediterranean coast to the Baronnies (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). Both balanced cross sections were constructed according to thrust tectonic concepts (Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliot, 1982; Elliott, 1983; Suppe, 1983; Woodward et al., 1985; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 2002; Shaw et al., 2005). Balancing was constrained using Move 2013 structural modeling software (Midland Valley Inc.) based on bed length and thickness conservation (Dahlstrom, 1969; Woodward et al., 1985) and flexural slip algorithm. Cross sections were restored for a latest Santonian state corresponding to the state before Pyrenean shortening in Provence (Leleu et al., 2005, Terrier et al., 2008; Espurt et al., 2012; Bestani et al., 2015). Assuming that the top of the latest Santonian was horizontal before shortening, restoration allows the modeling of the pre-tectonic foreland geometry before Pyrenean compression (Figure 4 - 11). The cross sections were pinned to the edges of cross sections (i.e., in the Baronnies to the north and in the Mediterranean coast to the south) and also pinned at local pin lines for each thrust (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). Section orientations are orthogonal to fold axes in order to be parallel to the ~N-S tectonic transport direction and to minimize out-of-plane transport. We assume that the major strike-slip faults of Provence (e.g., Middle Durance fault) might affect the shortening estimates but would not significantly alter the structural interpretation and geometry (Wallace, 2008).

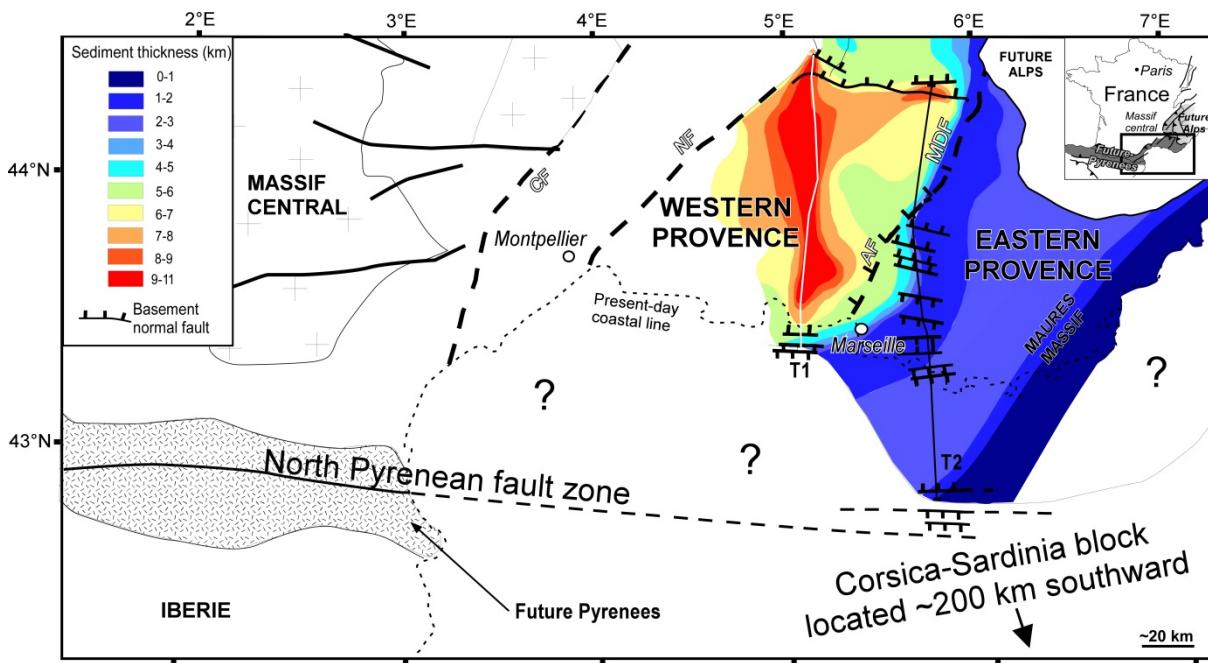


Figure 4 - 11 : Synthetic sketch map of the SE of France, NE of Spain and the west Mediterranean domain at late Santonian times before the Pyrenean compression.

4.2.5.2. Cross section balancing and restoration

The deep geometry of the eastern Provence (Figure 4 - 5) displays variations of basement-cover interface depth and a mixed thin- and thick-skinned tectonic style essentially active during Pyrenean compression (Tempier, 1987; Lacombe and Moutherneau, 2002; Espurt et al., 2012; Bestani et al., 2015). The tectonic inversion of N- to ENE-WSW-trending late Paleozoic to Triassic rift structures led to vertical stacking (Cap Sicié imbricate), deep intercutaneous thrust wedge and large thin-skinned thrust displacements by the complete transfer of the deformation from deep-seated basement fault to cover detachment (Beausset syncline, Sainte-Baume, Olympe-Aurélien, Sainte-Victoire system).

The construction of both balanced cross sections together with sediment thickness data (Figure 4 - 3) suggests that the basement-cover interface geometry of the western Provence is flat except under the Ventoux-Lure system thrust and Nerthe anticline (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5) (Tempier, 1987; Champion et al., 2000; Terrier et al., 2008; Rangin et al., 2010; Molliex et al., 2011). Basement-cover interface is localized at ~10 kmbsl along T1 and ~8 kmbsl along section T2. We propose that the sedimentary infilling of the Baronnies was expelled southward onto Triassic series without basement fault reactivation as suggested by Roure and Colletta (1996). Shortening of the Baronnies was accommodated by internal thrusts-folds and in the Ventoux-Lure thrust as an intercutaneous wedge (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). The deep structure of the Nerthe anticline can be inferred from the basement-cover interface depth localized at ~3 km as previously suggested by Tempier (1987) and Andreani et al. (2010). The Nerthe anticline lies above a basement structural high which is associated with a thinning of Mesozoic to Cenozoic series compared to the Istres–Aix-en-Provence basin located right to the north (Figure 4 - 4). We propose the northern edge of this structural high is separated from the Istres–Aix-en-Provence basin by a major E-trending paleo-normal fault active during the

Mesozoic times (Figure 4 - 6 and Figure 4 - 4). Hence, we interpret that this structure was truncated by a basement ramp localized at ~9.5 kmbsl during the Pyrenean compression (Lacombe and Jolivet, 2005; Molliex et al., 2011; Andreani et al., 2013). The shortening was transferred northward in the Triassic series of the Istres–Aix-en-Provence syncline forming a northward deep intercutaneous thrust wedge leading to the southward back-thrusting behaviour of the Nerthe anticline. Part of this shortening is interpreted as feed the slip of the Fare, Costes and Luberon thrusts (Figure 4 - 4). In fact, the Nerthe basement structure shows structural and sedimentary affinities with the eastern Provence thick-skinned domain (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). The northern flank of the Nerthe structure shows similar geometry than the Middle Durance fault zone. However, subsurface data and balanced cross section T2 show the Middle Durance fault zone was not truncated by north-vergent basement thrust, indicating that no shortening has been transferred northward within the sedimentary cover of the western Provence (Figure 4 - 5).

Field and subsurface data together with cross section restorations (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5) show that thickness variations of Mesozoic in western Provence series may result from normal faults and Triassic passive diapir growth (e.g., Middle Durance fault zone, Istres–Aix-en-Provence basin) during the Mesozoic times as suggested at smaller-scale in the eastern Provence (Bestani et al., 2015). For example, the structural restoration of the Fare range shows that its southern edge corresponded to an extensional fault during the Mesozoic times which is probably related to diapirs growth as shown in Rangin et al. (2010).

The Moho discontinuity depth data in Provence determined by gravity data and P-wave seismic tomography (Truffert et al., 1999; Lefort and Agarwal, 2002; Navarro et al., 2006) shows a southward crustal thinning from 43 kmbsl below the Baronnies basin to 22 kmbsl below the Mediterranean coast (Garibaldi et al., 2010) (Figure 4 - 3). This present-day geometry of the Provence Moho mainly results from the Oligocene rifting with distributed normal faulting in upper crust. Cross sections located laterally westward in the Gulf of Lion on the offshore domain and based on the ECORS profile (Séranne et al., 1995; Benedicto et al., 1996; Séranne, 1999; Guennoc et al., 2000) have also revealed this southward crustal thinning. In Provence, this southward crustal thinning could be associated with surface temperature variation with high temperatures subsurface near the coast and consequent rejuvenated AFT ages as previously suggested by Jakni (2000). Considering that the base of the crust was approximately flat before Pyrenean compression on restored cross sections, we can estimate the geometry of the Moho at the end of the Pyrenean compression. We calculate a crustal lack of 104 km² and 1150 km² on cross sections T1 and T2, respectively (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). However, we speculate a northward thinning of the crust on restored states related to the rifting of the Vocontian basin for each section.

4.2.5.3. Shortening assessment

The Provence foreland recorded shortening due to the Pyrenean and Alpine compressions, and extension due to Oligocene rifting. Field data and previous studies (Champion et al., 2000; Molliex et al., 2011) suggest that the Oligocene and Alpine deformations are small. The shortening quantification mostly results from the Pyrenean compression and successive deformations cannot be precisely distinguished in this present work, yet. However, there are some other uncertainties

involved in quantifying the amount of thrust displacement as the removal of hanging wall cut-offs by erosion (e.g., eroded large thrusts of eastern Provence) and the oblique thrust displacement associated with strike-slip component (see above).

Total horizontal shortening across the Provence foreland ranges from ~7.6 km (6%) in the west (cross section T1; Figure 4 - 4) to ~51 km (27%) in the east (cross section T2; Figure 4 - 5). The western thin-skin Provence domain also shows along-strike shortening variations with ~7.6 km in the west (T1) and ~11 km in the east (T2). We propose that the remaining 3.4 km between the west and the east would have been accommodated by surface sinistral strike-slip motion of the Middle Durance/Aix-en-Provence faults transfer zone. The shortening excess of 43.4 km observed in cross section T2 in comparison to cross section T1 might be accommodated by southern thick-skin thrusts now found in Corsica-Sardinia block (Tempier, 1987; Lacombe and Jolivet, 2005).

4.2.6. Discussion

As described above, the Provence foreland is characterized by significant along-strike variations in structural architecture, tectonic style and shortening. In the following, we discussed possible factors causing these along-strike differences and the implications at the scale of the Pyrenean orogen system will be discussed. Finally, the consequences for the hydrocarbon exploration will be discussed.

The development and evolution of foreland basin system may be significantly controlled by tectonic inheritances such as pre-existing crustal discontinuities developed during continental rifting and/or the geometry of the pre-orogenic sedimentary pile (e.g., Baby et al., 1989; Colletta et al., 1997; Coward, 1996; Kley and Monaldi, 2002; Espurt et al., 2008). Because of strong Hercynian and Mesozoic structural and sedimentary inheritances and superimposed tectonic stages, the geometry of the Provence foreland differs from the classical flexural foreland basin system concept (DeCelles and Giles, 1996). The Provence foreland is characterized by widespread structural inversion with contrasted geometries and orientations which prevented large-scale foreland flexure (Roure and Colletta, 1996; Lacombe and Moutherneau, 2002; Bestani et al., 2015). Structural basement weaknesses have strongly influenced the location of deformation, the generation of different structural styles, and the synchronous and continuous growth of some Pyrenean thrusts between ca. 80 Ma and 40 Ma (Coward, 1996; Lacombe and Moutherneau, 2002; Hilley et al., 2005).

Cross section balancing suggests the Middle Durance/Aix-en-Provence faults system plays the role of a transfer zone between an eastern thick-skinned domain with inversion of late Paleozoic-Triassic normal faults and a western thin-skinned domain detached above Triassic evaporites. This structural framework is also illustrated by present-day deformation related to the Alpine compression. West of the Middle Durance fault zone, most of deep-located seismic events related to the Alpine shortening are located near the basement-sedimentary cover interface (~10 km) (Cushing et al., 2008) which emphasize the presence of a basement-cover detachment (Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011). East of the Middle Durance fault, the existence of seismic events below the Valensole Basin at a similar depth than to the west shows active basement faulting (Figure 4 - 1). Subsurface data and balanced cross sections show that the Middle Durance/Aix-en-Provence faults system led to major thickness variations of the pre-orogenic Mesozoic pile between western and eastern Provences. We

propose that the heterogeneity of the Mesozoic-Cenozoic sedimentary pile on both sides of the Middle Durance/Aix-en-Provence transfer zone controlled the along-strike tectonic style of the Provence foreland during Pyrenean compression. Thick sedimentary pile (>7 km-thick) of the western Provence favors a thin-skin tectonic style and the reactivation of basement structures is not necessary involved in shortening. On the contrary, the thin sedimentary pile of the eastern Provence (<4 km-thick) is associated with a thick-skin tectonic style. In such configuration, it is mechanically easier to reactivate inherited basement structures. For instance Scheck and Bayer (1999) have shown in the Northeast German Basin that the total shortening could be vertically partitioned in deep basins. In the Northeast German Basin, the late Cretaceous shortening is accommodated by thin-skinned structures detached over salt décollement. In the basement, the shortening is localized and accommodated along a single basement fault. Close to the Polish Basin, Lamarche and Scheck (2005) have shown that in the deeper part of the basin (> 8 km of Permo-Mesozoic pile thickness) the late Cretaceous tectonic inversion is accommodated as thin-skinned faults and folding, while in the thinnest part of the basin (0 to 1km) the basement and the cover are coupled. These studies show that a thick sedimentary pile favors thin-skin deformation associated with diffuse and localized accommodation in the basement. Contrarily, a basin characterized by thin sedimentary pile favors basement-cover mechanical coupling and thick-skinned deformation style. In contrast to southeastern Alps thrust front, Oligocene-Miocene thermal event related to the Ligurian rifting does not favored Alpine thick-skinned deformation in Provence (Jourdon et al., 2014).

A recent study of Moutherneau et al. (2013) suggests that the structures of orogens are controlled by the age of underlying lithosphere. These authors suggest that old and cold lithosphere with high strength and viscosity is characterized by thin-skinned tectonic style while young and warm lithosphere with low amount of strain is characterized by thick-skinned tectonic style. Is there any relationship between tectonic style and the lithosphere strength in Provence? Le Pichon et al. (2010) suggest that the lithosphere of the southeastern France basin is cold and acted as a rigid panel during Pyrenean and Alpine compressions. However, pre-existing crustal weaknesses inherited from the Gondwana rifting weaken the strength of the Provence crust and play a major role in localizing crustal-scale compressional structures. As there is no evidence for inverted basement normal faults in the western Provence and that the amount of shortening is four times smaller than in eastern Provence, we could propose that the flexural rigidity of the western Provence lithosphere (related to the elastic thickness lithosphere) is higher than in the eastern Provence. We propose that the higher rigidity of the western Provence is enhanced by the thick Mesozoic sedimentary loading.

Pyrenean shortening in Provence occurred preferentially in the thick-skin Provence domain and farther north in the Vocontian basin (Vially and Tremolieres, 1996). To understand this northward shortening transfer across the Provence foreland, we build a synthetic cross-section along section T2 illustrating the geometry of the Pyrenean orogen in Provence at the end of Eocene (Figure 4 - 12). The section includes the Corsica-Sardinia block (Lacombe and Jolivet, 2005) and the sub-Alps region. Early Cenozoic shortening in the Vocontian basin would be the result of superimposed effects of the dynamics of the Iberian-Europe and Apulian-Europe convergences (Dèzes et al., 2004) or essentially the result of Apulian-Europe convergence (Dumont et al., 2011). Because no or small shortening has been transferred from the southern thick-skin domain toward the northern thin-skinned domain, Eocene thrust activation in the Baronnies may result from crustal Pyrenean stresses up to 100 km away from the Pyrenean wedge (Lacombe and Moutherneau, 1999). We propose a geodynamic model

where the overall Provence lithosphere has moved northward, penetrating within the Sub-Alps crust as a double wedge system (e.g. Teixell, 1998 ; Figure 4 - 12), without the need to invoke mid-crustal detachment level as previously suggested by Vially and Tremolieres (1996) and Lacombe and Mouthereau (2002). In this model, the western and eastern Provence crusts are mechanically coupled during Pyrenean compression and the crustal Middle Durance fault zone is passively transported northward with only strike-slip motion and small surface thrusting in both basement (Sainte-Victoire system; Espurt et al., 2012) and sedimentary cover (Luberon).

Provence region remains poorly explored and has been discarded by petroleum industry after several dry wells. Provence foreland recently has come into exploration focus for non-conventional hydrocarbons. Jurassic series and most of late Paleozoic basins of southeastern France have a source potential (Roure and Colletta, 1996). Cross section balancing is a powerful technique to determine potential structural traps in foreland basin. In the two different structural domains highlighted by our balanced cross sections, different hydrocarbon potential and exploration risks are present. In the eastern thick-skin Provence domain Mesozoic series have limited exploration opportunities due to the limited burial as revealed by AFT data. Only hydrocarbon traps in the late Paleozoic basins may exist but with strong structural risk for exploration (Figure 4 - 5). The western thin-skin Provence domain may present the thermal capacities to generate hydrocarbon within Mesozoic pile. Large anticlines of the western Provence may constitute potential traps if hydrocarbon migration occurred. Maturation could have occurred since the late Cretaceous due to thick accumulations and high sedimentation rates (Figure 4 - 4 and Figure 4 - 5). This zone may also present excellent deep targets in late Paleozoic basin under Mesozoic sedimentary pile with probably overmature series. In summary, potential traps may take place in the thickest and deepest part of the western Provence and in late Paleozoic basins of the eastern Provence. However, uncertainties clearly remain concerning the precise three-dimensional geometry of the late Paleozoic basins, the quality of the reservoir rocks and their evolution through time. In this way, future regional stratigraphic modeling approaches would permit to precise the quality and geometry of the potential reservoir rocks in order to optimize the petroleum model and the number of potential hydrocarbon targets.

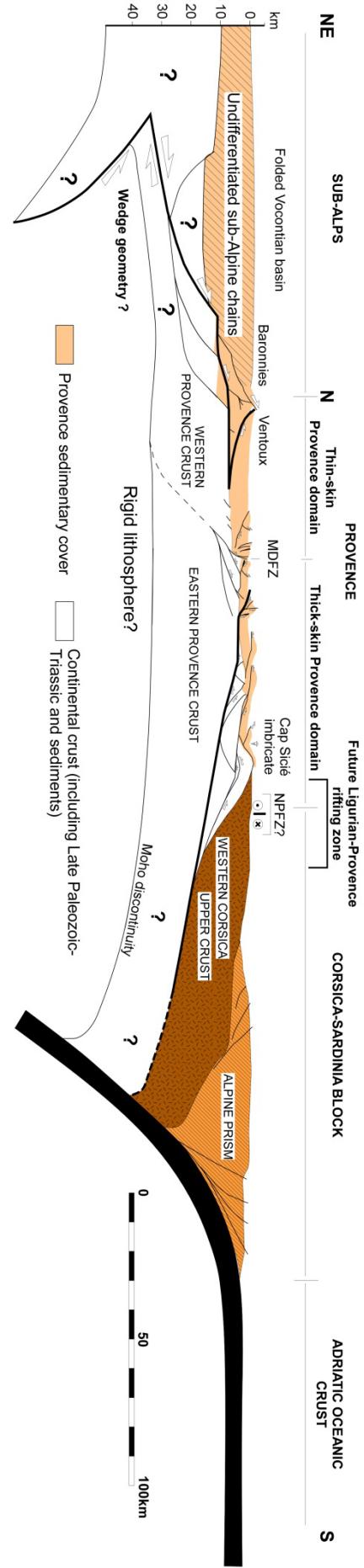


Figure 4 - 12 : Hypothetical reconstruction of the Pyrenean-Provence orogen along cross section T2. MDFZ: Middle Durance fault zone. NPfZ: North-Pyrenean fault zone.

4.2.7. Conclusion

The main conclusions are as follows:

(1) The late Cretaceous-Eocene Pyrenean-Provence foreland recorded long-lasting and simultaneously active folds and thrusts. The eastern Provence exposes a thick-skinned tectonic style while the western displays a thin-skinned tectonic style. Cross section balancing shows an along-strike variation of shortening (7.6 to 51 km) and difference in term of tectonic style resulting from inherited basement faults and strong thickness variations in the pre-orogenic Mesozoic sedimentary pile. These strong variations of sedimentary pile with >7km-thick in western Provence and <4 km-thick in eastern Provence are due to the Middle Durance/Aix-en-Provence faults inherited from Hercynian.

(2) Along-strike changes in fold-thrust belt geometry between the western and eastern Provence is accommodated by the Middle Durance/Aix-en-Provence transfer zone.

(3) AFT data in the Paleozoic Maures Massif and eastern Provence sedimentary cover are consistent with reheating of the crust and display Pyrenean-Provence compression signal (40-65 Ma) consistent with growth-strata deposits, overprinted by a strong Oligocene-Miocene signal related to southward crustal thinning during Ligurian rifting. Unreset AFT ages in the sedimentary pile of eastern Provence provide evidence that the Mesozoic-Cenozoic paleo-sedimentary pile never exceed 4 km-thick.

(4) The construction of a section at the scale of the Pyrenean prism shows the crustal heterogeneities inherited from the Gondwana rifting and sedimentary cover thickness variations controlled the horizontal shortening transfer across the Provence foreland. We propose that compressional deformation was transferred at more than 200 km from the internal Pyrenean prism as a result of the rigidity of the Provence lithosphere.

(5) Although potential traps may take place in the thickest and deepest part of the western Provence and in late Paleozoic basins of the eastern Provence, the structural complexity of the Provence foreland thrust system presents major risk for future hydrocarbon exploration.

Acknowledgments

This research project has been co-financed by the CEA (CASHIMA program), the French CNRS-INSU program SYSTER and by the PACA region. Midland Valley is acknowledged for providing academic license of “Move2013” for structural modeling. We thank C. Montenat, J.-M. Triat, J. Philip, M. Floquet, S. Leleu, N. Cherpeau, and J. Giuliano for fieldwork and helpful discussions.

Références

- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., and Pichon, X.L., 2010, New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 547–563, doi: 10.2113/gssgbull.181.6.547.

- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., and Pichon, X.L., 2013, Reply to the comments of Jean Philip on the paper entitled “New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction”, Bulletin de la Société Géologique de France, v. 184, p. 279–285, doi: 10.2113/gssgbull.184.3.279.
- Arnaud, H., 1988, Subsidence in certain domains of south-eastern France during the Ligurian Thetys opening and spreading stages, Bulletin de la Société Géologique de France, 8, 4, p. 725-732.
- Arnaud, M., Beaudoin, B., Colomb, E., and Monleau, C., 1990, Le gypse triasique de la vallée de l'Huveaune (Bouches-du-Rhône) a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques, Géologie Alpine, 66, 117-121.
- Arthaud, F., and Matte, P., 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, Tectonophysics, v. 25, p. 139–171, doi: 10.1016/0040-1951(75)90014-1.
- Assas, N., 1991, Mécanismes de mise en place d'une nappe de charriage épiglyptique. L'exemple des massifs de l'Etoile et de la Nerthe méridionale (Nord de Marseille), Thèse de doctorat, 277 p.
- Aubouin, J., and Mennessier, G., 1962, Essai sur la structure de la Provence. In Durand –Delga M. (Coord.) : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire hors-série de la Société géologique de France, II, p. 45-98, pl. I.
- Baby, P., Hérail, G., Lopez, J. M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T., and Tufino, D., 1989, Structure de la zone subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements, Comptes rendus de l'Académie des sciences, Ser. II, vol. 309, p. 1717-1722.
- Baudemont, D., 1985, Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale: évolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var), Thèse de doctorat.
- Beaumont, C., 1981, Foreland basins, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 291–329, doi: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02715.x.
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., and Rolland, Y., 2014, Collision kinematics in the western external Alps, Tectonics, 33, 1055-1088, doi: 10.1002/2013TC003453.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., and Séranne, M., 1996, Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France, Tectonics, v. 15, p. 1192–1212, doi: 10.1029/96TC01097.
- Bergerat, F., 1987, Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision, Tectonics, v. 6, p. 99–132, doi: 10.1029/TC006i002p00099.

- Besson, D., 2005, Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France), Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, PhD thesis, Ecole des Mines de Paris, 438p.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., and Hollender, F., 2015, Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France, In : Serrane M. et al., Eds, Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The circum-Mediterranean basins and analogues, Bulletin de la société géologique de France, 186, sp issue (in press)
- Boyer, S. E., and Elliott, D., 1982, The geometry of thrust systems, AAPG Bull., 66, 1196 – 1230.
- Boyer, S.E., 1995, Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts, American Journal of Science, v. 295, p. 1220–1254, doi: 10.2475/ajs.295.10.1220.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State, Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 985–1009, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2.
- Brasseur, R., 1962, Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse) These Université Claude Bernard - Lyon I.
- Butler, R.W.H., 1989, The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps, Geological Society, London, Special Publications, v. 44, p. 105–122, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07.
- Casagrande Fioretti, L., Andrieux, J., & Morel, J. L., 1989, Le massif de Suzette (Vaucluse): l'inversion tectonique d'un graben oligocène, Géologie de la France, 3, 3-12.
- Catuneanu, O., Beaumont, C., and Waschbusch, P., 1997, Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” peripheral bulge, Geology, v. 25, p. 1087–1090, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<1087:IOSLAS>2.3.CO;2.
- Champion, C., Choukroune, P., and Clauzon, G., 2000, La déformation post-Miocène en Provence occidentale, Geodinamica Acta, v. 13, p. 67–85, doi: 10.1016/S0985-3111(00)00114-5.
- Clauzon, G., and Gouvernet, C., 1973, Sur la présence d'une brèche syn-orogénique d'âge paléogène dans le chaînon du Petit Lubéron (Vaucluse), Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 277, (D), p. 2637-2640.
- Clauzon, G., 1979, Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 29, p. 15–40, doi: 10.1016/0031-0182(79)90073-7.
- Clauzon, G., 1984, Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piedmont; l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France), In: Montagnes et piedmonts; actes du colloque de

géomorphologie, sur les relations entre les montagnes récentes et leurs piedmonts, CNRS, France, 427-442.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.-F., 1996, Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, v. 24, p. 363–366, doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2.

Colletta, B., Roure, F., de Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., and Gou, Y., 1997, Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes: *Tectonics*, v. 16, p. 777–794, doi: 10.1029/97TC01659.

Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G., and Faccenna, C., 1998, Influence of palaeogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi–Molise (Italy) case history, *Tectonophysics*, v. 296, p. 437–453, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00147-4.

Corroy, G., Tempier, C., and Durand, J.P., 1964, Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence, *Comptes rendus de l'Académie des sciences Françaises*, 258, 1556–1557.

Corroy, G., and Philip, J., 1964, Le brachyanticlinal des pics des Corbeaux, dans le massif de la Sainte-Baume (Var), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 560–563.

Corsini, M., and Rolland, Y., 2009, Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence, *Comptes Rendus Geoscience*, v. 341, p. 214–223, doi: 10.1016/j.crte.2008.12.002.

Coward, M.P., 1996, Balancing sections through inverted basins, In: Buchanan, P.G., and Nieuwland, D.A. (eds), *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*, Geological Society Special Publication, 99, 51–77.

Crevola, G., and Pupin, J.-P., 1994, Crystalline Provence: Structure and Variscan Evolution, in Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., and Keppie, J.D. eds., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233, Springer Berlin Heidelberg, p. 426–441.

Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., and Bove, L., 2008, A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France), *Geophysical Journal International*, v. 172, p. 1163–1178, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x.

Cushing, E.M., Baize, S., Nechtschein, S., Bellier, O., Scotti, O., Baumont, D., 2014, Contexte sismotectonique régional : géologie, sismotectonique et sismicité historique de la région de Manosque- Ouvrage collectif : Le tremblement de terre de 1708 à Manosque : apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance, Ouvrage collectif, Groupe APS edt., p.19-44.

- Dahlstrom, C.D.A., 1969, Balanced cross sections, Canadian Journal of Earth Sciences, 6, 4, p.p. 743-757.
- Danišík, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., and Frisch, W., 2007, Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data, Tectonics, v. 26, p. TC1001, doi: 10.1029/2005TC001938.
- DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: Basin Research, v. 8, p. 105–123.
- Delfaud, J., Toutin-Morin, N., and Morin, R., 1989, Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux: la formation permienne du Rocher de Roquebrune (Bassin du Bas-Argens, Provence orientale), Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, v. 309, p. 1811–1817.
- Destombes, J.P., 1962, Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental).
- Dèzes, P., Schmid, S.M., and Ziegler, P.A., 2004, Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere, Tectonophysics, v. 389, p. 1–33, doi: 10.1016/j.tecto.2004.06.011.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., and Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49–94, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.
- Dufaure, P., Ferrat, J., Laumondais, A., Mille, M., 1969, Description sommaire d'un sondage dans la chaîne de Martigues (Bouches-du-Rhône), Bulletin de la Société Géologique de France, 1969, no 5, p. 670-675.
- Dumont, T., Simon-Labréteau, T., Authemayou, C., and Heymes, T., 2011, Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone, Tectonics, v. 30, p. TC5006, doi: 10.1029/2010TC002836.
- Elliott, D., 1983, The construction of balanced cross sections, Journal Structural Geology, 5, 101, doi:10.1016/0191-8141(83)90035-4.
- Emre, T., and Truc, G., 1978, Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse), Géologie Alpine, 54, 17-23.
- Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., and Brusset, S., 2008, Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling, Tectonics, v. 27, p. TC3011, doi: 10.1029/2007TC002175.
- Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru,

- 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau, Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 2050–2068, doi: 10.1130/B30165.1.
- Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., and Bellier, O., 2012, Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France, Tectonics, v. 31, doi: 10.1029/2011TC002988.
- Ferrandini, J., 1976, Géologie et géotechnique du chaînon de la Fare (Bouches-du-Rhône, France), Thèse, Univ.Provence.
- Flemings, P.B., and Jordan, T.E., 1990, Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology, Geology, v. 18, p. 430–434, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0430:SMOFBI>2.3.CO;2.
- Floquet, M., Léonide, P., and Marchand, D., 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud - Provençal au Jurassique, Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'Etude du Jurassique, 125 p., Livre en dépôt à Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.
- Flöttmann, T., and James, P., 1997, Influence of basin architecture on the style of inversion and fold-thrust belt tectonics—the southern Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia, Journal of Structural Geology, v. 19, p. 1093–1110, doi: 10.1016/S0191-8141(97)00033-3.
- Ford, M., and Stahel, U., 1995, The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France, Tectonics, v. 14, p. 1393–1410, doi: 10.1029/95TC02522.
- Gabert, P., 1965, Phénomènes périglaciaires du quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre (Basse-Provence occidentale), 90ème congrès des sociétés savantes, 2, p. 75-88.
- Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998, Fission Track Analysis and Its Applications to Geological Problems, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 26, p. 519–572, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- 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, Thèse Université Nice Sophia Antipolis.
- Garibaldi, C., Guillou-Frottier, L., Lardeaux, J.-M., Bonte, D., Lopez, S., Bouchot, V., and Ledru, P., 2010, Thermal anomalies and geological structures in the Provence Basin; implications for hydrothermal circulations at depth, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 181, p. 363–376.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., and Vadeboin, F., 2007, Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications, Earth and Planetary Science Letters, v. 258, p. 359–377, doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.003.

- Gigot, P., Gubler, Y., Et Schlund, J. M., 1977, Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier, Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, vol. 1, p. 17-20.
- Graciansky, P.C., and Lemoine, M., 1988, Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading, Bulletin de la Société Géologique de France, 5, 733–737.
- Guennoc, P., Gorini, C., and Mauffret, A., 2000, Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne, Géologie de la France, vol. 3, p. 67-97.
- Guieu, G., 1968, Etude tectonique de la région de Marseille, Publications de l'Université de Provence, 2 tomes, 636 p., Aix en Provence
- Guieu, G., 1973, L'évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris, vol. 276, p. 13-16.
- Guignard, P., Bellier, O., and Chardon, D., 2005, Geometrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France), Comptes Rendus - Académie des Sciences. Géoscience, v. 337, p. 375–384.
- Guyonnet-Benaize, C., 2011, Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France), Aix Marseille 1.
- Heymes, T., 2008, La transition raccourcissement-extension Oligocène dans l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain (Italie méridionale), Thèse de doctorat, Università degli Studi di Torino.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., and Ott D'estevou, P., 1992, Événements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie occidentale de l'Arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques, Bulletin de la Société Géologique de France 163 (2), 147–158.
- Hilley, G. E., Blisniuk, P. M., and Strecker, M. R., 2005, Mechanics and erosion of basement-cored uplift provinces, Journal of Geophysical Research, 110, B12409, doi:10.1029/2005JB003704.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., and Guieu, G., 1993, Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France, Tectonophysics, v. 226, p. 15–35, doi: 10.1016/0040-1951(93)90108-V.
- Hurford, D.A.J., 1991, Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review, Geologische Rundschau, v. 80, p. 349–368, doi: 10.1007/BF01829371.
- Jakni B., 2000, Thermochronologie par Traces de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron, Thèse Univ. de Grenoble I, 344 p.
- Jannin, S., 2011, Rôle de la tectonique salifère dans la structuration du basin du Sud-Est (SE de la France) : Définition d'un modèle de tectonique salifère d'après l'étude du secteur de

Draguignan et comparaison de ce modèle aux structures halocinétiques rencontrées sur l'ensemble du bassin, Mémoire d'ingénieur géologue LaSalle Beauvais n°476, 97 p., 50 fig., 4 annexes, 1 CD.

Jordan, T.E., 1981, Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States, AAPG Bulletin, v. 65, p. 2506–2520.

Jourdon, A., Rolland, Y., Petit, C., and Bellahsen, N., 2014, Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections, Tectonophysics, 633, p. 143-155 doi: 10.1016/j.tecto.2014.06.022.

Kley, J., and Monaldi, C.R., 2002, Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina, Tectonics, v. 21, p. 1061, doi: 10.1029/2002TC902003.

Kley, J., Monaldi, C.R., and Salfity, J.A., 1999, Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences, Tectonophysics, v. 301, p. 75–94, doi: 10.1016/S0040-1951(98)90223-2.

Lacombe, O., Angelier, J., and Laurent, P., 1992, Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France), Tectonophysics, v. 201, p. 141–156, doi: 10.1016/0040-1951(92)90180-E.

Lacombe, O., and Mouthereau, F., 1999, Qu'est-ce que le front des orogènes? L'exemple de l'orogène pyrénéen, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science, v. 329, p. 889–896, doi: 10.1016/S1251-8050(00)88502-X.

Lacombe, O., and Mouthereau, F., 2002, Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees): Tectonics, v. 21, p. 12–1, doi: 10.1029/2001TC901018.

Lacombe, O., and Jolivet, L., 2005, Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, Tectonics, v. 24, p. 20 PP., doi: 200510.1029/2004TC001673.

Lamarche, J., and Scheck-Wenderoth, M., 2005, 3D structural model of the Polish Basin: Tectonophysics, v. 397, p. 73–91, doi: 10.1016/j.tecto.2004.10.013.

Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J.Y., Andreani, L., and Flotte, N., 2010, Geodynamics of the France Southeast Basin, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 181, p. 477–501, doi: 10.2113/gssgbull.181.6.477.

Lefort, J.P., and Agarwal, B.N.P., 2002, Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin, Tectonophysics, v. 350, p. 193–213, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00114-2.

- Leleu, S., Ghienne, J.-F., and Manatschal, G., 2005, Upper Cretaceous-Palaeocene basin margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France), In: Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics (Ed. by A.M. Harvey, A.E. Mather and M. Stockes), Geological Society of London Special Publication, 251, 217–239.
- Leleu, S., Ghienne, J.-F., and Manatschal, G., 2009, Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous–Palaeocene), Provence, France, Basin Research, 21, 2, p.p. 157–187.
- Leonide, P., Borgomano, J., Masse, J.-P., and Doublet, S., 2012, Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: The Barremian–lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France: Sedimentary Geology, v. 265–266, p. 87–109, doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.019.
- Letouzey, J., 1990, Petroleum and Tectonics in Mobile Belts: Proceedings of the 4th IFP Exploration and Production Research Conference, Held in Bordeaux, November 14-18, 1988: Editions TECHNIP, 229 p.
- Lucazeau, F., and Vasseur, G., 1989, Heat flow density data from France and surrounding margins: Tectonophysics, v. 164, p. 251–258, doi: 10.1016/0040-1951(89)90018-8.
- Masse, J.-P., and Philip, J., 1976, Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence, Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 2, 49–66.
- Masse, J.-P., Villeneuve, M., Leonforte, E., and Nizou, J., 2009, Block tilting of the north Provence Early Cretaceous carbonate margin; stratigraphic, sedimentologic and tectonic data, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 180, p. 105–115.
- Ménard, G., 1980, Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France, Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris, vol. 290, p. 299-302.
- Mitra, M., 2002, Fold-accommodation faults, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 86, 671–693.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., and Espurt, N., 2011, Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France); importance of the Salon-Cavaillon Fault, Tectonophysics, v. 501, p. 1–16.
- Montenat, G., 1968, Contribution à l'étude des formations tertiaires continentales des Baronnies, Bulletin du BRGM I (2), p. 1-18.
- Montenat, C., Ott D'estevou, P., and Saillard, M., 1986, Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales), Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris, vol. 303, p. 609-612.

- Montenat, C., Barrier, P., and Hibsch, C., 2005, Enregistrement des événements pyrénéo-provençaux dans les chaînes subalpines méridionales (Baronnies, France), *Géologie de la France*, p. 23-73.
- Morillon, A. C., 1992, Refroidissement et cinématique d'un pluton tardi-orogénique : le granite de Plan de la Tour (Massif des Maures, var, France), Mémoire du D.E.A., Sophia Antipolis.
- Morillon, A. C., 1997, Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne), Thèse Université Nice.
- Moutherneau, F., Lacombe, O., and Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, v. 532–535, p. 27–60, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Moutherneau, F., Watts, A.B., and Burov, E., 2013, Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age: *Nature Geoscience*, v. 6, p. 785–789, doi: 10.1038/ngeo1902.
- Navarro, S., Bitri, A., Bourgine, B., Martelet, G., Nehlig, P., and Thinon, I., 2006, unpublished map, BRGM.
- Onézime, J., Faure, M., and Crévola, G., 1999, Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet — Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 328, p. 773–779, doi: 10.1016/S1251-8050(99)80170-0.
- Oudet, J., Muench, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., and Cornee, J.-J., 2010, Land and sea study of the northeastern Golfe du Lion rifted margin; the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 181, p. 591–607.
- Paulsen, T., and Marshak, S., 1999, Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry: *Tectonophysics*, v. 312, p. 203–216, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00182-1.
- Philip, J., 2013, Comments on the paper entitled “New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction” by L. Andreani, N. Loget, C. Rangin and X. Le Pichon, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2010), 181, n° 6, 547–563., *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 184, p. 273–278, doi: 10.2113/gssgbull.184.3.273.
- Provansal, M., Quinif, Y., Verrecchia, E., Arnaud, P., 1995, Identification d'un littoral tyrrhénien en bordure de l'Etang de Berre (Bouches-du-Rhône, France méridionale), *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, série II, 320, p.867-870.

- Provansal, M., Arnaud, P., Vella, C., Oberlin, C., Sistach, D., 1998, Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France), témoins de la mobilité du niveau marin Holocène, Bulletin de la Société Géologique de France, 169 (1), p. 127-135.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Hamon, Y., Loget, N., and Crespy, A., 2010, Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 181, p. 503–530.
- Rolland, Y., Corsini, M., and Demoux, A., 2009, Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin, Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 180, p. 217–230, doi: 10.2113/gssgbull.180.3.217.
- Rouire, J. (Coordonn.), Gouvernet, C., Blanc, J.-J., Philip, J., Caron, J.-P., Coulon, S., and Gueirard, S., 1969, Carte géologique de la France à 1/50 000, Notice explicative de la feuille XXXIII - 46 : Toulon 2^{ème} édition – Orléans: BRGM.
- Roure, F., Brun, J.-P., Colletta, B., and Van Den Driessche, J., 1992, Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France: Journal of Structural Geology, v. 14, p. 503–519, doi: 10.1016/0191-8141(92)90153-N.
- Roure, F., and Colletta, B., 1996, Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, v. 170, p. 173–209.
- Scheck, M., and Bayer, U., 1999, Evolution of the Northeast German Basin — inferences from a 3D structural model and subsidence analysis, Tectonophysics, v. 313, p. 145–169, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00194-8.
- Seiler, C., Gleadow, A.J.W., Fletcher, J.M., and Kohn, B.P., 2009, Thermal evolution of a sheared continental margin: Insights from the Ballenas transform in Baja California, Mexico: Earth and Planetary Science Letters, v. 285, p. 61–74, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.043.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004, Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 829–843, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G., 1995, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny, Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 809–820, doi: 10.1016/0264-8172(95)98849-Z.
- Séranne, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, Geological Society, London, Special Publications, v. 156, p. 15–36, doi: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.
- Shaw, J., Connors, C., and Suppe, J., 2005, Seismic interpretation of contractional fault-related folds, AAPG Seismic Atlas, Stud. Geol., 53, 1–156, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.

- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, 283, 684–721
- Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3), 409 – 454
- Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, v. 17, p. 395–406, doi: 10.1029/98TC00561.
- Tempier, C., 1987, Modèle nouveau de mise en place des structures provençales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 533–540.
- Terrier, M., Serrano, O., and Hanot, F., 2008, Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model, *Geodinamica Acta*, v. 21, p. 231–238, doi: 10.3166/ga.21.231-238.
- Tesauro, M., Kaban, M.K., and Cloetingh, S.A.P.L., 2008, EuCRUST-07: A new reference model for the European crust, *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. L05313, doi: 10.1029/2007GL032244.
- Toutin-Morin, N., Bonijoly, D., Brocard, C., and Dubard M., 1993, Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'actuel, *Géologie de la France*, 2 (1993), pp. 3–22
- Triat, J. M., and Truc, G., 1972, L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse): Etude paléontologique et sédimentologique, *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté de Sciences de Lyon* (49), p. 27-52.
- Truffert, C., Debéglaia, N., Guillocheau, F., Chantraine, J., Calcagno, Ph., Grandjean, G., 1999, 3D Crustal modelling at the scale of France, In: BRGM (Ed.), *Colloque Geofrance 3D, Geol. Reg. Gen.*, vol. 293, pp. 7 – 11.
- Vance, J. A., 1999, Zircon fission track evidence for a Jurassic (Tethyan) thermal event in the Western Alps, *Memory of Science Geology Padova*, 51(2), p. 473-476.
- Vially, R. and Tremolieres P., 1996, Geodynamics of the Gulf of Lions: Implications for petroleum exploration, in *Peri-Téthys Mem.*, vol. 2, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, vol. 170, Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, edited by P. A. Ziegler and F. Horvath, pp. 129 – 158, Ed. du Mus., Paris.
- Wallace, W.K., 2008, Yakataga Fold-and-Thrust Belt: Structural Geometry and Tectonic Implications of a Small Continental Collision Zone, in Freymueller, J.T., Haeussler, P.J., Wesson, R.L., and Ekström, G. eds., *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, American Geophysical Union, p. 237–256.
- Watts, A.B., 1992, The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins, *Basin Research*, v. 4, p. 169–178, doi: 10.1111/j.1365-2117.1992.tb00043.x.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., and Suppe, J., 1985, An outline of balanced cross-sections.

ETUDE A DIFFERENTES ECHELLES DES DEFORMATIONS OLIGOCENE ET MIOCENE

5. ETUDE A DIFFERENTES ECHELLES DES DEFORMATIONS

OLIGOCENE ET MIOCENE

5.1. RESUME

Les caractéristiques sédimentaires, stratigraphiques (Fontannes, 1885; Destombes, 1962; Triat and Truc, 1972; Nury and Raynaud, 1986; Nury, 1988; Besson, 2005; Oudet et al., 2010) et les paléo-contraintes (Tempier, 1987; Bergerat, 1985; Hippolyte et al. 1993, Baroux, 2000; Sanchis and Séranne, 2000; Andreani et al., 2010, Espurt et al., 2012) de l'extension Oligocène et de la compression Miocène, succédant à la compression Pyrénéenne, ont été bien établies dans l'avant-pays. Il est admis que la déformation Pyrénéenne gouverne la structure actuelle de l'avant-pays provençal. Pourtant, aucune quantification n'a été faite pour estimer le pourcentage de raccourcissement Pyrénéen impliqué dans l'architecture actuelle de l'avant-pays. L'extension Oligocène et le raccourcissement Miocène, considérés comme moindre en terme d'impact sur la structuration actuelle de la Provence n'ont également jamais fait l'objet d'une quantification.

De nouvelles données structurales en Provence et la construction de coupes équilibrées s'appuyant sur quelques données de paléo-contraintes réalisées au cours de cette étude ont permis de contraindre l'empreinte structurale de l'extension Oligocène sur la chaîne Pyrénéenne à différentes échelles : crustale, coupes équilibrées de petite échelle ($> 2 \text{ km}$ et $< 10 \text{ km}$), affleurement et microstructures liées à la cinématique de failles. Le rifting Liguro-Provençal, associé au rift Ouest Européen, a été sous-estimé en Provence. En effet, il affecte l'avant-pays Pyrénéo-Provençal jusqu'au nord de la Provence, à la limite avec les Baronnies ($> 130 \text{ km}$ vers le Nord). Le régime de contrainte Oligocène est caractérisé par une extension NW-SE à E-W (Hippolyte et al. 1993) et de la transtension associée à des failles décrochantes très locales dans cette étude mais observées pour plusieurs sites sur le terrain. Les structures héritées du Mésozoïque ont été préférentiellement réactivées pendant le régime extensif Oligocène. La comparaison du champ de contrainte Miocène et la géométrie des structures révèlent que les paléo-grabens du Crétacé moyen et les bassins oligocènes ont réorienté le champ de contrainte Miocène à petite échelle. Ces deux types de structures extensives ont également eu un impact important sur la géométrie de l'avant-pays à la fin de l'Oligocène. La construction et la restauration séquentielle de coupes équilibrées au travers de la Provence a permis de quantifier et de comprendre le partitionnement du raccourcissement dû à la compression Miocène et l'extension du prisme Pyrénéo-Provençal due à l'extension Oligocène. L'extension Oligocène a été estimée à 1.9 km, ce qui est négligeable. Cette extension se localise principalement dans la couverture et inverse négativement les chevauchements pyrénéo-provençaux. Le raccourcissement Pyrénéen équivaut à 91% du raccourcissement total de la Provence occidentale ($\sim 7.6 \text{ km}$). On en déduit que la compression Pyrénéenne est principalement responsable de la structure des plis et des chevauchements actuels. La compression Alpine a conduit à la réactivation mineure des structures pyrénéo-provençales avec un raccourcissement au Miocène de l'ordre de 650 m (~0.5 %). L'extension Oligocène a eu un impact plus fort sur l'architecture structurale de la

Provence que la compression Alpine. Une première quantification du soulèvement vertical Alpin en Provence occidentale a permis de montrer que la région a enregistré un soulèvement minimum de ~350 m depuis le Miocène. La variation du degré de soulèvement indique un gradient de déformation Miocène du sud vers le nord de l'avant-pays provençal.

5.2. STRUCTURAL QUANTIFICATION OF THE SUCCESSIVE OLIGOCENE AND MIOCENE TECTONIC INVERSION IN PROVENCE, SE FRANCE – Article 3

Lucie Bestani¹, Juliette Lamarche², Nicolas Espurt¹, Jean Philip², Olivier Bellier¹, Fabrice Hollender^{3,4}

¹Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34-CEREGE, Technopôle Environnement Arbois-Méditerranée, B.P. 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France

²Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, UM34-CEREGE, Centre Saint-Charles, 3 place Victor Hugo, case 67, 13331 Marseille Cedex 03, France

³ CEA de Cadarache, 13108 Saint-Paul-lès-Durance Cedex, France

Article en préparation

Abstract

New structural data in the Provence thrust belt allow to clarify the imprint of the Oligocene extension on the Pyrenean fold-thrust belt. The Liguro-Provençal rifting, associated with the West European rifting, was under-estimated in Provence because it affected the foreland up to the northern boundary of the thrust belt (> 130 km northward). The Oligocene stress regime is characterized by NW-SE to E-W extension and transtension associated to local strike-slip faulting. Inherited Mesozoic structures were preferentially reactivated during extensional regime. Comparing the Miocene stress field to pre-Alpine orogenic geometry of Provence reveals that Cretaceous paleo-grabens and Oligocene basins have reoriented the Miocene stress field at local scale and have an important impact on the post-Oligocene thrust belt structure. Cross sections balancing through the Provence allowed quantifying the amount of shortening and stretching. The Oligocene extension is ~ 1.9 km, what is negligible. The Pyrenean shortening counts for 91% of the total shortening of Provence thrust-belt (7.6 km). We deduce that the Pyrenean compression was mostly responsible for the current folds and thrusts structure. The Alpine compression led to minor reactivation of Pyrenean-Provence structures with a Miocene shortening of ~ 650 m (0.5%). The Oligocene extension had stronger impact on the present-day structural frame in Provence than the Alpine compression. The maximum of Miocene deformation (uplift) is recorded to the north and the west of Provence.

Key words: balanced cross section, structural inheritances, negative inversion, paleo-stress, Provence.

5.2.1. Introduction

The structure of orogenic belts is strongly influenced by the initial architecture and strength of pre-existing heterogeneities within the lithosphere. Thanks to new seismic reflection data from the

last decade, it is now accepted that many compressional structures lie above earlier basement fault. Indeed, pre-existing normal fault inherited from continental rifting may be preferentially reactivated during subsequent compressional tectonics. While reactivation of early normal faults is frequently observed (Swanson, 1986; Coward, 1996; Kelly et al., 1999; Kato et al., 2006; Scisciani, 2009; Iaffa et al., 2011) and generally admitted for worldwide fold-and-thrust belts, it has also been demonstrated that inherited compressional structures could influence the geometry (location, dip and direction) of newly-formed extensional structures and could be entirely or partially reactivated during extensional tectonic event (Petersen et al., 1984; Smith and Bruhn, 1984; Arabasz and Julander, 1986; Cooper and Burbi, 1986; Powell and Williams, 1989; Williams et al., 1989; Gorini et al. 1991; Mansy et al., 2003; Collettini et al., 2005) as in the Apennines mountain (Faccenna et al., 1995; Hippolyte et al., 1995; Tavarnelli, 1999) or in the southwestern of Morocco (AbouAli et al., 2005). Analogue models display different ways of thrust faults negative tectonic inversion: cross-cutting, branching at depth onto a *décollement* level or thrusts reactivation (Faccenna et al., 1995; Tavarnelli, 1999; Ouzgaït et al., 2010).

In southeastern France, the Pyrenean-Alpine foreland of Provence is among the best places to study the multiple tectonic inversions because this foreland results from polyphase tectonics influenced by major Paleozoic and Mesozoic structures (Bertrand, 1888; Lutaud, 1957; Aubouin and Mennessier, 1962; Guieu, 1968; Arthaud and Matte, 1975; Tempier 1987, Benedicto, 1996; Guignard et al., 2005; Guyonnet-Benaize et al., 2010; Bestani et al., 2015) and superimposed extensional and compressional tectonics events.

Although the Pyrenean-Provence foreland during the Oligocene and Miocene times was studied for stratigraphy (Fontannes, 1885; Destombes, 1962; Triat and Truc, 1972; Nury and Raynaud, 1986; Nury, 1988; Besson, 2005; Oudet et al., 2010) and kinematic purpose (Tempier, 1987; Bergerat, 1985; Hippolyte et al. 1993, Baroux, 2000; Sanchis and Séranne, 2000; Andreani et al., 2010, Espurt et al., 2012) by many authors in Provence, its structural evolution during successive Oligocene and Miocene deformation is still poorly constrained. The quantification and origin of the polyphase deformation remains also enigmatic.

As a consequence, the Provence region appears to be an appropriate place to constrain the structural style and kinematics of Oligocene and Miocene Alpine deformations. Using keys geological features, cross-section balancing and paleostress data, this paper aims to analyze the role of the inherited Pyrenean-Provence structures on Oligocene deformation. The sequential restoration of a regional balanced cross section across the western Provence area (Bestani et al., submitted-chapter 2) provides an accurate quantification of the Oligocene extension and subsequent Miocene to present-day Alpine compression at the scale of the Provence foreland.

5.2.2. Geological setting

5.2.2.1. Geodynamic context

The Provence region underwent three superimposed major tectonic stages after the Tethysian (Triassic to late Jurassic; Lemoine and Trumpy, 1987; Schettino and Turco, 2011) and Valaisan rifting stages (Lemoine, 1984).

- (1) Late Cretaceous to Eocene compressional period (e.g., Tempier, 1987; Lacombe and Jolivet, 2005) is due to the Europe-Africa convergence (Dercourt et al., 1986; Stampfli and borel, 2002; Sibuet et al., 2004). This period called the Pyrenean-Provence compression led to the exhumation of Pyrenees and Catalan ranges (Mattauer, 1968; Vergès et Burbank, 1996; Roure and Chourkroune, 1998; Fitzergerald et al., 1999) and to the emplacement of main folds and thrusts in Provence.

- (2) At the end of Eocene, the motion of African plate relative to European plate led to right lateral motion (Savostin et al., 1986; Dewey et al., 1989). The Provence thrust belt underwent extensional tectonic regime roughly E-trending extension affecting the European platform (Bergerat, 1985; Le Pichon et al., 1988) inducing the West-European rift system (e.g. Ziegler, 1992). This extension induced numerous grabens (Angelier and Aubouin, 1976; Nury and Raynaud, 1986; Montenat et al., 1986; Nury, 1988; Casagrande et al., 1989; Hippolyte et al., 1993) from the early to late Oligocene and until the early Aquitanian in the Gulf of Lion (Arthaud et al., 1980; Lefebvre, 1980). In the meantime, the north-dipping subduction of Africa below Eurasia resulted in the Ligurian-Provence rifting in Gulf of Lion from 33 Ma after the Eocene compression phase (Gattacecca et al., 2007; Cherchi et al., 2008) up to Aquitanian times (Demory et al., 2011). The back-arc extension interfered with the West European rift system and gave rise to Oligocene-Miocene basins associated to crustal thinning (Hippolyte et al., 1993; Mauffret et Gorini, 1996; Séranne, 1999; Guennoc et al., 2000).

- (3) Since the Miocene, due to the Africa-Europe convergence, the Alpine front propagated toward the southwest of Provence reactivating some Pyrenean structures (Villeger and Andrieux, 1987; Champion et al., 2000; Molliex et al., 2011). The main Alpine Miocene event was recorded during Tortonian (Clauzon, 1984; Champion et al., 2000; Clauzon et al., 2011) and the compressional regime has carried on until present-day (Bergerat, 1987; Champion, 2000; Baroux et al., 2003; Guignard et al., 2005; Chardon and Bellier, 2003; Terrier et al., 2008; Molliex et al., 2011); present-day seismic events testifying for a moderate activity in Provence (Cushing et al., 2008; Le Pichon et al., 2010).

5.2.2.2. Structural trend of the Provence foreland

The Provence region can be divided into western and eastern Provence domains. They are separated by a major faults system inherited from the Paleozoic times (Arthaud and Matte, 1975): the NNE-trending Middle Durance and Aix-en-Provence faults system (Figure 5 - 1) (Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008; Terrier et al., 2008; Guyonnet-Benaize, 2011).

The current Provence foreland is characterized by curved structures (e.g. Nerthe-Etoile, Costes and Lubéron thrusts, Figure 5 - 1) resulting from the superposition of two directions of shortening separated through time of the Pyrenean and Alpine compressions related to changing kinematics of the Africa-Eurasia convergence. Some curved structures (e.g. Nerthe-Etoile, Lubéron, Mirabeau-Vautubières and Trévaresse) are related to major oblique faults (e.g. Middle Durance fault system). Most Oligocene normal faults affected the curved and oblique Pyrenean structures, these last ones being preferentially reactivated during extension.

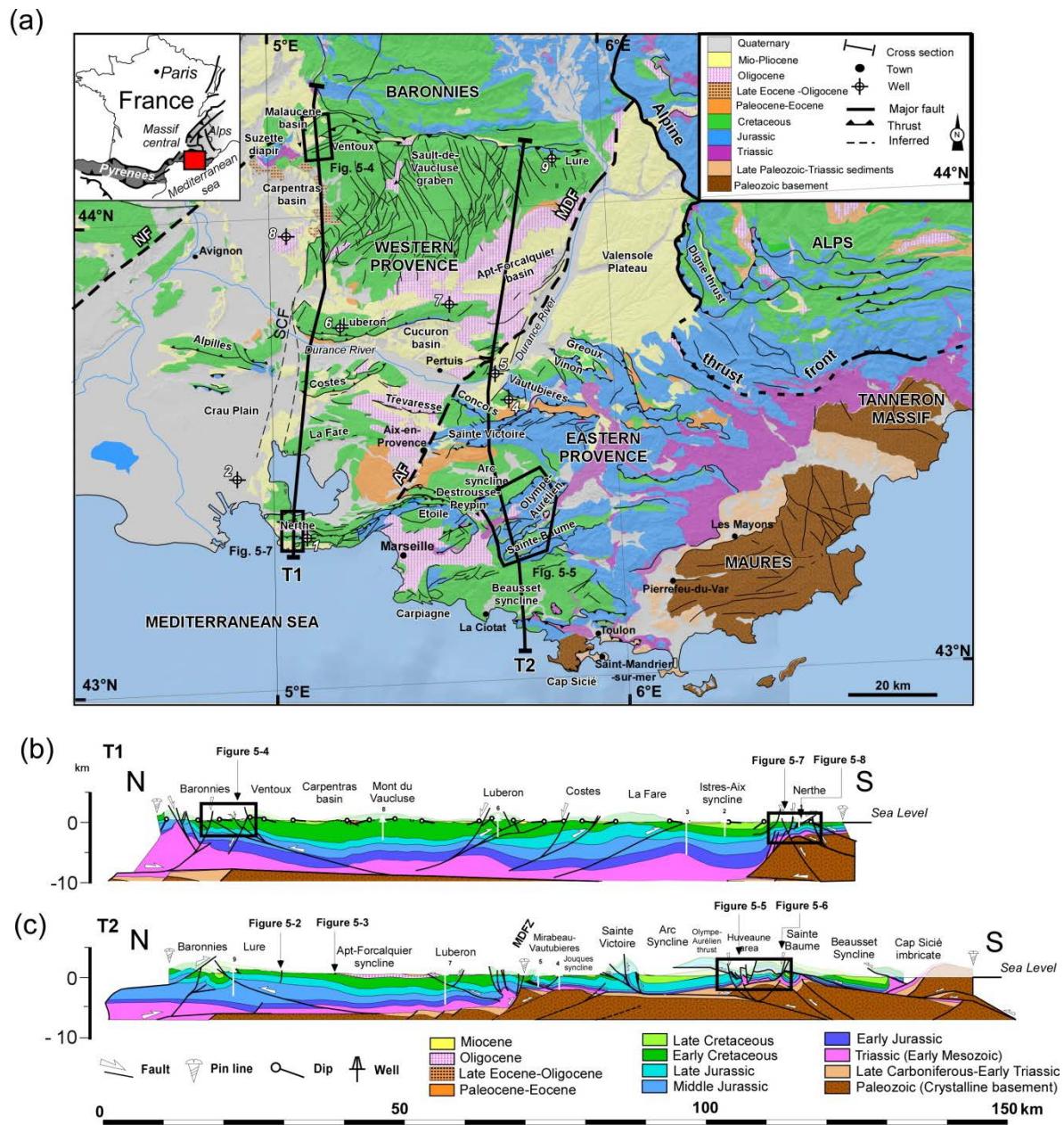


Figure 5 - 1 : (a) Generalized geological map and structural settings of the Provence foreland. Location of cross sections is shown. Boxes indicate the location where detailed mapping and associated local cross section sequential restoration were carried out (Figure 5 - 4, Figure 5 - 5 and Figure 5 - 7). Abbreviations are: MDF = Middle Durance fault; AF = Aix-en-Provence fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault. Upper part of the present-day cross section T1 (a) and T2 (b) previously submitted in Bestani et al. (chapter 4).

The eastern Provence is characterized by a thick-skinned tectonic style and surficial thrusts with large horizontal displacements. The Mesozoic-Cenozoic sedimentary pile is ~3 km (Tempier, 1987; Lacombe and Moutherneau, 2002; Bestani et al., 2015). It is limited by the Alps to the north and northeast, and by the Maures massif to the southeast. Both sedimentary cover and basement are involved in deformation during the Pyrenean compressions (Bestani et al., 2015). In contrast, the western Provence comprises thick Mesozoic to Cenozoic sedimentary series (>7 km) bounded by the

Ventoux-Lure range to the north, the Nîmes fault to the west and the Nerthe range to the south. This domain is dominated by a thin-skinned tectonic style (Bestani et al., submitted-chapter 4). It results in a structural trend made of large wavelength E-trending folds, the synclines being filled with Oligocene to Quaternary series (e.g., in Marseille or Apt-Forcalquier basins; Guyonnet-Benaize, 2011).

5.2.2.3. Oligocene - Miocene stratigraphic series

Oligocene deposits within the Marseille (Fontannes, 1885; Depéret, 1889), St Pierre, Destrousse-Peypin and Saint-Zacharie-Huveaune, Aix-en-Provence (Nury and Raynaud, 1986; Nury, 1988), Apt-Forcalquier (Destombes, 1962), Carpentras and Malaucène basins (Triat and Truc, 1972; Figure 5 - 1) consist in continental series such as conglomerates, shales, evaporites, and lacustrine limestones. Their thicknesses observed in the main basins range from 150 to 1800 m (more than 870 m-thick in the Marseille basin, 300 to 400 m-thick in the Aix-en-Provence basin, ~1000 m-thick in the Destrousse-Peypin basin, 150-200 m-thick in the Saint-Zacharie-Huveaune basin, more than 1.8 km-thick in the Forcalquier basin, 500 m-thick in the Carpentras basin, and ~600 m-thick in the intra-mountain basin of Malaucène located to the northern front of the Ventoux Mount).

Recent studies (Oudet et al., 2010; Demory et al., 2011) in the Nerthe massif (Figure 5 - 1) show synrift late Oligocene and early Miocene (Aquitanian) marine series. The break-up unconformity of the Ligurian-Provence rifting has been dated at ~20 Ma corresponding to the limit between Aquitanian and Burdigalian (Demory et al., 2011). Deposits outcropping in the St Pierre-St Julien graben of the Nerthe anticline (Catzigras, 1953) correspond to a maximum of ~230 m of Oligocene lacustrine series with synsedimentary interbedded Oligocene breccias and Oligocene to Miocene continental conglomerate series which unconformably overlie the Cretaceous strata. The Oligocene-Miocene sedimentary succession ranges from 150 to 250 m in thickness.

The post-rift stage began in Provence with a major transgression dated at 18.5 Ma (Mid-Burdigalian; Oudet et al., 2010). The Miocene post-rift subsidence and Ligurian-Provence drifting led to Burdigalian to Tortonian transgressive marine deposits (Besson, 2005; Oudet, 2008; Oudet et al., 2010). This transgression recorded up to the Ventoux Mount was marked by planar erosional surface (wave cut platform) which eroded and flattened Pyrenean folds and thrusts of Provence (e.g. Nerthe, Costes and Luberon). The Miocene series up to 100 m-thick are composed of conglomerates and bioclastic calcarenites (Besson, 2005).

5.2.3. Oligocene-Miocene deformations

In the following, we describe three key structures (Figure 5 - 1) well overprinted by the Oligocene extension and sometimes by Miocene compression on the basis of field data and small-scale cross sections: the Ventoux-Lure thrust front and the Nerthe structure in the western Provence area and the Aurélien-Huveaune-Sainte Baume system in eastern Provence area.

5.2.3.1. Ventoux-Lure Mount thrust front

The Ventoux-Lure range is an E-W-trending 65 km-long thrust affected by numerous Oligocene faults and grabens (Figure 5 - 1). The geometry of the Ventoux-Lure hanging-wall consists in a ~5-10° south-dipping homoclinal dipping towards the Vaucluse Mountains anticline giving rise to the Carpentras syncline also filled by Oligocene and Miocene series (Figure 5 - 1). The Sault graben which separates the Ventoux Mountains from the Lure Mountain (Figure 5 - 1) is associated with N020-N030 E-trending normal dextral faults. These faults were active during the mid-Cretaceous (Montenat et al., 1986) and were reactivated during the Oligocene. Some similar grabens only filled by early Cretaceous marls and clayed limestones occur in the overall Lure homoclinal (e.g. Simiane, Montsalier, Banon, Saumane, Figure 5 - 2). Some Oligocene normal faults are located at basin edges as evidenced in the northern flank of the Apt-Forcalquier basin by the normal fault contact between upper Cretaceous marls and limestones and Oligocene limestones (Figure 5 - 3).

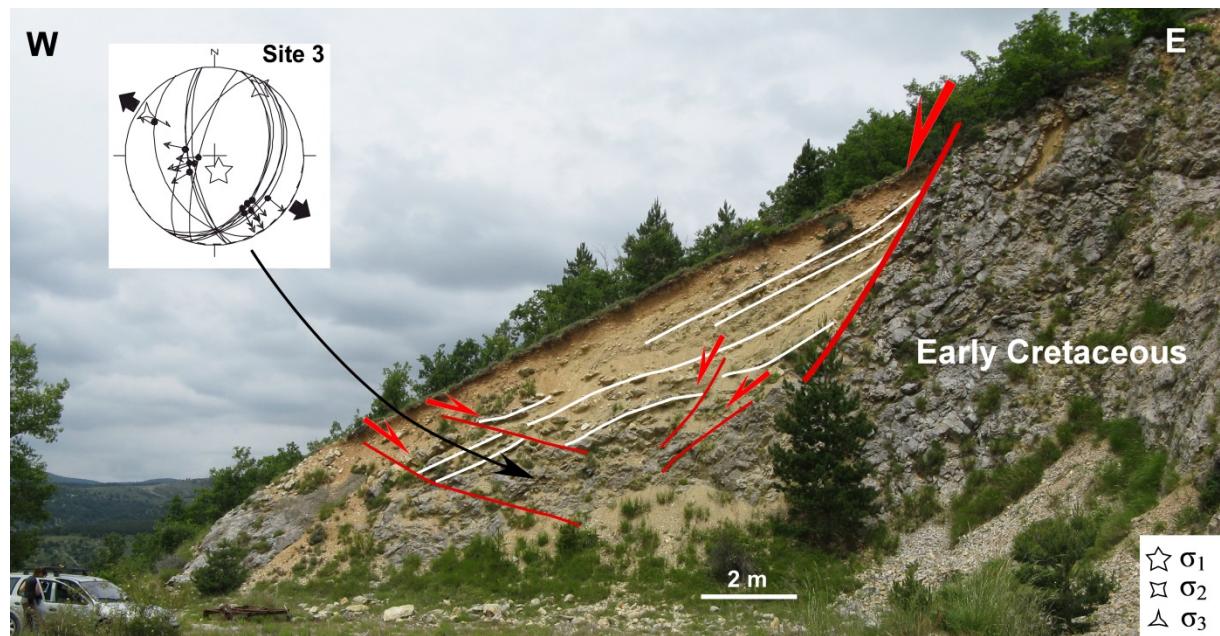


Figure 5 - 2 : N-looking view of the edge of a graben located in Vaucluse Mountains of the Lure Mountain (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by white lines. Normal faults are shown by red lines. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere which correspond to the site 3 located in Figure 5 - 10.

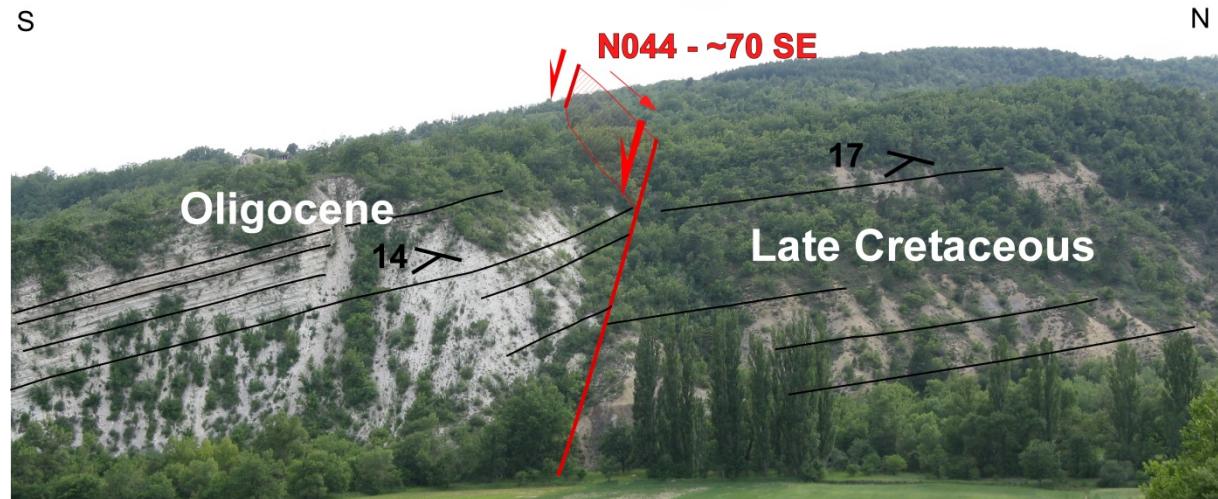


Figure 5 - 3 : W-looking view of the northern limb of the Apt-Forcalquier basin (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by black lines. Normal faults are shown by red lines.

The western edge of the Ventoux thrust is an excellent place to study superimposed deformations (Figure 5 - 4a and Figure 5 - 4b). The post-Miocene growth of the Ventoux thrust is recorded by warped marine Miocene series (Montenat, 1968; Ford and Stahel, 1995). However, its initial growth during the Pyrenean compression is attested by a major Oligocene normal fault cutting the Ventoux thrust (Malaucène basin; Bestani et al, submitted-chapter 4). In this zone, conjugate high-dipping normal faults are associated with the formation of the Malaucène graben (Figure 5 - 4b and Figure 5 - 4c). The Ventoux zone is characterized by three successive out-of sequence northvergent thrusts: the Bluye Mountain, the thrust located to the northern edge of the Malaucène basin and the thrust located to the south of this basin (Figure 5 - 4b and Figure 5 - 4d). During the Oligocene extension, two major normal faults cut through two Pyrenean thrusts (Figure 5 - 4c). This extension is accompanied by breccia deposits to the front of the southern Ventoux thrust (Figure 5 - 4c). Consequently, the post-Miocene compression could only reactivate the Ventoux thrust located to the south of the Malaucène basin. This compression led to the deformation and the tilting of Oligocene and Miocene strata of the southern edge of the Malaucène basin (Figure 5 - 4b).

5.2.3.2. Aurélien-Huveaune-Sainte Baume system

The Aurélien-Huveaune-Sainte-Baume system is a ~10 km intensely deformed zone composed of a succession of Mesozoic folds and thrusts affected by Oligocene faults, grabens and Triassic exhumation (Figure 5 - 5a and Figure 5 - 5b). This system corresponds to the complex transition zone between the wide Beausset and Arc synclines (Figure 5 - 1). The Sainte-Baume and Aurélien thrusts are north-verging thrust sheets cut by several ENE-trending normal faults of the Oligocene Huveaune graben (Bertrand, 1893; Aubouin and Chorowicz, 1967; Cornet, 1965; Guieu, 1968; Philip, 2009; Bestani et al., 2015; Figure 5 - 5b and Figure 5 - 6). These faults connect down to Triassic evaporites. The normal fault cutting the Regagnas and Olympe-Aurélien thrust connects deep down in the basement reactivating a Permo-Triassic basement normal fault (Figure 5 - 5).

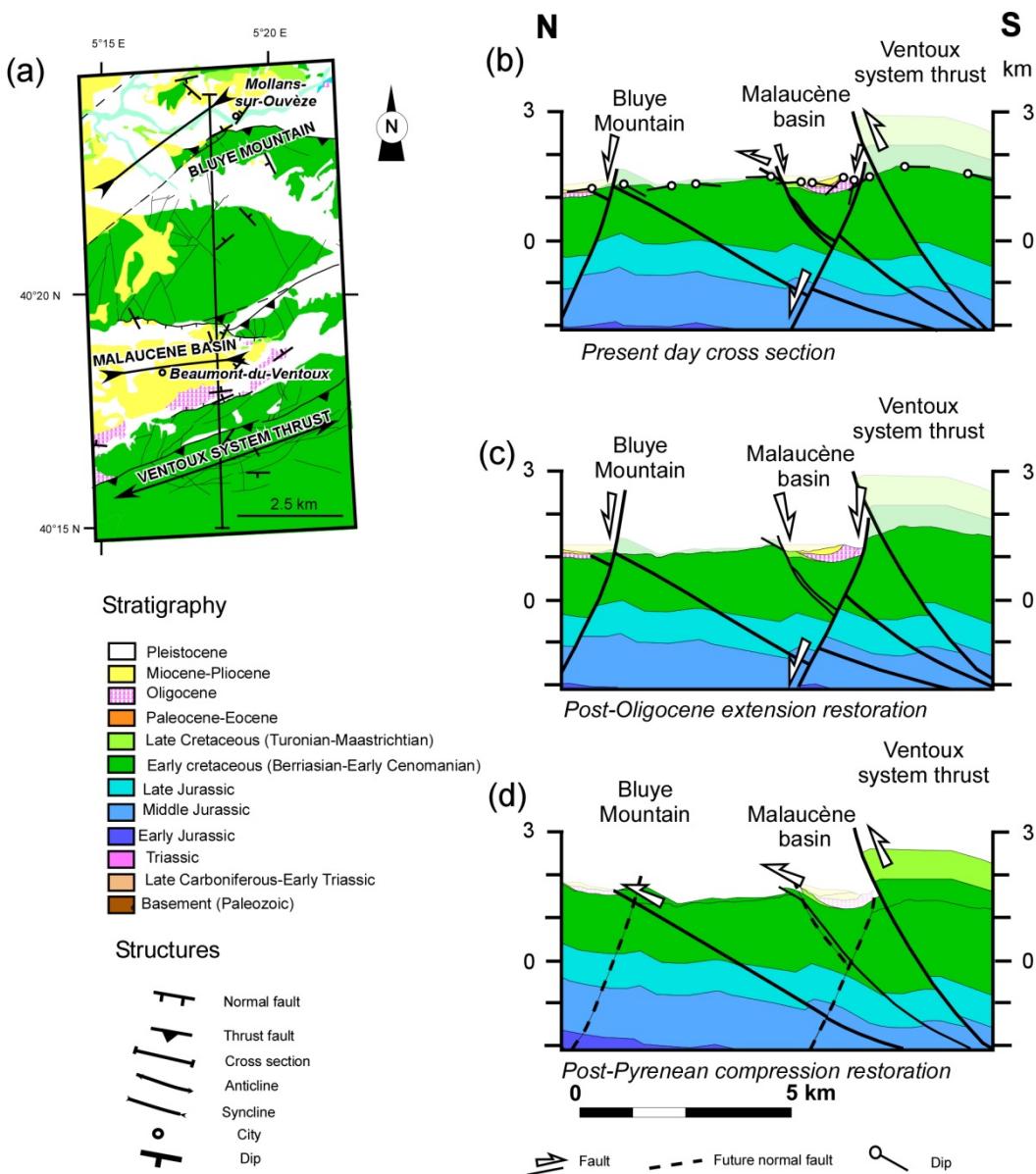


Figure 5 - 4 : (a) Geological and structural settings of the Ventoux thrust system and tertiary basin associated. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Ventoux and Baronnies. (b) Present-day state. (c) Pre-Alpine restored section obtained by flattening top of Miocene series. (d) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.

The restoration at the end of the Pyrenean compression shows the geometry of the Aurélien and Sainte-Baume thrust sheets before the formation of the Huveaune graben (Figure 5 - 5c). The restoration suggests that the Sainte-Baume and Aurélien thrusts formed simultaneously during the late Cretaceous Pyrenean compression (Bestani et al., 2015). The Triassic series outcropping in the Huveaune graben were probably firstly exhumed during the Pyrenean compression and then, during the Oligocene extension (Bestani et al., 2015). Miocene rocks lacking and no evidences for compressional settings along the cross section suggest that the Miocene deformation did not significantly affect the Aurélien-Huveaune-Sainte-Baume system (Figure 5 - 5a and Figure 5 - 5b).

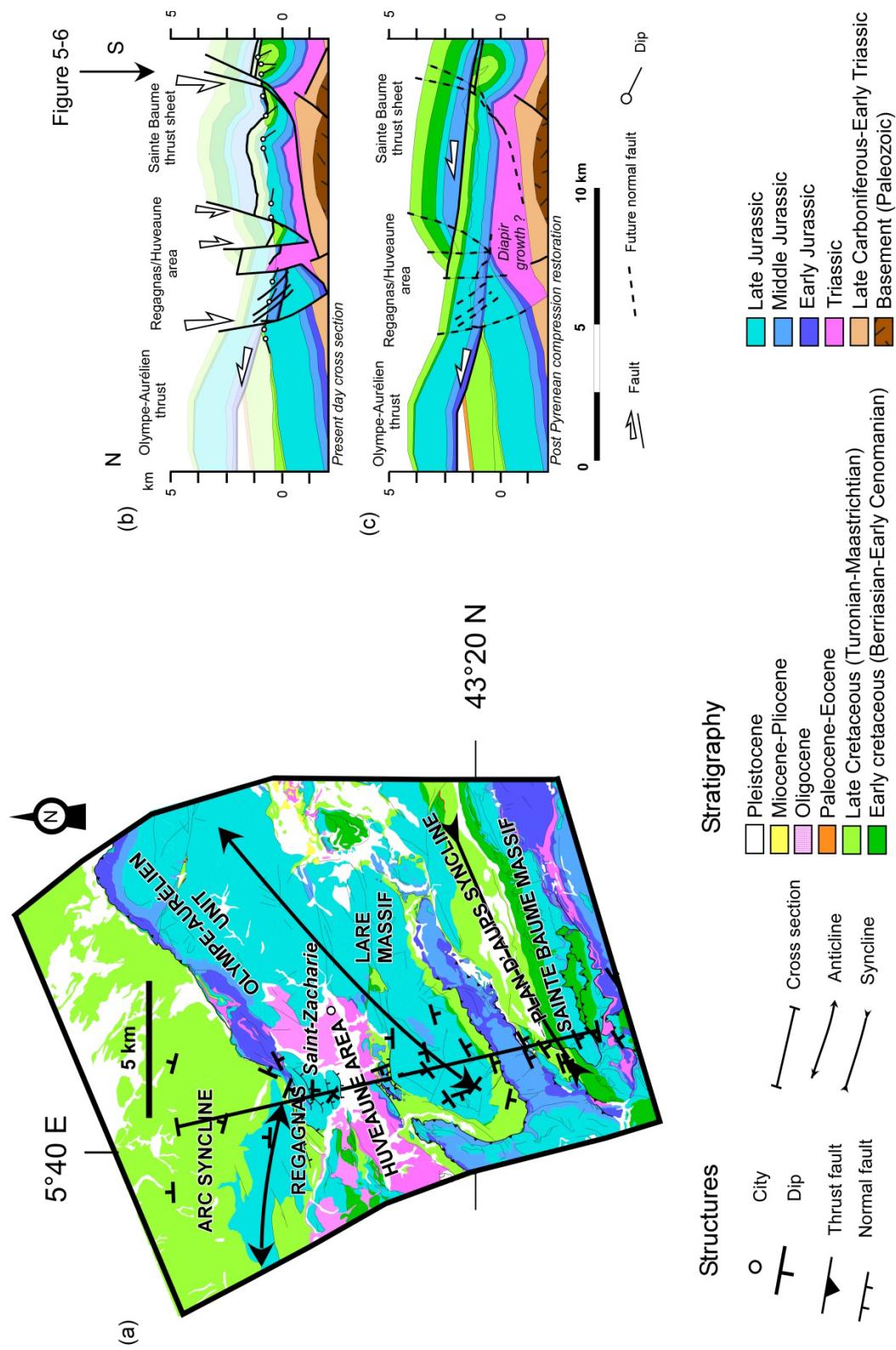


Figure 5 - 5 : (a) Geological and structural settings of the Sainte-Baume thrust sheet up to the Regagnas Massif. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Sainte-Baume-Regagnas area. (b) Present-day state. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.

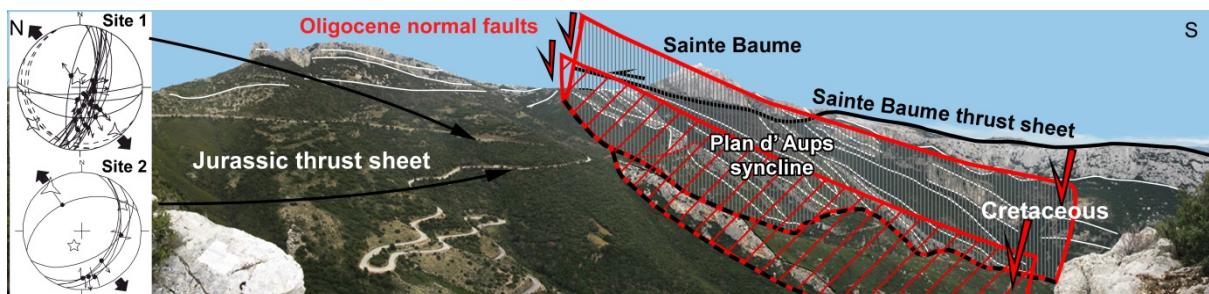


Figure 5 - 6 : East-looking panoramic view of the Sainte-Baume thrust system along the cross section. See location in Figure 5 - 1. Bedding traces are enhanced by thin white lines. Pyrenean-Provence thrusts are shown by thick black lines. Oligocene normal faults are shown by thick red lines and 3-D red planes. Fault slip data indicate an Oligocene ESE-trending extension post-dating the N-trending compression. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere corresponding to site 1 and 2 located in Figure 5 - 10.

5.2.3.3. Nerthe structure

The Nerthe massif is an E-W thrust and fold system located in the southwestern part of Provence at the southern termination of the Mid Durance fault system. It connects to the east to the Etoile thrust system, both making an *en échelon* fold (Figure 5 - 1). The Nerthe is located to the north of the Mediterranean sea and delimited to the southeast by the Oligocene Marseille basin. The Nerthe structure is composed of Jurassic to early-mid Cretaceous rocks deformed by southward Pyrenean thrusting (Guieu, 1968; Terrier et al., 2008; Andreani et al., 2010; Molliex et al., 2011; Philip, 2013 Bestani et al. submitted, chapter 4) and lately cut by Oligocene normal faults (Oudet, 2008). In Miocene times, the Nerthe fold was eroded and flattened by Miocene marine wave cut (Besson, 2005). On the northern flank of the Nerthe fold, Oligocene lacustrine deposits and Oligocene to Miocene continental conglomerates were unconformably deposited on Cretaceous strata in the Saint-Pierre graben (Figure 5 - 7a and Figure 5 - 7b). This basin is bounded by E-trending and 60° dipping normal faults cutting through folded Mesozoic strata (Figure 5 - 7a and Figure 5 - 7b). These normal faults formation is marked by coeval and interbedded Oligocene breccia deposits. The kinematic markers of the extension are well exposed in Cretaceous series on the southern flank of the Nerthe anticline (Figure 5 - 7b and Figure 5 - 8). Outcrops exhibit several set of normal faults affecting Pyrenean folds (Figure 5 - 8). The deep structure of the Nerthe anticline is interpreted to be truncated by a basement ramp at ~9.5 km deep bsl during the Pyrenean compression (Bestani et al., submitted-chapter 4). The major normal fault bounding the Saint Pierre basin to its northern edge cuts through the southward Nerthe thrust and connects to the deep S-dipping Pyrenean basement ramp (Figure 5 - 1). Another normal fault located to the south of the Nerthe anticline is interpreted being connected to an inherited Paleozoic-Triassic normal fault ramp which was reversed during the Pyrenean compression (Figure 5 - 1 and Figure 5 - 7).

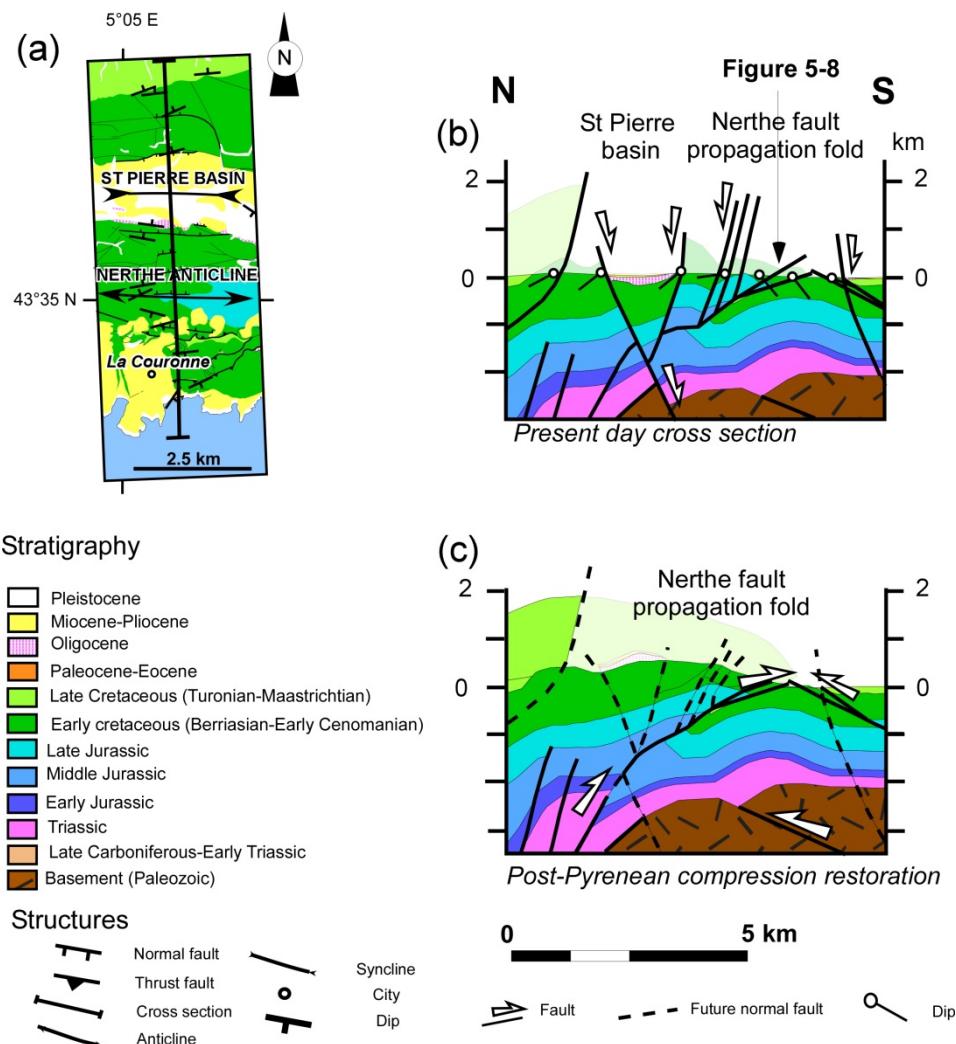


Figure 5 - 7 : (a) Geological and structural settings of the Nerthe fault propagation fold. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Nerthe fold. (b) Present-day state. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.

5.2.4. Paleostress evolution since Oligocene times

Paleostress analysis of brittle structures is a robust tool to decipher the tectonic evolution of polyphase history of foreland. Paleostress are reconstructed on the basis of the mechanical analyses of fault slip data sets collected in the field. The following parts deal with an analysis of new paleostress results since Oligocene times.



Figure 5 - 8 : E-looking view of the southern flank of the Nerthe fault propagation fold, to the north of La Couronne. Local Pyrenean fold made of early Cretaceous rocks cut by Oligocene normal faults (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by black lines. Normal faults are shown by red lines.

5.2.4.1. New fault slip data

Our analysis of fault slip data is based on the inverse method described by Angelier (1989, 1990), which solves the inverse problem according to the Wallace-Bott's principle (Wallace, 1951; Bott, 1959) and allows the determination of the directions of principal stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 and the ratio of principal stress differences $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

Each local fault set corresponds to a single stress direction. Each set was processed considering the origin of faults, neoformed or inherited. Overlapping of fault slip markers were found and reveal polyphase slip testifying for polyphased tectonics. This striae cross-cutting marker such as stratigraphic ages or structural arguments allows to distinguish the relative chronology of each set (Bellier and Zoback, 1995; Lacombe et al., 2006; Shabanian et al., 2010; Célérier et al., 2012). Furthermore, the chronological relationship between faulting and folding event was important in Provence to better constrain the fold-thrust belt timing, because brittle tectonic phases may have occurred before, during and/or after each event. In this study we gathered the results of measurements in Jurassic to Miocene rocks (Table 5 - 1, Figure 5 - 9, Figure 5 - 10, Figure 5 - 11 and Figure 5 - 12).

Site No	Related event	Age	σ_1	σ_2	σ_3	φ	Faults number
SITE1	Oligocene extension	Jurassic	341/77	227/05	136/12	0,38	23
SITE2	Oligocene extension	Jurassic	208/067	058/20	324/10	0,881	6
SITE3	Oligocene extension	Lower Cretaceous	165/75	034/10	302/11	0,25	13
SITE4	Oligocene extension	Lower Cretaceous	207/02	297/04	089/86	0,07	7
SITE5	Oligocene extension	Oligocene	227/72	057/17	326/03	0,11	5
SITE6	Oligocene extension	Lower Cretaceous	017/85	262/02	171/04	0,47	15
SITE7	Miocene compression	Miocene	179/05	085/35	276/55	0,41	12
SITE8	Miocene compression	Early Jurassic	348/04	119/84	257/04	0,7	7
SITE9	Miocene compression	Oligocene	346/12	140/77	255/06	0,35	8
SITE10	Miocene compression	Oligocene	343/06	086/66	251/23	0,22	14

Table 5 - 1 : Characteristics of stress states used to reconstruct stress regime as illustrated in Figure 5 - 9, Figure 5 - 10, Figure 5 - 11 and Figure 5 - 12.

5.2.4.2. Oligocene extensional paleo-stress field

Figure 5 - 9 and Figure 5 - 10 illustrate the result of 6 calculated paleo-stress states which reveal extension. Fault kinematic analysis of site 1 and 2 located in Jurassic limestones close to the Sainte-Baume indicates an NW-trending σ_3 , consistent with the Oligocene extension (Lacombe et al., 1992; Hippolyte et al., 1993) (Figure 5 - 6, Figure 5 - 9 and Figure 5 - 10). Site 3 is characterized by a NW-trending σ_3 extensional stress regime located in early Cretaceous marly limestones of the Vaucluse mounts (Figure 5 - 2).

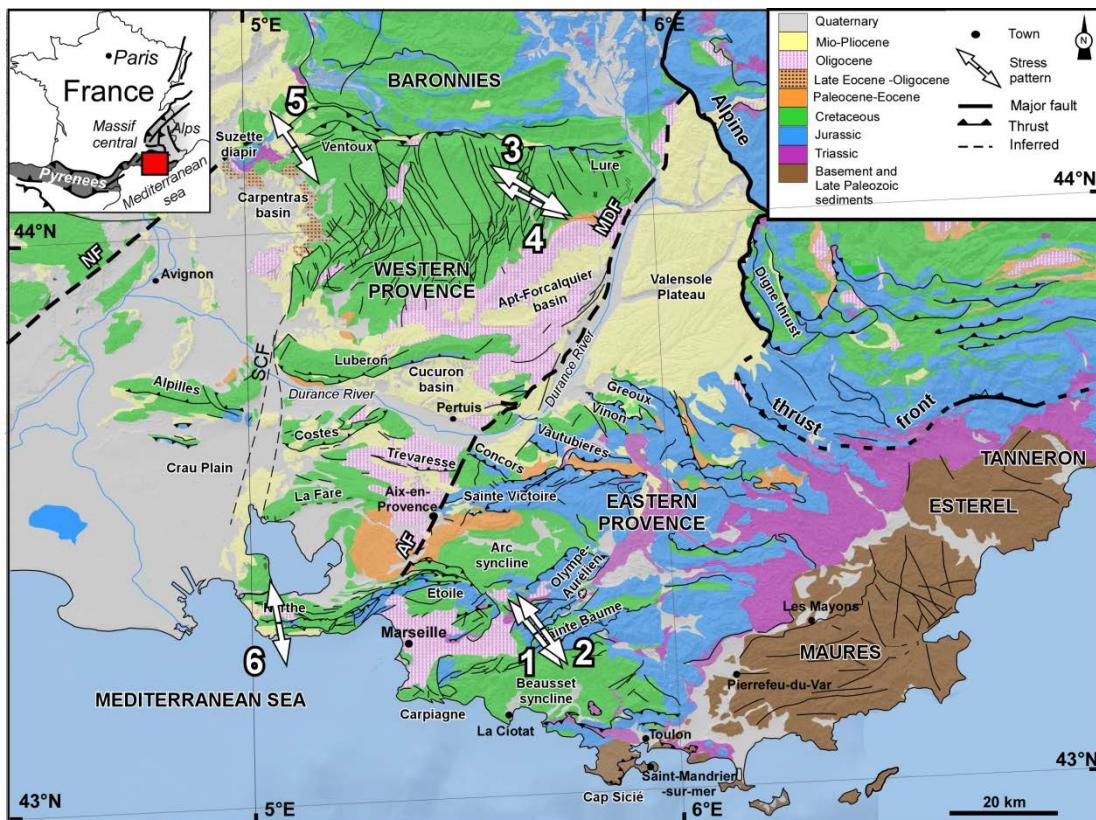


Figure 5 - 9 : Geological and structural map of the Provence foreland presenting the distribution of paleo-stress related to Oligocene extension. Numbers correspond to each site number.

It exposes the same single stress tensor than site 4 characterized by strike-slip regime. Both faults set of sites 3 and 4 recorded normal striae overprinted by strike-slip striae suggesting the reactivation of the same fault plane during the Oligocene extension event (Lure Figure 5 - 2). Thus, the strike-slip event followed the normal stress regime with a permutation of σ_1 but an unchanged NW-trending σ_3 suggesting an Oligocene transtensive stress regime characterized by a NW-trending extension axis. The faults of site 5 were collected in Oligocene limestones to the north of the Ventoux Mountain and indicate a NW-trending σ_3 characteristic of an extensional regime. Site 6 concerning normal faults which affected early Cretaceous rocks of the Nerthe massif (Figure 5 - 8, Figure 5 - 9 and Figure 5 - 10) shows a N-trending σ_3 extensional regime post-dating local folding (Figure 5 - 8). Indeed, the superimposed normal criteria stylolites striae above calcite step markers

on same fault planes testify that the normal faults of site 6 were initially thrust fault planes and post-date the Pyrenean compression. Back-tilting procedure validates this observation.

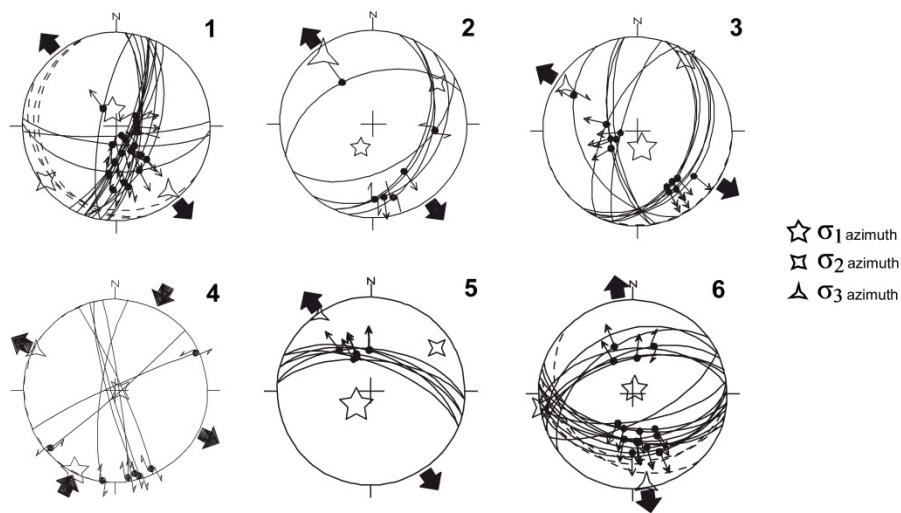


Figure 5 - 10 : Stereo-plots of the stress rates related to a normal stress field with vertical σ_1 and NW-SE oriented σ_3 and a strike-slip regime with horizontal σ_1 during the Oligocene extension. Numbers correspond to each site number.

To resume, the Oligocene extension is mainly characterized by a normal regime with vertical σ_1 and σ_3 oriented NW-SE (site 1, 2, 3 and 5, Figure 5 - 9 and Figure 5 - 10) and sometimes a strike-slip regime with the same horizontal σ_3 but a NE-SW horizontal σ_1 (site 4, Figure 5 - 9 and Figure 5 - 10). According to our results, the extensional stresses NW-SE extended up to the north of Provence, as far as 130 km in the Ventoux-Lure Mountain (Figure 5 - 10).

5.2.4.3. Miocene paleo-stress field

Figure 5 - 11 illustrates the results of paleo-stress analysis from the Miocene compression which is the youngest event dated with certainty in the present analysis in the north of Provence. The deformation was measured at 4 sites in Mesozoic to Cenozoic rocks age.

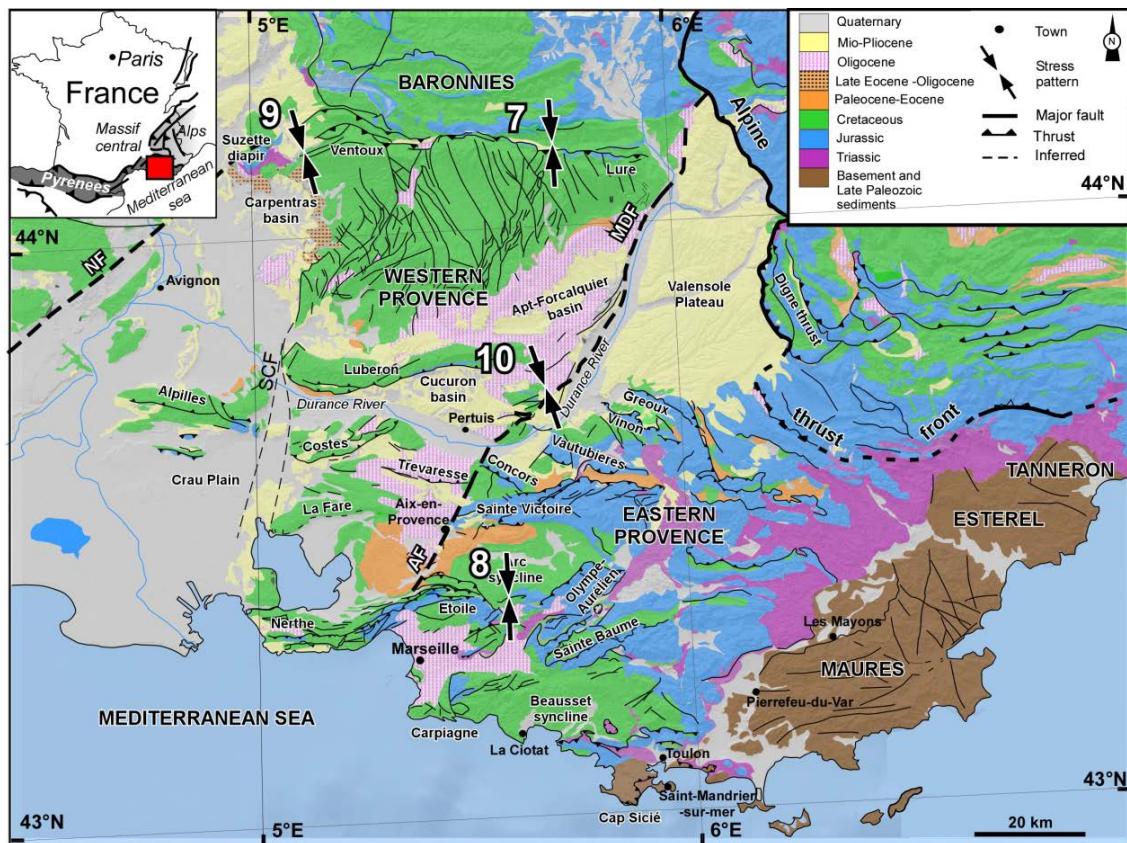


Figure 5 - 11 : Geological and structural map of the Provence foreland presenting the distribution of paleostress related to Miocene-Alpine compression. Numbers correspond to each site number.

N-S compression attributed to Alpine compression was characterized in Miocene rocks (breccia) in the northern front of the Lure Mountain and in upper Cretaceous to the south of the Regagnas. This brittle tectonic event is recorded by strike-slip and reverse faults such as in site 7 (Figure 5 - 12) in Miocene rocks. No chronological evidence was found to date reverse and strike-slip faults. In addition, both fault types fit within a single stress tensor: N-S oriented σ_1 (Figure 5 - 12). They may rise from a single stress field and form after local σ_1 and σ_2 permutations. In site 8, in upper Cretaceous rocks, pre-existing normal faults assumed to be Oligocene in age were overprinted by the strike-slip regime. Site 8 shows a N-trending σ_1 compressional regime. In site 9, the calculated paleostress field is strike-slip with σ_1 oriented NNW-SSE. In this site, faults affect tilted Oligocene limestones at the front of the Ventoux thrust. The same paleostress pattern was calculated north of the Middle Durance fault system in site 10 (Figure 5 - 9) in Oligocene limestones.

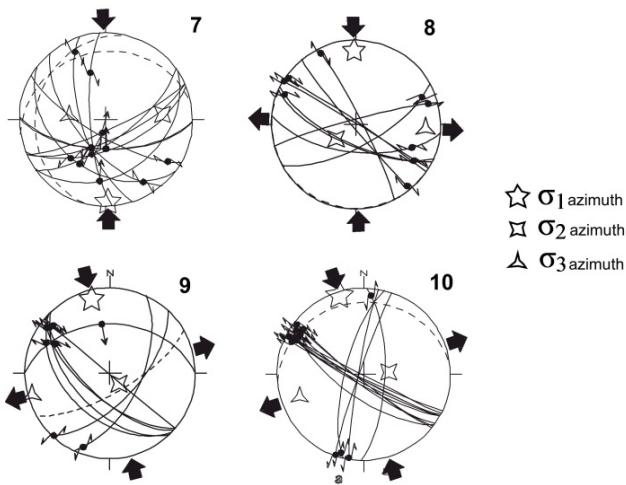


Figure 5 - 12 : Stereoplots of stress rates related to strike-slip with NNW-SSE oriented σ_1 during Miocene compression. Numbers correspond to each site number.

To resume, faults are organized in sets of conjugate strike-slip faults and a few sets of reverse faults that testify for an average of NNE-trending σ_1 strike-slip regime.

5.2.5. Sequential restoration and quantification of the Pyrenean, Oligocene and Miocene deformations across the Provence foreland

Although Oligocene and Miocene deformations were considered as minor in Provence (Molleix et al., 2011; Bestani et al., submitted-chapter 4), no precise quantification of these deformations exist. In order to quantify these deformations, we used the balanced cross section of Bestani et al. (submitted-chapter 4) located in the western Provence area (Figure 5 - 1 and Figure 5 - 13a; section T1). This balanced cross section, constructed according to thrust tectonic concepts (Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliot, 1982; Elliott, 1983; Suppe, 1983; Woodward et al., 1985; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 2002; Shaw et al., 2005) has been sequentially restored: (1) before the Pyrenean compression (Figure 5 - 13d), (2) at the end of the Pyrenean compression (Figure 5 - 13c) and (3) at the end of the Oligocene extension (early Miocene datum corresponding to the structural pattern after the Liguro-provençal rifting; Demory et al., 2011; Figure 5 - 13b).

The cross section suggests that the Miocene compression did not significantly overprinted the Provence foreland structures. However, Oligocene restorations suggest that the Pyrenean structures were profoundly dissected by normal faults. The main structures characteristic for the Oligocene deformation correspond to distributed normal faults involving Mesozoic to Cenozoic rocks.

The restoration of the cross section at the end of the Eocene shows a total horizontal shortening of 9.5 km (7.8%) accommodated during the Pyrenean compression (Figure 5 - 13c). The restoration of the cross section at the end of the Oligocene shows an extension of 1.9 km (1.7%) accommodated during the Oligocene stretching (Figure 5 - 13b). The Oligocene stretching has to be considered as a minimum value because our N-S balanced cross section is oblique to the Oligocene extension

direction (NW- to W-trending extension, Hippolyte et al., 1993). Comparing the present-day state and Oligocene state allows to calculate a post-Miocene compression amount of 650 m (0.5%).

Locally, the Oligocene stretching of the Ventoux and Nerthe folds is 425 m (0.4%) and 590 m (0.8%) respectively. Thus, the Ventoux and Nerthe folds stretching accommodated more than the half of the extension of the western Provence along the section T1 (Figure 5 - 1 and Figure 5 - 13). This accommodation could be explained by Triassic diapir for the Ventoux and by low angle basement ramp of the Nerthe thrust (Figure 5 - 13). At local scale, along the cross section T2 in the eastern Provence, between the Sainte-Baume and Aurélien thrusts, we cannot display evidence for Miocene deformation. The lack of Miocene rock and significant reverse fault displacement observation in this zone (Figure 5 - 5) even if post-Oligocene compression has been shown to the south of the Arc basin (Gaviglio and Gonzalès, 1987), do not allowed us to quantify the Miocene compression. The Oligocene stretching is estimated at ~350 m (0.3%). According to our balanced cross section, the extension is mainly accommodated by thin-skinned normal faults. They reactivate and connect on previously formed Pyrenean thrust ramps or cut through it. However, in some particular case inherited basement faults could be reactivated during extension (Bestani et al., 2015): new formed faults, cutting through pre-formed faults (e.g. Pyrenean thrusts), could connect on Pyrenean basement thrusts ramp (e.g. Nerthe).

These results suggest that the present-day Provence foreland structure mainly results from the Pyrenean compression (91%; Figure 5 - 13c), in agreement with Molliex et al. (2011) for the Lubéron and Alpilles structures. The Alpine compression reactivates in very limited proportion the Pyrenean thrusts (Figure 5 - 13a). The Oligocene deformation is also small in comparison to the Pyrenean deformation but stronger than the Alpine compression.

5.2.6. Discussion

5.2.6.1. Origin, context and geometry of Oligocene negative inversion

Although Oligocene fault kinematics has been well characterized (Bergerat, 1985; Nury and Raynaud, 1986; Hippolyte et al., 1993), associated structural geometry has never been defined. The Oligocene extension is therefore still poorly quantified at regional scale and its signature has been not well constrained farther north than the Apt-Forcalquier basin (Hippolyte et al., 1993). The Oligocene extension has been attributed to regional transtensional regime (Hippolyte et al., 1993) implying strike-slip conditions with two major trends (NNE-SSW and NNW-SSE) affecting the Provence foreland up to the Apt-Forcalquier basin.

The structural print of the Oligocene extension revealed by cross section balancing (Figure 5 - 13), shows that Oligocene normal faults developed on Pyrenean-Provence structures. Indeed, it has been widely accepted that part of the intra-continental deformation is accounted by the reactivation of weakness zones rather than by new faults (McKenzie, 1972). Normal faults of the Oligocene extension connect down to inherited Pyrenean thrust ramps (e.g. Nerthe, Lubéron, Ventoux Figure 5 - 13b) which localized Oligocene basins (e.g. Marseille, St Pierre). Triassic salt layers were an easy *décollement* level where normal faults connected at depth (e.g. north of Ventoux, Aurélien-Olympe-Sainte-Baume).

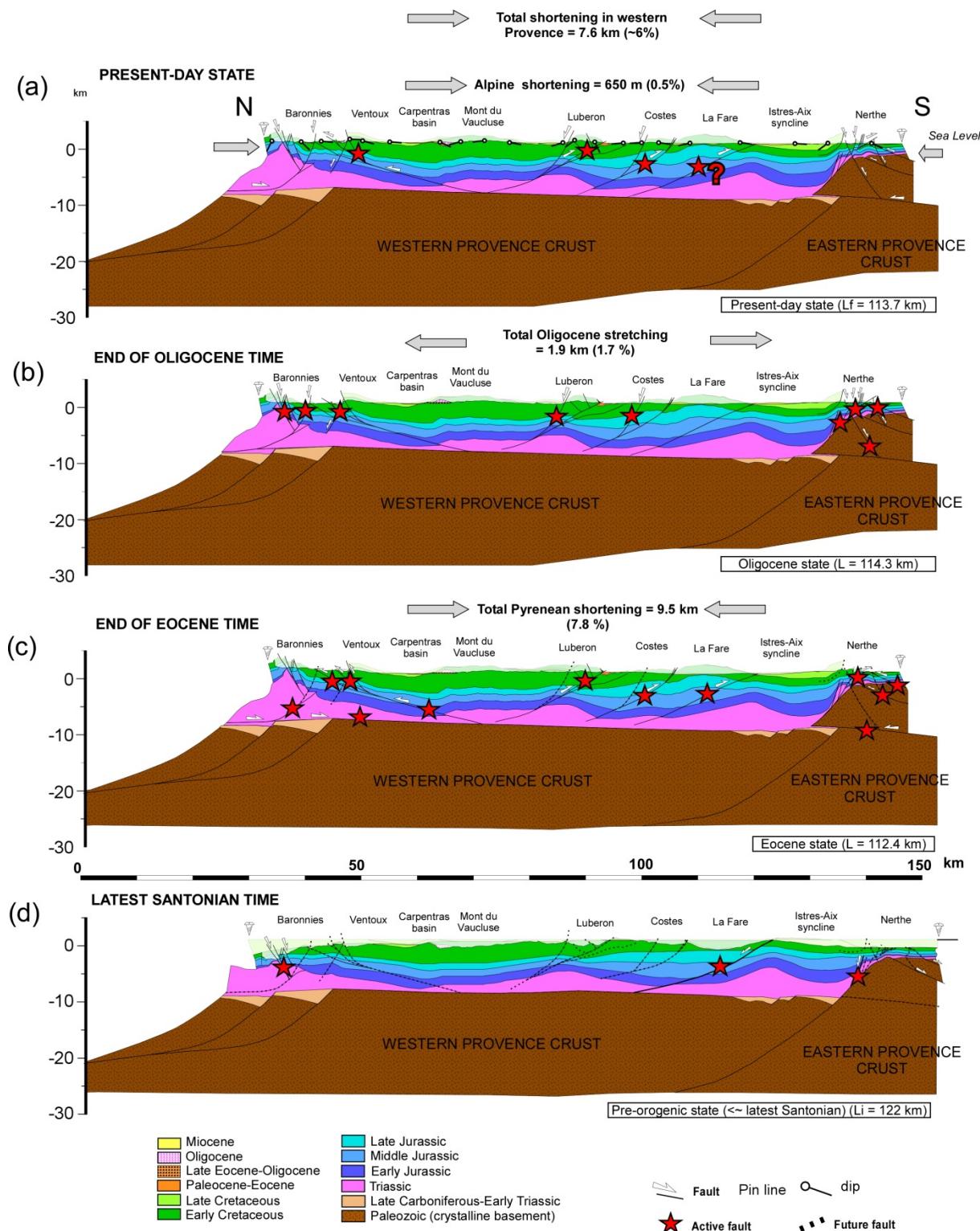


Figure 5 - 13 : Balanced and restored cross section of the western Provence foreland, T1. (a) Present-day state. (b) Pre-Alpine restored section obtained by flattening top of Miocene series. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time. (d) Pre-orogenic restored section obtained by flattening top of upper Santonian deposits. Stars indicate the active faults for each event. Stars of the present-day state show the active faults during the Miocene Alpine compression according to this study.

At crustal scale, cover normal faults could also cut through thrust planes (Wernicke, 1981; Powell and Williams, 1989; Faccenna et al., 1995; e.g. Ventoux) and connect to deep crustal thrusts (e.g. Nerthe). Typical modelling developed by Williams et al. (1989), Tavarnelli (1999) and Ouzgaït et al. (2010) for the negative tectonic inversion process support these interpretations. These authors have also shown that the negative reactivation of a thrust generates listric normal fault localizing subsidence to the top of the anticline. This subsidence could lead to synrift extensional deposition (William et al., 1989) as it could be observed in the northern flank of the Nerthe fold. In our sequential restoration at the end of Oligocene time (Figure 5 - 13b), subsidence is marked by the formation of local Oligocene basin by simple normal fault or conjugate faults (Figure 5 - 7b) reactivating negatively Pyrenean thrusts (e.g. northern flank of the Luberon and Nerthe fold) and connecting at depth onto a *décollement* level. The stretching localized on thrust ramp for the Nerthe fold (0.8% of Oligocene stretching) represents almost the half of the total stretching in the western Provence (1.7 %). Sedimentary basin formed along strike-slip faults as a result of localized crustal extension and localized crustal shortening and flexural loading (Christie-Blick and Biddle, 1985). The curved shape of Pyrenean folds and thrusts connecting to the major strike-slip fault system of Provence (Middle Durance fault system, Figure 5 - 1) suggests that a strike-slip regime could partially reactivate the Pyrenean thrusts ramp. Salt structures favor the normal fault localization as it has been shown by experimental modelling and proposed for the eastern Provence (Vendeville et al., 1995; Bestani et al., 2015).

Our new paleo-stress results support the structural analysis. Indeed, kinematic criteria show the normal stress regime overprinting the N-S Pyrenean compressional stress regime. This normal regime characterized by a NW-SE oriented σ_3 fits with the occurrence of grabens and dip slip kinematic along the transfer Middle Durance fault system. The inherited Pyrenean thrusts (E- to NE trending), oblique to the E- to SE-trending extension, are preferentially reactivated during the Oligocene extension stress regime. Paleo-stress shows that the NW-SE extension well marked in the Marseille basin and first shown by Hippolyte et al. (1993) is also recorded farther north in the Ventoux-Lure system. This reveals that the Oligocene extension was recorded from the Mediterranean sea to the south up to 130 km northward in the Provence foreland. It has been largely underestimated in previous studies. Tectonics and related sedimentation study of the Oligocene Provence basins provides evidence for a complex Oligocene extension history with SE- (our paleostress results) and E- oriented extension (Hippolyte et al., 1993) probably due to the special situation of Provence between the western European rift and the Liguro-Provençal basin.

To conclude on this point, we show that an average direction of extension (NW-SE) due to the Liguro-Provençal rifting and probably associated West European rifting was active during Oligocene times. Inherited Mesozoic structures are preferentially reactivated and localize normal faults formation during the Oligocene extension.

5.2.6.2. Miocene deformation during Alpine compression: first assumptions on the Miocene uplift and structural inheritances

The Miocene deformation in Provence has been defined to begin after ~20.5 Ma (Demory et al., 2011) and after the onset of the external subalpine domain emplacement (Gratier et al., 1989;

Burkhard, 1990; Seward and Mancktelow, 1994) located NE of Provence. The major Alpine deformation phase in Provence began at 12 Ma (Villeger, 1984; Clauzon, 1984; Clauzon et al., 2011) after a tectonic inversion beginning at ~15 Ma (Villeger, 1984; Combes, 1984; Ritz, 1991; Séranne, 1999; Baroux, 2000). The Oligocene basin structure could induce local paleo-stress re-orientation of the Alpine tectonic regime (Goguel, 1963; Gidon, 1974; Choukroune et al., 1986; Müller et al., 1997; Thouvenot et al., 2003). In our paleo-stress results, distinctive Miocene paleo-stress field were found to the front of the Ventoux-Lure system thrust and close to the Middle Durance fault system.

The Alpine deformation was marked by strike-slip kinematic (Goguel, 1963; Gidon, 1974; Chourkoune et al., 1986; Homberg et al., 2002) related to anticlockwise rotation of the Apulian micro-plate (Stampfli et al., 2002). Baroux (2000) relates the compressional regime to a σ_1 orientated N165° in eastern Provence while σ_1 varies close to the Middle Durance fault system (N115°). Bellier and Vergély (1987) and Blès and Gros (1991) relate the tectonic inversion to E-W compression linked to the Alps onset. Despite the Miocene compressional paleo-stress pattern is well constrained in Provence (Combes, 1984; Villeger, 1984; Ritz, 1991; Baroux, 2000), the associated Miocene structural geometry remains poorly characterized and the Miocene shortening and related uplift has never been quantified in the overall Provence foreland.

Except to the north of Provence in Valensole plateau and southern subalpine chain where Miocene synsedimentary tectonics in a N-S shortening context was observed (Gigot et al., 1974; Giannerini, 1980) and local folding attributed to the Miocene compression in the Barjols strip and in adjacent Oligocene basin (Angelier and Aubouin, 1973), the eastern Provence was poorly affected by the Miocene compression compared to the western Provence. Locally, in the Sainte-Victoire Massif slightly tilted Miocene strata (e.g. Chorowicz and Ruiz, 1984; Espurt et al., 2012) is observed. To the south of the Arc basin, normal faults were reactivated in a compressional regime with major strike-slip movement (Gaviglio and Gonzalès, 1987) such as in Oligocene rocks of the Destrousse-Peypin basin proving the post-Oligocene compression. Moreover, low Miocene deformation in Miocene rocks has been observed in the Haut-Var (Angelier and Aubouin, 1973) and to the north of Sainte-Baume massif (Cornet, 1965). All of these observations testify that the Alpine imprint exists in eastern Provence but it is non-significant to quantify its shortening at cross section scale compared to the western Provence. Sequential restoration of the western Provence allowed to quantify the Miocene shortening of Provence due to the Alpine compression (~650 m) but also the related structures uplift. In the Nerthe structure, Miocene deposits are at the sea level and no uplift is observed while to the front of the Ventoux system thrust, Miocene deposits reach a maximum elevation at ~650 m (Figure 5 - 13a). Thus, gradually toward the north, we observed ~70 m of Miocene elevation for the La Fare Massif and ~310 m for the southern flank of Luberon and ~360 m for its northern flank (Figure 5 - 13a). The western Provence is characterized by a Miocene deformation gradient from south to north and from east to west considering the lower impact of the Miocene uplift in the eastern Provence. According to shortening estimates (section 5.2.5), the shortening quantification of Miocene compression is too small to cancel the Oligocene stretching.

According to our paleo-stress results post-dating the Oligocene normal stress regime, a compressional event occurred with an average N-trending horizontal σ_1 consistent with previous studies (Terrier, 1991; Cushing et al., 1997; Baroux, 2000; Chardon and Bellier, 2003; Chardon et al., 2005; Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008). Strike-slip regime overprinting normal faulting shows a localization of the Miocene paleo-stress along these inherited normal faults (e.g. Middle

Durance fault system). On the other hand, structural and sedimentological analyses support the Miocene growth reactivation of inherited Pyrenean folds and thrusts (Champion et al., 2000; Molliex et al., 2011). Indeed, Graciansky et al. (1987) showed that normal faults formed during early Cretaceous in the Baronnies (e.g. Cretaceous paleo-grabens, Montenat, 1968) were reactivated during the Miocene compression. According to these paleo-stress fields, we propose that the Miocene compression comes from the external subalpine domain setting due to the migration of the Alpine front associated with the Apulian micro-plate rotation.

In conclusion, we interpret that one major regional compression occurred during the Miocene in a ~N-S compression regional stress regime. This stress regime could reactivate inherited structure of Cretaceous and Oligocene times what resulted in its local paleo-stress reorientation. Moreover the Provence foreland recorded the maximum of Miocene deformation to the north (Ventoux-Lure Mountain) and to the west (western Provence).

5.2.7. Conclusion

Analysis of the structural architecture of the Provence foreland and fault slip data allowed the characterization of the successive stress field: E-W to NW-SE Oligocene extension predated the ~N-S Miocene compression. The conclusions of structural analysis associated with balanced cross section at pre-Alpine and pre-Oligocene states and paleo-stress analyses defining both events are as follow:

- (1) The Oligocene extension has a NW-SE trend, typical for the Liguro-Provençal and West European rifting mainly marked by a normal regime which spread out all over the foreland, up to 130 km northward.
- (2) During the Oligocene extension, inherited Pyrenean-Provence structures controlled normal faults localization. Oligocene basins formed along major inherited Paleozoic faults (Middle Durance and Aix faults system) and above salt structures highlighting the importance of stratigraphic and mechanical inheritances.
- (3) The Oligocene stretching is estimated at ~1.9 km which is three times greater than the Miocene shortening (~650 m) showing its stronger impact on the present-day structure resulting at 91 % from the Pyrenean compression shortening. The maximum of Miocene deformation (uplift) is recorded to the north and the west of Provence.
- (4) The Alpine deformation and associated Miocene paleo-stress field in Provence were constrained by Cretaceous paleo-grabens and Oligocene basins which have a significant impact on the post-Oligocene thrust belt.

Références

- AbouAli, N., Hafid, M., Chellaï, E.H., Nahim, M., Zizi, M., 2005. Structure de socle, sismostratigraphie et héritage structural au cours du rifting au niveau de la marge d'Ifni/Tan-Tan (Maroc sud-occidental). Comptes Rendus Geosci. 337, 1267–1276. doi:10.1016/j.crte.2005.07.003
- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., Pichon, X.L., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the

Corsica-Sardinia subduction. Bull. Soc. Geol. Fr. 181, 547–563.

doi:10.2113/gssgfbull.181.6.547

Angelier, J., and Aubouin, J., 1973. Stratigraphie et structure du Paléogène nord-varois dans les entours septentrionaux de la bande de Barjols. Bulletin de la Société Géologique de France, (7) 15, (1), p. 22-26.

Angelier, J., and Aubouin J., 1976. Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon. Bulletin du BRGM, (2), I, 3, 187-217.

Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. J. Struct. Geol. 11, 37–50. doi:10.1016/0191-8141(89)90034-5

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

Arabasz, W.J., Julander, D.R., 1986. Geometry of seismically active faults and crustal deformation within the Basin and Range–Colorado Plateau transition in Utah. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 208, 43–74. doi:10.1130/SPE208-p43

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardif-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1

Aubouin, J., and Mennessier, G., 1962. Essai sur la structure de la Provence. In Durand –Delga M. (Coord.) : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire hors-série de la Société géologique de France, II, p. 45-98, pl. I.

Arthaud, F., Ogier, M., Et Seguret, M., 1980. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. BRGM, vol. 1, no 3, p. 175-193.

Aubouin, J., and Chorowicz, J., 1967. Le chevauchement sud-Provençal de l'Etoile à la Sainte-Baume. – Bull. Soc. géol. Fr., 7, 600-608.

Baroux, E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud, Orsay, 327 pp.

Baroux, E., Pino, N.A., Valensise, G., Scotti, O., Cushing, M.E., 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. J. Geophys. Res., 108 (B9), 2454, doi:10.1029/2002JB002348.

Bellier, O., Vergély, P., 1987. Etats de contraintes et tectogénèse cénozoïque du plateau calcaire de Basse Ardèche (France). C. R. Acad. Sci. Paris, 305, série II, p. 1379-1382.

- Bellier, O., Zoback, M.L., 1995. Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States. *Tectonics* 14, 564–593. doi:10.1029/94TC00596
- Benedicto Esteban, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est France. Thèse de Doctorat.
- Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 6, 99–132. doi:10.1029/TC006i002p00099
- Bertrand, M., 1888. La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. Émile Colin.
- Bertrand, M., 1893. Observations sur les bandes triasiques de la Provence, *Bulletin de la Société Géologique de France*, (3), vol. 21, p. LII-III.
- Besson, D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, PhD thesis, Ecole des Mines de Paris, 438p.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., and Hollender, F., 2015. Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. In : Serrane M. et al., Eds, *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The circum-Mediterranean basins and analogues*, *Bulletin de la société géologique de France*. 186, sp issue (in press)
- Blès, J.-L., Gros, Y., 1991. Stress field changes in the Rhône Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, 194, p. 265-277.
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Boyer, S. E., and Elliott, D., 1982. The geometry of thrust systems, *AAPG Bull.*, 66, 1196 – 1230.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (sub-Alpine molasse to Jura fold belt). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 83, no 3, p. 559-583.
- Casagrande Fioretti, L., Andrieux, J., & Morel, J. L., 1989. Le massif de Suzette (Vaucluse): l'inversion tectonique d'un graben oligocène, *Géologie de la France*, 3, 3-12.
- Catzigras, F., 1953. Le bassin d'effondrement de Saint-Julien et Saint-Pierre-les-Martigues dans la chaîne de la Nerthe. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille*, p. 43-59.
- Célérrier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., Laurent, P., 2012. Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods. *Tectonophysics*, Crustal Stresses, Fractures, and Fault Zones: The Legacy of Jacques Angelier 581, 206–219. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.009

- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodin. Acta* 13, 67–85. doi:10.1016/S0985-3111(00)00114-5
- Chardon, D., Bellier, O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 174, 497–510. doi:10.2113/174.5.497
- Chardon, D., Hermitte, D., Nguyen, F., Bellier, O., 2005. First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology* 33, 901–904. doi:10.1130/G21713.1
- Cherchi, A., Mancin, N., Montadert, L., Murru, M., Putzu, M. T., Schiavinotto, F., & Verrubbi, V., 2008. Les conséquences stratigraphiques de l'extension oligo-miocène en Méditerranée occidentale à partir d'observations dans le système de grabens de Sardaigne (Italie) (12 fig., 2 pl.). *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 179, no 3, p. 267.
- Chorowicz, J., and Ruiz, R., 1984. La Sainte-Victoire (Provence). Observations et interprétations nouvelles. *Géologie de la France*, 4, 41-57.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P.R., Gautier, Y., Merle, O., Vuichard, J.-P. 1986. Deformation and motion in the western Alpine Arc. *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- Christie-Blick, N., and Biddle, K. T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults, in Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentations: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 37, p. 1-35.
- Clauzon, G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piedmont; l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). In: *Montagnes et piedmonts; actes du colloque de géomorphologie, sur les relations entre les montagnes récentes et leurs piedmonts*. CNRS, France, 427-442.
- Clauzon, G., Fleury, T.-J., Bellier, O., Mollieix, S., Mocochain, L., Aguilar, J.-P., 2011. Morphostructural evolution of the Luberon since the Miocene (SE France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 182, 95–110. doi:10.2113/gssgfbull.182.2.95
- Collettini, C., Chiaramuce, L., Pucci, S., Barchi, M.R., Cocco, M., 2005. Looking at fault reactivation matching structural geology and seismological data. *J. Struct. Geol.* 27, 937–942. doi:10.1016/j.jsg.2004.10.016
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques: méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité. – Thèse Sci., Université de Strasbourg, 182 p.
- Cooper, J. Calvin Et Burbi, L., 1986. The geology of the central Sibillini Mountains. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 1986, vol. 35, p. 323-347.

- Cornet, C., 1965. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. – Mémoires de la Société Géologique de France, XLIV, fasc. 2, n° 103, p. 1-252, Pl. I-XI.
- Coward, M.P., 1996. Balancing sections through inverted basins, In: Buchanan, P.G., and Nieuwland, D.A. (eds), Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling, Geological Society Special Publication, 99, 51–77.
- Cushing, M., Volant, P., Bellier, O., S’ebrier, M., Baroux, E., Grellet, B., Combes, P. & Rosique, T., 1997. A Multidisciplinary Experiment to Characterize an Active Fault System in Moderate Seismic Activity Area: The Example of the Durance Fault (South East France), EGS XXII General Assembly, Vienna, Blackwell, Oxford.
- Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., Bove, L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). Geophys. J. Int. 172, 1163–1178. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Can. J. Earth Sci. 6, 743–757. doi:10.1139/e69-069
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Münch, P., Borgomano, J., Thouveny, N., Lamarche, J., Gisquet, F., Marié, L., 2011. Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France). Bull. Soc. Geol. Fr. 182, 37–55. doi:10.2113/gssgbull.182.1.37
- Depéret, C., 1889. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille. Bulletin des Services de la Carte géologique de la France, vol. 1, n°5, p. 1-19.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonophysics 123, 241–315. doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X
- Destombes, J.P., 1962. Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Lubéron oriental).
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45, 265–283. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15
- Elliott, D., 1983. The construction of balanced cross sections. J. Struct. Geol., 5,101,doi:10.1016/0191-8141(83)90035-4.

- Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. *Tectonics* 31. doi:10.1029/2011TC002988
- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.-P., Davy, P., Bosi, V., 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments. *J. Struct. Geol.* 17, 1139–1149. doi:10.1016/0191-8141(95)00008-2
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170. doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3
- Fontannes, F., 1885. Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. VIII: Le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc. Georg éd., Lyon, 1885, vol. 200.
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics* 14, 1393–1410. doi:10.1029/95TC02522
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 359–377. doi:10.1016/j.epsl.2007.02.003
- Gaviglio, P., and Gonzales, J.-F., 1987. Fracturation Et Histoire Tectonique Du Bassin De Gardanne (Bouches-Du-Rhône). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 4, 675-682.
- Giannerini, G., 1980. Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var): relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bull. BRGM, Série 2, Section 1, n°1 : Géologie de la France*, p. 43-67.
- Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 4-21.
- Gigot, P., Grandjacquet, C., And Haccard, D., 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, no 2, p. 128-139.
- Goguel, J., 1963. L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), V, p. 20-33.
- Gorini, C., Viallard, P. & Deramond, J. 1991. Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières. Sud de la France). *C. r. Acad. Sci. Paris*, t 312, 1&3-1619.
- Graciansky, P. Ch.(De), Busnardo, R., Doublet R. and Martinod J., 1987. Tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur aux confins des Baronnies (chaînes subalpines méridionales); liaison avec le rifting atlantique; conséquence sur la tectonique alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 1211-1214.

- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 45, 65–81.
doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.04
- Guennoc, P., Gorini, C., Et Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, vol. 3, p. 67-97.
- Guieu, G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille. *Publications de l'Université de Provence*, 2 tomes, 636 p., Aix en Provence
- Guignard, P., Bellier, O., Chardon, D., 2005. Geometrie et cinematique post-oligocene des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). *Comptes Rendus - Acad. Sci. Geosci.* 337, 375–384.
- Guyonnet-Benaize, C., 2011. Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France). Aix Marseille 1.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.-P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small deformations in poly-phase faults pattern; application to the Mid-Cretaceous Durance Uplift, Provence (SE France). *J. Geodyn.* 50, 81–93.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics* 226, 15–35. doi:10.1016/0040-1951(93)90108-V
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Barrier, E., 1995. Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines. *J. Struct. Geol.* 17, 1725–1740.
doi:10.1016/0191-8141(95)00066-M
- Horberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France). *Tectonophysics, Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins* 357, 137–158. doi:10.1016/S0040-1951(02)00366-9
- Iaffa, D.N., Sàbat, F., Bello, D., Ferrer, O., Mon, R., Gutierrez, A.A., 2011. Tectonic inversion in a segmented foreland basin from extensional to piggy back settings: The Tucumán basin in NW Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 457–474. doi:10.1016/j.jsames.2011.02.009
- Kato, N., Sato, H., Umino, N., 2006. Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. *J. Struct. Geol.*, Tectonic inversion and structural inheritance in mountain belts 28, 2011–2022. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.004
- Kelly, P.G., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., McGurk, A.C., 1999. Selective reverse-reactivation of normal faults, and deformation around reverse-reactivated faults in the Mesozoic of the Somerset coast. *J. Struct. Geol.* 21, 493–509. doi:10.1016/S0191-8141(99)00041-3

- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., 1992. Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France). *Tectonophysics* 201, 141–156. doi:10.1016/0040-1951(92)90180-E
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12–1. doi:10.1029/2001TC901018
- 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, 20 PP. doi:200510.1029/2004TC001673
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., Meyer, B., 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. *Tectonics*, 25, TC1003. doi:10.1029/2005TC001831
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, p. 111-131.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J.Y., Andreani, L., Flotte, N., 2010. Geodynamics of the France Southeast Basin. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 477–501. doi:10.2113/gssgbull.181.6.477
- Lefèvre, D., 1980. Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion: Essai de traitement statistique des données. Thèse de doctorat.
- 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, 1984, p. 155-248.
- Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the alps. *Tectonophysics, Deep Internal Processes and Continental Rifting* 133, 305–320. doi:10.1016/0040-1951(87)90272-1
- Lutaud, L., 1957. La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 1957, vol. 2, no 1, p. 103-112.
- Mansy, J.-L., Manby, G.M., Averbach, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., Lamarche, J., Vandycke, S., 2003. Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics, Dynamics of Sedimentary Basin Inversion: Observations and Modelling* 373, 161–179. doi:10.1016/S0040-1951(03)00289-0
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 10, p.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provencal basin, southeastern France. *Tectonics* 15, 356–375. doi:10.1029/95TC02407

- McKenzie, D., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. Int.* 30, 109–185.
doi:10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x
- Mitra, M., 2002. Fold-accommodation faults, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86, 671–693.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France); importance of the Salon-Cavaillon Fault. *Tectonophysics* 501, 1–16.
- Montenat, G., 1968. Contribution à l'étude des formations tertiaires continentales des Baronnies. *Bulletin du BRGM I (2)*, p. 1-18.
- Montenat, C., Ott D'estevou, P., and Saillard, M., 1986. Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales).- *Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris*, vol. 303, p. 609-612.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics, Stress and Stress Release in the Lithosphere - Structure and Dynamic Processes in the Rifts of Western Europe* 275, 199–219. doi:10.1016/S0040-1951(97)00021-8
- Nury, D., and Raynaud, S., 1986. Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Évolution postérieure. – *Géologie de la France*, 4, 377-397.
- Nury D., 1988, L'Oligocène de Provence méridionale. Stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. *Documents du Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans)*, 163, 411 p., Thèse Sci., 1987, Université de Provence, Marseille.
- Oudet, J., 2008. Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée. Unpublished PhD, Université de Marseille I, France.
- Oudet, J., Muench, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., Cornee, J.-J., 2010. Land and sea study of the northeastern Golfe du Lion rifted margin; the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 181, 591–607.
- Ouzgaït, M., Averbuch, O., Vendeville, B. C., Zuo, X., & Minguely, B. 2010. The Negative Tectonic Inversion Of Thrust Faults: Insights From Seismic Sections Along The Northern France Variscan Thrust Front And Analogue Modelling Experiments, *GeoMod2010 Lisbon*, 27-29 September 2010..

- Petersen, T. A., Brown, L. D., Cook, F. L., Kaufman, S. & Oliver, J. E., 1984. Structure of the Rideville basin from COCORP seismic data and implication for reactivation tectonics. *J. Geol.* 92, 261–271.
- Philip, J., 2009. Etude géologique du massif de la Salette (Bouches-du-Rhône). Musée de Paléontologie de Provence, <http://mdp.cerege.fr/publications>, 38 p.
- Philip, J., 2013. Comments on the paper entitled “New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction” by L. Andreani, N. Loget, C. Rangin and X. Le Pichon, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2010), 181, n° 6, 547–563. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 184, 273–278.
doi:10.2113/gssgbull.184.3.273
- Powell, C.M., Williams, G.D., 1989. The Lewis Thrust/Rocky Mountain trench fault system in Northwest Montana, USA: an example of negative inversion tectonics? *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 44, 223–234. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.13
- Ritz, J. F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectonique. Thèse de Doctorat.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology : Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. *Mém. Société Géologique Fr.* 173, 37–52.
- Sanchis, E., Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics* 322, 219–242. doi:10.1016/S0040-1951(00)00097-4
- Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., and Roulet, M.-J., 1986, Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic: *Tectonophysics*, v. 123, p. 1–35, doi: 10.1016/0040-1951(86)90192-7.
- Schettino, A., Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 89–105. doi:10.1130/B30064.1
- Scisciani, V., 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *J. Struct. Geol.* 31, 1276–1294. doi:10.1016/j.jsg.2009.02.004
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 156, 15–36. doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03
- Seward, D., Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806. doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0803:NKOTCA>2.3.CO;2

- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics* 480, 280–304. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.022
- Shaw, J., Connors, C., and Suppe, J., 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds, AAPG Seismic Atlas, Stud. Geol., 53, 1–156, American Association of Petroleum Geologists., Tulsa, Okla.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109, B08104. doi:10.1029/2003JB002514
- Smith, R.B., Bruhn, R.L., 1984. Intraplate extensional tectonics of the Eastern basin-Range: Inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 89, 5733–5762. doi:10.1029/JB089iB07p05733
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17–33. doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant R.D, Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions, *J. Virtual Explorer*, 8, p. 77-106.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, 283, 684–721
- Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3), 409 – 454
- Swanson, M.T., 1986. Preexisting fault control for Mesozoic basin formation in eastern North America. *Geology* 14, 419–422. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<419:PFCFMB>2.0.CO;2
- Tavarnelli, E., 1999. Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both? *J. Struct. Geol.* 21, 1011–1018. doi:10.1016/S0191-8141(99)00034-6
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 533–540.
- Terrier, M., 1991. Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. Thèse, Aix-Marseille 1, Doc. BRGM, 207, 232 pp.
- Terrier, M., Serrano, O., Hanot, F., 2008. Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model. *Geodin. Acta* 21, 231–238. doi:10.3166/ga.21.231-238

- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.-F., 2003. The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophys. J. Int.* 155, 174–192. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x
- Triat, J. M., and Truc, G., 1972. L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse): Etude paléontologique et sédimentologique. *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté de Sciences de Lyon* (49), p. 27-52.
- Vendeville, B.C., Ge, H., Jackson, M.P.A., 1995. Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Pet. Geosci.* 1, 179–183. doi:10.1144/petgeo.1.2.179
- Vergés, J., and Burbank, D. W. ,1996. Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). *Tertiary Basins of Spain. Cambridge University Press, World and Regional Geology E*, vol. 11, 120-133.
- Villeger, M., 1984. Evolution tectonique du panneau de couverture Nord-Provençal (Mont-Ventoux, Lubéron, Moyenne Durance). *These Doctorat 3eme cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay*.
- Villeger, M., and Andrieux, J., 1987. Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 3, no 1, p. 147-156.
- Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118-130.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645–648. doi:10.1038/291645a0
- Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M.A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 44, 3–15. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., and Suppe, J., 1985. An outline of balanced cross-sections.
- Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics, Geodynamics of rifting, volume 1 Case history studies on rifts: Europe and Asia* 208, 91–111. doi:10.1016/0040-1951(92)90338-7

DISCUSSION

6. DISCUSSION

Les bassins d'avant-pays enregistrent les signatures de l'évolution de la tectonique et sont des éléments essentiels pour caractériser et dater la dynamique des mouvements au cours du temps (Beaumont, 1981 ; Jordan, 1995 ; DeCelles and Giles, 1996 ; Catuneanu, 2004). La tectonique contrôle au premier ordre l'évolution de ces bassins (Ring et al., 1999 ; Mora et al., 2011 ; Galli et al., 2014) par l'intermédiaire de la création de reliefs, des taux d'érosion dans les zones en surrection et de la sédimentation des bassins (Lacombe et Moutherau, 2002 ; Montgomery and Brandon, 2002) et est souvent guidée par des accidents profonds préexistants et réactivés. De nombreux cas à travers le monde comme en Pologne (Lamarche et al., 1999 ; Lamarche et al., 2003), au Canada (Rocher et al., 2003), en Amérique du sud (Colletta et al., 1997 ; Baby et al., 1989 ; Mora et al., 2006 ; Iaffa et al., 2011), au Tian Shan (Jolivet et al., 2010), en Italie (Tavarnelli et al., 2004 ; Collettini et al., 2005 ; Butler et al., 2006) mais aussi dans les Alpes (Homberg et al., 2002 ; Wetzel et al., 2003 ; Bellahsen et al., 2014) et les Pyrénées (Desegaulx et al., 1990) montrent que les structures héritées d'anciens événements tectoniques sont souvent réactivées au cours de nouveaux épisodes de déformations et jouent un rôle prépondérant dans plusieurs processus géologiques. Le bassin d'avant-pays de Provence se trouvant à l'intersection de la chaîne des Alpes et des Pyrénées présente un héritage structural important (Tempier, 1987 ; Lacombe et Moutherau, 2002 ; Bestani et al., 2015 ; Bestani et al., soumis chapitre 4) dont le rôle et l'origine restent relativement peu contraints. Ainsi, les résultats présentés dans les différents chapitres de cette thèse nous amène à discuter plus en détails l'origine de cet héritage structural, sa manifestation mais aussi son rôle sur l'évolution de l'avant-pays provençal. L'architecture tridimensionnelle actuelle du bassin d'avant-pays de Provence et la prédominance de structures héritées du Paléozoïque et du Mésozoïque pointent vers une géométrie et une évolution complexe qui nous amène à nous poser plusieurs questions : Comment la géométrie des structures héritées a-t-elle influencé la réactivation préférentielle de certaines structures et a-t-elle conduit à l'architecture actuelle de la Provence ? Certaines structures ont-elles joué un rôle prédominant et si oui, pourquoi ?

Dans un premier temps, nous discuterons de l'influence majeure de la faille de la Moyenne Durance sur la structuration de l'avant-pays provençal. Ensuite, nous discuterons des structures héritées réactivées de socle et de couverture au cours des différents événements tectoniques en relation avec les directions de contrainte que nous avons mise en évidence à partir de cette étude. En troisième partie, nous détaillerons l'orientation des structures au Paléozoïque qui correspond à la structuration initiale de la croûte provençale et nous discuterons de leur influence sur la structure actuelle de l'avant-pays. En quatrième partie nous traiterons du rôle de la mécanique de la lithosphère dans l'héritage structural et enfin nous ferons le lien entre les structures de l'avant-pays provençal et celles des Pyrénées *sensu stricto*.

6.1. Effets de la réactivation de la Faille de la Moyenne Durance sur la structuration de la Provence

La construction des coupes équilibrées de cette thèse a montré que l'avant-pays provençal présente une architecture particulière et un style tectonique de déformation tridimensionnel notamment parce qu'il est divisé en deux domaines par le système de faille de la Moyenne Durance ; que l'on nommera Faille de la Moyenne Durance par simplification ; dont on ne connaît pas avec précision la structure en profondeur. La profondeur du socle de la Provence a été déterminée par l'inversion de données de sismicité basée sur des séismes locaux (Raffaele et al., 2004), de la sismique réfraction (Recq, 1970 ; Arthaud et al., 1980) mais aussi de données de forage et de géophysique pétrolière (Ménard, 1979 ; 1980), des données de gravimétrie et de tomographie des ondes sismiques P (Truffert et al., 1999; Lefort and Agarwal, 2002; Navarro et al., 2006 ; Molliex et al., 2011) permettant ainsi de caractériser l'héritage profond de la Faille de la Moyenne Durance. En effet, toutes ces données montrent que la Faille de la Moyenne Durance délimite un compartiment Ouest où le socle est profond avec une épaisse pile sédimentaire comprise entre ~6 et 11 km, contrastant avec le compartiment Est, où le socle est sub-affleurant, couvert par 3 km d'épaisseur sédimentaire au maximum (Tempier, 1987). La Faille de la Moyenne Durance est une faille de socle hercynienne (Arthaud et Matte, 1975) qui a joué en faille normale depuis le Permo-Trias jusqu'au Crétacé moyen-supérieur permettant le dépôt plus important des séries sédimentaires Mésozoïque dans la Provence occidentale. Cette faille hercynienne crustale, ainsi que celle de Nîmes (Arthaud et Matte, 1975, Figure 6 - 1), sont considérées comme ayant été réactivées, du moins dans la couverture au cours des différents évènements tectoniques qui ont affectés la Provence telle que la compression Pyrénéenne et la compression Alpine au Miocène (Roure et Colletta, 1996 ; Fourno et Dussouillez, 2009 ; Bestani et al., 2015). La réactivation crustale de la Faille de la Moyenne Durance depuis l'Hercynien jusqu'au Crétacé inférieur a ainsi contrôlé l'épaisseur de la pile sédimentaire qui elle est responsable du style tectonique de chaque domaine provençal (Bestani et al., soumis, chapitre 4). Est-ce que ce style tectonique caractéristique pour chacune des deux Provences (orientale et occidentale) pourrait également dépendre de la présence de structures héritées profondes de plus petite échelle que la Faille de la Moyenne Durance et qui auraient été réactivées au cours du temps ?

6.2. Rôle de l'héritage structural des deux domaines provençaux et inversion structurale

Les structures en Provence orientale impliquent le socle et la couverture (*thick- and thin-skin tectonics*) (Tempier, 1987 ; Roure et Colletta, 1996 ; Lacombe et Mouthereau, 2002 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Espurt et al., 2012 ; Bestani et al., 2015). Les données de sismique réflexion existant en Provence occidentale montrent que les structures correspondent essentiellement à une tectonique de couverture (*thin-skin tectonics*).

Les structures plus profondes situées sous la forte épaisseur de la pile sédimentaire en Provence occidentale sont rarement décelables excepté aux environs de la Faille de la Moyenne Durance où d'anciens demi-grabens Permo-triasique peuvent être observés (Bestani et al., soumis, chapitre 4). La construction de la coupe équilibrée T2 traversant les deux domaines a montré l'importance de l'inversion positive (au sens de Williams et al., 1989) des failles normales de socle Permo-triasique lors de la compression Pyrénéenne (Crétacé supérieur-Eocène) en Provence orientale (Bestani et al., 2015, chapitre 3). En Provence occidentale, les structures profondes visibles en sismique réflexion ne présentent aucune inversion. L'étude de la géométrie des structures Oligocène par la restauration séquentielle de coupes équilibrées à différentes échelles (chapitre 5) a démontré la réactivation négative des chevauchements Pyrénéens de couverture et localement de socle (chaîne de la Nerthe) lors de l'extension Oligocène (Bestani et al., en préparation, chapitre 5). De plus, la présence de structures liées à la tectonique salifère a influencé la localisation des failles ainsi que la déformation compressive Pyrénéenne et extensive Oligocène en Provence orientale et occidentale (Jannin, 2011 ; Bestani et al., 2015 ; Bestani et al., en préparation, chapitre 5).

Au sens de Coward (1996), la réactivation en compression de failles normales pré-existantes dépend fortement de l'orientation du nouveau champ de contrainte imposé par rapport à ces premières failles. Les directions de contraintes de l'extension Oligocène présentées en chapitre 5 sont caractérisées par une orientation NW-SE de σ_3 , caractéristique du champ de contrainte E-W à NW-SE Oligocène en Europe (Hippolyte et al., 1993). Ces contraintes sont localisées pour la plupart sur des failles orientées E-W et réactivées négativement. Ainsi, les failles normales formées à l'Oligocène sont majoritairement obliques à la contrainte principale. L'étude des paléo-contraintes de la déformation Miocène a montré que les contraintes sont légèrement différentes du champ de contrainte à grande échelle et sont réorientées à proximité immédiate des failles Méso-Cénozoïque réactivées. Les accidents préexistants peuvent donc réorienter localement la contrainte principale ainsi qu'être réactivés s'ils sont obliques à la direction de contrainte. La réactivation des structures héritées dépend ainsi des directions de contraintes. Pour des directions de contraintes favorables, la déformation se localisera au sein de ces structures préexistantes.

Est-ce que le style tectonique et l'orientation des plis de couverture Méso-Cénozoïque ne résulteraient pas des orientations de failles préexistantes hercyniennes héritées ?

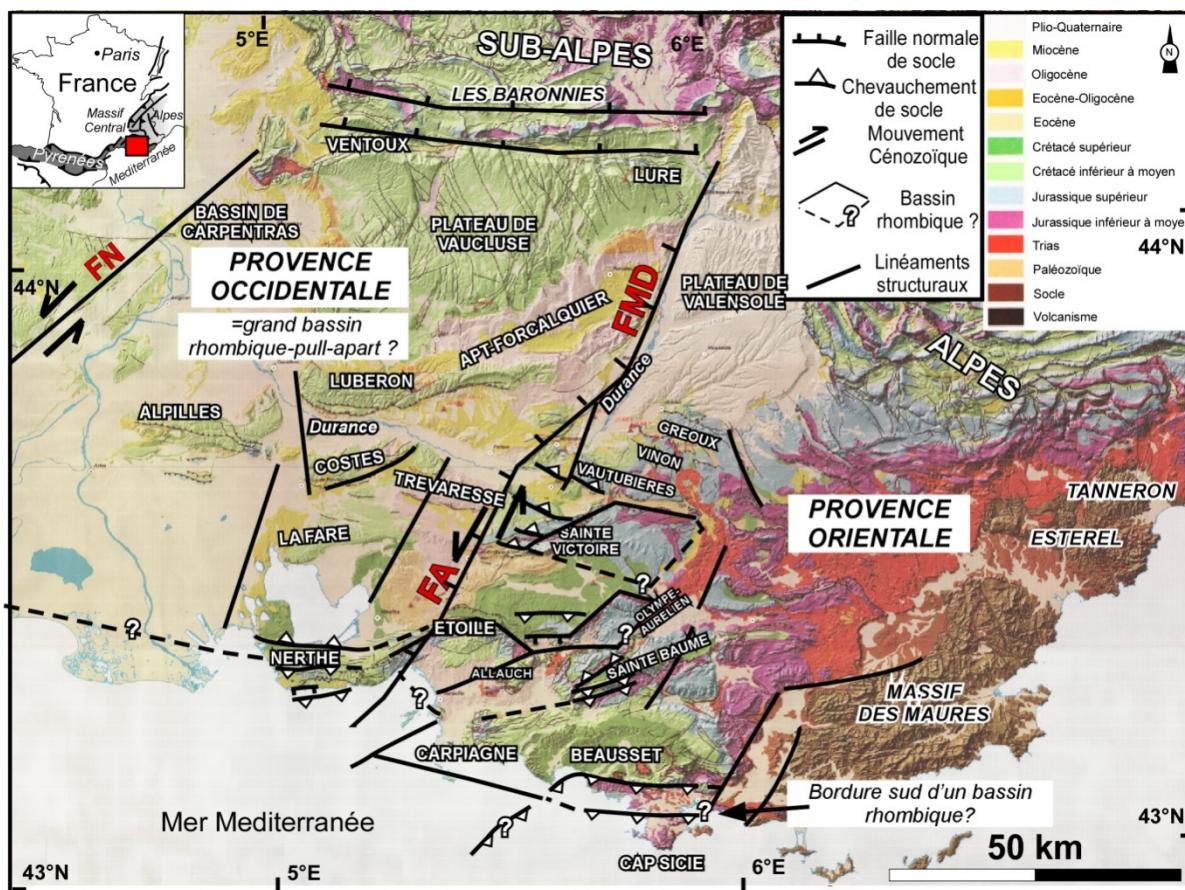


Figure 6 - 1 : Carte géologique de la Provence actuelle. Les traits noirs surlignent les orientations structurales marquées des chaînons provençaux en Provence, basé sur Guillemot et al. (1973), Chorowicz et Paul (1974), Ménard (1980), Espurt et al. (2012), Tassy et al. (2014) et cette étude. Les traits en pointillé associés à des points d'interrogations indiquent des structures déduites/hypothétiques associées aux grandes orientations proposant ainsi des bassins de formes rhombiques de différentes échelles. FN : Faille de Nîmes. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance.

6.3. Influence de l'héritage Paléozoïque

D'après Arthaud et Matte (1975), le recensement des grands décrochements hercyniens d'orientation NE-SW et E-W formés entre 305 et 270 Ma reste incomplet. En effet, il est difficile de repérer des structures auxquelles ont été surimposés des dépôts et déformations datant du Secondaire et Tertiaire. Les premières études ayant mis en évidence des linéaments tertiaires en Provence (Guillemot et al., 1973 ; Chorowicz et Paul, 1974 ; Arthaud et Matte, 1975 ; Figure 6-1) ont montré des réseaux d'accidents de directions N030, N080 et N160. Certains accidents alignés mis en évidence par satellite ERTS 1 (Guillemot et al., 1973 ; Chorowicz et Paul, 1974) témoignent des orientations des structures de socle (horst/graben) construites et interprétées en profondeur dans les coupes équilibrées réalisées au cours de cette étude (Bestani et al., 2015 ; chapitres 3, 4 et 5). Les variations locales de profondeur du socle (Ménard, 1980) sont interprétées comme étant le résultat du jeu de failles de socle. D'autres linéaments observés par satellite ne correspondent à aucune structure cartographiée (Figure 6 - 1). Les linéaments les plus complexes et les plus nombreux sont

observés en Provence orientale (Figure 6 - 1). La faible épaisseur sédimentaire (~3 km) présente dans cette zone pourrait justifier que des linéaments de structures de socle soient plus marquées. Nous suggérons que les orientations observées en Provence occidentale se réfèrent à des décollements de couverture mésozoïques. Cette interprétation se base sur la construction des coupes équilibrées contrainte par des données de sismique réflexion (Bestani et al. soumis, chapitre 4) indiquant que la réactivation de structures de socle héritées, s'il y a, n'est pas clairement mise en évidence. Nous proposons donc que l'orientation des structures actuelles en Provence (Figure 6 - 1) pourrait refléter la présence et l'orientation des structures profondes héritées (Figure 6 - 2) : des structures hercyniennes héritées et réactivées dont les orientations se répercuteraient dans la couverture. Il existe un grand nombre de décrochements hercyniens en Provence (e.g. Faille de la Moyenne Durance) mais aussi tertiaires avec la réactivation de certains bassins Oligocène en décrochement (chapitre 5). Ces décrochements tertiaires réactivent-ils les failles hercyniennes ? Notre hypothèse porterait sur l'idée que les grands décrochements existant au Sud de la France au Paléozoïque aient eu une influence sur l'ouverture des grabens permo-triasiques en leur imposant une composante décrochante, type pull-apart, menant à une structuration de bassins rhombiques à grande échelle (Figure 6 - 2) comme pouvait le proposer Guillemot et al. (1973) avec un système de failles conjuguées depuis les Pyrénées jusqu'au cœur des Alpes.

En effet, d'après les linéaments observés en carte Figure 6 - 1 et les structures de socle mises en évidence lors de l'équilibrage des coupes (Figure 6 - 1), des géométries en bassin rhombique à grande échelle (e.g. en Provence occidentale et au sud du synclinal du Beausset ? cf « bordure sud d'un bassin rhombique ? » en Figure 6 - 1) mais aussi à petite échelle pourraient être interprétées. Cette géométrie de bassin à petite échelle a été proposée au niveau de la Sainte Victoire, de l'Aurélien-Olympe et de l'Etoile. Ces structures seraient des répliques à petite échelle (Figure 6 - 1) des grands systèmes de bassins rhombiques ou pull-apart proposés dans le contexte transtensif à la fin du Paléozoïque (Figure 6 - 2) dont on retrouve les orientations dans le socle aujourd'hui (Figure 6 - 1). La réactivation en transtension des grands accidents préexistants hercyniens à la fin du Paléozoïque lors du rift de Gondwana aurait conduit à la formation de nouvelles structures extensives à cette période jusqu'au début du Trias, présentant une orientation globalement E-W (Ziegler, 1975 ; Arthaud et Matte, 1977 ; Figure 6 - 2). Ces structures sont principalement observables en surface dans les massifs cristallins en Provence orientale (Delfaud et al., 1989 ; Toutin Morin et al., 1992) et ont été interprétées en profondeur pour la coupe équilibrée T2, en Provence orientale (Espurt et al., 2012 ; Bestani et al., 2015, chapitre 4). Le jeu de ces grands décrochements hercyniens (Arthaud et Matte, 1975) a ainsi contrôlé le remplissage des bassins continentaux Permien dans un régime en extension comme on peut l'observer pour le massif des Maures (Delfaud et al., 1989 ; Toutin-Mourin et Bonijoly, 1992, Toutin Morin et al., 1992). Au cours du Trias jusqu'au Crétacé inférieur, les failles hercyniennes majeures ont été remobilisées justifiant que l'orientation structurale hercynienne s'exprime au minimum jusqu'à l'extension Crétacé inférieur-moyen (Toutin Morin et al., 1992). Ainsi, en considérant que des bassins de géométrie rhombique et de type pull-apart de grande échelle en Provence se soient formés à la période tardi-hercynienne, leur réactivation en contexte extensif jusqu'au Mésozoïque entraînerait plus de subsidence qui serait tout à fait cohérente avec le remplissage sédimentaire important (de plus de 10 km d'épaisseur) observé en Provence occidentale. La formation d'un tel type de bassin pourrait également causer le dépôt de sédiments perturbés au bord de ces bassins par des apports gravitaires de type écoulements d'escarpement de

failles bordières et un remaniement local comme l'on peut trouver au Nord de Bandol, bordure sud du synclinal du Beausset (Masse et Philip, 1969) correspondant à la bordure sud du bassin rhombique supposé (Figure 6 - 1 et Figure 6 - 2).

Nous proposons que le processus de formation de bassins en pull-apart pendant le rifting de Gondwana au Permo-Trias ait eu, lors de l'orogénèse pyrénéenne, une grande influence sur les structures et le partitionnement de la déformation dans l'avant-pays provençal comme en témoignent certaines orientations de structures pyrénéennes similaires à celles du socle (Figure 6 - 1). Par réactivation des structures héritées hercyniennes en Provence orientale lors de l'orogénèse pyrénéenne, les empreintes de ces structures hercyniennes auraient ainsi contrôlé l'orientation des structures Pyrénéennes. La formation proposée de bassin de type pull-apart (rhombique) au cours du Permo-Trias exercerait un contrôle tectonique et sédimentaire induisant une augmentation de la sédimentation Mésozoïque à grande échelle. Existe-t-il un contrôle profond, dans la lithosphère, de la réactivation des structures héritées hercyniennes ? Si oui, quelle(s) relation(s) les failles hercyniennes profondes ont-elles avec le comportement rhéologique de la lithosphère ?

6.4. Influence de la rhéologie de la lithosphère sur les structures de grande échelle

La réactivation des failles dépend de la rhéologie de la lithosphère dans laquelle les failles préexistantes sont intégrées (Ranalli, 2000) sous forme de zone de cisaillement.

La localisation de la déformation le long de structures héritées peut être due aux orientations préférentielles de réseau de l'olivine formées lors d'anciens événements tectoniques puis fossilisées dans le manteau lithosphérique. La proposition d'une orientation cristallographique de l'olivine dans le manteau, héritée d'épisodes de déformations passées, crée une forte anisotropie mécanique des plaques continentales. Cette fabrique tectonique héritée de la lithosphère influence donc la rupture des continents et contrôle probablement le comportement tectonique de la lithosphère favorisant une formation de structures de rifts parallèlement aux anciennes structures collisionnelles (Vauchez et al., 1997). En effet, la préservation de la fabrique d'une faille profonde au sein du manteau lithosphérique créant une anisotropie des propriétés mécanique et thermique de celui-ci aurait des implications majeures sur la géodynamique. Cette anisotropie modifierait le comportement rhéologique à grande échelle des continents justifiant ainsi la réactivation de ces anciennes failles au cours des événements tectoniques successifs (Tommasi et al., 2001 ; Vauchez et Tommasi, 2003 ; Tommasi et al., 2009 ; Vauchez et al., 2012). Les décrochements hercyniens de très grande échelle proposés par Arthaud et Matte (1975, 1977), présents dans plusieurs continents (e.g. Afrique, Amérique du Nord, Europe), se connectent dans le manteau. Ils ont joué un rôle très important dans l'ouverture de l'océan Atlantique (Vauchez et al., 1997 ; Vauchez et Tommasi, 2003) puisque le rift initial s'est propagé parallèlement à la chaîne hercynienne.

Selon Arthaud et Matte (1977), à la fin du Paléozoïque des failles dont certaines intercontinentales (e.g. dans la zone Nord Pyrénéenne localisée au Sud de la Provence Figure 6 - 2; Faille de la Moyenne Durance ?) ont joué en décrochement puis ont été réactivées en régime extensif au Permo-Trias lors du rift de Gondwana avec la formation des grabens permiens

d'orientation E-W dans le Sud-Est de la France (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992 ; Figure 6 - 2). Les unités externes à la chaîne des Pyrénées enregistreraient une anisotropie due à la déformation hercynienne transcurrente (décrochante) à l'échelle régionale (Barruol et al., 1998) pouvant ainsi justifier d'une influence de la structuration hercynienne en décrochement encore plus au Nord et à l'Est de la chaîne des Pyrénées, jusque dans le domaine provençal. De plus, Barruol et al. (1998) proposent que les directions des fabriques métamorphiques dans la Montagne Noire soient parallèles à l'orientation structurale hercynienne. Ces directions pourraient être ainsi compatibles avec une déformation lithosphérique fossilisée à l'hercynien au sud du Massif Central. Il n'est donc pas exclu que la Provence présente des structures similaires et une empreinte lithosphérique hercynienne en mémoire, réactivée au cours des épisodes de déformation successifs (compression Pyrénéenne – extension Oligocène – compression Alpine).

La formation des failles intercontinentales et grabens permo-triasiques reflètent le mouvement relatif des blocs plus qu'une extension et amincissement crustal (Arthaud et Matte, 1975). Cette extension, bien que peut-être insuffisante pour réchauffer la lithosphère et la fragiliser, a réactivé une fracturation préexistante du domaine crustal en Provence orientale au Permo-Trias lors du rift de Gondwana. Cette pré-fracturation est en faveur d'une inversion tectonique des structures de socle lors de la compression Pyrénéenne (Bestani et al, submitted, chapitre 4). Les nombreuses failles de socle présentes en Provence orientale et que l'on peut retrouver dans le domaine offshore dans le Golfe du Lion (profil ECORS, Séranne et al., 1995 ; Benedicto et al., 1996 ; Séranne., 1999) seraient connectées vers 10-15 km de profondeur (Lacombe et Mouthereau, 2002 ; Bestani et al., 2015) et ne seraient pas lithosphériques. La construction d'une coupe équilibrée dans le compartiment Ouest de la Provence (Bestani et al., soumis, chapitre 4) montre que la Provence occidentale a subi peu de déformation crustale et peu d'évènements thermiques importants qui n'ont probablement pas facilité ni nécessité la réactivation de structures paléozoïques, potentiellement présentes. Cette hypothèse est renforcée par le dépôt d'une épaisse pile sédimentaire. Cette rigidité proposée pour la Provence occidentale peut également provenir du rééquilibrage en température de la croûte après son amincissement au cours du Trias-Jurassique pendant le rift de l'océan Téthys rendant la partie sommitale du manteau plus froide que la normale. En Provence orientale, nos données thermochronologiques et les variations significatives d'épaisseur des formations Mésozoïque du Sud vers le Nord présentées dans le chapitre 4 montrent que la croûte de la Provence orientale a subi une histoire thermique tardive complexe. Cette histoire a principalement enregistré un évènement Oligocène qui a ainsi conduit à un effacement des traces de fissile témoin de l'exhumation pyrénéenne des unités à matériel paléozoïque et mésozoïque à proximité de la côte. Il nous est donc impossible de connaître la rhéologie de la croûte qui a précédé la déformation pyrénéenne en Provence orientale. En revanche, nos données de thermochronologie suggèrent que localement le massif paléozoïque des Maures a été fortement soumis à l'érosion avec des vitesses d'érosion probablement importante. Un début de surrection au cours du Crétacé supérieur (~80 Ma), lors de l'orogénèse Pyrénéenne est également suggéré puisqu'il a alimenté le système Sainte-Victoire depuis le Crétacé supérieur (Espurt et al., 2012) justifiant bien l'inversion de failles de socle hercyniennes au cours de l'orogénèse Pyrénéenne. Les chevauchements provençaux se superposent et réactivent parfois la structuration profonde provenant de la même histoire que ces grandes failles hercyniennes et que l'on peut observer dans le massif des Maures (Delfaud et al., 1989 ; Toutin Morin et Bonijoly, 1992). Si les grands décrochements hercyniens tels que la Faille de la Moyenne Durance sont

supposés être lithosphériques et gardent en mémoire la fabrique mantellique facilitant leur réactivation, comment expliquer que la Faille de la Moyenne Durance ne serait réactivée que dans la couverture à partir de l'orogénèse Pyrénéenne ? Comment expliquer que de nombreuses structures hercyniennes peu profondes (connectées à 10-15 km de profondeur, Bestani et al., 2015) sont réactivées ?

En dépit de ces interrogations, d'autres questions peuvent être soulevées pour apporter un début de réponse : Est-ce que les structures paléozoïques lithosphériques profondes que l'on suppose exister en Provence se retrouvent dans les Pyrénées et le bassin d'Aquitaine ? Si oui, existe-t-il un événement tectonique concomitant caractéristique de ces structures profondes héritées, marqué à la fois par la Provence et les Pyrénées ?

6.5. Lien avec la chaîne des Pyrénées

Au Paléozoïque, durant la période de compression varisque, le tracé de la Faille Nord Pyrénéenne considérée comme la zone de suture entre les plaques ibérique et européenne n'est pas clairement établi (Burg et al., 1994 ; Figure 6 - 2). Wickham et Oxburg (1985) proposent que la structure de la croûte varisque dans les Pyrénées était dominée par un régime en extension associé à du décrochement. Ainsi, Burg et al. (1994) explique le mouvement latéral dextre entre l'Ibérie et l'Europe (Arthaud et Matte, 1975) par une zone d'extension oblique incluant des segments de pull-apart (lié à du mouvement transformant/transcurrent lithosphérique) et précédant le mouvement sénestre relatif entre l'Ibérie et l'Europe au Mésozoïque. Cette structuration lithosphérique est supportée par les mesures d'anisotropie sismique faite à travers les Pyrénées (Vauchez et al., 1997 ; Barruol et al., 1998). Le rifting continental dans les Pyrénées a débuté entre 125-83 Ma en relation avec la rotation de l'Ibérie par rapport à l'Europe dans le sens anti-horaire (Le Pichon et al., 1970 ; Chroukroune et Mattauer, 1978 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009). Cette rotation a induit un mouvement transtensif le long de la chaîne hercynienne des Pyrénées qui a entraîné un amincissement de la lithosphère et conduit localement à l'exhumation du manteau lithosphérique (Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008). Cette hyper-extension crustale Apto-Albienne serait concomitante de l'ouverture des bassins d'extension pré-orogénique au médio-Crétacé. Ainsi, les bassins sédimentaires ont subi un métamorphisme de haute température (Golberg et Leyreloup, 1990). La réactivation des structures hercynienne lithosphériques serait à l'origine de la formation de ces bassins dans les Pyrénées (Arthaud et Matte, 1975 ; Barruol et al., 1998).

Si tout comme les Pyrénées, la Provence est bien marquée par les grands décrochements hercyniens, porte-t-elle l'empreinte de cet événement Albo-cénomanien ? Durant l'Albien, la Provence enregistre des apports sédimentaires turbiditiques et bréchiques sur la bordure Sud du synclinal du Beausset (Masse et Philip, 1969 ; Philip et al., 1987) qui témoignent d'une structuration en horsts et grabens. De plus, les dépôts de laminites et contourites (Machhour et al., 1994) indiquent la présence d'un bassin Albien profond et ouvert au Sud de la Provence. Ces dépôts sont assimilables au flysch noir Pyrénéen Albo-Cénomanien (Souquet et al., 1985) qui représente un faciès typique de la formation de bassin de décrochement à la frontière des plaques Europe-Ibérie au Crétacé moyen.

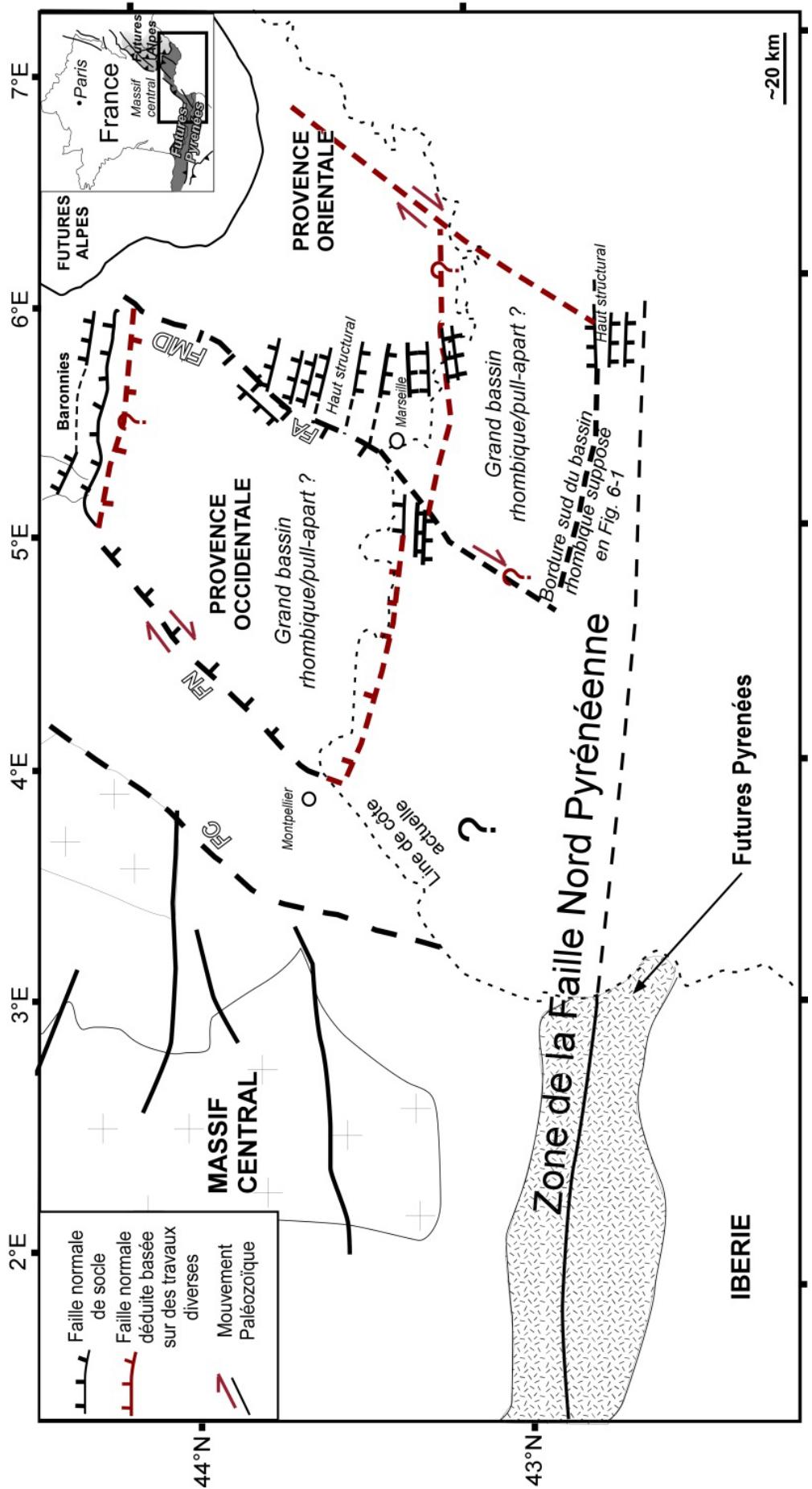


Figure 6 - 2 : Carte structurale schématique des structures paléozoïques présentes à la fin du Paléozoïque-début Permien d'après les résultats de cette étude, mais aussi de ceux d'Arthaud et Matte (1975), Behr et al. (1984), Matte (1986), Guillot et al. (2009), Espurt et al. (2012). Ces structures en pull-apart, formées en contexte transtensif, sont héritées des grands décrochements hercyniens et de l'extension Permo-Triasique. La zone de la Faille Nord Pyrénenne comprend l'ensemble des structures pyrénéennes fossilisées qui ont été marquées par une tectonique transcurrente à l'échelle de la chaîne qui devient senestre fin Paléozoïque-début Permien avec la formation des grabens Permo-Triasiques. Le mouvement dextre illustré dans les Maures se base sur la reconstitution de Guillot et al. (2009) à l'époque du Carbonifère supérieur.

En effet, le long de ces domaines qui s'ouvrent au Nord de la Faille Nord Pyrénéenne, des bassins se remplissent de ces flyschs. De par les hautes températures que subissent ces bassins, les matériaux qui les remplissent peuvent alors renseigner sur l'empreinte thermique liée à l'amincissement crustal. En Provence, aucune évidence de métamorphisme lié à l'ouverture des bassins n'a été recensée. Les reconstitutions de la chaîne hercynienne et ses directions structurales associées et les données de géophysiques en Mer Méditerranée démontrent le prolongement des structures hercyniennes à l'Est de la chaîne des Pyrénées. Nous proposons donc que le système transtensif Pyrénéen se prolonge vers l'Est sous la Provence bien que les reliques de cet épisode doivent être recherchées en Méditerranée occidentale. Le seul témoin de cet épisode serait donc les dépôts de brèches et de turbidites localisés au Sud du synclinal du Beausset (Nord de Bandol).

6.6. Conclusion

L'avant-pays provençal constitue un exemple remarquable qui permet d'observer les effets de l'héritage structural à différentes échelles sur la structure d'un bassin d'avant-pays. Il est également le témoin des déformations successives observées dans le domaine Ouest Méditerranéen (compression Pyrénéenne – extension Oligocène – compression Alpine) ainsi que le siège des interactions sédimentation-érosion-tectonique ce qui en fait un lieu clé de compréhension des chaînes de montagne adjacentes et de leur déformation associée (Pyrénées et Alpes). Le signal de l'héritage est souvent masqué et difficilement décelable dans le cas d'un prisme d'avant-pays ayant subi une superposition d'événements tectoniques. En Provence, l'influence de l'héritage structural et la perturbation des structures héritées se produit majoritairement à l'Est de la Faille de la Moyenne Durance, là où simultanément la pile sédimentaire Méso-Cénozoïque est faible (~3 km) et la structuration observée en cartographie est la plus complexe (Figure 6 - 1). Nous proposons que l'avant-pays provençal à la fin du Paléozoïque-début Trias fût caractérisé par des zones à géométrie rhombique et en pull-apart là où une cinématique décrochante a existé, lié à la zone transcurrente au niveau de la chaîne actuelle des Pyrénées. Ces zones auraient favorisées le dépôt d'une plus grande épaisseur de sédiments méso-cénozoïques (Figure 6 - 2), très bien marqué en Provence occidentale. Cette forte épaisseur sédimentaire n'aurait pas engendré de réactivation des structures profondes ou, du moins, ces réactivations ne sont pas clairement repérables lors de la compression.

Cette étude a mis en avant le rôle prépondérant mais encore mal défini des structures hercyniennes sur la structure de l'avant-pays provençal. Les premières conclusions que l'on peut tirer sont:

- Les structures/failles hercyniennes lithosphériques de grande échelle (e.g. zone Nord Pyrénéenne, Faille de la Moyenne Durance ?) conditionnent la structuration de la Provence au Permo-Trias et sont à l'origine d'une anisotropie du manteau supérieur qui facilite leur réactivation au cours des événements tectoniques ultérieurs.
- Les structures hercyniennes (e.g. Faille de la Moyenne Durance) sont responsables de la variation d'épaisseur et contrôlent ainsi indirectement le style structural provençal.
- Les structures hercyniennes exercent un contrôle sur l'orientation des structures formées lors de l'orogénèse Pyrénéenne et sont préférentiellement réactivées au cours de cette déformation en Provence orientale.

- Les structures héritées (hercyniennes, tertiaires) peuvent localement réorienter les directions de contraintes. Elles sont également orientées obliquement aux directions de contraintes principales des différents évènements tectoniques, ce qui conduit à leur réactivation préférentielle.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

7. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

1) Les signatures de l'orogénèse Pyrénéenne associée à la subduction de l'Ibérie sous l'Eurasie s'expriment en Provence au sein du bassin d'avant-pays Pyrénéo-Provençal à l'échelle de construction de la coupe équilibrée établie dans cette zone. La flexure de l'avant-pays provençal correspond à la réponse régionale profonde et frontale nord de la croissance et de la migration du prisme pyrénéen au Sud vers la marge Européenne. Cette avancée externe frontale nord des chevauchements, influencée par l'héritage structural et géométrique des séries sédimentaires du prisme au Crétacé moyen, est à l'origine de l'inversion de failles normales héritées d'âge Paléozoïque à Trias et de la réactivation de structures salifères. Le style structural de l'avant-pays est ainsi caractérisé par une tectonique de couverture et de socle dont cette dernière prédomine. L'analyse des dépôts syntectoniques a permis de mettre en évidence un fonctionnement simultané des chevauchements Pyrénéo-provençaux. La phase de compression Pyrénéenne du Crétacé supérieur est ainsi très bien marquée en Provence orientale. L'analyse conjointe des données de sismique réflexion en mer jusqu'au bloc corso-sarde et des données de magnétostratigraphie et paléomagnétisme renseignant sur l'ouverture du rift Liguro-Provençal devraient fournir des éléments complémentaires concernant la proximité et le raccord des structures de ce bloc à l'avant-pays Provençal durant la compression Pyrénéenne.

2) Le front de déformation Pyrénéo-Alpin localisé en Provence dans le bassin du Sud-Est de la France correspond à un système mixte de chevauchements lié à la zone de transfert de la Faille de la Moyenne Durance/Faille d'Aix-en-Provence qui divise la Provence en deux domaines. Cette zone, responsable de la variation d'épaisseur de la pile sédimentaire Mésozoïque à Cénozoïque, contrôle la géométrie et le style tectonique des deux domaines. La construction de coupes équilibrées (~150 km) dans les deux domaines a révélé que la Provence occidentale dont la pile sédimentaire est épaisse (~10 km) est caractérisée par un style tectonique de couverture (*thin-skin*) tandis que la Provence orientale, dont la pile sédimentaire est de ~3 km, est gouvernée par une tectonique de socle (*thick-skin*). Le style structural de la Provence orientale est dominé par le rôle important des failles normales de socles héritées du Permo-Trias mais aussi par la présence de grands décrochements hercyniens réactivés positivement lors de l'orogénèse Pyrénéenne. Les données de traces de fission sur apatites provenant de la Provence orientale montrent que la zone a connu une histoire thermique tardive importante qui a en partie effacé les événements thermiques précédents. On enregistre à proximité de la côte un réchauffement suffisant pour remettre les thermochronomètres à zéro alors qu'à l'intérieur des terres les roches ne semblent pas affectées. Elles présentent des âges d'exhumations anciens proches de l'âge de dépôt des roches (~80 Ma), témoignant probablement du soulèvement des massifs cristallins lors de l'orogénèse Pyrénéenne. De nouvelles analyses de données de thermochronologie dans le massif des Maures mais aussi dans la couverture sédimentaire du synclinal du Beausset et de la Sainte-Baume (séries les plus enfouies d'après nos restaurations structurales) devraient apporter des informations supplémentaires permettant d'affiner précisément l'initiation des chevauchements pyrénéens et de mieux définir la géométrie des séries pré-et post-orogénique. A l'heure actuelle, les structures profondes de la Provence occidentale et de la Provence orientale sont encore mal définies et l'acquisition de nouveaux profils

de sismique réflexion de qualité permettrait de mieux les détecter. Le lien de l'avant-pays provençal avec les Pyrénées et le transfert de la déformation Pyrénéenne ont permis de proposer un modèle dans lequel les deux domaines provençaux sont couplés et ne nécessitent aucun détachement dans la croûte moyenne. Une prolongation de la coupe équilibrée T2 vers le nord dans le domaine subalpin et les Alpes pourrait préciser la géométrie profonde alimentant le raccourcissement Pyrénéen enregistré en Provence occidentale. L'amincissement de la croûte terrestre, le flux thermique élevé et la succession sédimentaire épaisse en Provence occidentale font de l'avant-pays provençal une cible potentielle pour la géothermie et l'exploration des hydrocarbures. A terme, une reconstitution en trois dimensions de la structure de l'avant-pays provençal permettrait une meilleure compréhension des transitions entre les différents systèmes de chevauchement et entre les deux domaines provençaux. Cette reconstitution permettrait également de déterminer le potentiel de la Provence en termes d'exploration.

3) L'héritage structural a eu une influence majeure sur le polyphasage tectonique en Provence à différentes échelles. La restauration séquentielle d'une coupe équilibrée a permis de déterminer que la déformation Pyrénéenne a été la phase majeure responsable de la formation des différents chaînons en Provence. Cet héritage Méso-Cénozoïque structural compressif a contrôlé la localisation des déformations liées à l'extension Oligocène par réactivation négative des chevauchements pyrénéens. La déformation Miocène a réactivé des structures héritées du Mésozoïque et Tertiaire qui se sont développées en contexte extensif à transtensif (composante décrochante) et ont parfois réorienté localement les paléo-contraintes. La quantification des déformations Oligocène extensives et Miocène compressives ont montré qu'elles ont un impact minime sur la structuration actuelle de la Provence avec une compression N-S Miocène insuffisante pour annuler l'extension E-W à NW-SE de l'évènement tectonique Oligocène. Cette déformation Miocène étant la moins marquée en Provence, elle nécessiterait une quantification précise et à petite échelle de ses mouvements verticaux par rapport au niveau de surface de transgression Miocène.

La méthode des coupes équilibrées a démontré son aptitude à répondre à des problématiques de différentes échelles (de temps et de taille) et de différentes thématiques (e.g. tectonique active, thermochronologie, paléo-contrainte) qui en fait un outil fondamental pour toute étude géologique.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AbouAli, N., Hafid, M., Chellaï, E.H., Nahim, M., and Zizi, M., 2005, Structure de socle, sismostratigraphie et héritage structural au cours du rifting au niveau de la marge d'Ifni/Tan-Tan (Maroc sud-occidental), *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 1267–1276.
doi:10.1016/j.crte.2005.07.003
- Anderson, E.M., 1942, The Dynamics of Faulting, Edinburg, 206 p.
- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., and Pichon, X.L., 2010, New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, p. 547–563,
doi: 10.2113/gssgbull.181.6.547.
- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., and Pichon, X.L., 2013, Reply to the comments of Jean Philip on the paper entitled “New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction”, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184, p. 279–285, doi: 10.2113/gssgbull.184.3.279.
- Angelier, J., 1971, La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var), *Thèse Sciences, Université de Paris*, 193 p.
- Angelier, J., and Aubouin, J., 1973, Stratigraphie et structure du Paléogène nord-varois dans les entours septentrionaux de la bande de Barjols, *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), 15, (1), p. 22-26.
- Angelier, J., 1975, Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 281, p. 1805-1808.
- Angelier, J., and Aubouin J., 1976, Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon, *Bulletin du BRGM*, 2, I, 3, 187-217.
- Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, p. T17–T26, doi: 10.1016/0040-1951(79)90081-7.
- Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B., and Manoussis, S., 1982, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress — I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, *Geophysical Journal International*, 69, p. 607–621, doi: 10.1111/j.1365-246X.1982.tb02766.x.
- Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 89, p. 5835–5848, doi: 10.1029/JB089iB07p05835.

- Angelier, J., 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *Journal of Structural Geology*, 11, p. 37–50, doi: 10.1016/0191-8141(89)90034-5.
- 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, p. 363–376, doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x.
- Angelier, J., 1991, Inversion directe et recherche 4-D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 312, p. 1213–1218.
- Arabasz, W.J., and Julander, D.R., 1986, Geometry of seismically active faults and crustal deformation within the Basin and Range–Colorado Plateau transition in Utah, *Geological Society of America, Special Papers*, 208, 43–74. doi:10.1130/SPE208-p43
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., and Stein, S., 1989, Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94, p. 5585–5602, doi: 10.1029/JB094iB05p05585.
- Arnaud, H., 1988, Subsidence in certain domains of south-eastern France during the Ligurian Thetys opening and spreading stages, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 4, p. 725-732.
- Arnaud, M., Beaudoin, B., Colomb, E., and Monleau, C., 1990, Le gypse triasique de la vallée de l'Huveaune (Bouches-du-Rhône) a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques, *Géologie Alpine*, 66, 117-121.
- Arthaud, F., and Matte, P., 1975, Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, *Tectonophysics*, 25, p. 139–171, doi: 10.1016/0040-1951(75)90014-1.
- Arthaud, F., Ogier, M., and Seguret, M., 1980, Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord, *Bulletin du BRGM*, 1, n° 3, p. 175-193.
- Arthaud, F., and Séguret, M., 1981, Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France), *Bulletin de la société géologique de France*, n° 1, p. 51-63.
- Aubouin, J., and Mennessier, G., 1962, Essai sur la structure de la Provence. In Durand –Delga M. (Coord.) : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mémoire hors-série de la Société géologique de France*, II, p. 45-98, pl. I.
- Aubouin, J., and Chorowicz, J., 1967, Le chevauchement sud-Provençal de l'Etoile à la Sainte-Baume, *Bulletin de la société géologique de France*, 7, 600-608.
- Assas, N., 1991, Mécanismes de mise en place d'une nappe de charriage épiglyptique. L'exemple des massifs de l'Etoile et de la Nerthe méridionale (Nord de Marseille), Thèse de doctorat, 277 p.

- Baby, P., Hérail, G., Lopez, J. M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T., and Tufino, D., 1989, Structure de la zone subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Ser. II*, 309, p. 1717-1722.
- Bally A.W., Gordy P.L., and Stewart, G.A., 1966, Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rockies, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14, 337-81
- Baroux, E., 2000, Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. *Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud, Orsay*, 327 pp.
- Baroux, E., Béthoux, N., and Bellier, O., 2001, Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms, *Geophysical Journal International*, 145, p. 336–348, doi: 10.1046/j.1365-246x.2001.01362.x.
- Baroux, E., Pino, N.A., Valensise, G., Scotti, O., and Cushing, M.E., 2003, Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B9), 2454, doi:10.1029/2002JB002348.
- Barruol, G., Souriau, A., Vauchez, A., Diaz, J., Gallart, J., Tubia, J., and Cuevas, J., 1998, Lithospheric anisotropy beneath the Pyrenees from shear wave splitting, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103, p. 30039–30053, doi: 10.1029/98JB02790.
- Baudemont, D., 1985, Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale: évolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var), 1985, *Thèse de doctorat*.
- Beaumont, C., 1981, Foreland basins, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 65, p. 291–329, doi: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02715.x.
- Behr, H.-J., Engel, W., Franke, W., Giese, P., and Weber, K., 1984, The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions, *Tectonophysics*, 109, p. 15–40, doi: 10.1016/0040-1951(84)90168-9.
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., and Rolland, Y., 2014, Collision kinematics in the western external Alps, *Tectonics*, 33, 1055-1088, doi: 10.1002/2013TC003453.
- Bellier, O., and Vergély, P., 1987, Etats de contraintes et tectogénèse cénozoïque du plateau calcaire de Basse Ardèche (France), *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 305, série II, p. 1379-1382.
- Bellier, O., and Zoback, M.L., 1995, Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States, *Tectonics*, 14, 564–593. doi:10.1029/94TC00596

- Benedicto Esteban, A., 1996, Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est France, *Thèse Sciences Univ. Montpellier*, 242 p.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., and Séranne, M., 1996, Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France, *Tectonics*, 15, p. 1192–1212, doi: 10.1029/96TC01097.
- Bergerat, F., 1985, Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne, *Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI*.
- Bergerat, F., 1987, Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 6, p. 99–132, doi: 10.1029/TC006i002p00099.
- Bertrand M., 1887, Ilot triasique du Beausset (Var), Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris, *Bulletin de la société géologique de France*, 3, XV, 667-702.
- Bertrand, M., 1888, La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. *Émile Colin*.
- Bertrand, M., 1893, Observations sur les bandes triasiques de la Provence, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 21, p. 52-53.
- Besson, D., 2005, Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, *PhD thesis, Ecole des Mines de Paris*, 438p.
- Bestani, L., Espurt, N., Lamarche, J., Floquet, M., Philip, J., Bellier, O., and Hollender, F., 2015, Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France, In : Serrane M. et al., Eds, *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The circum-Mediterranean basins and analogues*, *Bulletin de la société géologique de France*, 186, sp issue (in press)
- Blès, J.-L., and Gros, Y., 1991, Stress field changes in the Rhône Valley from the Miocene to the present, *Tectonophysics*, 194, p. 265-277.
- Bott, M. H. P., 1959, The mechanism of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Boyer, S. E., and Elliott, D., 1982, The geometry of thrust systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196 – 1230.
- Boyer, S.E. and Geiser, P.A., 1987, Sequential development of thrust belts: implications for mechanics and cross section balancing. *In Geological Society of America Abstracts with Programs*, 19, p. 597.
- Boyer S.E., 1995, Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts, *American Journal of Science*, 295, 10, 1220-1254.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: *Geological*

- Society of America Bulletin*, 110, p. 985–1009, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2.
- Brasseur, R., 1962, Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse), *Thèse Sciences, Université Claude Bernard - Lyon I*, 195 p.
- Bruna, P.-O., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Floquet, M., Fournier, F., Sizun, J.-P., Gallois, A., Marie, L., Bertrand, C. and Hollender, F., 2013, Porosity gain and loss in unconventional reservoirs: example of rock typing in Lower Cretaceous hemipelagic limestones, SE France (Provence), *Marine and Petroleum Geology*, 48, 186–205.
- Burg, J.P., Van Den Driessche, J., and Brun, J.P., 1994, Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences, *Géologie de la France*, 3, p. 33-51.
- Burkhard, M., 1990, Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (sub-Alpine molasse to Jura fold belt), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83, n° 3, p. 559-583.
- Butler, R.W.H., 1989, The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 44, p. 105–122, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., and Grasso, M., 2006, Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective, *Journal of Structural Geology*, 28, p. 1893–1908, doi: 10.1016/j.jsg.2006.09.006.
- Calais, E., Bayer, R., Chery, J., Cotton, F., Doerflinger, E., Flouzat, M., Jouanne, F., Kasser, M., Laplanche, M., Maillard, D., Martinod, J., Mathieu, F., Nicolon, P., and Nocquet, J.-M., 2001, REGAL; réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales; configuration et premiers résultats, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, p. 141–158, doi: 10.2113/172.2.141.
- Canérot, J., Hudec, M.R., and Rockenbauch K., 2005, Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: salt tectonics on a transform plate boundary, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, 2, 211-229.
- Carey, E., 1976, Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement, *Thèse de doctorat*.
- Caron J.-P., Guieu G., and Tempier C., 1966, Quelques aspects de la tectonique tangentiale en Basse Provence occidentale. *Compte rendu sommaire de la Société Géologique de France*, 41-43.

- Carpéna, J. and Mailhé, D., 1985, La méthode des traces de fission : son intérêt en géologie. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels—Applications, *Collection Comm. Énergie At., Ed., Masson, Paris*, p. 203-249.
- Casagrande Fioretti, L., Andrieux, J., and Morel, J. L., 1989, Le massif de Suzette (Vaucluse) : l'inversion tectonique d'un graben oligocène, *Géologie de la France*, 3, 3-12.
- Catzigras, F., 1953, Le bassin d'effondrement de Saint-Julien et Saint-Pierre-les-Martigues dans la chaîne de la Nerthe, *Travaux de Laboratoire de Géologie à la Faculté des Sciences de Marseille*, p. 43-59.
- Catuneanu, O., Beaumont, C., and Waschbusch, P., 1997, Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the “missing” peripheral bulge, *Geology*, 25, p. 1087–1090, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<1087:IOSLAS>2.3.CO;2.
- Catuneanu, O., 2004, Retroarc foreland systems—evolution through time, *Journal of African Earth Sciences*, 38, p. 225–242, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004.
- Célérier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., and Laurent, P., 2012, Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods. *Tectonophysics*, 581, 206–219. doi:10.1016/j.tecto.2012.02.009
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., and Burkhard, M., 2004, Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse, *Terra Nova*, 16, p. 232–242, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00555.x.
- Champion, C., Choukroune, P., and Clauzon, G., 2000, La déformation post-Miocène en Provence occidentale, *Geodinamica Acta*, 13, p. 67–85, doi: 10.1016/S0985-3111(00)00114-5.
- Chardon, D., and Bellier, O., 2003, Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, p. 497–510, doi: 10.2113/174.5.497.
- Chardon, D., Hermitte, D., Nguyen, F., and Bellier, O., 2005, First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century, *Geology*, 33, p. 901–904, doi: 10.1130/G21713.1.
- Charlesworth, H.A.K., Langenberg, C.W., and Ramsden, J., 1976, Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer-based methods, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, p. 54–65, doi: 10.1139/e76-005.
- Cherchi, A., Mancin, N., Montadert, L., Murru, M., Putzu, M. T., Schiavinotto, F., and Verrubbi, V., 2008, Les conséquences stratigraphiques de l'extension oligo-miocène en Méditerranée occidentale à partir d'observations dans le système de grabens de Sardaigne (Italie) (12 fig., 2 pl.), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, n° 3, p. 267.

- Chorowicz, J., and Paul, S., 1974, Mise en évidence de lineaments, en Provence occidentale, sur des images obtenues par le satellite ERTS-1; leur signification structurale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, n° 5, p. 491-497.
- Chorowicz, J., and Ruiz, R., 1984, La Sainte-Victoire (Provence). Observations et interprétations nouvelles. *Géologie de la France*, 4, 41-57.
- Chorowicz J., Mekarnia A. and Rudant J.-P., 1989, Inversion tectonique dans le massif de Sainte-Victoire (Provence, France). Apport de l'imagerie Spot. *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 2, 308, 13, 1179-1185.
- Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., and Sibuet, J.-C., 1973, Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, 18, p. 109–118, doi: 10.1016/0012-821X(73)90041-1.
- Choukroune, P., and Mattauer, M., 1978, Tectonique des plaques et Pyrénées sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne : comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société géologique de France*, 20 (5), 689-700.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P.R., Gautier, Y., Merle, O., and Vuichard, J.-P. 1986, Deformation and motion in the western Alpine Arc., *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- Christie-Blick, N., and Biddle, K. T., 1985, Deformation and basin formation along strike-slip faults, *In Biddle, K. T., and Christie-Blick, N., N., eds., Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentations: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 37, p. 1-35.
- Clauzon, G., and Gouvernet, C., 1973, Sur la présence d'une brèche syn-orogénique d'âge paléogène dans le chaînon du Petit Lubéron (Vaucluse), *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 277, D, p. 2637-2640.
- Clauzon, G., 1979, Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 29, p. 15–40, doi: 10.1016/0031-0182(79)90073-7.
- Clauzon, G., 1984, Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piedmont; l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France), *In: Montagnes et piedmonts; RGPSO*, 427-442.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M.-F., 1996, Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?, *Geology*, 24, p. 363–366, doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0363:AIOTMS>2.3.CO;2.
- Clauzon, G., Fleury, T.-J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L., and Aguilar, J.-P., 2011, Morphostructural evolution of the Lubéron since the Miocene (SE France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, p. 95–110, doi: 10.2113/gssgbull.182.2.95.

- Colletta, B., Roure, F., de Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., and Gou, Y., 1997, Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes, *Tectonics*, 16, p. 777–794, doi: 10.1029/97TC01659.
- Collettini, C., Chiaraluce, L., Pucci, S., Barchi, M.R., and Cocco, M., 2005, Looking at fault reactivation matching structural geology and seismological data, *Journal of Structural Geology*, 27, p. 937–942, doi: 10.1016/j.jsg.2004.10.016.
- Combes, P., 1984, La tectonique récente de la Provence occidentale, caractéristiques dynamiques et cinématiques : méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité, *Thèse Sciences, Université de Strasbourg*, 182 p.
- Cooper, J. Calvin and Burbi, L., 1986, The geology of the central Sibillini Mountains, *Mémoire de la Société Géologique d'Italie*, 1986, vol. 35, p. 323-347.
- Cornet, C., 1965. Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène, *Mémoires de la Société Géologique de France*, XLIV, fasc. 2, n° 103, p. 1-252, Pl. I-XI.
- Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G., and Faccenna, C., 1998, Influence of palaeogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi–Molise (Italy) case history, *Tectonophysics*, 296, p. 437–453, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00147-4.
- Corroy G., 1939, Le massif de la Sainte-Baume, *Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, XLI, 201, 127 p.
- Corroy G., and Denizot G., 1945, La Provence occidentale, *Géologie régionale de la France. Paris*. Hermann & Cie, Paris, 182p.
- Corroy, G., and Philip, J., 1964, Le brachyanticlinal des pics des Corbeaux, dans le massif de la Sainte-Baume (Var), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 560–563.
- Corroy, G., Tempier, C., and Durand, J.P., 1964, Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence, *Comptes rendus de l'Académie des sciences Françaises*, 258, 1556–1557.
- Corsini, M., and Rolland, Y., 2009, Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence, *Comptes Rendus Geoscience*, 341, p. 214–223, doi: 10.1016/j.crte.2008.12.002.
- Coward, M.P., 1996, Balancing sections through inverted basins, In: Buchanan, P.G., and Neiuwland, D.A. (eds), *Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*, Geological Society Special Publication, 99, 51–77.
- Crevola, G., and Pupin, J.-P., 1994, Crystalline Provence: Structure and Variscan Evolution, In Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., and Keppie, J.D. eds., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, IGCP-Project 233, Springer Berlin Heidelberg, p. 426–441.
- Cushing, M., Volant, P., Bellier, O., Sebrier, M., Baroux, E., Grellet, B., Combes, P. and Rosique, T., 1997, A Multidisciplinary Experiment to Characterize an Active Fault System in Moderate

- Seismic Activity Area: The Example of the Durance Fault (South East France), *EGS XXII General Assembly, Vienna, Blackwell, Oxford.*
- Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., and Bove, L., 2008, A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France), *Geophysical Journal International*, 172, p. 1163–1178, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03683.x.
- Cushing, E.M., Baize, S., Nechtschein, S., Bellier, O., Scotti, O., and Baumont, D., 2014, Contexte sismotectonique régional : géologie, sismotectonique et sismicité historique de la région de Manosque- Ouvrage collectif : Le tremblement de terre de 1708 à Manosque : apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance, *Ouvrage collectif, Groupe APS edt.*, p.19-44.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969, Balanced cross sections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, p. 743–757, doi: 10.1139/e69-069.
- Danišík, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., and Frisch, W., 2007, Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data, *Tectonics*, v. 26, p. TC1001, doi: 10.1029/2005TC001938.
- Dardeau G., and De Graciansky P.-C., 1990, Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France), *Bulletin des Centres de Recherche exploration-production Elf Aquitaine*, 14, 443-464.
- DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems, *Basin Research*, 8, p. 105–123.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., and Burkhard, M., 2004, Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, p. 753–774, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x.
- Delfaud, J., Toutin-Morin, N., and Morin, R., 1989, Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux: la formation permienne du Rocher de Roquebrune (Bassin du Bas-Argens, Provence orientale), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309, p. 1811–1817.
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Münch, P., Borgomano, J., Thouveny, N., Lamarche, J., Gisquet, F., and Marié, L., 2011, Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182, 37–55. doi:10.2113/gssgbull.182.1.37
- Depéret, C., 1889, Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, S1, n°5, p. 1-19.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin,

- L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., and Biju-Duval, B., 1986, Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS, *Tectonophysics*, 123, 241–315. doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X
- Desegaulx, P., Roure, F., and Villein, A., 1990, Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust, *Tectonophysics*, 182, p. 211–225, doi: 10.1016/0040-1951(90)90164-4.
- Destombes, J.P., 1962, Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Lubéron oriental), *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, 58, 266, p. 461-561.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989, Kinematics of the western Mediterranean, *Geological Society, London, Special Publications*, 45, 265–283. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15
- Dèzes, P., Schmid, S.M., and Ziegler, P.A., 2004, Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere, *Tectonophysics*, 389, p. 1–33, doi: 10.1016/j.tecto.2004.06.011.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., and Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, p. 49–94, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.
- Dufaure, P., Ferrat, J., Laumondais, A., and Mille, M., 1969, Description sommaire d'un sondage dans la chaîne de Martigues (Bouches-du-Rhône), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1969, no 5, p. 670-675.
- Dumont, T., Simon-Labréteau, T., Authemayou, C., and Heymes, T., 2011, Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone, *Tectonics*, 30, p. TC5006, doi: 10.1029/2010TC002836.
- Durand, J.-P., and Tempier C., 1962, Etude tectonique de la zone des brèches du massif de Sainte-Victoire dans la région du Tholonet, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, IV, p. 97-101.
- Dussouillez, P., and Fourno, J.-P., 1997, Sismotectonique et socle tardi-hercynien réactivé au Sud-Est de la France.
- Egan, S. S., Buddin, T. S., Kane, S. J., and Williams, G. D., 1997, Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: New techniques for the restoration and balancing of volumes. In *Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on*.
- Ehlers, T.A., and Farley, K.A., 2003, Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 206, p. 1–14, doi: 10.1016/S0012-821X(02)01069-5.

- Elliott, D., 1983, The construction of balanced cross sections, *Journal of Structural Geology*, 5, 101, doi:10.1016/0191-8141(83)90035-4.
- Emre, T., and Truc, G., 1978, Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse), *Géologie Alpine*, 54, 17-23.
- Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., and Brusset, S., 2008, Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling, *Tectonics*, 27, p. TC3011, doi: 10.1029/2007TC002175.
- Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau, *Geological Society of America Bulletin*, 123, p. 2050–2068, doi: 10.1130/B30165.1.
- Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., and Bellier, O., 2012, Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France, *Tectonics*, 31, doi: 10.1029/2011TC002988.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., and Daignieres, M., 1981, An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *Journal of Structural Geology*, 3, p. 51–65, doi: 10.1016/0191-8141(81)90056-0.
- Fabre, J., Guieu, G., Philip, J. and Tronchetti, G., 1975, Mise en évidence d'une écaille crétacée superposée au Trias de l'Huveaune, près de Roquevaire (Bouches-du-Rhône). Conséquences structurales, *Comptes rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, D, 281, 11-114.
- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.-P., Davy, P., and Bosi, V., 1995, The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments, *Journal of Structural Geology*, 17, 1139–1149. doi:10.1016/0191-8141(95)00008-2
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001, History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean, *Geophysical Journal International*, 145, p. 809–820, doi: 10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.
- Ferrandini, J., 1976, Géologie et géotechnique du chaînon de la Fare (Bouches-du-Rhône, France), *Thèse, Univ.Provence*.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., and Baldwin, S.L., 1999, Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, 173, p. 157–170, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00225-3.
- Flemings, P.B., and Jordan, T.E., 1990, Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology, *Geology*, 18, p. 430–434, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0430:SMOFBI>2.3.CO;2.

- Floquet, M., and Hennuy, J., 2003, Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian - Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: *Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences*, LOCAT J. & MIENERT J. Eds., Kluwer Academic Publishers Bookseries, 19, 417-424.
- Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Léonide, P., and Philip, J., 2005, Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge cénonanien à coniacien moyen du Bassin sud - provençal. *Publication de l'Association des Sédimentologistes de France*, 52, 80 p.
- Floquet, M., Philip, J., Leonide, P. and Gari, J., 2006, Sédimentation et géodynamique du bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur, Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leur biotas durant le Phanérozoïque. *Livret guide d'excursion géologique, Université de Provence, Marseille*, 69 p, Livre en dépôt à la Société géologique de France.
- Floquet, M., Léonide, P., and Marchand, D., 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud - Provençal au Jurassique. *Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'Etude du Jurassique*, 125 p., Livre en dépôt à Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille.
- Flöttmann, T., and James, P., 1997, Influence of basin architecture on the style of inversion and fold-thrust belt tectonics—the southern Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia, *Journal of Structural Geology*, 19, p. 1093–1110, doi: 10.1016/S0191-8141(97)00033-3.
- Fontannes, F., 1885, Le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc, *Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, VIII, 200 p.
- Ford, M., and Stahel, U., 1995, The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France, *Tectonics*, 14, p. 1393–1410, doi: 10.1029/95TC02522.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., and Vanderhaeghe, O., 2006, Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps, *Journal of the Geological Society*, 163, p. 815–826, doi: 10.1144/0016-76492005-034.
- Fournillon, A., 2012, Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (SE France), *Thèse Sciences, Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille*, 425 p.
- Fourno, J. P., and Dussouillez, P., 2009, Sismotectonique et socle tardi-hercynien réactivé au Sud-Est de la France.

- Gabert, P., 1965, Phénomènes périglaciaires du quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre (Basse-Provence occidentale), *90ème congrès des sociétés savantes*, 2, p. 75-88.
- Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998, Fission Track Analysis and Its Applications to Geological Problems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, p. 519–572, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- Galli, C.I., Coira, B., Alonso, R., Reynolds, J., Matteini, M., and Hauser, N., 2014, Tectonic controls on the evolution of the Andean Cenozoic foreland basin: Evidence from fluvial system variations in the Payogastilla Group, in the Calchaquí, Tonco and Amblayo Valleys, NW Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 52, p. 234–259, doi: 10.1016/j.jsames.2014.03.003.
- 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, *Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis*.
- Garibaldi, C., Guillou-Frottier, L., Lardeaux, J.-M., Bonte, D., Lopez, S., Bouchot, V., and 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, p. 363–376.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., and Vadeboin, F., 2007, Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 258, p. 359–377, doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.003.
- Gaviglio, P., and Gonzales, J.-F., 1987, Fracturation Et Histoire Tectonique Du Bassin De Gardanne (Bouches-Du-Rhône), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 4, 675-682.
- Giannerini, G., 1980, Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var): relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire, *Bulletin du BRGM, Série 2, Section 1, n°1 : Géologie de la France*, p. 43-67.
- Gidon, M., 1974, L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire?, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 278, p. 4-21.
- Gignoux M., 1950, Géologie stratigraphique, 8, 4^{ème} édition, Masson, Paris, 735 p.
- Gigot, P., Grandjacquet, C., and Haccard, D., 1974, Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocen, *Bulletin de la Société Géologique de France*, n° 2, p. 128-139.
- Gigot, P., Gubler, Y., and Schlund, J. M., 1977, Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier, *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, 1, p. 17-20.

- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., and Lovering, J. F., 1983, Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 23, n° 2, p. 93-102.
- Goguel, J., 1963, L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, V, p. 20-33.
- Golberg, J.M., and Leyreloup, A.F., 1990, High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, p. 194–207, doi: 10.1007/BF00306443.
- Gorini, C., Viallard, P. and Deramond, J., 1991, Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières. Sud de la France). *Comptes rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, t 312,1 et 3-1619.
- Gouvernet C., 1963, Structure de la région toulonnaise, *Mémoire de la Carte Géologique détaillée de la France*, 244 p. 6 pl.
- Gouvernet C., Guieu G. and Rousset C., 1979, Provence, *Guides géologiques régionaux (2^e éd.)*, Masson, Paris, 238 p.
- Graciansky (de), P.C, Poag, et al., 1985, *Initial reports DSDP*, 80, Washington D.C., Gov. Print. Off., 1258 pp.
- Graciansky, P. Ch.(De), Busnardo, R., Doublet R. and Martinod J., 1987, Tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur aux confins des Baronnies (chaînes subalpines méridionales) : liaison avec le rifting atlantique; conséquence sur la tectonique alpine, *Bulletin de la Société Géologique de France*, p. 1211-1214.
- Graciansky, P.C., and Lemoine, M., 1988, Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 733–737.
- Gratier, J.-P., Ménard, G., and Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 45, 65–81. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.04
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., and Laslett, G.M., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description, *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, p. 237–253, doi: 10.1016/0168-9622(86)90074-6.
- Gueguen E., Doglioni C. and Fernandez M., 1998, On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean, *Tectonophysics*, 298, 1-3, 259–269.
- Guennoc, P., Gorini, C., and Mauffret, A., 2000, Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne, *Géologie de la France*, 3, p. 67-97.

- Guieu, G., 1968, Etude tectonique de la région de Marseille, *Publications de l'Université de Provence*, 2 tomes, 636 p., Aix en Provence
- Guieu G., 1971, L'allochtonie de l'unité de Roqueforcade (Sainte-Baume) définitivement démontrée par un court forage, *Compte rendu sommaire de la Société Géologique de France*, 8, 106-107.
- Guieu, G., 1973, L'évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille, *Compte rendu de l' Académie des Sciences, Paris*, 276, p. 13-16.
- Guieu, G., and Rousset, C., 1980, La Provence. France, Introduction à la géologie du Sud-Est. 26th International Geology Congres, G18-4.pp 65-79.
- Guieu, G., Philip, J., Durand, J.-P., Nury, D. and Redondo, C., 1987, Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paleogéographique, structural et géodynamique, *Géologie Alpine*, Mém. h. s., 13, 247-271.
- Guieu, G., and Roussel, J., 1990, Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provence Basin (northwestern Mediterranean), In the light of Pyrenean Provencal Orogeny, *Tectonics*, 9, 5, 1113-1142.
- Guignard, P., Bellier, O., and Chardon, D., 2005, Geometrie et cinematique post-oligocene des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France), *Comptes Rendus - Academie des Sciences. Geoscience*, 337, p. 375–384.
- Guillemot, J., Guy, M., and Lobjoit, M., 1973, Un système cohérent d'alignements structuraux commun aux Alpes et aux Pyrénées mis en évidence par le satellite ERTS 1, *Comptes rendus de l' Académie des Sciences*, 277, p. 481-484.
- Guillot, S., Paola, S. di, Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., and Schwartz, S., 2009, Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180, p. 483–500, doi: 10.2113/gssgbull.180.6.483.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.-P., Villeneuve, M., and Viseur, S., 2010, 3D structural modelling of small deformations in poly-phase faults pattern; application to the Mid-Cretaceous Durance Uplift, Provence (SE France), *Journal of Geodynamics*, 50, p. 81–93.
- Guyonnet-Benaize, C., 2011, Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la moyenne Durance (SE France): Aix Marseille Université, 187 p.
- Haug E., 1925, Les nappes de charriages de la Basse Provence, 1 partie. La région toulonnaise, *Mémoire du Service de la Carte géologique. France*, 304 p.
- Hennuy J., 2003, Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique: le Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée du Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paleogéographique, *Thèse Sciences, Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, Marseille*, 252 p.

- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., and Bolaños, R., 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, 19, p. 21–34, doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Heymes, T., 2008, La transition raccourcissement-extension Oligocène dans l'édifice de nappes de l'Arc Calabro-Péloritain (Italie méridionale), *Thèse de doctorat. Università degli Studi di Torino*.
- Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., and Ott D'estevou, P., 1992, Evènements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie occidentale de l'Arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163 (2), 147–158.
- Hilley, G. E., Blisniuk, P. M., and Strecker, M. R., 2005, Mechanics and erosion of basement-cored uplift provinces, *Journal of Geophysical Research*, 110, B12409, doi:10.1029/2005JB003704.
- Hippolyte, J. C., Nury, D., Angelier, J., and Bergerat, F., 1991, Relations entre tectonique extensive et sedimentation continentale; exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence, *Bulletin de la Société géologique de France*, 162, n° 6, p. 1083-1094.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., and Guieu, G., 1993, Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France, *Tectonophysics*, 226, p. 15–35, doi: 10.1016/0040-1951(93)90108-V.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., and Barrier, E., 1995, Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines, *Journal of Structural Geology*, 17, 1725–1740. doi:10.1016/0191-8141(95)00066-M
- Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., and Angelier, J., 2002, Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France), *Tectonophysics*, 357, p. 137–158, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00366-9.
- Hurford, A.J., and Green, P.F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating, *Chemical Geology*, 41, p. 285–317, doi: 10.1016/S0009-2541(83)80026-6.
- Hurford, D.A.J., 1991, Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review, *Geologische Rundschau*, 80, p. 349–368, doi: 10.1007/BF01829371.
- Iaffa, D.N., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Mon, R., and Gutierrez, A.A., 2011, The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina, *Journal of Structural Geology*, 33, p. 1816–1828, doi: 10.1016/j.jsg.2011.09.005.
- Jakni, B., 2000, Thermochronologie par Traces de Fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron, *Thèse Université de Grenoble I*, 344 p.

- Jamison W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
- Jannin, S., 2011, Rôle de la tectonique salifère dans la structuration du bassin du Sud-Est (SE de la France) : Définition d'un modèle de tectonique salifère d'après l'étude du secteur de Draguignan et comparaison de ce modèle aux structures halocinétiques rencontrées sur l'ensemble du bassin, *Mémoire d'ingénieur géologue LaSalle Beauvais n°476*, 97 p., 50 fig., 4 annexes, 1 CD.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., and Masini, E., 2009, Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, p. TC4012, doi: 10.1029/2008TC002406.
- Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, p. 1095–1106, doi: 10.1029/2000TC900018.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P. and Rouchy, J.-M., 2006, Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, *Sedimentary Geology*, 188-189, 9-33.
- Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Chen, Y., Li, Y., and Wang, Q., 2010, Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation, *Tectonics*, 29, p. TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712.
- Jorda, M., and Provansal, M., 1992, La montagne Sainte-Victoire. Structure, relief et morphogénèse antérieure au Postglaciaire, *Méditerranée*, 75, no 1-2, p. 17-28.
- Jordan, T.E., 1981, Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, p. 2506–2520.
- Jordan, T. E., 1995, Retroarc foreland basins, In *Tectonics of sedimentary basins*, ed. C. Busby and R. V. Ingersall, pp. 330-62. Cambridge, MA: Blackwell Scientific.
- Jourdon, A., Rolland, Y., Petit, C., and Bellahsen, N., 2014, Style of Alpine tectonic deformation in the Castellane fold-and-thrust belt (SW Alps, France): Insights from balanced cross-sections, *Tectonophysics*, 633, p. 143-155, doi: 10.1016/j.tecto.2014.06.022.
- Kato, N., Sato, H., and SUmino, N., 2006, Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan, *Journal of Structural Geology*, *Tectonic inversion and structural inheritance in mountain belts*, 28, 2011–2022. doi:10.1016/j.jsg.2006.08.004
- Kelly, P.G., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., and McGurk, A.C., 1999, Selective reverse-reactivation of normal faults, and deformation around reverse-reactivated faults in the Mesozoic of the Somerset coast, *Journal of Structural Geology*, 21, 493–509. doi:10.1016/S0191-8141(99)00041-3

Kley, J., Monaldi, C.R., and Salfity, J.A., 1999, Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences, *Tectonophysics*, 301, p. 75–94, doi: 10.1016/S0040-1951(98)90223-2.

Kley, J., and Monaldi, C.R., 2002, Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina, *Tectonics*, 21, p. 1061, doi: 10.1029/2002TC902003.

Lacombe, O., Angelier, J., and Laurent, P., 1992, Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France), *Tectonophysics*, 201, p. 141–156, doi: 10.1016/0040-1951(92)90180-E.

Lacombe, O., and Moutherneau, F., 1999, Qu'est-ce que le front des orogènes? L'exemple de l'orogène pyrénéen, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329, p. 889–896, doi: 10.1016/S1251-8050(00)88502-X.

Lacombe, O., and Moutherneau, F., 2002, Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees), *Tectonics*, 21, p. 12–1, doi: 10.1029/2001TC901018.

Lacombe, O., and Jolivet, L., 2005, Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics*, 24, p. 20 PP., doi: 200510.1029/2004TC001673.

Lacombe, O., Moutherneau, F., Kargar, S., Meyer, B., 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. *Tectonics*, 25, TC1003. doi:10.1029/2005TC001831

Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.-L., 2008, Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, p. 11–21, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

Lamarche, J., Mansy, J.L., Bergerat, F., Averbuch, O., Hakenberg, M., Lewandowski, M., Stupnicka, E., Swidrowska, J., Wajsprych, B., and Wieczorek, J., 1999, Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics, *Tectonophysics*, 313, p. 171–186, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00195-X.

Lamarche, J., Lewandowski, M., Mansy, J.-L., and Szulczeński, M., 2003, Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland, *Geological Society, London, Special Publications*, 208, p. 159–184, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.208.01.08.

Lamarche, J., and Scheck-Wenderoth, M., 2005, 3D structural model of the Polish Basin, *Tectonophysics*, 397, p. 73–91, doi: 10.1016/j.tecto.2004.10.013.

- Le Cann C., 1987, Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique : conséquences géodynamiques, *Thèse de Sciences Université de Bretagne occidentale*, 297 p.
- Le Pichon, X., J. Bonnin, and J.-C. Sibuet (1970), La faille nord-pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 271, 1941–1944.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., and Roulet, M.J., 1988, Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 218, p. 111-131.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Hamon, Y., Loget, N., Lin, J.Y., Andreani, L., and Flotte, N., 2010, Geodynamics of the France Southeast Basin, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, p. 477–501, doi: 10.2113/gssgbull.181.6.477.
- Lefèvre, D., 1980, Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion: Essai de traitement statistique des données, *Thèse de doctorat*.
- Lefort, J.P., and Agarwal, B.N.P., 2002, Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin, *Tectonophysics*, 350, p. 193–213, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00114-2.
- Leleu, S., 2005, Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoce de collision, *Thèse de Sciences*, Université de Strasbourg, 222 p.
- Leleu, S., Ghienne, J.-F, and Manatschal, G., 2005, Upper Cretaceous-Palaeocene basin margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France), In: *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics* (Ed. by A.M. Harvey, A.E. Mather and M. Stockes), *Geological Society of London Special Publication*, 251, 217–239.
- Leleu, S., Ghienne, J.F., and Manatschal, G., 2009, Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Palaeocene), Provence, France, *Basin Research*, 21, p. 157–187.
- 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*, 1984, p. 155-248.
- Lemoine, M., and Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the alps. *Tectonophysics, Deep Internal Processes and Continental Rifting*, 133, 305–320. doi:10.1016/0040-1951(87)90272-1
- Lemoine, M., and De Graciansky, P. C., 1988, Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque, *Introduction du Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 597-600.
- Leonide, P., Borgomano, J., Masse, J.-P., and Doublet, S., 2012, Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: The Barremian–lower

Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France, *Sedimentary Geology*, 265–266, p. 87–109, doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.019.

Letouzey, J., 1990, Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, *Proceedings of the 4th IFP Exploration and Production Research Conference, Held in Bordeaux, November 14-18, 1988: Editions TECHNIP*, 229 p.

Lucaleau, F., and Mailhe, D., 1986, Heat flow, heat production and fission track data from the Hercynian basement around the Provençal Basin (Western Mediterranean), *Tectonophysics*, 128, p. 335–356, doi: 10.1016/0040-1951(86)90300-8.

Lucaleau, F., and Vasseur, G., 1989, Heat flow density data from France and surrounding margins: *Tectonophysics*, v. 164, p. 251–258, doi: 10.1016/0040-1951(89)90018-8.

Lutaud L., 1924, Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, *Thèse de Sciences, Université de Paris*, 270 p.

Lutaud, L., 1957, La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 1957, 2, n° 1, p. 103-112.

Machhour, L., Philip, J., and Oudin, J.-L., 1994, Formation of laminitic deposits in anaerobic—dysaerobic marine environments, *Marine Geology*, 117, p. 287–302, doi: 10.1016/0025-3227(94)90021-3.

Mansy, J.-L., Manby, G.M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoë, B., Lamarche, J., and Vandycke, S., 2003, Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation, *Tectonophysics, Dynamics of Sedimentary Basin Inversion: Observations and Modelling*, 373, 161–179. doi:10.1016/S0040-1951(03)00289-0

Mascle, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelleix, J., Delpech, P.-Y., Dubois, P., Gidon, M., De Graciansky, P. C., Kerkhove, C. and Lemoine, M., 1988, Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 4, 747-758.

Masrouhi, A., Bellier, O. and Koyi, H., 2014, Geometry and structural evolution of Lorbeus diapir, northwestern Tunisia: polyphase diapirism of the North African inverted passive margin *In Journal of Earth Science (Geol. Rundsch.)*, 103, 881–900.

Masse, J.-P., and Philip, J., 1969, Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien de Sainte-Anne d'Evenos (Var). Implications paléogéographiques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XI, 666-669.

Masse, J.-P., and Philip, J., 1976, Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, 49–66.

- Masse, J.-P., Villeneuve, M., Leonforte, E., and Nizou, J., 2009, Block tilting of the north Provence Early Cretaceous carbonate margin; stratigraphic, sedimentologic and tectonic data, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180, p. 105–115.
- Masse, J.-P. and Fenerci-Masse, M., 2013, Drowning events, development and demise of carbonate platforms and controlling factors: the Late Barremian - Early Aptian record of Southeast France, *Sedimentary Geology*, 298, 28–52.
- Mattauer, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne, *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 10, p.3-11.
- Mattauer, M., and Séguert, M., 1971, Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. *J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montadert. Technip, Paris*, 1-24.
- Matte, P., 1986, Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics*, 126, p. 329–374, doi: 10.1016/0040-1951(86)90237-4.
- Mauffret, A., and Gorini, C., 1996, Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provencal basin, southeastern France, *Tectonics*, 15, p. 356–375, doi: 10.1029/95TC02407.
- Mc Clay, K.R. and Buchanan, P.G., 1992, Thrust faults in inverted extensional basins. In *K. R. Thrust tectonics, Springer Netherlands*, 93-104. doi: 10.1007/978-94-011-3066-0_8
- McKenzie, D., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Region., *Geophys. J. Int.*, 30, 109–185. doi:10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x
- Ménard, G., 1979, Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France : essai d'utilisation des données géophysiques, *Thèse université de Grenoble I*, 179 p.
- Ménard, G., 1980, Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France, *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 290, p. 299-302.
- Ménard, G., 1988, Structure et cinématique d'une chaîne de collision : Les Alpes occidentales et centrales, *Thèse d'état, Univ. Joseph Fourier, Grenoble*, 278 pp.
- Mennessier G., 1959, Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens, *Mémoires de la Société Géologique de France*, XXXXVIII, n° 87, 174 p.
- Michel-Lévy A., 1914, Révision de la feuille de Toulon à 1/80 000, *Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, XXII, 133, 194-199.
- Mitra, M., 2002, Fold-accommodation faults, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86, 671–693.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon De Lamotte, D., and Eshraghi, S. A., 2005, The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, 24, 3, TC3007. doi: 10.1029/2004TC001633

- Mollieix, S., 2010, Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France), Thèse de Doctorat de l'Université Paul Cézanne Aix-Marseille 3, 346 p.
- Mollieix, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., and Espurt, N., 2011, Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France) : importance of the Salon-Cavaillon Fault, *Tectonophysics*, 501, p. 1–16.
- Montenat, G., 1968, Contribution à l'étude des formations tertiaires continentales des Baronnies, *Bulletin du BRGM*, I, 2, p. 1-18.
- Montenat, C., Ott D'estevou, P., and Saillard, M., 1986, Sur la tectonique anté-cénomanienne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales), *Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris*, 303, p. 609-612.
- Montenat, C., Barrier, P., and Hibsch, C., 2005, Enregistrement des événements pyrénéo-provençaux dans les chaînes subalpines méridionales (Baronnies, France), *Géologie de la France*, p. 23-73.
- Montgomery, D.R., and Brandon, M.T., 2002, Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth and Planetary Science Letters*, 201, p. 481–489, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00725-2.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., and Rodríguez, F., 2006, Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia, *Tectonics*, 25, p. TC2010, doi: 10.1029/2005TC001854.
- Mora, A., M., Parra, M. R., Strecker, E. R., Sobel, G. Zeilinger, C., Jaramillo, S. F., Da Silva, and M., Blanco, 2011, The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics, *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1846–1864.
- Morillon, A. C., 1992, Refroidissement et cinématique d'un pluton tardio-orogénique : le granite de Plan de la Tour (Massif des Maures, var, France), *Mémoire du D.E.A., Sophia Antipolis*.
- Morillon, A. C., 1997, Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne), *Thèse Université Nice*.
- Mount V.S. and Suppe J., 1987, State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics, *Geology*, 15, 12, 1143-1146.
- Moutherneau, F., Lacombe, O., and Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532–535, p. 27–60, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Moutherneau, F., Watts, A.B., and Burov, E., 2013, Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age, *Nature Geoscience*, 6, p. 785–789, doi: 10.1038/ngeo1902.

- Mugnier J. L., and Vialon P., 1986, Deformation and displacement of the Jura cover on its basement, *Journal of Structural Geology*, 8, 3, 373-387.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H., Fuchs, K., 1997, Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275, 199–219. doi:10.1016/S0040-1951(97)00021-8
- Navarro, S., Bitri, A., Bourgine, B., Martelet, G., Nehlig, P., and Thinon, I., 2006, *unpublished map, BRGM*.
- Nocquet, J.-M., and Calais, E., 2004, Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure and Applied Geophysics*, 161, p. 661–681, doi: 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Nury, D., and Raynaud, S., 1986, Étude tectono-sédimentaire du fossé oligocène de Marseille (Bouches-du-Rhône). Évolution postérieure. *Géologie de la France*, 4, 377-397.
- Nury D., 1988, L'Oligocène de Provence méridionale. Stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. – *Documents du Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans)*, 163, 411 p. – Thèse Sciences, 1987, Université de Provence, Marseille.
- Olivet, J.-L. (1996). – La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche exploration-production Elf Aquitaine*, 20, 1, 131-195.
- Onézime, J., Faure, M., and Crévola, G., 1999, Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet — Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328, p. 773–779, doi: 10.1016/S1251-8050(99)80170-0.
- Oudet, J., 2008, Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal: Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée, *Unpublished PhD, Université de Marseille I, France*.
- Oudet, J., Muench, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., and Cornee, J.-J., 2010, Land and sea study of the northeastern Golfe du Lion rifted margin; the Oligocene-Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, p. 591–607.
- Ouzgaït, M., Averbuch, O., Vendeville, B. C., Zuo, X., and Minguely, B. 2010. The Negative Tectonic Inversion Of Thrust Faults: Insights From Seismic Sections Along The Northern France Variscan Thrust Front And Analogue Modelling Experiments, GeoMod2010 Lisbon, 27-29 September 2010.

- Paulsen, T., and Marshak, S., 1999, Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry, *Tectonophysics*, 312, p. 203–216, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00182-1.
- Petersen, T. A., Brown, L. D., Cook, F. L., Kaufman, S. and Oliver, J. E., 1984, Structure of the Rideville basin from COCORP seismic data and implication for reactivation tectonics, *Journal of Geology*, 92, 261- 271.
- Philip J., 1967, Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint-Cyr-sur-Mer (Var), *Comptes rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, 265, 1883-1886.
- Philip J., 1970, Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien, *Thèse Sciences, Université de Provence, Marseille*, 438 p.
- Philip, J., Masse, J. P., and Machhour, L., 1987, L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 3, 541-550.
- Philip, J., 2009, Etude géologique du massif de la Salette (Bouches-du-Rhône), *Musée de Paléontologie de Provence*, <http://mdp.cerege.fr./publications>, 38 p.
- Philip J., 2010, La bande triasique de l'Huveaune (Basse-Provence): nouvelles observations stratigraphiques et structurales ; tectogenèse, *Musée de Paléontologie de Provence. Rubrique publications*. <http://mdp.cerege.fr./publications>, 67 p.
- Philip J., 2012, L'exploration géologique de la Provence: deux siècles et demi de débats et de controverses, *Presses des Mines, Collection Histoire Sciences et sociétés*, 366 p.
- Philip, J., 2013, Comments on the paper entitled “New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction” by L. Andreani, N. Loget, C. Rangin and X. Le Pichon, *Bulletin de la Société Géologique de France*, (2010), 181, 6, 547–563, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184, p. 273–278, doi: 10.2113/gssgfbull.184.3.273.
- Platt J.P., 1988, The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. *Geologische Rundschau*, 77, 2, 577-589.
- Powell, C.M., and Williams, G.D., 1989, The Lewis Thrust/Rocky Mountain trench fault system in Northwest Montana, USA: an example of negative inversion tectonics?, *Geological Society, London, Special Publications*, 44, 223–234. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.13
- Price, R.A., 1986, The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere, *Journal of Structural Geology*, 8, 239–254.
- Provansal, M., Quinif, Y., Verrecchia, E., and Arnaud, P., 1995, Identification d'un littoral tyrrhénien en bordure de l'Etang de Berre (Bouches-du-Rhône, France méridionale), *Comptes rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, série II, 320, p.867-870.

- Provansal, M., Arnaud, P., Vella, C., Oberlin, C., and Sistach, D., 1998, Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France), témoins de la mobilité du niveau marin Holocène, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 1, p. 127-135.
- Raffaele, R., Fourno, J.-P., and Gresta, S., 2004, Minimum 1D velocity model from local earthquake data in the Provence, *Studia Geophysica et Geodaetica, Prague*, 48, 731-740.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review, *Journal of Structural Geology*, 2, 12, 83-99.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983, The techniques of modern structural geology: strain analysis, *Academic Press*, 328 p.
- Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, *Journal of Geodynamics*, 30(1), p. 3-15.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Hamon, Y., Loget, N., and Crespy, A., 2010, Gravity tectonics in the SE Basin (Provence, France) imaged from seismic reflection data, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, p. 503–530.
- Recq, M., 1970, Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic en Provence, *Comptes rendus de l' Académie des Sciences*, 270, D, 11-13.
- Repelin J., 1922, Monographie géologique du massif de la Sainte Baume, *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, XXV, I, 85 p.
- Repelin J., 1935, Sur un sondage dans les terrains oligocènes du bassin de Marseille, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 167-170.
- Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D., and Lister, G.S., 1999, Exhumation processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 154, p. 1-27.
- Ritz, J. F., 1991, Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectonique, *Thèse de Doctorat*.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., and Marzo, M., 1999, Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean), *Tectonophysics*, 315, p. 209–229, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00289-9.
- Rocher, M., Tremblay, A., Lavoie, D., and Campeau, A., 2003, Brittle fault evolution of the Montréal area (St Lawrence Lowlands, Canada): rift-related structural inheritance and tectonism approached by palaeostress analysis, *Geological Magazine*, 140, p. 157–172, doi: 10.1017/S0016756803007283.
- Rolland, Y., Corsini, M., and Demoux, A., 2009, Metamorphic and structural evolution of the Maures-Tanneron massif (SE Variscan chain): evidence of doming along a transpressional margin, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180, p. 217–230, doi: 10.2113/gssgbull.180.3.217.

- Rosenbaum, G., Lister, G.S., and Duboz, C., 2002, Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359, p. 117–129, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Rouire J. (Coordonn.), Catzigras F., Colomb E., Durand J.-P., Guieu G., Rousset C. and Tempier C., 1969a, Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXII-44: Aix-en-Provence 2^{ème} édition, Orléans: BRGM.
- Rouire, J. (Coordonn.), Gouvernet, C., Blanc, J.-J., Philip, J., Caron, J.-P., Coulon, S., and Gueirard, S., 1969 et 1969b, Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXIII - 46 : Toulon 2^{ème} édition – Orléans: BRGM.
- Rouire, J. (Coordonn.), Guieu, G., Blanc, J.-J., Bonifay, E., Campredon, R., Caron, J.-P., Humbert, S., Philip, J., Taxy-Fabre, S., Tempier, C., Peres, J.M. and Picard, J., 1969c, Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille XXXII-45: Aubagne -Marseille, 2ème édition, 26 p., Orléans: BRGM.
- Rouire, J. (Coordonn.), Arlhac, P., Catzigras, F., Colomb, E., Gervais, J., Gouvernet, C., Gueirard, S., Lambert, C., Mercier, H., Nury, D., Rousset, C., Tempier, C., Vincent, H. and Weydert P., 1970, Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille 995: Pertuis 1^{ère} édition, Orléans: BRGM.
- Roure, F., Brun, J.-P., Colletta, B., and Van Den Driessche, J., 1992, Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France, *Journal of Structural Geology*, 14, p. 503–519, doi: 10.1016/0191-8141(92)90153-N.
- Roure, F., and Colletta, B., 1996, Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 170, p. 173–209.
- Roure, F., and Choukroune, P., 1998, Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology : Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mémoires de la Société géologique de France*, 173, p. 37–52.
- Rousset, C., 1962, Les écailles du Devançon à l'Ouest de Rians (Var), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, IV, 471-475.
- Sanchis, E., Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France, *Tectonophysics*, 322, 219–242. doi:10.1016/S0040-1951(00)00097-4
- Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., and Roulet, M.-J., 1986, Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic: *Tectonophysics*, v. 123, p. 1–35, doi: 10.1016/0040-1951(86)90192-7.
- Scheck, M., and Bayer, U., 1999, Evolution of the Northeast German Basin — inferences from a 3D structural model and subsidence analysis, *Tectonophysics*, 313, p. 145–169, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00194-8.

- Schettino, A., and Turco, E., 2006, Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398–1423.
- Schettino, A., and Turco, E., 2011, Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic, *Geological Society of America Bulletin*, 123, p. 89–105, doi: 10.1130/B30064.1.
- Scisciani, V., 2009, Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy), *Journal of Structural Geology*, 31, 1276–1294. doi:10.1016/j.jsg.2009.02.004
- Seiler, C., Gleadow, A.J.W., Fletcher, J.M., and Kohn, B.P., 2009, Thermal evolution of a sheared continental margin: Insights from the Ballenas transform in Baja California, Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, 285, p. 61–74, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.043.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J.W., 2004, Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 21, p. 829–843, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G., 1995, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny, *Marine and Petroleum Geology*, 12, p. 809–820, doi: 10.1016/0264-8172(95)98849-Z.
- Séranne, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 156, p. 15–36, doi: 10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.
- Seward, D., Mancktelow, N.S., 1994, Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating, *Geology* 22, 803–806. doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0803:NKOTCA>2.3.CO;2
- Shabani, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L., Farbod, Y., 2010, Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges, *Tectonophysics*, 480, 280–304. doi:10.1016/j.tecto.2009.10.022
- Shaw, J., Connors, C., and Suppe, J., 2005, Seismic interpretation of contractional fault-related folds, AAPG Seismic Atlas, Stud. Geol., 53, 1–156, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Okla.
- Sibuet, J-C., Ryan, W.B.F. et al., 1979, *Initial Reports DSDP*, 47, part 2, Washington D.C., Gov. Print. Off., 787 pp.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., and Spakman, W., 2004, Pyrenean orogeny and plate kinematics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, p. B08104, doi: 10.1029/2003JB002514.
- Smith, R.B., Bruhn, R.L., 1984, Intraplate extensional tectonics of the Eastern basin-Range: Inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 5733–5762. doi:10.1029/JB089iB07p05733

- Souquet, P., Debroas, E. J., Boirie, J. M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J. C., Dol, J., Thieuloy, J-P., Bonnemaison, M., Manivit, H., and Peybernes, B., 1985, Le groupe du flysch noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées, *Bulletin des Centres de Recherche exploration-production Elf Aquitaine*, 1985, 9, n° 1, p. 183-252.
- Souquet, P., and Deramond, J., 1989, Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne), *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 2, 309, 1, 137-144.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, p. 17–33, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant R.D, Mosar, J., 2002, Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions, *Journal Virtual Explorer*, 8, p. 77-106.
- Storti, F., and Poblet, J., 1997, Growth strata architectures associated to decollement folds and fault-propagation folds. Inferences on fold kinematics, *Tectonophysics*, 282, 1-4, 353-373.
- Strohmenger, C., Antonini M., Jager G., Rockenbauch K., and Strauss, C., 1996, Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach, *Bulletin des Centres de Recherche exploration-production Elf Aquitaine*, 20, 1, 1-35.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, 283, 684–721
- Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Elogiae Geologicae Helvetiae*, 83, 3, 409 – 454
- Suppe, J., Chou, T.T. and Stephen, C.H., 1992, Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: Mc CLAY K.R. Ed., *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, New-York, 105-122.
- Swanson, M.T., 1986, Preexisting fault control for Mesozoic basin formation in eastern North America, *Geology*, 14, 419–422. doi:10.1130/00917613(1986)14<419:PFCFMB>2.0.CO;2
- Tagami, T., and Shimada, C., 1996, Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101, p. 8245–8255, doi: 10.1029/95JB02885.
- Tassy, A., Fournier, F., Munch, P., Borgomano, J., Thinon, I., Fabri, M.-C., Rabineau, M., Arfib, B., Begot, J., Beslier, M.-O., Cornée, J.-J., Fournillon, A., Gorini, C., and Guennoc, P., 2014, Discovery of Messinian canyons and new seismic stratigraphic model, offshore Provence (SE France): Implications for the hydrographic network reconstruction, *Marine and Petroleum Geology*, 57, p. 25–50, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.05.001.

- Tavarnelli, E., 1999, Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both?, *Journal of Structural Geology*, 21, 1011–1018. doi:10.1016/S0191-8141(99)00034-6
- Tavarnelli, E., Butler, R. W. H., Decandia, F. A., Calamita, F., Grasso, M., Alvarez, W., and Renda, P., 2004, Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy, *The Geology of Italy, Special*, 2004, 1, p. 209-222.
- Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, 17, p. 395–406, doi: 10.1029/98TC00561.
- Tempier C., 1963, Etude tectonique du double pli des Paillères à l'Est de Rians (Var), *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université d'Aix-Marseille*, VII, 159-173.
- Tempier, C., 1972, Les faciès calcaires du Jurassique provençal, *Travaux des Laboratoires des sciences de la terre, Saint-Jérôme, Marseille*, B, 4, 361 p.
- Tempier C. and Durand J.-P., 1981, Importance de l'épisode d'âge Crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence), *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, 629-632.
- Tempier, C., 1987, Modèle nouveau de mise en place des structures provençales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 533-540.
- Terrier, M., 1991, Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes, *Thèse, Aix-Marseille 1, Doc. BRGM*, 207, 232 pp.
- Terrier, M., Serrano, O., and Hanot, F., 2008, Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model, *Geodinamica Acta*, 21, p. 231–238, doi: 10.3166/ga.21.231-238.
- Tesauro, M., Kaban, M.K., and Cloetingh, S.A.P.L., 2008, EuCRUST-07: A new reference model for the European crust, *Geophysical Research Letters*, 35, p. L05313, doi: 10.1029/2007GL032244.
- Thierry, J., 2000, Middle Toarcian. – In: Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S. and Sandulescu M., Eds., *Atlas Peri-tethys, Paleogeographical Maps*, Map 8, 61-70, CCGM/CGMW, Paris.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.-F., 2003, The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, 155, 174–192. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x
- Tommasi, A., Gibert, B., Seipold, U., and Mainprice, D., 2001, Anisotropy of thermal diffusivity in the upper mantle, *Nature*, 411, p. 783–786, doi: 10.1038/35081046.

- Tommasi, A., Knoll, M., Vauchez, A., Signorelli, J.W., Thoraval, C., and Logé, R., 2009, Structural reactivation in plate tectonics controlled by olivine crystal anisotropy: *Nature Geoscience*, v. 2, p. 423–427, doi: 10.1038/ngeo528.
- Toutin-Morin, N., and Bonijoly, D., 1992, Structuration des bassins de Provence orientale à l'ère primaire: *Cuadernos de Geología Iberica, Journal of Iberian Geology*, 16, p. 59–74.
- Toutin-Morin, N., Bonijoly, D., Brocard, C., Dardeau, G., and Dubar, M., 1992, Rôle des structures tardi- à post-hercyniennes dans l'évolution de la plate-forme provençale (bordure des Maures et du Tanneron, France), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315, p. 1725–1732.
- Toutin-Morin, N., Bonijoly, D., Brocard, C., and Dubard M., 1993, Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'actuel, *Géologie de la France*, 2, pp. 3–22
- Triat, J. M., and Truc, G., 1972, L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse): Etude paléontologique et sédimentologique, *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté de Sciences de Lyon*, (49), p. 27-52.
- Truffert, C., Debèglia, N., Guillocheau, F., Chantraine, J., Calcagno, Ph., Grandjean, G., 1999. 3D Crustal modelling at the scale of France, In: BRGM (Ed.), *Colloque Geofrance 3D, Geol. Reg. Gen.*, 293, pp. 7 – 11.
- Twiss, R. J. and Moores, E.M., 1992, In: Freeman, W.H. (Ed). *Structural Geology*, p. 532 .
- Vance, J. A., 1999, Zircon fission track evidence for a Jurassic (Tethyan) thermal event in the Western Alps, *Memory of Science Geology Padova*, 51(2), p. 473-476.
- Vauchez, A., Barruol, G., and Tommasi, A., 1997, Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts?, *Terra Nova*, 9, p. 62–66, doi: 10.1111/j.1365-3121.1997.tb00003.x.
- Vauchez, A., and Tommasi, A., 2003, Wrench faults down to the asthenosphere: geological and geophysical evidence and thermomechanical effects, *Geological Society, London, Special Publications*, 210, p. 15–34, doi: 10.1144/GSL.SP.2003.210.01.02.
- Vauchez, A., Tommasi, A., and Mainprice, D., 2012, Faults (shear zones) in the Earth's mantle, *Tectonophysics*, 558–559, p. 1–27, doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.006.
- Vendeville, B.C., and Jackson, M.P.A., 1992, The fall of diapirs during thin-skinned extension, *Marine and Petroleum Geology*, 9, p. 354–371, doi: 10.1016/0264-8172(92)90048-J.
- Vendeville, B.C., Ge, H., and Jackson, M.P.A., 1995, Scale models of salt tectonics during basement-involved extension, *Petroleum Geoscience*, 1, p. 179–183, doi: 10.1144/petgeo.1.2.179.
- Vendeville, B.C., 2005, Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, p. 1071–1079, doi: 10.1306/03310503063.

- Vergés, J., and Burbank, D. W., 1996, Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain), *Tertiary Basins of Spain. Cambridge University Press, World and Regional Geology E*, vol. 11, 120-133.
- Verges J., Fernandez, M., and Martinez, A., 2002, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.
- Vially, R., and Tremolieres, P., 1996, Geodynamics of the Gulf of Lions: Implications for petroleum exploration, In *Peri-Téthys Mem.*, 2, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, vol. 170, *Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, edited by P. A. Ziegler and F. Horvath, pp. 129 – 158, Ed. du Mus., Paris.
- Vielzeuf, D., and Kornprobst, J., 1984, Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites, *Earth and Planetary Science Letters*, 67, p. 87–96, doi: 10.1016/0012-821X(84)90041-4.
- Villeger, M., 1984. Evolution tectonique du panneau de couverture Nord-Provençal (Mont-Ventoux, Luberon, Moyenne Durance). These Doctorat 3eme cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay.
- Villeger, M., and Andrieux, J., 1987, Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales), *Bulletin de la Société géologique de France*, 3, n° 1, p. 147-156.
- Wagner, G.A., and Storzer, D., 1972, Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks, *Transactions of the American Nuclear Society*, 15(1) p. 127-128.
- Wagner, G.A., and Hejl, E., 1991, Apatite fission-track age-spectrum based on projected track-length analysis, *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 87, p. 1–9, doi: 10.1016/0168-9622(91)90029-V.
- Wallace, R. E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, 59, 118-130.
- Wallace, W.K., 2008, Yakataga Fold-and-Thrust Belt: Structural Geometry and Tectonic Implications of a Small Continental Collision Zone, In Freymueller, J.T., Haeussler, P.J., Wesson, R.L., and Ekström, G., eds., *Active Tectonics and Seismic Potential of Alaska*, American Geophysical Union, p. 237–256.
- Warren, J.K., 2006, Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons, Springer, Berlin, 1036 p.
- Watts, A.B., 1992, The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins, *Basin Research*, 4, p. 169–178, doi: 10.1111/j.1365-2117.1992.tb00043.x.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen, *Nature*, 291, 645–648. doi:10.1038/291645a0

- Weston P.J., Davison I. and Insley M.W., 1993, Physical modelling of North Sea salt diapirism, In: PARKER J.R., Ed., *Petroleum geology of northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference. Geological Society*, 559–567.
- Wetzel, A., Allenbach, R., and Allia, V., 2003, Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically “quiescent” epicontinental basin: an example from NW Switzerland, *Sedimentary Geology*, 157, p. 153–172, doi: 10.1016/S0037-0738(02)00230-0.
- Wickham, S.M., and Oxburgh, E.R., 1985, Continental rifts as a setting for regional metamorphism, *Nature*, 318, p. 330–333, doi: 10.1038/318330a0.
- Williams, G.D., Powell, C.M., and Cooper, M.A., 1989, Geometry and kinematics of inversion tectonics, *Geological Society, London, Special Publications*, 44, p. 3–15, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., and Suppe, J., 1985, An outline of balanced cross-sections. *University of Tennessee, Departement of geological sciences studies in geology 11*, 2nd edition.
- Ziegler, W. H., 1975, Outline of the geological history of the North Sea, *London, Esso Europe, Incorporated*, 31p.
- Ziegler, P.A., 1992, European Cenozoic rift system, *Tectonophysics*, 208, p. 91–111, doi: 10.1016/0040-1951(92)90338-7.
- Zürcher P., 1893, Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, XXI, 65–77.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1 - INTRODUCTION

Figure 1- 1 : Contexte tectonique de la Méditerranée occidentale. Les flèches du raccourcissement sont localisées sur des zones où s'exprime la déformation active (Nocquet et Calais, 2004). ... 19

Figure 1- 2 : Quatre reconstructions clés de l'évolution du domaine Ouest Méditerranéen (de la Téthys de l'ouest) du Crétacé inférieur au Miocène qui ont affecté la Provence (modifiées de Schettino et Turco, 2011). La distribution de la lithosphère continentale est montrée en grise. La lithosphère océanique formée avant le Trias supérieur est en blanc. Les lignes de côtes actuelles sont présentes en tant que référence. Les lignes bleues ciel sont des isochrones synthétiques représentants la quantité de croûte océanique formée pendant le Crétacé supérieur. 1-Afrique du Nord; 2-Afrique du Nord; 3 Amérique du Nord; 4-Maroc; 5 Ibérie; 6-Tunisie; 7-Eurasie; 8 Apulie ; 9- Plate-forme de Panormide; 10-Adria; 11- Grèce du sud; 12 Plate-forme de Menderes-Taurides; 13-Plate-forme de Dinarides de l'Est ; 14- Prisme d'accrétion des Dinarides de l'Ouest; 15- bassin du sud de Pannonie; 16-Tisza; 17 Pelso; 18 Sakarya; 19- Pontides de l'Est ; 20- Pontides de l'Ouest; 21 Strandja; 22-Serbie-Macédoine; 23-Rhodope; 24 kirsehir; 25-Arabie. (A) Reconstruction des plaques à 131.9 Ma (chron M10, Hauterivien). Les lignes bleues sont des isochrones synthétiques relatives à l'ouverture de l'Océan Valaisan et de la Téthys Alpine. FNP = Faille Nord Pyrénéenne (B) Reconstruction des plaques à 83.5 Ma (limite Santonien-Campanien). (C) Reconstruction des plaques à 40.1 Ma (chron C18r, Bartonien inférieur). (D) Reconstruction des plaques de 20.1 Ma (chron C6n, Burdigalien inférieur). Les lignes vertes sont des isochrones synthétiques limitant la distribution de la croûte océanique dans la Méditerranée de l'Ouest (après Schettino et Turco, 2006). 21

Figure 1- 3 : Le bassin d'avant-pays de Provence. Le MNT a été construit à partir de données altimétriques de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) 50m ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global digital elevation model). Les zones hachurées grises/blanches correspondent aux massifs paléozoïques des Maures et du Tannéron. FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance..... 22

Figure 1- 4 : Carte des épaisseurs sédimentaires méso-cénozoïque du bassin d'avant-pays de Provence (modifiée d'après Garibaldi et al., 2010). Mêmes acronymes qu'en Figure 1- 3c..... 24

Figure 1- 5 : Log sédimentaires synthétisés en Provence orientale et occidentale (modifié d'après Guyonnet-Benaize, 2011).....	25
Figure 1- 6 : Le bassin d'avant-pays de Provence avec localisation des principales coupes (Tempier, 1987 ; Villeger et Andrieux, 1987; Roure et Colletta, 1996 ; Ford and Stahel, 1995 ; Vially et Trémolières, 1996 ; Champion et al., 2000 ; Lacombe and Moutherau, 2002 ; Clauzon et al., 2011 ; Guyonnet-Benaize, 2011 ; Molliex et al., 2011; Espurt et al., 2012). FN : Faille de Nîmes. FSC: Faille de Salon-Cavaillon. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance.....	26
Figure 1- 7 : Coupes majeures à grande échelle réalisées au cours des 30 dernières années (Tempier, 1987; Vially et Trémolières, 1996 ; Lacombe et Moutherau, 2002 ; Molliex et al., 2011). Les traits noirs foncés et les points d'interrogation correspondent aux zones d'ombre impliquant probablement le socle ou qui restent des objets de discussion.....	27
Figure 1- 8 : Coupe géologique d'échelle crustale du bassin d'avant-pays provençal restauré à l'Eocène supérieur (modifiée de Lacombe et Jolivet, 2005). Le segment A-B est localisé sur la Figure 1- 3 (modifié de Tempier, 1987 et de Lacombe et Moutherau, 2002). NF: Faille de Nîmes. FMD: Faille de la Moyenne Durance. SVS: Système Sainte-Victoire. SB: Sainte-Baume. CS: Cap Sicié.	28

CHAPITRE 2 – METHODOLOGIE

Figure 2 - 1 : Organigramme d'élaboration des coupes équilibrées depuis la base de données à vocation structurale jusqu'au logiciel de modélisation Move 2013 (modifié d'après Hermoza, 2005).	36
Figure 2 - 2 : Modèle numérique de terrain de l'avant-pays provençal. On peut distinguer les données de terrains acquises entre 2011 et 2013. Les losanges bleus présentent les données de pendage et les losanges rouges indiquent quelques sites de mesures de failles (tous ne sont pas représentés ici). Les données de sous-sol correspondant aux données de puits et de lignes sismiques sont localisées sur la figure avec des cercles verts et des lignes rouges respectivement.	37
Figure 2 - 3 : Fenêtre Move représentant les données géologiques numérisées dans la région du Cap Sicié (contours géologiques, aires des formations, failles, traits de coupe).	38
Figure 2 - 4 : Fenêtre 2DMove en coupe représentant l'interprétation structurale d'une portion de coupe équilibrée présentée en chapitre 4.....	39
Figure 2 - 5 : Exemple de données de stratification le long d'une coupe et leurs pôles de plan associés (points noirs dans la figure) représentées dans un stéréogramme (hémisphère inférieur du	

diagramme de schmidt) pour l'anticlinal de Mirabeau et le synclinal d'Apt. Cette représentation permet de voir l'orientation générale d'un pli (direction de la droite passant par les pôles de plan). Les structures ont ici une orientation globalement N-S.	40
Figure 2 - 6 : Principe de la restauration par « flexural slip ». (a) Coupe d'une structure plissée à l'état actuel. (b) Paramètres nécessaires pour la restauration de la structure. (c) Coupe restaurée avec les traits/paramètres permettant la restauration. (d) Coupe de la structure plissée après restauration. (Modifié d'après Midland Valley Exploration Ltd).	41
Figure 2 - 7 : Schéma expliquant la méthode et le principe de datation par thermochronologie basse température avec un bloc diagramme représentatif des zones de rétention des traces de fission dans les cristaux d'apatites et des clichés de trace de fission sur une surface polie d'un cristal d'apatite, après traitement chimique (modifié d'après Gallagher et al., 1998 ; Ehlers et Farley, 2003, photos d'I. Bour).....	43
Figure 2 - 8 : Histoires thermiques schématiques. Le chemin (A) montre un refroidissement de la roche contenant les apatites depuis une température supérieure à la température de fermeture de l'apatite à 120°C. Dans ce cas, l'âge des traces de fission sur apatites correspond à un âge d'exhumation. Le chemin (B) montre un refroidissement assez rapide suivi d'un recuit partiel dans la zone de rétention partielle et un nouveau refroidissement. Dans ce cas l'âge des traces de fission correspond à un âge biaisé entre l'âge de refroidissement de la source d'origine et l'histoire thermique plus récente. Le chemin (C) montre un recuit total des grains d'apatites dans la zone de non rétention où l'âge du refroidissement de la source n'est pas présent. L'âge correspond alors à l'âge du refroidissement et d'exhumation du sédiment après avoir été enfoui et remis à zéro. Modifié d'après Gleadow et al. (1983).	45
Figure 2 - 9 : Décomposition vectorielle d'une contrainte σ appliquée à un plan S au point M, en une contrainte normale σ_N et une contrainte tangentielle τ	46
Figure 2 - 10 : Tenseur des contraintes $T\sigma$ dans un repère quelconque.....	47
Figure 2 - 11 : Tenseur des contraintes $T\sigma$ dans un repère principal. Il n'y a plus de contraintes tangentielles.....	47
Figure 2 - 12 : Ellipsoïde des contraintes (a) hydrostatique, (b) de révolution autour de σ_1 et (c) triaxial.....	48

CHAPITRE 3 – EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE ET ARCHITECTURE DE L'AVANT-PAYS PRONVENÇAL

Figure 3 - 1 : Geological and structural setting of the Provence foreland mapped on the digital elevation model [ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

GDEM (Global Digital Elevation Model) 25m]. MDF = Middle Durance fault; AF = Aix fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault; 1 = Pont Mirabeau 2 well; 2 = Jouques 1 well.	60
Figure 3 - 2 : Stratigraphic and lithotectonic sedimentary columns along the balanced cross section from the Mid-Durance fault (MDF) to the Mediterranean sea across the Jouques syncline, Arc syncline and Beausset syncline. Major unconformities are enhanced by a wavy line. Décollements are shown by colorful arrows.	61
Figure 3 - 3 : Permian series overthrust by the Paleozoic basement in the Maures Massif, located to the west of Pierrefeu-du-Var (Figure 3 - 1). Bedding traces are enhanced by thick black lines and schistosity by thin black lines. The major thrust is enhanced by a thick red line. The reverse fault is N105°E-48S.4.....	63
Figure 3 - 4 : Geologic map and surface cross section across the southeastern Provence. See cross section location in Figure 3 - 1. W ₁ = Pont Mirabeau 2 well; W ₂ = Jouques well.	67
Figure 3 - 5 : East-looking panoramic view of the Sainte-Baume thrust system along the cross section. See location in Figure 3 - 4. Bedding traces are enhanced by thin black lines. Pyrenean-Provence thrusts are shown by thick red lines and the inferred thrusts by thick red dashed lines. Oligocene (?) normal faults are shown by thick blue lines and inferred normal faults by thick blue dashed lines. Fault slip data indicate an Oligocene (?) ESE-trending extension post-dating the N-trending compression. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere.	67
Figure 3 - 6 : WNW-looking view of the syntectonic middle Campanian-Maastrichtian (Begudo-Rognacian) breccia at the northern flank of the Pic des Corbeaux. In this zone, the Pyrenean-Provence structures are deformed by assumed Oligocene normal faults and shear zones. See location in Figure 3 - 4. Bedding traces are enhanced by thin black lines.	68
Figure 3 - 7 : Panoramic view of the eastern Sainte Victoire system and the northern edge of the Arc syncline. Bedding traces are enhanced by white lines. Location in Figure 3 - 4. Modified from Espurt et al. (2012).....	70
Figure 3 - 8 : West-looking panoramic view of the Mirabeau anticline armed of thick Tithonian limestones. Location in Figure 3 - 4. Details of the angular unconformity of the Miocene series overlapping the upper Jurassic-lower Cretaceous series. Bedding traces are enhanced by thin black lines.....	70
Figure 3 - 9 : Balanced and restored cross section of the Pyrenean-Provence foreland. (a) Present-day state. (b) Pre-orogenic restored section obtained by flattening top of upper Santonian deposits. (c) Earliest Cenomanian restored state obtained by flattening bauxite regional datum. This state highlights the main Durance High geometry. See details and construction methods in the text. The α angle values indicate the tilting (= Pyrenean-Provence flexural dip) of the	

foreland basin. This tilting corresponds to the angle of the sedimentary cover and the subjacent basement compared to the horizontal. W1 = Pont Mirabeau 2 well; W2 = Jouques well; α_f = foreland basin tilting degree at present-day state; α_s = foreland basin tilting degree at the latest Santonian state/ pre-orogenic state; α_d = foreland basin tilting degree at the early Cenomanian (Durance High state); Lf = Final length of the present-day orogenic prism ; Lis = Initial length of the pre-orogenic prism at latest Santonian times; Lid = Initial length of the pre-orogenic prism at earliest Cenomanian time..... 77

CHAPITRE 4 – HERITAGE A L’ECHELLE REGIONALE ET LITHOSPHERIQUE

- Figure 4 - 1 : Geological and structural settings of the Provence foreland. Locations of cross sections T1 and T2, and apatite fission track samples are shown : 1= 2K; 2 = 2J; 3 = 2I ; 4 = 2H ; 5 = 2Gbis ; 6 = 2G ; 7 = ARC4 ; 8 = ARC10 ; 9 = ARC11 ; 10 = ARC14. Wells are also shown : 1 = La Folie ; 2 = Fos ; 3 = Istres ; 4 = Jouques ; 5 = Pont Mirabeau 2 ; 6 = Lubéron ; 7 =Grand Lubéron ; 8 = Pernes ; 9 = Montagne de Lure. MDF = Middle Durance fault; AF = Aix-en-Provence fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault. 104
- Figure 4 - 2 : Synthetic stratigraphic and lithotectonic sedimentary columns of the western and eastern Provence. Major unconformities are enhanced by a wavy line. Major décollements are shown by arrows. MDFZ: Middle Durance fault zone..... 107
- Figure 4 - 3 : Sediment thickness data (Ménard, 1980) compiled with field and seismic data (Cushing et al., 2008) and Moho discontinuity data from Navarro et al. (2006) and Tesauro et al. (2008), modified from Garibaldi et al. (2010). The maximum Mesozoic-Cenozoic sedimentary thicknesses (11 km) are located in the center and in the northwestern part of western Provence. The sedimentary pile pinchouts southeastward onto the Maures massif. Moho discontinuity depth of the Provence basin mainly shows a southward thinning of the crust. Major faults traces are indicated. Location of cross sections T1 and T2 and apatite fission track samples are shown. 1= 2K; 2 = 2J; 3 = 2I ; 4 = 2H ; 5 = 2Gbis ; 6 = 2G ; 7 = ARC4 ; 8 = ARC10 ; 9 = ARC11 ; 10 = ARC14 ; CF: Cevennes Fault; MDF: Middle Durance Fault; AF: Aix-en-Provence Fault; NF: Nîmes Fault..... 107
- Figure 4 - 4 : Balanced and restored cross section T1 across the western Provence. Cross section restoration is performed at late Santonian times (before the Pyrenean compression). See well numbers location and name in Figure 4 - 1. See details in text..... 108
- Figure 4 - 5 : Balanced and restored cross section T2 across the western and eastern Provence. Cross section restoration is performed at late Santonian times (before the Pyrenean compression).

MDFZ: Middle Durance fault zone. See well numbers location and name in Figure 4 - 1. See details in text.....	110
Figure 4 - 6 : Interpretation of seismic profile 82SE4D across the Istre–Aix-en-Provence syncline. For location, see Figure 4 - 1. The reflectors have been calibrated using the Istres and Fos wells.	112
Figure 4 - 7 : Southwestward panoramic view of the southern flank of the western Lubéron anticline showing massive Paleocene growth-strata deposits. Bedding traces are enhanced by black lines. See location of Lubéron along T1 on Figure 4 - 1.	113
Figure 4 - 8 : Interpretations of seismic profiles 71D10 (a) and VL85J (b) across the eastern Lubéron structure. For location, see Figure 4 - 1. The reflectors have been calibrated using the Lubéron well. The interpretation of profile 71D10 suggests deep late Paleozoic-lower Triassic basins under Triassic evaporites.	114
Figure 4 - 9 : (a) East-looking panoramic view of the Ventoux thrust and (b) footwall Toulourenc syncline filled by Miocene and Quaternary deposits. The Ventoux Mount thrust is cut by an Oligocene (?) normal fault sealed by Miocene foresets. This observation provides evidence for major pre-structuration of Ventoux thrust during the Pyrenean compression. See location of Ventoux along T1 on Figure 4 - 1.	116
Figure 4 - 10 : Plot of apatite fission track ages (Ma) vs. the distance (km) of each sample from the Mediterranean coastal line. See details in text.	119
Figure 4 - 11 : Synthetic sketch map of the SE of France, NE of Spain and the west Mediterranean domain at late Santonian times before the Pyrenean compression.	121
Figure 4 - 12 : Hypothetical reconstruction of the Pyrenean-Provence orogen along cross section T2. MDFZ: Middle Durance fault zone. NPFZ: North-Pyrenean fault zone.....	126

CHAPITRE 5 – ETUDES A DIFFERENTES ECHELLES DES DEFORMATIONS OLIGOCENE ET MIOCENE

Figure 5 - 1 : (a) Generalized geological map and structural settings of the Provence foreland. Location of cross sections is shown. Boxes indicate the location where detailed mapping and associated local cross section sequential restoration were carried out (Figure 5 - 4, Figure 5 - 5 and Figure 5 - 7). Abbreviations are: MDF = Middle Durance fault; AF = Aix-en-Provence fault; NF = Nîmes fault; SCF = Salon-Cavaillon fault. Upper part of the present-day cross section T1 (a) and T2 (b) previously submitted in Bestani et al. (chapter 4).....	148
Figure 5 - 2 : N-looking view of the edge of a graben located in Vaucluse Mountains of the Lure Mountain (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by white lines. Normal faults are shown by red lines. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere which correspond to the site 3 located in Figure 5 - 10.	150

Figure 5 - 3 : W-looking view of the northern limb of the Apt-Forcalquier basin (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by black lines. Normal faults are shown by red lines.....	151
Figure 5 - 4 : (a) Geological and structural settings of the Ventoux thrust system and tertiary basin associated. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Ventoux and Baronnies. (b) Present-day state. (c) Pre-Alpine restored section obtained by flattening top of Miocene series. (d) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.....	152
Figure 5 - 5 : (a) Geological and structural settings of the Sainte-Baume thrust sheet up to the Regagnas Massif. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Sainte-Baume-Regagnas area. (b) Present-day state. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.	153
Figure 5 - 6 : East-looking panoramic view of the Sainte-Baume thrust system along the cross section. See location in Figure 5 - 1. Bedding traces are enhanced by thin white lines. Pyrenean-Provence thrusts are shown by thick black lines. Oligocene normal faults are shown by thick red lines and 3-D red planes. Fault slip data indicate an Oligocene ESE-trending extension post-dating the N-trending compression. Fault data are projected in an equal area stereogram, lower hemisphere corresponding to site 1 and 2 located in Figure 5 - 10.	154
Figure 5 - 7 : (a) Geological and structural settings of the Nerthe fault propagation fold. Location of cross section is shown (Figure 5 - 1). Balanced and restored cross section of the Nerthe fold. (b) Present-day state. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time.	155
Figure 5 - 8 : E-looking view of the southern flank of the Nerthe fault propagation fold, to the north of La Couronne. Local Pyrenean fold made of early Cretaceous rocks cut by Oligocene normal faults (see location in Figure 5 - 1). Bedding traces are enhanced by black lines. Normal faults are shown by red lines.	156
Figure 5 - 9 : Geological and structural map of the Provence foreland presenting the distribution of paleo-stress related to Oligocene extension. Numbers correspond to each site number.....	157
Figure 5 - 10 : Stereo-plots of the stress rates related to a normal stress field with vertical σ_1 and NW-SE oriented σ_3 and a strike-slip regime with horizontal σ_1 during the Oligocene extension. Numbers correspond to each site number.	158
Figure 5 - 11 : Geological and structural map of the Provence foreland presenting the distribution of paleostress related to Miocene-Alpine compression. Numbers correspond to each site number.	159
Figure 5 - 12 : Stereoplots of stress rates related to strike-slip with NNW-SSE oriented σ_1 during Miocene compression. Numbers correspond to each site number.	160

Figure 5 - 13 : Balanced and restored cross section of the western Provence foreland, T1. (a) Present-day state. (b) Pre-Alpine restored section obtained by flattening top of Miocene series. (c) Pre-Oligocene extension restored section obtained by cancelling normal faults attributed to Oligocene time. (d) Pre-orogenic restored section obtained by flattening top of upper Santonian deposits. Stars indicate the active faults for each event. Stars of the present-day state show the active faults during the Miocene Alpine compression according to this study.

..... 162

CHAPITRE 6 – DISCUSSION

Figure 6 - 1 : Carte géologique de la Provence actuelle. Les traits noirs surlignent les orientations structurales marquées des chaînons provençaux en Provence, basé sur Guillemot et al. (1973), Chorowicz et Paul (1974), Ménard (1980), Espurt et al. (2012), Tassy et al. (2014) et cette étude. Les traits en pointillé associés à des points d'interrogations indiquent des structures déduites/hypothétiques associées aux grandes orientations proposant ainsi des bassins de formes rhombiques de différentes échelles. FN : Faille de Nîmes. FA: Faille d'Aix-en-Provence. FMD: Faille de la Moyenne Durance..... 184

Figure 6 - 2 : Carte structurale schématique des structures paléozoïques présentes à la fin du Paléozoïque-début Permien d'après les résultats de cette étude, mais aussi de ceux d'Arthaud et Matte (1975), Behr et al. (1984), Matte (1986), Guillot et al. (2009), Espurt et al. (2012). Ces structures en pull-apart, formées en contexte transtensif, sont héritées des grands décrochements hercyniens et de l'extension Permo-Triasique. La zone de la Faille Nord Pyrénéenne comprend l'ensemble des structures pyrénéennes fossilisées qui ont été marquées par une tectonique transcurrente à l'échelle de la chaîne qui devient senestre fin Paléozoïque-début Permien avec la formation des grabens Permo-Triasiqes. Le mouvement dextre illustré dans les Maures se base sur la reconstitution de Guillot et al. (2009) à l'époque du Carbonifère supérieur..... 189

LISTE DES TABLES

CHAPITRE 4 – HERITAGE A L’ECHELLE REGIONALE ET LITHOSPHERIQUE

Table 4 - 1 : Apatite fission track results in the Maures massif and in the Arc syncline. Ng = number of grains counted; ps = density of spontaneous tracks; Ns = number of spontaneous tracks counted; pi = density of induced tracks; Ni = number of induced tracks counted; pd = density of tracks on the neutron fluence monitor (CN-5 glass); Nd = number of tracks counted in the dosimeter; P (χ^2) = chi-squared probability (%), RE represents the relative error of the central age, N = number of horizontal confined tracks measured; SE: standard error of the mean and SD, standard deviation of the mean. The χ^2 test classifies a grain-age distribution as either concordant ($P(\chi^2) > 5\%$) or discordant ($P(\chi^2) < 5\%$); Dpar is the mean maximum diameters of fission track etch figures parallel to the c-axis. Samples were counted by J. Barbarand. 118

CHAPITRE 5 – ETUDES A DIFFERENTES ECHELLES DES DEFORMATIONS OLIGOCENE ET MIOCENE

Table 5 - 1 : Characteristics of stress states used to reconstruct stress regime as illustrated in Figure 5 - 9, Figure 5 - 10, Figure 5 - 11 and Figure 5 - 12..... 156

Geometry and kinematic of the Provence foreland: Modeling by balanced cross section in a polyphase tectonic area

Abstract

The structural architecture and evolution of the Pyrenean-Alpine foreland of Provence are controlled by deep-seated basement faults inherited from Gondwana rifting during Permo-Triassic time, by variations in the Mesozoic sedimentary pile thickness and by alternating compressive and extensive tectonic events that affected the area since the late Paleozoic. The construction of two balanced cross sections at regional scale (~ 150 km) shows that the structural style of the Provence foreland is dominated by thick-skinned tectonic in eastern Provence and thin-skinned tectonic in western Provence, associated with diapirism in each domain. Both domains are coupled at crustal scale and separated by a transfer zone in the cover: the Middle Durance Fault, whose deep-seated part is inherited from the Paleozoic. The current structure of the Pyrenean-Alpine foreland of Provence mainly corresponds to the Pyrenean-Provence compression signature during Late Cretaceous to Eocene (91%). The Alpine deformation proportion is minor (9%). The Oligocene extension phase between these two compressive periods has been quantified at 1.7%. The apatite fission track data suggests an exhumation stage around 80 Ma related to the Pyrenean compression. The main Pyrenean thrusts were synchronous, as indicated by the age and distribution of syntectonic sedimentary series.

**Géométrie et cinématique de l'avant-pays provençal :
Modélisation par coupes équilibrées dans une zone à tectonique
polyphasée**

Lucie BESTANI

Résumé

L'architecture structurale et l'évolution du bassin d'avant-pays Pyrénéo-Alpin de Provence sont contrôlées par des failles profondes héritées du rifting de Gondwana au cours du Permo-Trias, par des variations d'épaisseur de la pile sédimentaire mésozoïque et par l'alternance d'évènements tectoniques compressifs et extensifs qui ont affecté la zone depuis la fin du Paléozoïque. La construction de deux coupes équilibrées d'échelle régionale (~150 km) montre que le style tectonique de l'avant-pays provençal est dominé par une tectonique de socle en Provence orientale et par une tectonique de couverture en Provence occidentale, associé avec du diapirisme dans les deux domaines. Les deux domaines sont couplés à l'échelle crustale et séparés par une zone de transfert dans la couverture: la Faille de la Moyenne Durance, dont la partie profonde est héritée du Paléozoïque. La structure actuelle de l'avant-pays Pyrénéo-Alpin de Provence correspond essentiellement à la signature de la compression Pyrénéenne Crétacé supérieur-Eocène (91%). La part de la déformation Alpine est minime (9%). La phase d'extension Oligocène entre ces deux périodes compressives a été quantifiée à 1.7%. Les données de traces de fission sur apatite suggèrent une exhumation régionale à ~80 Ma reliée à la compression Pyrénéenne. Les chevauchements pyrénéens principaux ont joué simultanément, comme l'indiquent l'âge et la répartition des séries sédimentaires syntectoniques.

Mots clés : coupes équilibrées, architecture structurale, relation socle/couverture, thermochronologie basse température, Provence, France

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement
Europôle de l'Arbois BP80 Aix-en-Provence cedex 04