



**HAL**  
open science

# Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées : exemple des Grès d'Annot (SE de la France)

Lise Salles

► **To cite this version:**

Lise Salles. Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées : exemple des Grès d'Annot (SE de la France). Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2010. Français. NNT : 2010INPL024N . tel-01749551

**HAL Id: tel-01749551**

**<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749551v1>**

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



## AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : [ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr](mailto:ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr)

## LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

[http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg\\_droi.php](http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php)

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



# Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées: exemple des Grès d'Annot (Sud Est de la France)

## THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 4 juin 2010

pour l'obtention du

**Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine**  
**Spécialité Géosciences**

par

Lise SALLES

### Composition du jury:

<i>Rapporteurs :</i>	Jaume VERGÈS Thierry MULDER	Institute of Earth Sciences «Jaume Almera», CSIC (Barcelona, Spain) UMR 5805 EPOC - OASU Université de Bordeaux 1
<i>Examineurs :</i>	Patrice IMBERT Pierre LABAUME Guillaume CAUMON	TOTAL Pau Géosciences Montpellier ENSG - INPL, Nancy Université
<i>Président du jury :</i>	Olivier VANDERHAEGHE	G2R, Université Henri Poincaré Nancy I
<i>Directrice de thèse :</i>	Mary FORD	CRPG - ENSG, Nancy Université
<i>Co-directeur de thèse :</i>	Philippe JOSEPH	IFP - ENSPM, Rueil Malmaison
<i>Invité :</i>	Antoine LE SOLLEUZ	G2R - ENSG, Nancy Université



# Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier mes directeurs de thèses pour la confiance qu'ils m'ont accordée et la prévenance dont ils ont fait preuve à la fin de ma thèse. Un grand merci à Mary pour son incitation à participer à des congrès toujours enrichissants, ses discussions fructueuses de travail et pour les autres plus privées après les journées de terrain. J'espère ne pas avoir déçu ses attentes, y compris celle de « glamouriser » le CRPG. Mary n'a pas été la seule à m'accompagner sur le terrain ; je pouvais aussi compter sur Philippe. Depuis mon stage à l'IFP en 3ème année de l'ENSG, c'est toujours avec grand plaisir que je le retrouve. Je ne sais pas si cela est réciproque vu que la dernière fois que nous sommes allés sur le terrain, c'était... comment dire... dur... très dur (une montée interminable en plein cagnard) pour finalement pas grand-chose... si des patous pas commodes mais alors pas commodes du tout. En tous cas, sa liste d'affaires à amener sur le terrain m'a été très utile. Je remercie Antoine pour son aide sur le bassin de Sanguinière.

Ensuite, je voudrais remercier les membres de mon jury d'avoir accepté de juger mon travail. Un grand merci à Total pour sa gracieuse participation et surtout à Patrice Imbert pour son accueil lors de mes visites au CSTJF. Je tiens aussi à remercier particulièrement Guillaume Caumon pour son accueil au LIAD lors de mon déménagement ainsi et surtout pour tous ses conseils avisés sur mes modèles. J'ai aussi beaucoup apprécié son invitation à organiser une petite excursion dans les Grès d'Annot pour l'équipe du LIAD.

Il est temps à présent pour moi de saluer Christian Le Carlier de Veslud qui m'a beaucoup aidé sur la modélisation géométrique, m'a appris à dompter gOcad pas toujours commode et avec qui j'ai pas mal baillé ou rigolé devant nos écrans... Je vais en profiter pour dire en grand merci à Marc Olivier et à Paulin avec qui j'ai découvert la restauration séquentielle sous gOcad. Le LIAD c'est certes un endroit de travail mais c'est aussi et surtout de la convivialité, de l'interactivité et du soutien à la fin d'une thèse. Merci à vous pour avoir adapté vos conversations du midi à une non programmatrice, j'espère que vous avez encore parfois des conversations de filles et que vous allez voir des films de filles (n'est-ce pas Pauline?). Pour résumer, merci à Guillaume, Pauline, Paulin, MarcO, Flo, Nico, Vincent, Thomas, Jeanne, Romain, Gautier, Nacim, Christophe...

J'ai eu aussi la chance de travailler avec Raphaël Pik et son équipe au CRPG qui m'a initié à la thermochronologie. Merci à Emmanuel pour le broyage et la préparation des échantillons. Un grand merci général à tous@crpg.com et plus particulièrement à Nicolas et Mathieu qui ont partagé mon bureau et m'ont supportée, à Jojo l'affreux, le petit Nico et Jenny qui ont mis de l'ambiance dans le bureau d'à côté, puis à ceux de la pause thé, Céline, Christophe et puis aux filles, Johanna et Aurélie, pour les sorties piscine suivies de petits repas avec gâteaux et ce sans un gramme de complexe sans oublier Yves pour sa baignoire et des petites bouffes sympas... Grand amateur avec Jojo de tarte à la patate!

Enfin et ils sont pour beaucoup dans la réussite de cette expérience, le club des soirées du samedi soir à Nancy, mes parents, ma soeur, Manu et toute ma famille. Ils ont su m'écouter, me supporter, m'encourager, m'entourer, me booster et surtout m'aimer! Mes parents exerçant ce métier extraordinaire mais combien éprouvant de professeur, je voudrais rendre hommage à tous mes professeurs qui depuis petite m'ont donné le goût de la découverte, de la géologie et leur dire que c'est aussi grâce à eux que j'en suis là aujourd'hui!



# Tables des matières

Introduction générale	15
Chapitre I: Etat de connaissance sur les chaînes plissées (orogéniques et gravitaires) et les plis synsédimentaires	19
Introduction	19
I.1. Des chaînes d'avant-pays plissées aux grands fonds	20
I.1.1. Contexte géodynamique des chaînes plissées	20
I.1.2. Les différents styles structuraux et leur expression en surface	21
I.1.3. Les bassins sédimentaires dans les chaînes plissées	23
I.2. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des chaînes plissées	24
I.2.1. Modèle du prisme critique de Coulomb	24
I.2.2. Influence de la nature du décollement basal – rôle des évaporites	25
I.2.3. Influence de l'héritage structural	27
I.2.4. Influence des processus de surface	30
I.3. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des plis (du dépo-centre)	30
I.3.1. Description géométrique des différents types de plis	30
I.3.2. Modèles cinématiques et géométrie des strates synsédimentaires	32
I.3.3. Interactions tectonique-sédimentation dans les bassins en « piggy-back »	36
Conclusion	38
Chapitre II: Synthèse des connaissances sur le contexte régional du bassin des Grès d'Annot	39
Introduction	39
II.1. Géodynamique du SE de la France	40
II.1.1. Evolution tectonique de la fin de l'orogénèse varisque à l'ouverture du Golfe du Lion	42
II.1.2. Les principales discussions actuelles sur l'évolution des plaques	48
II.2. Structures et stratigraphie de la marge passive	52
II.2.1. Stratigraphie	52
II.2.2. Les principaux traits structuraux de la marge passive et leur impact sur la définition des unités tectoniques ultérieures	54
II.3. Le bassin des Grès d'Annot (Tertiaire)	57
II.3.1. Le bassin d'avant-pays alpin dans le SE de la France	57
II.3.2. Détails de la stratigraphie tertiaire typique d'un remplissage d'avant-pays	58
II.3.3. Modèle sédimentaire et liaison entre dépo-centres	61
Conclusion	66
Chapitre III: Modélisation géométrique en trois dimensions de bassins synsédimentaires: méthodologie de construction de surfaces à partir de données de terrain	67
Introduction	67
III.1. Brève présentation du logiciel de modélisation gOcad et historique de la modélisation géométrique en 3D à partir des données de terrain	69
III.1.1. Le géomodelleur gOcad	69
III.1.2. Modélisation géométrique à partir de données de terrain	69
III.2. Présentation de la méthodologie développée	73
III.2.1. Pourquoi une nouvelle approche?	73
III.2.2. Les principales étapes	74
III.2.3. Limites de la méthodologie et précision des modèles	80
III.3. La valorisation des résultats de la modélisation géométrique	81
III.3.1. Le tandem terrain - modélisation: un outil puissant pour détecter de nouvelles structures	81
III.3.2. Les cartes d'épaisseur: une véritable mine d'or pour l'étude des interactions tectonique - sédimentation	82
III.3.3. La restauration séquentielle en trois dimensions	84
Conclusion	85

## Tables des matières (suite)

Chapitre IV: Le dépo-centre d'Annot: reconstitution de l'histoire du plissement et de son contrôle sur les dépôts turbiditiques	87
Introduction	87
IV.1. Structures enregistrées dans le dépo-centre d'Annot	88
IV.1.1. Description des structures dans le synclinal d'Annot	88
IV.1.2. Les structures en rapport avec le couloir décrochant de Rouaine – Ourgues	90
IV.2. Contrôle de la sédimentation turbiditique par le plissement alpin: article intitulé «Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France»	93
Abstract	93
Introduction	94
Regional setting: Southern Subalpine Chains, SE France	97
3D modelling using field data	101
Alpine deformation and timing	105
Turbidite Depocentre Evolution	110
Discussion	118
Conclusions	122
Conclusion du chapitre IV	123
Chapitre V: Le Grand Coyer et ses alentours (Colmars et Chasse): sédimentation turbiditique sur des flancs orientaux?	125
Introduction	125
Article soumis à Marine en Petroleum Geology: Turbidite deposition in axially fed asymmetrical synclines of an active wedge-top basin (Annot Sandstone of SE France)	126
Abstract	126
1. Introduction	126
2. Previous studies of tectonic controls on wedge-top basin infill	128
3. The Annot Sandstone Basin, SE France	131
4. Annot depocentre: turbidite sedimentation on a gently dipping fold limb	135
4.1. A depocentre controlled by a rolling hinge	135
4.2. Local influence of an intrabasinal submarine high	138
5. NE Grand Coyer: turbidite sedimentation on a complex fold limb	141
5.1. Erosive turbidites confined in synclines	145
5.2. Active folding during turbidite deposition	147
6. Discussion	148
6.1. Axially sourced wedge-top foreland basins	148
6.2. 3D connections and their evolution	148
6.3. Hinterland supplied and axially supplied wedge top basins	151
6.4. Structural styles in wedge-top depocentres	151
7. Conclusions	152
Conclusion du chapitre V	153
Chapitre VI: Le sous-bassin de Sanguinière	155
Introduction	155
VI.1. Cadre structural du sous-bassin de Sanguinière	157
VI.1.1. Les modèles géométriques en 3D du sous-bassin de Sanguinière	157
VI.1.2. Les failles normales du sous-bassin de Sanguinière	160
VI.1.3. Les plis du sous-bassin de Sanguinière	168
VI.2. Résultats préliminaires des études thermochronologiques utilisées pour tracer la provenance des sources	170
VI.2.1. Echantillonnage et caractérisation pétrographique	172
VI.2.2. Méthodes géochimiques utilisées	173
VI.2.3. Résultats	175
Conclusion	

## Tables des matières (suite)

Chapitre VII: Synthèse régionale: Initiation et évolution structurale du bassin d'avant pays du SE de la France	183
Structural evolution of a wedge-top foreland basin, southern subalpine fold and thrust belt of SE France	184
Abstract	184
Introduction	185
Previous work: Stratigraphy	185
Structure of the Digne Fold and Thrust Belt and the Castellane Arc	190
Evidence for halokinesis	192
The Late Cretaceous problem	192
New Balanced cross-section	193
Timing of the Deformation and Paleogeographical Reconstruction of the Tertiary Annot Sandstone Basin	197
Structural heritage and palaeotopography of the Tertiary Annot Sandstone Basin	199
Structural controls during deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls	202
Structural controls during deposition of the Annot Sandstone	203
Post-Annot Sandstone deformations	204
Discussion	204
Inheritance linked with the Tethyan passive margin	204
Influence of the previous salt basin	205
New insights into the Late Cretaceous paleogeography and tectonics	205
Conclusions	206
Conclusion générale	207
Références bibliographiques	213
Annexes	230

# Liste des figures

<b>Chapitre I</b>	19
Figure 1: Schéma du contexte géodynamique des chaînes plissées.	20
Figure 2: Schéma synthétique d'un système gravitaire sur une marge passive (cours de Total).	21
Figure 3: Coupe des Rocheuses canadiennes (Price & Fermor, 1985), exemple de chaîne où seule la couverture sédimentaire est déformée.	22
Figure 4: Coupe dans les Sierras Pampeanas en Argentine (figure 3 de Siame et al., 2006), exemple de chaîne où le socle est impliqué dans la déformation.	22
Figure 5: Système avec décollements multiples dans la couverture sédimentaire.	23
Figure 6: Aires de sédimentation dans la zone d'avant-pays.	23-24
Figure 7: Schéma des mouvements verticaux dans l'avant-pays (Ford, 2004).	24
Figure 8: Modèle du prisme de Coulomb.	25
Figure 9: Expériences analogiques de prismes orogéniques (a) avec une friction basale importante, (b) avec une friction basale faible (e.g. décollement sur sel) (Costa & Vendeville, 2002).	26
Figure 10: Évolution temporelle des structures salifères	26
Figure 11: Coupe à travers les Salt Ranges et le bassin de Potwar au Pakistan (Grelaud et al., 2002).	26
Figure 12: Schéma des structures héritées et de leur réactivation dans un bassin d'avant-pays (Tavernelli et al., 2004).	27
Figure 13: Modèle analogique d'inversion de rift dans un contexte de transpression (Mattioni et al., 2007).	28
Figure 14: Modèle analogique d'inversion de rift dans un contexte de transpression (Mattioni et al., 2007), le rift ayant été préalablement comblé.	29
Figure 15: Pli de rampe et modèle cinématique «kink-band» de Suppe (1983).	30
Figure 16: Pli de détachement (modèle cinématique «kink-band»; Scharer et al., 2006).	31
Figure 17: Coupe au niveau d'un pli de propagation en Alberta dans l'avant-pays des Rocheuses (Fox, 1959).	31
Figure 18: Géométrie des strates synsédimentaires dans le modèle cinématique «kink-band» (tirée de Novoa et al., 2000).	32
Figure 19: Modèles cinématiques de type «kink-band» proposés pour expliquer les plis de propagation (figure synthétique tirée de McNaught & Mitra, 1993).	33
Figure 20: Modèle cinématique «Trishear».	34
Figure 21: Modèle cinématique de type «kink-band» pour les plis de rampe avec cisaillement (Suppe et al., 2004).	35
Figure 22: Coupe de la zone d'avant-pays andine au Nord de la Bolivie (figure 2A de Leturmy et al., 2000).	36
Figure 23: Modélisation numérique de l'avant-pays andin au Nord de la Bolivie (figure 8 de Leturmy et al., 2000).	36
Figure 24: Migration complexe de dépo-centre dans des bassins en «piggy-back» contrôlée par plusieurs niveaux de décollement	37
<b>Chapitre II</b>	39
Figure 1: Carte des principales unités paléogéographiques et tectoniques de l'arc alpin (figure 1 de Schmid et al., 2004).	40
Figure 2: Carte tectonique schématique montrant les influences pyrénéennes et alpines dans le SE de la France (figure 1 de Lacombe and Jolivet, 2005).	41
Figure 3: Compilation des données cinématiques dans les Alpes occidentales (Lickorish et al., 2002 et références internes).	41
Figure 4: Reconstruction de la tectonique des plaques (a) au Dévonien moyen et (b) au Carbonifère, au cours de l'orogénèse varisque (d'après Ziegler, 1989 et Matte, 2001).	42
Figure 5: (a) Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie au début du Permien (figure 3 de Stampfli et al., 2002). (b) Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie au Trias supérieur (figure 4 de Stampfli et al., 2002).	43
Figure 6: Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie à l'Aalénien (figure 5 de Stampfli, 2002).	44
Figure 7: Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie au début de l'Oxfordien (figure 6 de Stampfli et al., 2002).	44
Figure 8: Évolution paléogéographique de l'Europe de l'Ouest selon le «modèle avec deux océans» (e.g. Stampfli et al., 2002).	45
Figure 9: (a) Trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe depuis le Jurassique moyen (figure 6 de Rosenbaum et Lister, 2005). (b) Trajectoire de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis le Jurassique moyen (figure 2 de Rosenbaum et al., 2002).	46



# Liste des figures (suite)

## Chapitre II (suite)

Figure 10: Reconstructions paléogéographiques des Alpes occidentales pendant le Tertiaire (Ford et al., 2006): (a) à l'Yprésien, (b) au Priabonien, (c) au Rupélien et (d) au Burdigalien.	47
Figure 11: Principaux régimes tectoniques enregistrés le long d'un segment Pyrénées-Languedoc-Provence-Corse au Priabonien du fait de la convergence oblique entre Afrique et Europe (figure 8 de Lacombe et Jolivet, 2005).	48
Figure 12: Comparaison des modèles avec un (A) ou deux (B) océans (figure 1 de Bousquet et al., 2002).	49
Figure 13: Architecture de l'orogène pyrénéenne dans une reconstitution paléogéographique à deux océans (figure 12 de Stampfli et al., 2002).	50
Figure 14: Stratigraphie du SE de la France et évolution latérale des faciès et des épaisseurs le long de la marge passive de la Téthys (provenance des logs: cartes BRGM 1/50 000 de Moustiers-Sainte Marie)	51
Figure 15: Cartes de répartition des faciès définissant les domaines paléogéographiques de la marge téthysienne (compilation réalisée à partir des cartes de Debrand-Passard et al., 1984 et des cartes BRGM 1/50 000 de Moustiers-Sainte Marie, de Digne, de Castellane).	53
Figure 16: Carte des structures de la marge passive de la Téthys dans le SE de la France (figure 4 de de Graciansky et al., 1989).	54
Figure 17: Restauration séquentielle des bassins de Manosque et Valensole et du front de la nappe de Digne de l'Oligocène au Pliocène par de Graciansky et al. (1989).	55
Figure 18: Paléofailles normales d'Estéron et de Gourdan-Vial (Alpes Maritimes) inversée lors de la compression alpine (de Graciansky et al., 1989).	56
Figure 19 : Carte de la transgression nummulitique de l'Éocène supérieur à l'Oligocène (Ford et al., 1999).	57
Figure 20: Carte synthétique montrant les datations du toit des Marnes Bleues ou Marnes à Globigérines dans le bassin des Grès d'Annot (Du Fornel, 2003).	58
Figure 21: Lithostratigraphie des séries Éocène et Oligocène du bassin des Grès d'Annot (figure 1 de Garcia et al., 2004 adaptée de Ravenne et al., 1987).	59
Figure 22: Modèle sédimentologique de rampe sous-marine (compilation de Joseph et al., 2005 à partir de Mutti, 1992; Mutti et al., 1999; Mulder, 2000).	61
Figure 23: Bloc diagramme 3D du bassin des Grès d'Annot montrant le système de rampe turbiditique alimentée par des deltas le long du bloc corso-sarde (Joseph et Lomas, 2004).	62
Figure 24: Paléoreconstructions géographiques de la partie nord du bassin des Grès d'Annot (Joseph et al., 2005).	62
Figure 25: Corrélations stratigraphiques régionales du système des Grès d'Annot (Du Fornel, 2003). (a) Profil SW- NE perpendiculaire à l'axe des gouttières du bassin. (b) Profil NW-SE montrant l'évolution du remplissage d'une gouttière d'amont en aval.	63-64
Figure 26: Hypothèses autochtone et allochtone des dépocentres de Sanguinière et de Chalufy (Jean, 1985).	65

## Chapitre III

Figure 1: Exemple de modèles (a) par surface explicite et (b) par surface implicite du dépocentre d'Annot (cf. Chapitre IV).	67
Figure 2: Approche des coupes sériées, appliquée au modèle du dépocentre de Sanguinière (cf. Chapitre VI).	70
Figure 3: Définition des domaines de pendage (Fernández et al., 2004).	71
Figure 4: Principes de construction de modèles surfaciques en utilisant les domaines de pendages (Fernández et al., 2004).	71
Figure 5: Construction en utilisant les lignes de Bézier (de Kemp, 1999).	72
Figure 6: Construction d'un pli d'axe N-S en utilisant la méthode des lignes de Bézier (de Kemp, 1999).	73
Figure 7: Construction de l'espace de travail géoréférencé en 3D.	73
Figure 8: Géoréférencement de coupes structurales.	74
Figure 9: (a) Base de données du dépocentre d'Annot. (b) Zoom sur le secteur de la Chambre du Roi.	75
Figure 10: Problème de projection lié à la résolution du MNT.	75
Figure 11: Les contraintes appliquées aux surfaces dans gOcad.	76
Figure 12: Détail technique concernant la construction des surfaces de faille: approximation du plan moyen.	76
Figure 13: Construction de l'horizon de référence à partir des données de terrain (1) et d'une épaisseur réaliste (2).	77
Figure 14: Schéma simplifié de la construction d'une carte d'épaisseur et de l'horizon supérieur correspondant	78

# Liste des figures (suite)

## Chapitre III (suite)

Figure 15: Adaptation de la méthodologie dans le cas de modèles très faillés.	80
Figure 16: Applications de l'approximation plane des surfaces de faille dans l'analyse des failles. (a) Exemple de la faille de Castellet (modèle du dépo-centre d'Annot). (b) Exemple du chevauchement principal du Grand Coyer.	82
Figure 17 : Cartes d'épaisseur des différents membres des Grès d'Annot avec les mesures des paléocourants correspondant.	83
Figure 18: Exemple de maillage explicite obtenu pour un membre des Grès d'Annot (a) vue du dessus (b) vue en coupe.	84
Figure 19 : Résultats de la restauration séquentielle des membres des Grès d'Annot dans le synclinal d'Annot.	86

## Chapitre IV

Figure 1: a) Carte de situation du dépo-centre d'Annot dans le sud-est de la France. b) Carte structurale du dépo-centre d'Annot. c) Modèle 3D du dépo-centre d'Annot.	87
Figure 2 : Panoramas du Nord du synclinal d'Annot et de Peyresq vu depuis la Crête du Puy entre Allons et Le Fugeret.	88
Figure 3 : Pli du Fugeret, vu depuis la route de la Colle Saint Michel entre Annot et Allons. a) Limite de la base des Grès d'Annot dans la vallée du Fugeret, indiquant un anticlinal très ouvert. b) Vue de la vallée du Fugeret, le pendage de chaque flanc est représenté par un trait noir.	89
Figure 4: Affleurements de la faille de Rouaine le long de la route entre Rouaine et les Scaffarels, près du Pont Saint Joseph.	89
Figure 5: Pli E-W dans le Tertiaire lié au mouvement senestre sur les failles des Rouaine et Ourgues.	90
Figure 6: Plis synsédimentaires des Calcaires Nummulitiques du Plateau d'Educh dans le couloir de déformation de Rouaine-Ourgues.	91
Figure 7 : a) Panorama du Sud de la faille de Braux vue depuis le Salvelet, montrant le plan de faille. b) Coupe de Tomasso & Sinclair (2004).	92
Figure 8 : Faille de Castellet. (a) Panorama interprété du dépo-centre local de Castellet vu depuis l'esplanade de l'église du village. (b) Coupe schématique du dépo-centre de Castellet.	92

## *Figures de l'article du Bulletin de la Société Géologique de France*

Figure 1: a) Simplified geological map of the Western Alps showing principal tectonic units. b) Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin. c) Balanced cross-section passing through the southern subalpine chains located on map (b) (Ford et al., 2005). d) Section restored to top Upper Cretaceous.	93
Figure 2: Synoptic structural map of the Annot depocentre showing the main structures and Tertiary stratigraphy.	95
Figure 3: Tertiary foreland basin lithostratigraphy of the Annot depocentre.	96
Figure 4: Geological map of the Annot syncline (key on Fig. 3).	97
Figure 5: a) Synthetic structural map of the Annot syncline. b) EW section lines AA', BB' and CC' across the Annot depocentre.	99
Figure 6: Modelling workflow applied to the Annot outlier.	100
Figure 7: Two steps in the methodology used in the construction of 3D stratigraphic horizons from field data in gOcad software: (A) Building the reference surfaces and (B) Building thickness maps and complementary horizons.	102
Figure 8: Methodology to build a vertical thickness map, applied to the Nummulitic Limestone. a) Data set used to constrain the vertical thickness map. b) Initialisation and first interpolation of the vertical thickness map. c) Vertical thickness map obtained by smooth interpolation. d) Final vertical thickness map.	104
Figure 9: 3D geometrical model of the Nummulitic Limestone (NL) in the Annot depocentre built in gOcad software. a) 3D view toward the NW of the base of the Nummulitic Limestone. b) Contour map of the altitude of the base of the Nummulitic Limestone.	106
Figure 10: Sequential restoration of the AA' cross-section (Fig. 5) for each member of the Annot Sandstone.	107
Figure 11: Vertical thickness maps for Annot Sandstone members (excluding A).	109
Figure 12: Four case-studies to illustrate possible interactions of sedimentation and synclinal folding. These cases are (1) passive filling of an inactive syncline, (2) static growth syncline, (3) migrating growth syncline and (4) progressively tilting but inactive syncline.	111

## Liste des figures (suite)

### Chapitre IV: *Figures de l'article du Bulletin de la Société Géologique de France (suite)*

- Figure 13: Stereographic projection of (a) mean bedding poles and (b) all bedding poles for Annot Sandstone members (distinguished by colour) from the southern Annot syncline. 114
- Figure 14: Stereographic projections. a) mean bedding poles and b) bedding poles of the Annot Sandstone members for the Fugeret Anticline. 115
- Figure 15: Principles of the Trishear kinematic modelling. Schematic diagram illustrating the parameters needed to model a fault-propagation fold in Trishear. Adapted from Allmendinger (1998). 116
- Figure 16: Forward numerical Trishear kinematic modelling for the Annot Syncline along section line AA' (Fig. 5) omitting the Braux normal fault. 117
- Figure 17: Stratigraphic thickness maps for the different phases of Annot Sandstone filling the Annot Syncline. (a) Flow ponding. (b) Flow stripping. (c) Flow bypass. 121

### Chapitre V 125

### *Figures de l'article en préparation pour Marine & Petroleum Geology 125*

- Figure 1: Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin. 127
- Figure 2: Perspective views of interaction between turbidite sedimentation and folding in three-dimensional wedge-top depocentres. Bloc diagram (a) considers transverse sediment supply from the hinterland to the basin, while the folded system is sourced along strike in the bloc diagram (b). 129
- Figure 3: a) Structural map of the studied area, showing the Tertiary outliers (yellow) in their structural framework. b) Conceptual locations of the two studied areas across an asymmetrical fold. 132
- Figure 4: Tertiary foreland basin lithostratigraphy in (a) the Annot outlier and in (b) the Grand Coyer area. 133
- Figure 5: Geological map of the Annot syncline compiled from Albussaïdi and Laval (1984), Callec (2001), Puigdefàbregas et al. (2004) and author's own work. a) Synthetic structural map of the Annot syncline showing bedding dips (values correspond to local averages). b) Paleocurrent directions (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001; Puigdefàbregas et al., 2004), true and apparent onlaps (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001) and interpolated western pinchout lines for each members of the Annot Sandstone compiled with our own data. c) EW section lines AA', BB' and CC' across the Annot depocentre. 136
- Figure 6: Stereographic projection of (a) mean bedding poles and (b) all bedding poles for Annot Sandstone members from the southern Annot syncline. 137
- Figure 7: Three case-studies to illustrate in 2D possible interactions of sedimentation and synclinal folding. All are followed by tilting. These cases are (1) passive filling of an inactive syncline, (2) a static growth syncline and (3) a migrating growth syncline. 137
- Figure 8: Sequential restoration of the AA' cross-section for each member of the Annot Sandstone. 139
- Figure 9: Vertical thickness maps for Annot Sandstone members (excluding A) in the Annot outlier. 140
- Figure 10: a) Structural map of the NE Grand Coyer area. b) Decomposition of the N217° directed compression along fault structures with a N150° strike in compressive and right-lateral strike-slip components. c) Schematic E-W cross-section of the Grand Coyer area passing through the Sommet de Noncière. 142
- Figure 11: Details of folds in the Montagne du Grand Paul. 143
- Figure 12: a) Picture of a turbidite bed of the Noncière Formation. b) Rose diagram of the palaeocurrent measurements collected at Sommet de Noncière. c) Rose diagram of palaeocurrent measurements collected at Clôt de l'Ài. 144
- Figure 13: Interpretation of orthorectified aerial photograph of the Sommet de la Fréma. 145
- Figure 14: a) Photographic panel of the northern faces of the Sommet de Fréma. b) Photographic panel of the South-western face of Sommet de Fréma along the main structural trend. 146
- Figure 15: a) Photographic panel of the Annot Sandstone at Clôt de l'Ài. b) Stereoplot of poles to bedding of Annot Sandstone at Clôt de l'Ài. 147
- Figure 16: Evolution of the Annot Sandstone in the depocentres of Annot and Grand Coyer. 149

## Liste des figures (suite)

<b>Chapitre VI</b>	155
Figure 1 (figure 2 de Broucke et al., 2004, modifiée d'après Jean, 1985): (a) Carte de localisation du sous-bassin de Sanguinière dans le SE de la France. (b) Carte géologique du déposé de Sanguinière. (c) Lithostratigraphie de la succession tertiaire à Sanguinière.	156
Figure 2 : (a) carte de localisation du sous-bassin de Sanguinière dans le SE de la France. (b) Carte géologique du déposé de Sanguinière, compilée à partir de nos travaux et des cartes de Bobba (1982), de Jean (1985) et de Kerckhove (communication personnelle). (c) Vue du modèle 3D. (d) Lithostratigraphie de la succession tertiaire à Sanguinière (Jean, 1985; Ravenne et al., 1987).	158
Figure 3: Base des Calcaires Nummulitiques dans le modèle 3D.	159
Figure 4 : Carte détaillée des différentes familles de failles normales dans la partie centrale du déposé de Sanguinière (figure 2 de Bouroullec et al., 2004). Pour la localisation, se reporter à la Figure 1.	160
Figure 5 : Panorama commenté du Haut Vallon de Gialorgues (Joseph et al., 2005).	161
Figure 6 : Vue du modèle géométrique en 3D du sous-bassin de Sanguinière, montrant le rejet le long de la faille « des Trois Hommes ».	162
Figure 7 : Schéma explicatif de la définition de l'indice d'expansion au sens de Bouroullec et al. (2004)	162
Figure 8 : Définition de notre indice d'expansion et comparaison des représentations.	162
Figure 9 : Représentation des données sur les quatre failles de la Barre de la Mauvaise Côte : (a) représentation de Bouroullec (figure 11 de Bouroullec et al., 2004) et (b) notre représentation.	163
Figure 10 : Liaison entre l'indice d'expansion et l'épaisseur de la séquence considérée dans le footwall.	164
Figure 11 : Panorama commenté de la bordure NW du Massif de l'Argentera depuis le Col du Camp des Fourches.	165
Figure 12 : Panorama commenté des falaises de Ventebrun.	165
Figure 13 : Données et analyse des deux ateliers de microtectonique situés le long de la faille des Garrets : (a) au Pas du Lausson, (b) au Lac de la Petite Cayolle. (c) Regroupement des deux ateliers de microtectoniques de la faille des Garrets.	167
Figure 14 : Cartes d'épaisseur des Grès d'Annot (a: Elliott et al., 1985; b: Jean, 1987) et stéréonet du déposé principal du sous-bassin de Sanguinière (Ford et al., 2005).	168
Figure 15 : a) Vue du modèle 3D montrant le secteur de la Montagne de l'Avalanche. b) Coupe SW-NE passant par le déposé de la Montagne de l'Avalanche.	169
Figure 16 : Carte synthétique des différentes origines envisagées pour le matériel composant les Grès d'Annot (du Fornel, 2003).	170
Figure 17 : Carte de répartition des minéraux lourds (Gubler, 1958 ; Stanley, 1961, 1965) et des zones définies à partir des valeurs de thermoluminescence du quartz (Ivaldi, 1973) dans la formation des Grès d'Annot.	171
Figure 18 : Photographie d'une coulée de débris dans le vallon de la Moutière.	172
Figure 19: Thermochronomètre U-Th/He sur zircons détritiques.	174
Figure 20 : Graphe de fréquence des âges U-Pb des zircons détritiques des Grès d'Annot.	175
Figure 21 : Compilation des sources potentielles des Grès d'Annot (Lombardo et al., 1997; Debon et Lemmet, 1999; Innocent et al., 2003; Paquette et al., 2003; Cocherie et al., 2005; Helbing et Tiepolo, 2005; Giacomini et al., 2006; Corsini et Rolland, 2009; Rossi et al., 2009; Demoux et al., 2008; Rolland et al., 2009; Ferrara et Malaroda, 1969).	176
Figure 22: Cathodoluminescence sur le zircon A24 indiquant une zonation avec discordance.	177
Figure 23 : Ages U-Pb dans les zircons zonés de cette étude ayant fourni plusieurs âges différents. a) Détails des âges dans les différents zircons. b) Graphe de fréquence de ces zircons.	177
Figure 24: Liaison entre la concentration en U et les âges U-Pb mesurés.	178
Figure 25: Zircon A6 vu en cathodoluminescence.	178
Figure 26: Graphe de fréquence des résultats de la datation U-Th/He sur zircon effectuée sur les Grès d'Annot du sous-bassin de Sanguinière.	179

## Liste des figures (suite)

<b>Chapitre VII</b>	183
Figure 1: a) Map of the principal tectonic units of the Western alpine arc. b) Simplified geological map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin and the Digne thrust sheet.	186
Figure 2: a) Map of the studied area, showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin and evidences for halokinesis (diapir, accumulation at tectonic junction, settling related to dissolution; Goguel, 1984). Maps of facies distribution across platform and basin of the passive margin during the (b) Liassic Dauphinois Basin, (c) Late Jurassic Vocontian Basin and (d) Cretaceous Vocontian Basin. Palinspatic restoration is not considered.	187
Figure 3: Detailed template of the Mesozoic passive margin stratigraphy. Composite sections, compiled from BRGM maps and El Khôly (1972) are presented from WSW to ENE.	189
Figure 4: Structural map of the southern part of the Digne thrust sheet.	190
Figure 5: Balanced and sequentially restored cross-section through the southern part of the Digne thrust sheet from the Valensole basin to the Argentera Massif. (a) Present-day section; (b) Complete restoration to the end of the Cenomanian Black Marls.	194
Figure 6: (a) Simplified geological map of the entrance of the Verdon Canyon in the moustiers-Ste-Marie area. (b-1) Photographic panel of the frontal structure viewed northward from Corniche Sublime (located in a). (b-2) Interpretation of the photographic panel. (c) Evolution of the Digne thrust front developed above salt.	195
Figure 7: Map of superimposed mesoscopic fold axis between Annot and Allons depocentres, showing the complexe deformation recorded by late Cretaceous strata	199
Figure 8: Internally deformed Upper cretaceous (a) Tête de Méric (b) Vallon de Demandols	200
Figure 9: Folds in the Upper Cretaceous cut by the Tertiary basal unconformity. (a) Mal Ubac. (b) Colmars les Alpes. (c) Stereographic projections.	201





## Introduction Générale

### Interaction tectonique - sédimentation en eaux profondes dans les chaînes plissées

Historiquement, l'avènement de ce thème de recherche s'est fait, tout d'abord, dans les chaînes de montagne. Néanmoins, il a connu un regain d'intérêt très important, à partir des années 1990, avec l'exploration pétrolière dans les séries plissées d'origine gravitaire. Aujourd'hui encore, la compréhension des interactions tectono-sédimentaires dans les chaînes plissées se révèle particulièrement importante pour prédire la distribution et l'organisation interne des réservoirs.

Plus généralement, la sédimentation en eaux profondes est contrôlée par des facteurs d'échelle différente. Ainsi, l'architecture globale du système de dépôt turbiditique est fortement influencée par la source de sédiments (nature et distribution des apports; e.g. Mutti & Ricci-Lucchi, 1972; Bowen et al., 1993; Reading & Richards, 1994; Galloway & Hobday, 1996), le contexte tectonique (e.g. escarpement de failles, Surlyk, 1978; marge active - marge passive, Shanmugam & Moiola, 1988; diapirs, Coleman, 1993) et le gradient de pente générale (e.g. Hadler-Jacobsen et al., 2007). Les corps sédimentaires sont, quant à eux, contrôlés par la topographie locale. Ces variations locales du gradient sont soit liés à des structures pré-existantes ou en développement (e.g. McGilvery & Cook, 2004; Gee & Gawthorpe, 2006; Hadler-Jacobsen et al., 2007), soit inhérents aux dépôts eux-mêmes (e.g. complexe de transport en masse, Elliott, 2009). La tectonique constitue donc un contrôle majeur à toutes les échelles. Si son rôle a été mis clairement en évidence à l'échelle du bassin (centaine de kilomètres) et à celle du dépôt d'un élément sédimentaire (mètres à centaine de mètres), peu de publications concernent l'échelle du dépotcentre. De même, si l'interaction sédimentation turbiditique - pente topographique statique est bien connue (e.g. Kneller & McCaffrey, 1999; Patacci et al., 2008), la réponse sédimentaire à une structure en croissance reste un sujet de recherche actuel. Le présent travail de thèse se propose entre autres d'explorer ces chaînons manquants à partir de l'étude d'affleurements turbiditiques mondialement connus: les Grès d'Annot du SE de la France.

La Formation des Grès d'Annot (Eocène supérieur - Oligocène inférieur), affleurant dans le sud-est de la France, correspond au remplissage du bassin d'avant-pays alpin. Ces turbidites, déposées dans une chaîne plissée, constituent un analogue du système turbiditique riche en sable, alimenté par des deltas. De ce fait, nombre d'équipes internationales et françaises y ont travaillé ou y travaillent encore. Les travaux fondateurs de Bouma (1958-1962) y puisent leur source. Au fil des ans, de nombreuses observations principalement sédimentologiques et stratigraphiques ont été amassées et ont donné lieu à une importante littérature. Les données structurales à l'intérieur et entre les différents sous-bassins sont plus réduites. Elles proviennent principalement des thèses de G. Apps (1987) et de K.D. Lawson (1987) ainsi que des travaux de Lickorish & Ford (1998) et de Ford et al. (2005). Mes travaux de thèse s'efforcent de donner un cadre structural aux dépotcentres d'Annot, du Grand Coyer, de Sanguinière (Col de la Cayolle), de la Tête de Méric et de Chalufy.

## Objectifs de la thèse et démarche

La thèse a été initiée suite à des travaux préliminaires de master et s'inscrit dans la continuité des recherches de Mary Ford (e.g. bassins d'avant-pays, Ford et al., 1999; Ford, 2004; e.g. interactions tectonique-sédimentation en domaine compressif, Ford et al., 1997; e.g. SE de la France et paléoreconstruction alpine, Ford, 1996; Ford et al., 1999; Ford et al., 2006) et de Philippe Joseph (e.g. livret-guides d'excursion, Joseph et al., 2005; Joseph & Ravenne, 2001; e.g. synthèse sur le bassin des Grès d'Annot, Joseph & Lomas, 2004). Elle a bénéficié d'un financement généreux de la compagnie pétrolière Total, du CNRS et de l'ANR « Tectosed Annot » ainsi que d'une active collaboration avec l'Institut Français du Pétrole.

Comme mentionné précédemment, l'interaction tectono-sédimentaire dans les chaînes plissées constitue un axe de recherche important. Alors que de nombreuses études de terrain traitent de ce thème à l'échelle d'une structure (e.g. Castelltort et al., 2003), la plupart des travaux récents consacrés à ce thème à l'échelle des dépo-centres ou du bassin est basée sur des données de sismique 3D (e.g. Broucke et al., 2004; Morley & Leong, 2008). La qualité des données de sismique pétrolière en sub-surface a causé une révolution en illustrant, en 3 dimensions, la complexité de ces interactions. Par contre, l'observation des faciès en surface reste sans équivalent, même si la stratigraphie sismique s'est considérablement développée. Les études d'analogues à l'affleurement, comme dans la présente thèse, sont donc complémentaires à celles menées en sub-surface. Il est cependant nécessaire d'intégrer autant que possible la troisième dimension dans l'étude de ces analogues. La réalisation de modèles géométriques en 3 dimensions à partir de données de terrain ainsi que leur valorisation constitue un objectif de cette thèse.

Parmi les autres buts de cette thèse, nous distinguons ceux liés à des thématiques générales dans les chaînes plissées, évoqués ci-après:

- ❖ Proposer des caractéristiques de la sédimentation turbiditique (architecture des corps sableux, degré d'incision...) dans les synclinaux asymétriques actifs.
- ❖ Définir les paramètres clés dans l'évolution du remplissage des dépo-centres au niveau de la chaîne plissée ou au moins de plusieurs synclinaux interconnectés.
- ❖ Démontrer l'influence de plusieurs niveaux de décollement sur l'architecture des dépo-centres dans les chaînes plissées.
- ❖ Illustrer l'importance des structures mais aussi de la stratigraphie d'une marge passive salifère lors d'une compression ultérieure.

L'étude du bassin des Grès d'Annot, menée au cours de ces travaux, soulève beaucoup de questions relevant de la géologie alpine. Ainsi, certains des objectifs des travaux présentés dans ce mémoire ont une portée plus régionale, à savoir:

- ❖ La définition du contexte géodynamique régnant lors de la sédimentation des Grès d'Annot: compression ou extension?
- ❖ Quantifier et caractériser la déformation alpine:
  - Comment expliquer les failles normales synsédimentaires aux Grès d'Annot dans le cadre du bassin d'avant-pays alpin?
  - Template pré-existant - Quelle influence l'orogénèse pyrénéo-provençale a-t-elle sur le bassin des Grès d'Annot? Est-elle à l'origine de la surrection des massifs qui alimentent le bassin des Grès d'Annot?
  - Quel rôle joue le sel triasique dans le SE de la France?



- ❖ L'initiation et l'évolution du bassin pendant le Tertiaire.
  - Quel est le calendrier relatif des déformations enregistrées dans les chaînes sub-alpines méridionales?
    - Quelle est l'importance de l'héritage structural et à quoi est-il lié?
    - Quelle était l'extension initiale du bassin des Grès d'Annot? Les affleurements des Grès d'Annot correspondent-ils à plusieurs dépo-centres (e.g. synclinaux dans un bassin de type «wedge-top») ou ne sont-ils que le résultat d'une préservation partielle d'un même dépo-centre (e.g. bassin d'avant-pays flexural le plus classique)?
    - Quelles structures contrôlent la sédimentation dans les dépo-centres?
  - Définition d'un cadre structural et de la connectivité entre les différents dépo-centres.

## Organisation du mémoire

Le mémoire est constitué de sept chapitres regroupés en trois parties.

La première partie comporte deux chapitres bibliographiques et un chapitre méthodologique. Elle soulève présente les concepts géologiques (géologie structurale, modèles sédimentaires de système turbiditique) et les dernières avancées méthodologiques dans le domaine de la modélisation géométrique en 3 dimensions. Des problématiques scientifiques explorées par la suite dans les Grès d'Annot y sont aussi soulevées. Dans le détail, le premier chapitre est consacré à un état des connaissances sur la géologie des chaînes plissées. Le deuxième se focalise sur une synthèse de la géologie du Sud Est de la France. Les grands traits de l'évolution géodynamique du Permien au Tertiaire, la stratigraphie mésozoïque régionale et le bassin des Grès d'Annot sont présentés, en soulevant les controverses. Le troisième chapitre présente la méthodologie pour construire des modèles à partir de données de terrain en utilisant le géomodeleur gOcad. Après un bref aperçu de ce domaine en pleine expansion, la démarche suivie est détaillée et illustrée à partir des exemples réalisés au cours de cette thèse.

La deuxième partie regroupe les trois chapitres suivants portant chacun sur une des localités où sont préservées les Grès d'Annot; dans l'ordre Annot, Grand Coyer et Sanguinière. Les chapitres 4 à 6 montrent que ces affleurements discontinus correspondent en fait à d'anciens dépo-centres et que la déformation alpine a été beaucoup plus précoce que ce qui est communément admis. Ils documentent aussi les interactions tectono-sédimentaires observées à l'échelle des affleurements et des dépo-centres. Ainsi le quatrième chapitre, consacré au dépo-centre d'Annot, illustre la sédimentation synsédimentaire à un plissement asymétrique, sur un flanc long faiblement déformé. Les interactions tectono-sédimentaires sur un flanc raide fortement déformé sont quant à elles mises en évidence dans le cinquième chapitre, portant sur la partie nord-est du Grand Coyer. Le sixième chapitre synthétise la géologie du dépo-centre de Sanguinière, dépo-centre extrêmement affecté par des failles normales. Des niveaux repères à l'intérieur de ce dépo-centre ont fait l'objet d'un échantillonnage pour déterminer la source détritique grâce à la géochronologie. Les résultats préliminaires de cette étude annexe sont présentés dans ce chapitre.

La troisième partie constitue une synthèse des apports de ce travail à la connaissance régionale. L'évolution du bassin des Grès d'Annot y est remise en perspective avec celle de la nappe de Digne. Un point sur l'héritage structural lié à de la déformation salifère et plusieurs événements tectoniques précoces est fait à partir d'une coupe SW-NE traversant le nappe de la nappe de Digne et d'une carte structurale de la zone. Les grandes lignes d'un calendrier des déformations sont proposées à partir de la restauration séquentielle de cette coupe. Les détails de cette histoire durant la période Eocène supérieur - Oligocène inférieur sont présentés sous la forme de cartes restaurées des différents dépo-centres.



# Chapitre I

## Etat de connaissance sur les chaînes plissées (orogéniques et gravitaires) et les plis synsédimentaires

### Sommaire

---

#### Introduction

- I.1. Des chaînes d'avant-pays plissées aux grands fonds
  - I.1.1. Contexte géodynamique des chaînes plissées
  - I.1.2. Les différents styles structuraux et leur expression en surface
  - I.1.3. Les bassins sédimentaires dans les chaînes plissées
- I.2. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des chaînes plissées
  - I.2.1. Modèle du prisme critique de Coulomb
  - I.2.2. Influence de la nature du décollement basal – rôle des évaporites
  - I.2.3. Influence de l'héritage structural
  - I.2.4. Influence des processus de surface
- I.3. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des plis (du dépo-centre)
  - I.3.1. Description géométrique des différents types de plis
  - I.3.2. Modèles cinématiques et géométrie des strates synsédimentaires
  - I.3.3. Interactions tectonique-sédimentation dans les bassins en « piggy-back »

#### Conclusion

---

### Introduction

Les chaînes de montagnes ont été depuis longtemps un objet d'étude géologique. La recherche actuelle sur ce sujet regroupe beaucoup de disciplines (géophysique, géologie structurale, géodynamique, géomécanique, géochimie...) et se fait sur des échelles allant de l'affleurement à la lithosphère. Dans les 20 dernières années, la connaissance des chaînes plissées d'origine tectonique a largement profité du développement de l'océanographie et de l'exploration pétrolière dans les systèmes gravitaires en domaine marin profond. Aussi, ce chapitre ne constitue qu'une brève introduction à la géologie des chaînes plissées et présente des résultats, particulièrement intéressants pour une discussion ultérieure sur le bassin des Grès d'Annot et les chaînes plissées sub-alpines du SE de la France.

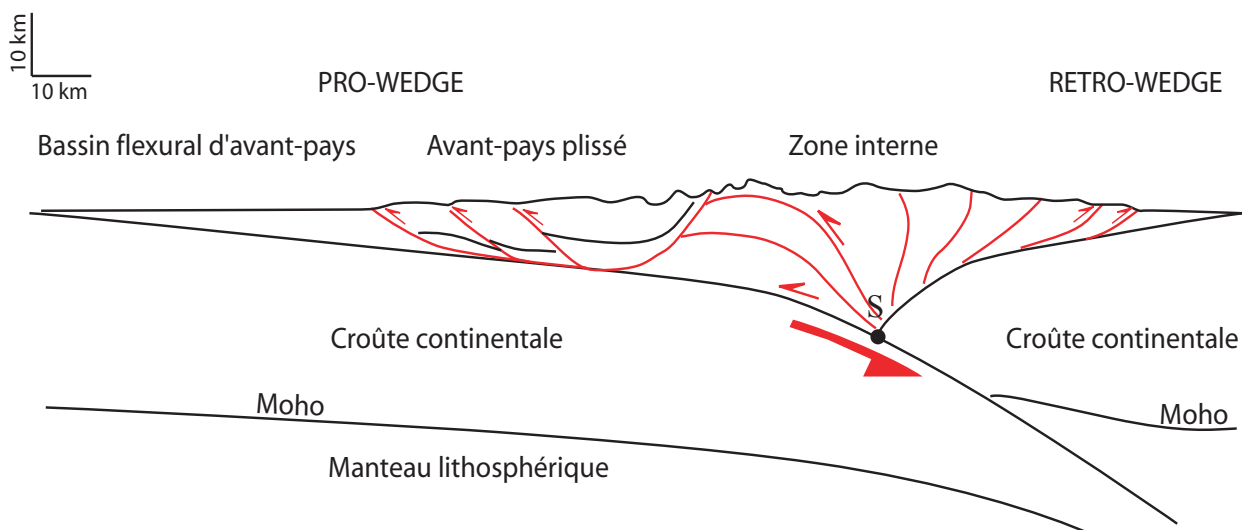
Ce chapitre est organisé en trois parties, différant par l'échelle d'observation de ces systèmes plissés. La première partie considère les chaînes plissées à grande échelle. Elle replace ces systèmes dans leur contexte géodynamique et en décrit la géométrie globale, en soulevant la question de l'implication du socle dans la déformation. En deuxième lieu, l'importance de la nature du décollement basal, de l'héritage tectonique et des processus de surface sur l'évolution de la déformation compressive est synthétisée à l'échelle de la chaîne plissée. Enfin, la troisième partie est consacrée à l'étude des interactions entre tectonique et sédimentation à l'échelle du dépo-centre ou de la structure. Après une brève description des différents types de plis, les modèles cinématiques de plis sont présentés sous une perspective historique. Ceci a pour but d'expliquer le choix de l'approche « Trishear » pour modéliser le synclinal d'Annot. Des exemples d'interaction tectonique - sédimentation turbiditique dans des bassins d'avant-pays de type foredeep ou « piggy-back » sont considérés dans un dernier paragraphe.

## I.1. Des chaînes d'avant-pays plissées aux grands fonds

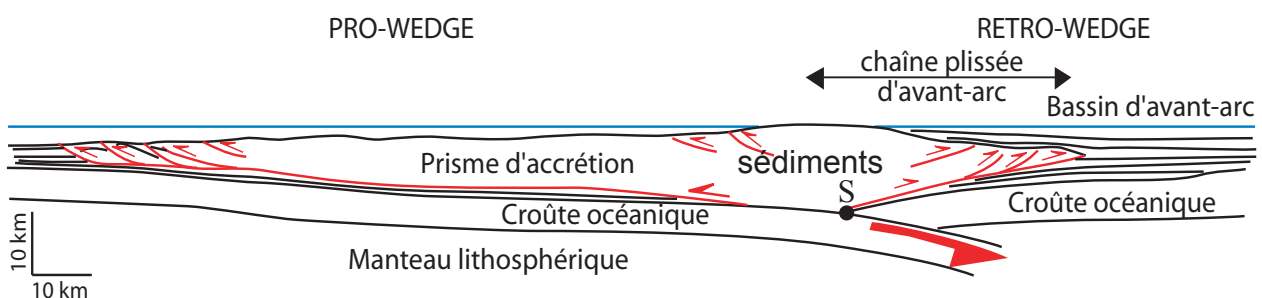
### I.1.1. Contexte géodynamique des chaînes plissées

Les chaînes plissées orogéniques se situent dans les zones de convergence lithosphérique (Figure 1), aussi bien au niveau des subductions océaniques que des collisions continentales. Plus précisément, elles forment des prismes de part et d'autre des zones internes situées au-dessus du point de singularité (noté S sur la Figure 1) où une des croûtes chevauche l'autre. Les différences majeures observées dans ces deux contextes concernent aussi bien la géométrie, les taux de raccourcissement et d'érosion, ainsi que les conditions de métamorphisme atteintes. Les chaînes de collision présentent un relief plus important que les prismes d'accrétion. Du fait de leur émergence, elles sont aussi plus sujettes à l'érosion que ces derniers, qui se forment sous la surface de l'eau (trait bleu de la Figure 1b). Alors que le prisme d'accrétion est constitué entièrement de sédiments peu voire non métamorphisés, la zone interne des chaînes orogéniques comprend des roches métamorphiques de haute pression ainsi que des roches plutoniques dans le cas d'orogènes chaudes.

a) dans les zones de collision orogénique



b) dans les zones de subduction



**Figure 1: Schéma du contexte géodynamique des chaînes plissées. (a) en collision. (b) en subduction (adaptée de la figure 11 de Byrne et al., 1993).**

Des chaînes plissées (Figure 2) sont aussi observées sur les marges passives, au pied des deltas des grands fleuves (e.g. delta du Niger, delta de Baram au NE de Bornéo, delta du Mississippi, delta du Nil...). Dans ce cas, le moteur de la déformation est la gravité. L'accumulation de grande quantité de sédiments provoque une instabilité gravitaire, les sédiments «glissent» sur un niveau de décollement. L'extension en amont est compensée par une compression en aval (e.g. Bornhauser, 1958; Winker, 1982; Jackson, 1995; Letouzey et al., 1995; Morley et al., 2003). Les failles principales, normales ou chevauchantes, sont ancrées au niveau du décollement (Figure 2).

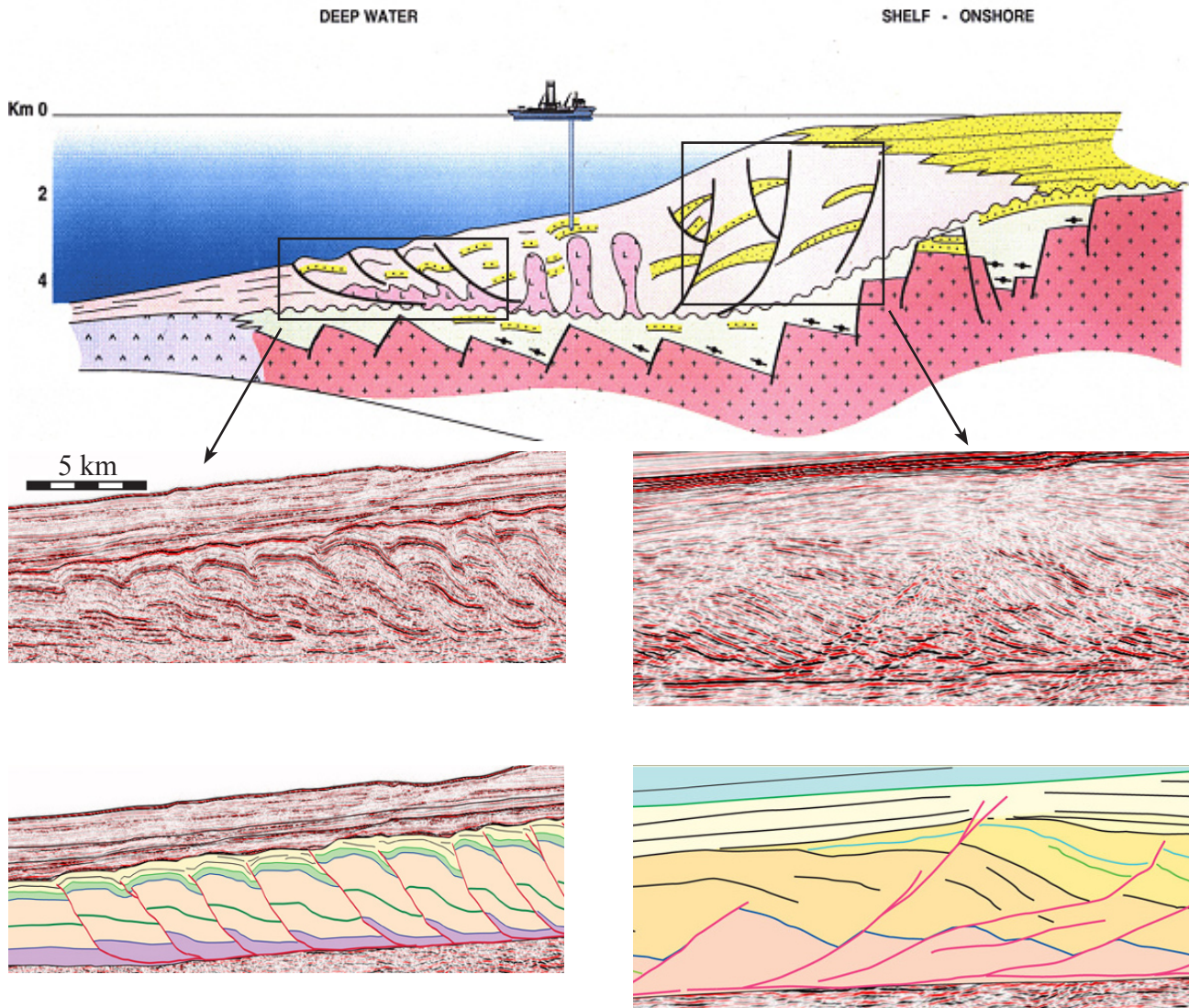


Figure 2: Schéma synthétique d'un système gravitaire sur une marge passive (cours de Total). Remarquer d'amont en aval, les failles normales listriques enracinées dans un décollement basal, puis une zone en translation et enfin, des structures chevauchantes, enracinées, elles aussi, au niveau du décollement basal. Les zones en extension et en compression sont illustrées par des lignes sismiques du Bassin d'Orange en Namibie ([www.seismicatlas.org](http://www.seismicatlas.org)).

### 1.1.2. Les différents styles structuraux et leur expression en surface

Deux styles principaux existent. Le premier (dit «thin-skinned») caractérise les chaînes comme les Rocheuses canadiennes, les Appalaches, le Jura, certaines des chaînes sub-andines ou les chaînes sub-himalayennes où la couverture sédimentaire est déformée au-dessus d'un niveau de décollement (dans une lithologie incompetent comme des évaporites, des argiles présentant des surpressions de fluide ou des marnes) (Figure 3). Dans le second (dit «thick-skinned»), le socle est impliqué dans la déformation par réactivation de failles normales préexistantes ou par formation de chevauchement dans le socle (Figure 4). Les Laramides au Wyoming et au Colorado et les Sierras Pompeanas en Argentine en sont des exemples classiques. Les chaînes plissées peuvent présenter latéralement et au cours du temps les deux styles structuraux (Lacombe & Mouthereau, 2002; Abascal, 2005).

Les causes de l'implication du socle sont encore sujettes à débat, en particulier, le rôle relatif des structures crustales par rapport aux propriétés thermomécaniques de la lithosphère concernée. Des travaux et modélisations thermomécaniques (Watts et al., 1995; Whitman et al., 1996; Babeyko & Sobolev, 2005) montrent qu'une lithosphère faible, chaude ou fine est plus apte à se déformer en interne («thick-skinned») qu'à être sous plaquée sous l'orogène. D'autre part, la géométrie de



la zone de collision exerce aussi un contrôle. Si l'existence d'une subduction plate, comme sous certaines chaînes des Andes, semble favoriser une déformation du socle (Pilger, 1981; Jordan et al., 1983), toutes les variations de style observées dans une même chaîne ne peuvent être expliquées par la segmentation de la lithosphère plongeante (Kley et al., 1999). Ces dernières seraient plutôt liées aux structures préexistantes de la lithosphère chevauchante (e.g. failles normales mésozoïques réactivées dans le bassin d'avant-pays andin, Colletta et al., 1990; Ramos et al., 1996). La formation de chevauchements à l'intérieur du socle, dans les bassins d'avant-pays, est une question encore plus problématique. Il semblerait que ces structures se développent à des endroits très précis correspondant soit à d'anciens reliefs structuraux locaux ou régionaux avec une fine couverture sédimentaire (e.g. Shira au Pérou, Mathalone & Montoya, 1995; e.g. Sierras Pampeanas) soit en position frontale de la chaîne, en avant de la limite du niveau de décollement (e.g. segments andins de Huallaga et de Pampeanas, Strecker et al., 1989 et Jordan et al., 1983). L'absence de niveau de décollement dans cette zone provoque une augmentation des forces de cisaillement à la base du prisme, qui est à l'origine du chevauchement de socle (Zapata & Allmendinger, 1996).

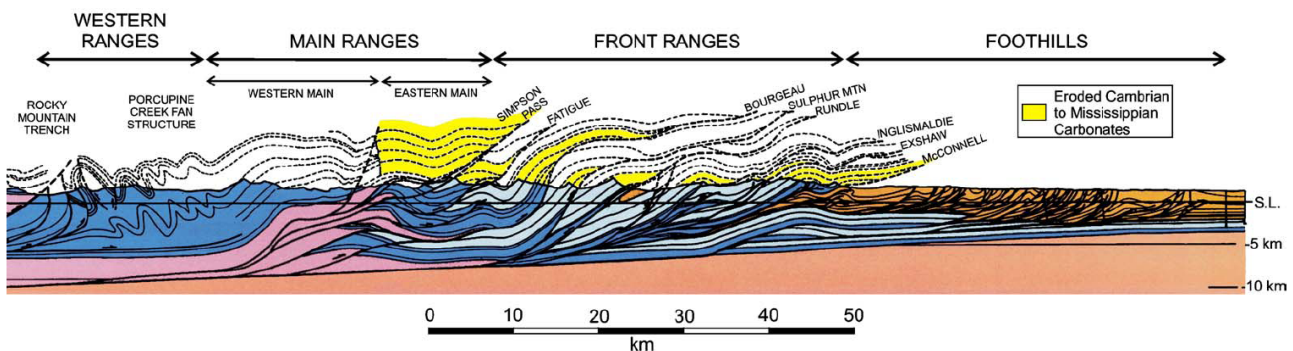


Figure 3: Coupe des Rocheuses canadiennes (Price & Fermor, 1985), exemple de chaîne où seule la couverture sédimentaire est déformée.

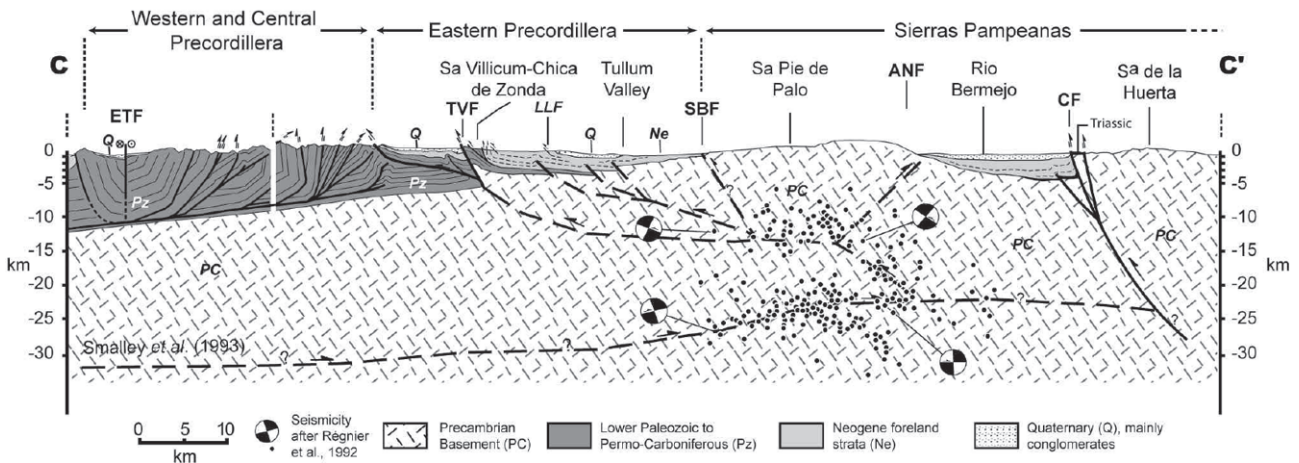


Figure 4: Coupe dans les Sierras Pampeanas en Argentine (figure 3 de Siame et al., 2006), exemple de chaîne où le socle est impliqué dans la déformation.

L'expression de ces styles structuraux en surface est très différente. Quand le socle est impliqué («thick-skinned»), la déformation (distribution et structures) est complexe. Les blocs structuraux ont une longueur réduite (2 à 3 fois leur largeur) et présentent une grande variété d'orientations structurales. Les pentages des failles inverses qui délimitent ces blocs sont très variables, allant de quelques degrés jusqu'à 80°. Dans le cas où la déformation n'affecte que la couverture sédimentaire et en absence de sel, les chaînes sont caractérisées par des structures relativement simples: plis rectilignes, failles chevauchantes à pentages faibles et enracinées au niveau du décollement. Leur profil correspond globalement à un prisme asymétrique, lié à une vergence majoritaire des structures plissées et faillées

vers l'avant-pays. La surface topographique est sub-horizontale à très faiblement penchée vers l'avant-pays ( $0^\circ$  à  $4^\circ$ ; Ford, 2004). Dans le détail, la morphologie des chaînes plissées n'affectant que la couverture sédimentaire est fortement influencé par la stratigraphie mécanique (variation de la composition et de l'épaisseur des sédiments, Pfiffner, 1993; Wissing & Pfiffner, 2003). Il existe des chaînes d'avant-pays et des séries plissées gravitaires où plusieurs niveaux de décollement sont actifs (e.g. partie du delta du Niger où plusieurs niveaux de décollements à l'intérieur des argiles en surpression de la formation Akata, Corredor et al., 2005; chaîne sub-andine Leturmy et al., 2000). Une des expressions en surface de ces systèmes à décollements multiples est la superposition et/ou la juxtaposition de plis de longueurs d'ondes différentes (Figure 5).

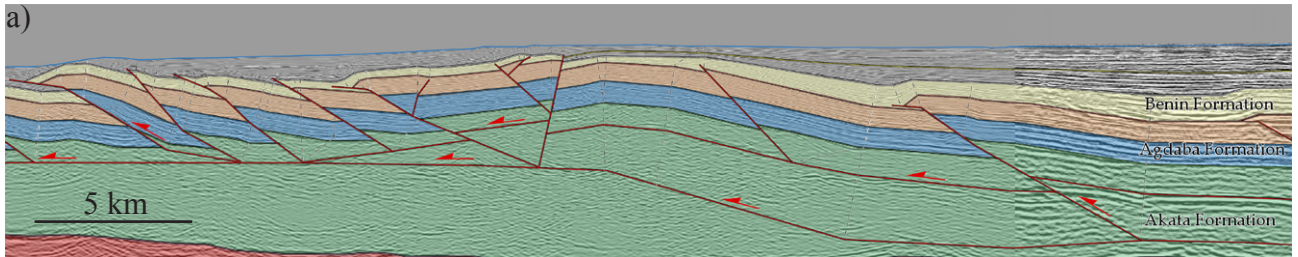


Figure 5: Système avec décollements multiples dans la couverture sédimentaire. (a) Coupe sismique interprétée dans le Delta du Niger (figure 16B de Corredor et al., 2005). Remarquer la structure anticlinale de plus grande longueur d'onde. (b) Schéma explicatif de la juxtaposition de plusieurs plis de deux longueurs d'onde (figure 15B de Corredor et al., 2005).

### 1.1.3. Les bassins d'avant-pays

Plusieurs sites de sédimentation existent dans l'avant-pays (Figures 6 et 7). Pour comprendre leur répartition et leur évolution, il est important de considérer les mouvements verticaux dans la partie externe de l'orogène (Figure 7). Le prisme orogénique provoque du fait de son poids une flexure de la lithosphère en subduction. De ce fait, un espace d'accommodation se crée: celui-ci comprend le bassin flexural d'avant-pays en avant du prisme et la partie la plus externe de ce prisme située sous le niveau de base régional (Beaumont, 1981). Dans le premier cas, les sédiments remplissent une fosse non déformée alors que dans le second, ils se déposent en discordance sur des séries plissées («wedge-top basin»; DeCelles and Giles, 1996). Le bassin molassique suisse et les Apennins sont respectivement des exemples extrêmes de ces deux cas (DeCelles and Giles, 1996; Ford, 2004).

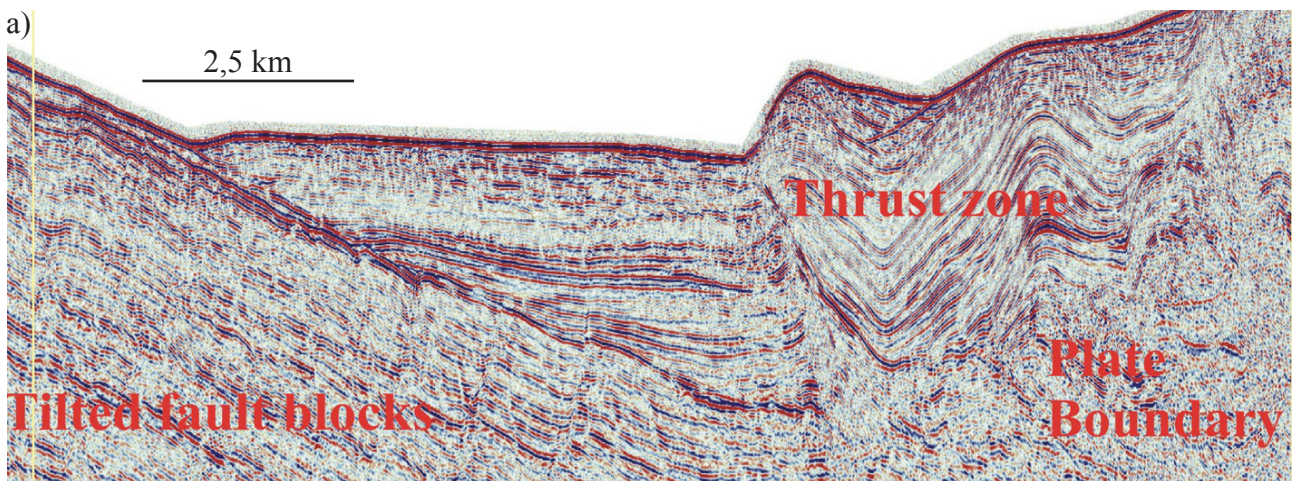


Figure 6: Aires de sédimentation dans la zone d'avant-pays. (a) Coupe sismique au Sud des Iles Falkland ([www.bgs.ac.uk/falklands-oil/sfb/struc.htm](http://www.bgs.ac.uk/falklands-oil/sfb/struc.htm)) montrant des accumulations sédimentaires dans le bassin flexural mais aussi dans les synclinaux de la chaîne plissée de l'avant-pays (wedge-top).



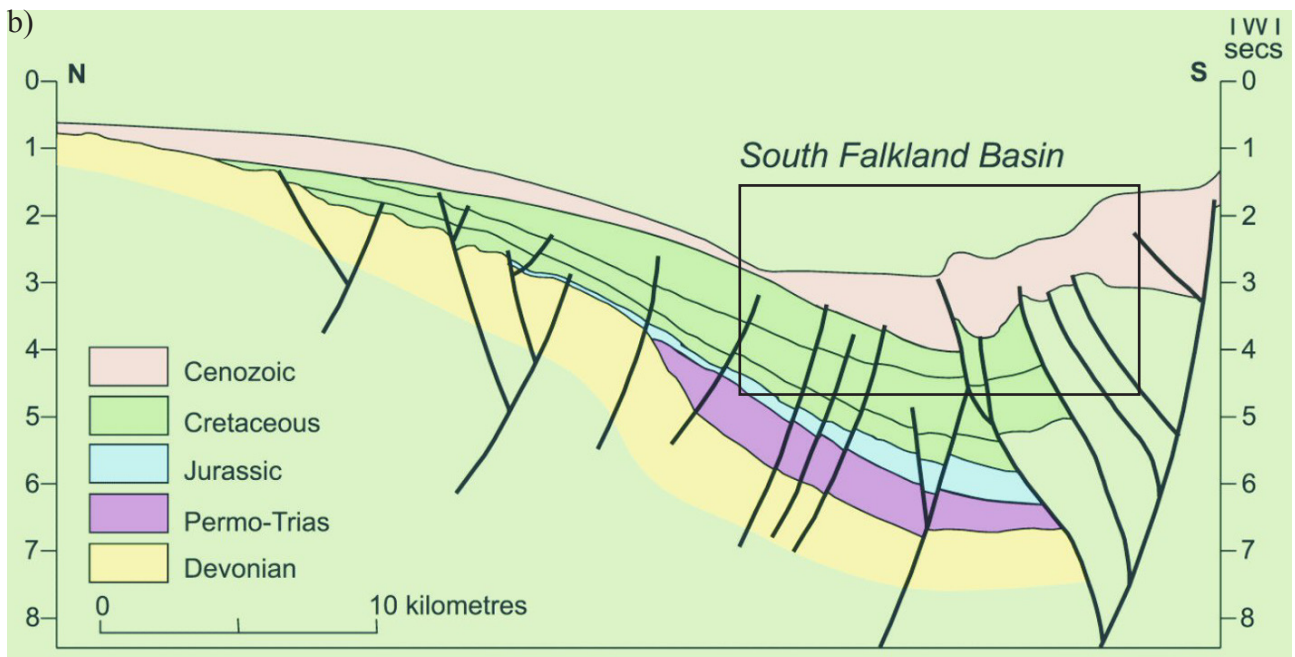


Figure 6 (suite): Aires de sédimentation dans la zone d'avant-pays. (b) Interprétation de la coupe sismique ([www.bgs.ac.uk/falklands-oil/sfb/struc.htm](http://www.bgs.ac.uk/falklands-oil/sfb/struc.htm)). Remarquer la superposition du bassin flexural d'avant-pays sur des séries présentant des failles normales témoignant d'un épisode extensif.

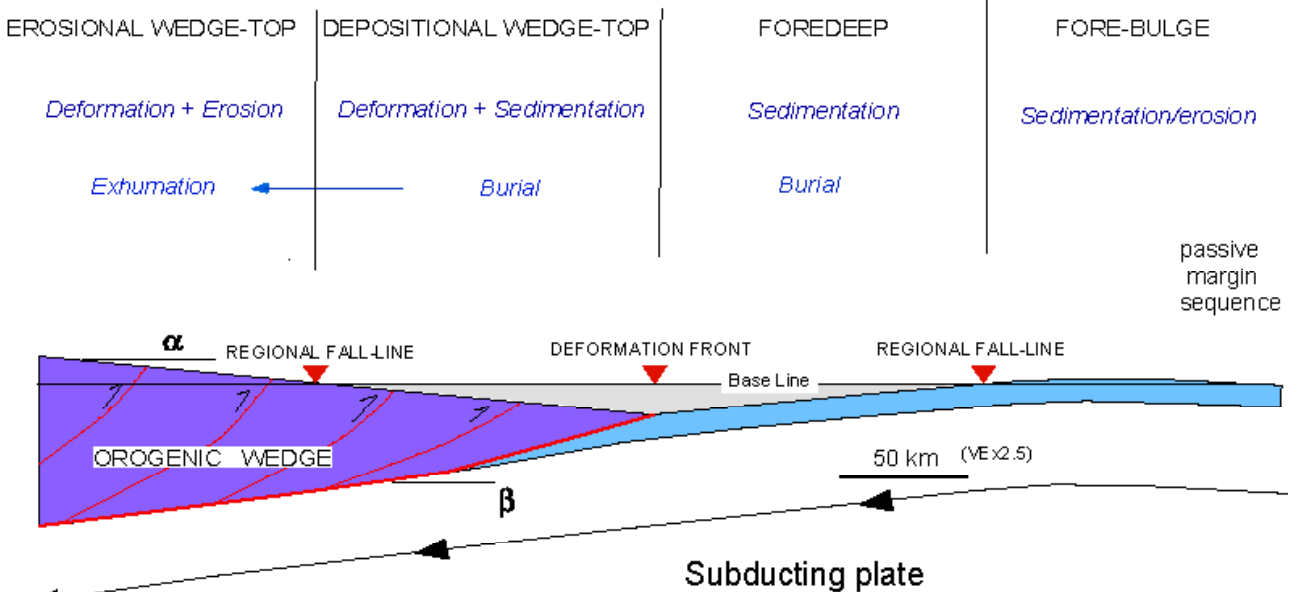


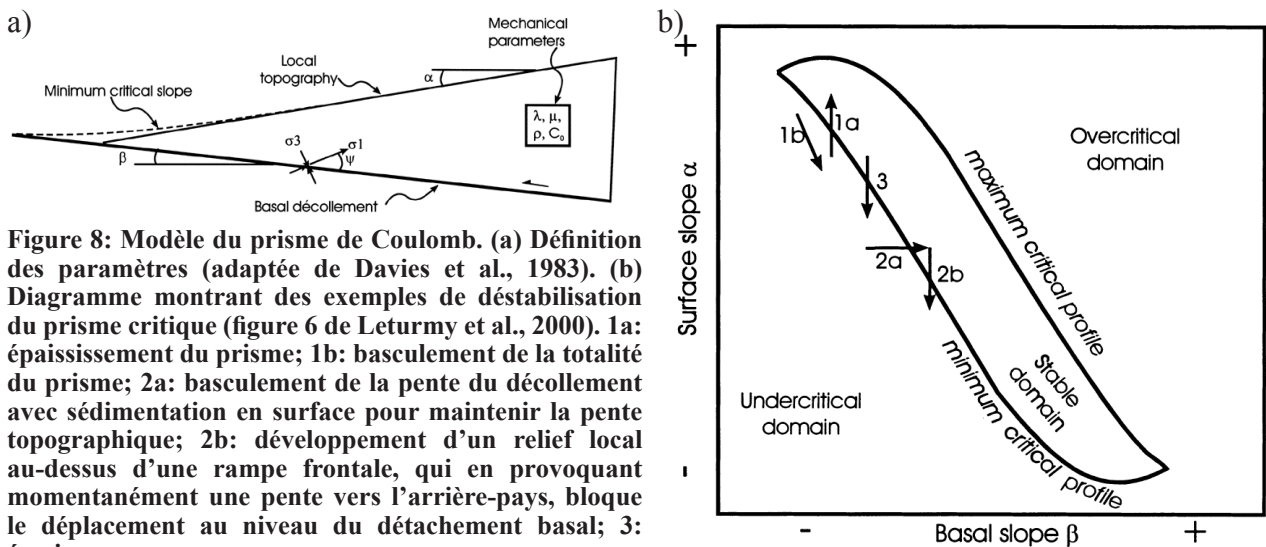
Figure 7: Schéma des mouvements verticaux dans l'avant-pays (Ford, 2004). Remarquer la coexistence des processus d'érosion et de sédimentation au niveau du prisme orogénique.

## I.2. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des chaînes plissées

### I.2.1. Modèle du prisme critique de Coulomb

Davies et al. (1983) et Dahlen et al. (1984) ont proposé de modéliser les chaînes plissées par des prismes (Figure 8a), par analogie avec la forme des tas de sable ou de neige formés en avant des bulldozers ou des chasse-neiges. Dans leur modèle, la partie interne de l'orogène correspond au bulldozer. Lors de la convergence, les sédiments se déforment dans la partie externe de l'orogène qui s'épaissit et prend une forme prismatique. Quand le prisme est trop fin (état sous-critique), du matériel y est intégré par la mise en place de chevauchements dans sa partie frontale. Une fois l'état critique (défini à partir des travaux de Dahlen et al., 1984) atteint, le prisme glisse sur le décollement basal sans modification de forme.





**Figure 8: Modèle du prisme de Coulomb. (a) Définition des paramètres (adaptée de Davies et al., 1983). (b) Diagramme montrant des exemples de déstabilisation du prisme critique (figure 6 de Leturmy et al., 2000). 1a: épaissement du prisme; 1b: basculement de la totalité du prisme; 2a: basculement de la pente du décollement avec sédimentation en surface pour maintenir la pente topographique; 2b: développement d'un relief local au-dessus d'une rampe frontale, qui en provoquant momentanément une pente vers l'arrière-pays, bloque le déplacement au niveau du détachement basal; 3: érosion.**

Les différents paramètres, utilisés par Davies et al. (1983) pour décrire la mécanique de ce prisme, sont de deux types:

- physiques: la masse volumique ( $\rho$ ), la cohésion ( $C_0$ ), le coefficient de friction interne ( $\mu$ ), la saturation en fluide ( $\lambda$ ) du matériel constituant le prisme ainsi que le coefficient de friction basal ( $\mu_b$ ),
- et géométriques: pendage du décollement basal ( $\beta$ ) et pendage de la surface à l'air libre du prisme ( $\alpha$ ). Beaucoup de modèles considèrent  $\alpha + \beta$ , du fait de l'existence d'une relation linéaire entre ces deux angles (Davies et al., 1983).

Les processus de surface (sédimentation et érosion) influent sur la topographie de l'orogène ( $\alpha$ ) et peuvent déstabiliser le prisme (flèches 1a et 3 de la Figure 8b) entraînant une évolution (cf. paragraphe I.2.3.). La pente du décollement basal peut, quant à elle, varier suite à des réajustements isostatiques liés à la croissance du prisme (Davies et al., 1983). Elle est essentiellement contrôlée par la flexure de la plaque inférieure (Figure 8b; Ford, 2004).

Davies et al. (1983) envisagent aussi les effets d'une modification des propriétés physiques du prisme. Par exemple, le coefficient de friction ( $\mu$ ) peut varier à la base du prisme ( $\mu_b$ ) suite à une variation latérale de faciès du niveau de décollement, générant, soit un prisme sous-critique par élargissement significatif de la base du prisme, si  $\mu_b$  diminue, soit un prisme super-critique si  $\mu_b$  augmente.

### ***1.2.2. Influence de la nature du décollement basal – rôle des évaporites***

Les évaporites sont propices au décollement. De ce fait, en présence de tels niveaux, la déformation au niveau de la chaîne plissée ne concernera que la couverture sédimentaire située au-dessus («thin-skinned»).

La répartition de la déformation ainsi que la séquence de mise en place des structures diffèrent selon l'absence ou non de friction sur le décollement. Dans le cas d'un décollement salifère, où la friction est faible, les principales caractéristiques mises en évidence par des modélisations analogiques (e.g. Letouzey et al., 1995; Costa & Vendeville, 2002), des modélisations numériques (e.g. Higgs, 1993) et par des cas d'études (e.g. Sud des Pyrénées en Espagne, Sans & Vergés, 1995; Parry Islands, Harrison & Bally, 1988; Salt Ranges au Pakistan, Grelaud et al., 2002) peuvent être résumées comme suit: (1) la pente topographique du prisme orogénique est très faible (proche de  $0^\circ$ ; Figure 9), (2) l'ordre de mise en place des structures est aléatoire (pas de propagation de la déformation dans une

seule direction), (3) la déformation se concentre très vite au niveau des limites du bassin salifère, (4) le raccourcissement est accommodé précocement par la création des structures chevauchantes et des plis puis dans un second temps par de la déformation interne des écaïles au niveau des anticlinaux (Figure 10), (5) les structures (souvent des plis coffrés au dessus de «fish-tail») ne présentent pas de vergence dominante (Figures 9 et 11).

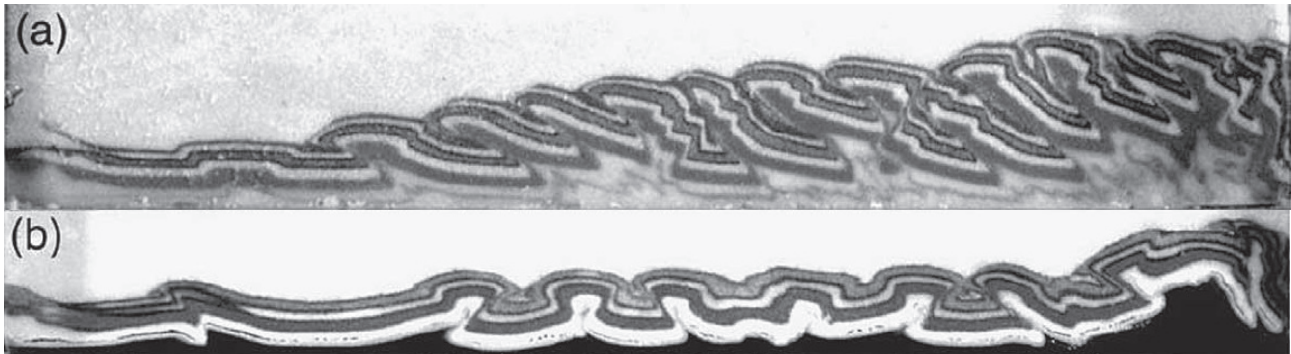


Figure 9: Expériences analogiques de prismes orogéniques (a) avec une friction basale importante, (b) avec une friction basale faible (e.g. décollement sur sel) (Costa & Vendeville, 2002). En présence d'un décollement faible, les structures plissées ne présentent pas de vergence préférentielle. Le relief est aussi beaucoup moins important.

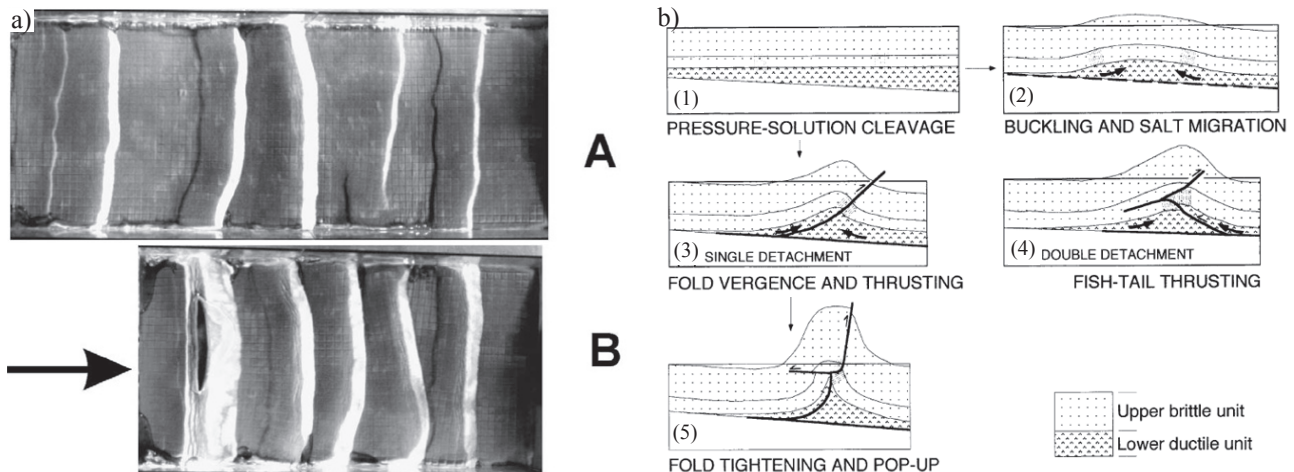


Figure 10: Evolution temporelle des structures salifères: (a) Vues du dessus d'un modèle analogique après un faible taux de raccourcissement (A) puis beaucoup plus tardivement (B), montrant un développement précoce des structures chevauchantes (A) suivi d'une déformation interne des écaïles délimitées par ces structures (B). (b) Proposition de Sans & Vergés (1995) pour l'évolution des structures plissées au-dessus d'une couche salifère, basée sur des observations faites dans le Sud des Pyrénées espagnoles. Les structures se forment précocement puis sont accentuées au cours de la compression. Les plis sans vergence dominante et les structures en «fish-tail» (4) caractérisent la déformation au dessus d'une couche évaporitique.

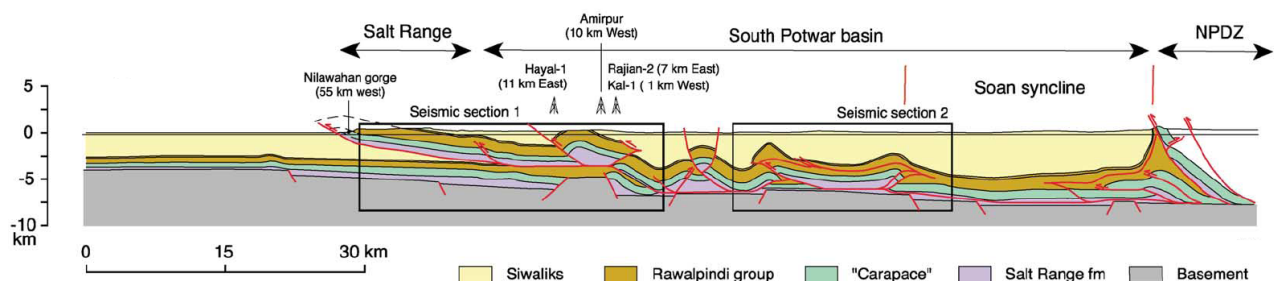


Figure 11: Coupe à travers les Salt Ranges et le bassin de Potwar au Pakistan (Grelaud et al., 2002), montrant des plis sans vergence préférentielle (plis coffrés et structures en «fish-tail»).

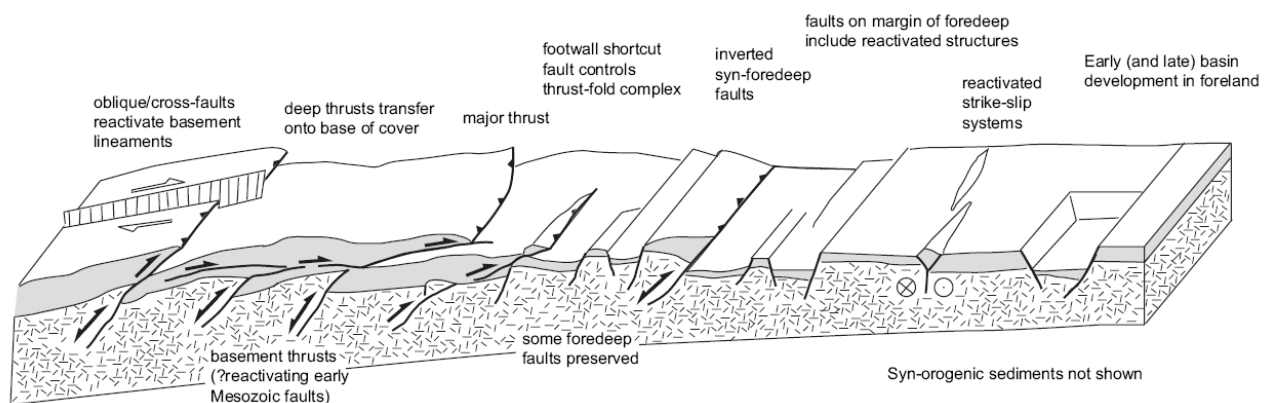
Il faut savoir que la répartition des évaporites n'est pas homogène. Elle est liée souvent à un dépôt limité par des failles normales et surtout le sel peut connaître des mouvements précoces sans compression ou extension (Waltham, 1997). Pour ces raisons, des travaux étudient l'influence

des diapirs préexistants dans un régime compressif (e.g. dans les systèmes gravitaires du Golfe du Mexique, Rowan & Vendeville, 2006; dans le Zagros, Letouzey & Sherkati, 2004). Les modélisations analogiques de Rowan & Vendeville (2006) montrent que l'existence préalable de mini-bassins séparés par des structures salifères et des diapirs créent une grande anisotropie dans le prisme en déformation. La déformation compressive observée correspond plutôt à une réorganisation des mini-bassins (translation et rotation) sans que leur intérieur en soit trop affecté. D'une manière générale, les zones faibles que constituent les diapirs, les rides ou les dômes de sel concentrent l'initiation des chevauchements pendant la période compressive (Vendeville & Nilsen, 1995; Letouzey et al., 1995; Letouzey & Sherkati, 2004). Les diapirs préexistants sont pressés au cours de la compression et le sel est chassé vers le haut.

### 1.2.3. Influence de l'héritage structural

L'héritage structural peut avoir des effets à des échelles différentes. Concernant la lithosphère, nous avons vu précédemment (dans le paragraphe I.1.2) que des structures crustales héritées (failles normales associées à un rifting) exerçaient un contrôle de première importance sur le développement de la chaîne d'avant-pays en favorisant l'implication du socle dans la déformation («thick-skinned»).

A l'échelle de la chaîne plissée, plusieurs études (e.g. marge passive téthysienne dans les Alpes, Lemoine et al., 1986; e.g. structures inversées du bassin Cambrien de Kanmantoo dans la partie sud de la chaîne Adélaïde dans le sud de l'Australie, Flöttmann & James, 1997) documentent les influences significatives de la géométrie de la marge ou du bassin (orientation des structures par rapport à la direction de compression, profondeur des failles normales...) sur le développement des structures lors d'une compression ultérieure. De même, de nombreuses modélisations analogiques illustrent l'influence de la direction de la compression par rapport à celles des structures préexistantes, qu'elle soit orthogonale (McClay, 1989, McClay & Buchanan, 1992) ou oblique (Brun & Nalpas, 1996, Schreurs & Colleta, 1998, McClay et al., 2004, Mattioni et al., 2007). Elles montrent aussi les effets liés au remplissage post-rift, comme son épaisseur (Nalpas et al., 1995, Dubois et al., 2002) ou l'extension d'un niveau de décollement limité ou débordant du rift (Sassi et al., 1993, Mattioni et al., 2007). Les conclusions générales de ces expériences analogiques et de ces cas d'études peuvent être résumées comme suit: (1) les failles normales peuvent être réactivées même par une convergence oblique, (2) cette réactivation est plus difficile si les sédiments post-rift sont épais, (3) les failles limitant le graben focalisent la formation des chevauchements dans les sédiments post-rift et imposent leur direction à ces structures (Figure 12).

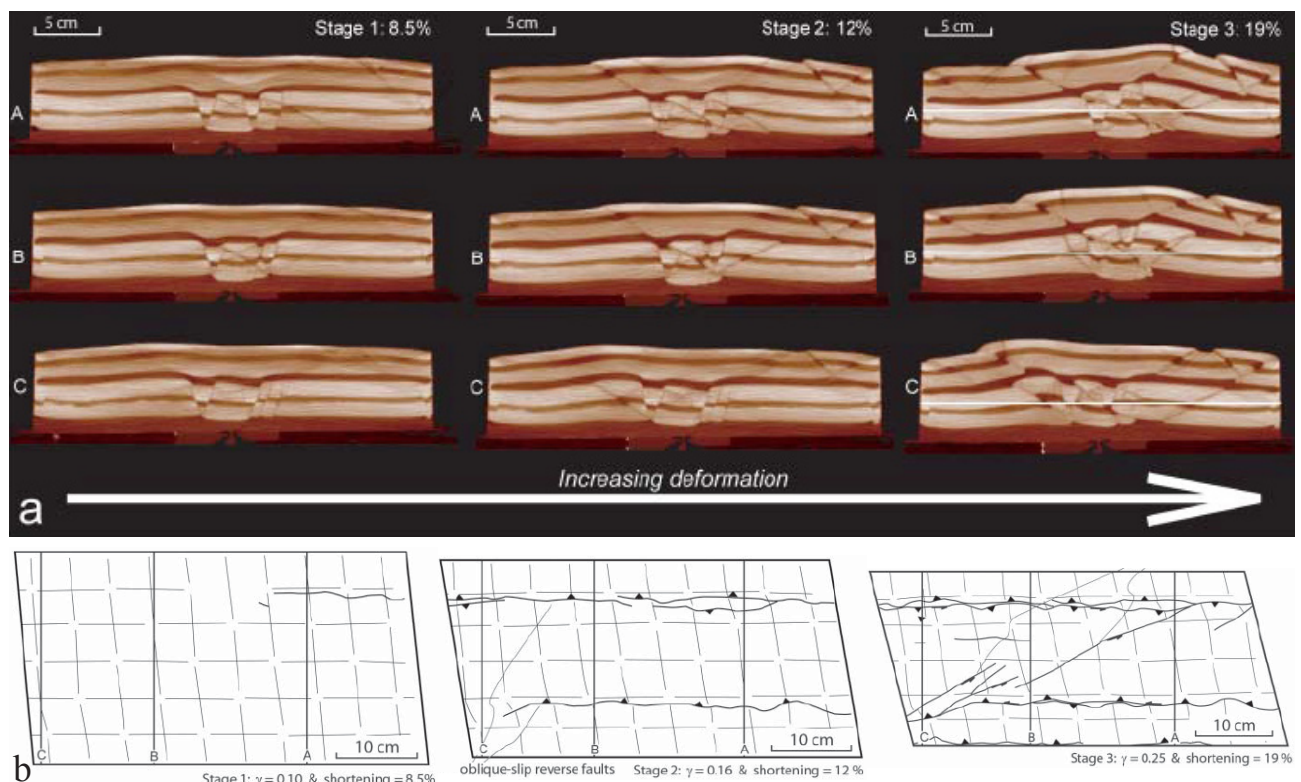


**Figure 12:** Schéma des structures héritées et de leur réactivation dans un bassin d'avant-pays (Tavarnelli et al., 2004). Beaucoup de chevauchements se forment par réactivation de failles normales héritées d'une période de rifting (e.g. grandes failles affectant le socle à gauche de la figure) ou créées dans le foredeep (e.g. faille inversée montrant un épaissement dans le hanging-wall des couches grises, située au centre de la figure).

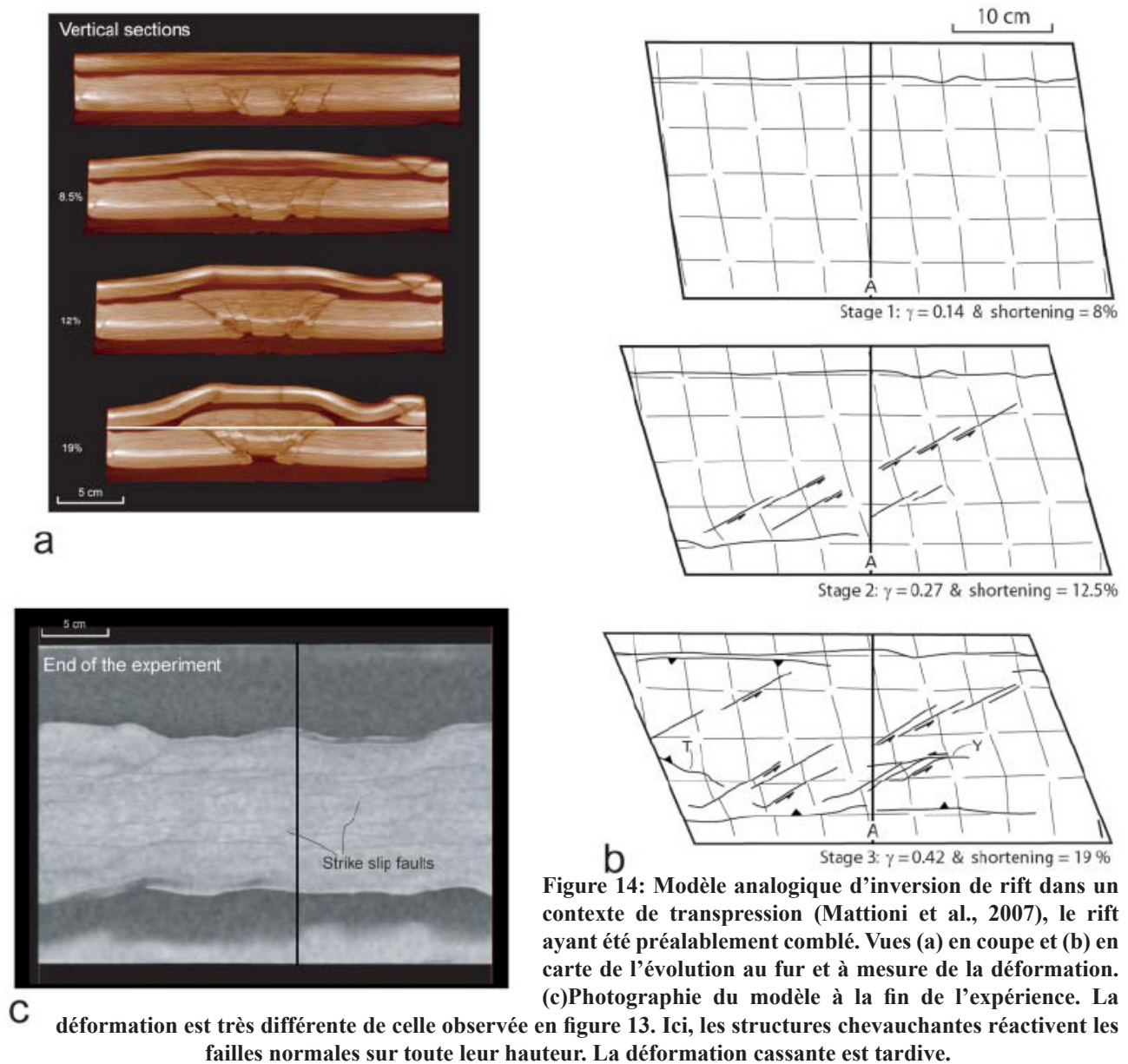


Les mécanismes de la réactivation et de l'inversion à l'échelle d'une structure ou d'un petit groupe de structures sont particulièrement bien illustrés, dans la synthèse de Butler et al. (2006), par des exemples venant des Alpes et des Apennins. Les failles normales en causant un décalage de la stratigraphie mécanique dans les successions sédimentaires (Welbon, 1988) localisent préférentiellement des plis par gauchissement qui évoluent en anticlinaux majeurs (Welbon & Butler, 1992). Les niveaux de décollement sont aussi affectés par le rejet des failles normales: une rampe reliant le niveau de décollement de part et d'autre se forme au niveau de la structure faillée préexistante (Welbon & Butler, 1992). Les structures frontales du Vercors et de la partie sud du Jura en sont des exemples. Il faut noter aussi le cas un peu particulier des failles normales développées dans le foredeep en réponse à la flexure lithosphérique. Elles sont émergentes et contrôlent le dépôt des sédiments du foredeep. Elles ne sont pas toujours elles même réactivées par la compression mais elles semblent alors focaliser la position de rampe chevauchante (e.g. dans les Apennins, l'anticlinal de la Queglia, Scisciani et al., 2002; chevauchement de Sibillini, Alberti et al., 1996).

Dans la suite de ce paragraphe, les détails de l'évolution de structures normales reprises par une compression oblique sont abordés, en se basant sur les modèles analogiques de Mattioni et al. (2007) et l'étude de Flöttmann & James (1997). Dans l'expérience avec un niveau de décollement limitée au rift, les failles normales sont, tout d'abord, basculées et acquièrent des pendages plus élevés (70-80°) sans déformation fragile dans le post-rift (Figure 13-stade 1). Puis des chevauchements se créent dans le post-rift à partir des failles bordières du graben (Figure 13-stade 2). Par la suite, ces chevauchements deviennent des failles inverses décrochantes.



Cette évolution est proche de ce que Flöttmann & James (1997) décrivent à l'extrémité sud de la chaîne Adélaïde (île de Kangaroo). A cet endroit, la convergence était fortement oblique aux anciennes failles du bassin de Kanmantoo et a donné lieu à une décomposition des contraintes: les anciennes failles normales ont été réactivées en décrochements et des chevauchements présentant le même azimut que ces failles ont été créés. Revenons à l'évolution ultérieure observée dans les modèles analogiques. Le développement de failles décrochantes (type Riedel) ne se fait que tardivement et que si la transpression est rapide (Figure 13-stade 3). Ces failles sont sub-verticales en surface mais leur pendage diminue en profondeur où elles se branchent sur les anciennes structures chevauchantes (Figure 13a-stade 3). Elles peuvent aussi localement réactivées des segments des failles normales du rift. Si le rift a été comblé avant le dépôt des sédiments formant le niveau de décollement (importance de l'épaisseur de la sédimentation post-rift), l'évolution est complètement différente (Figure 14). Des chevauchements se développent dans le pré-rift à partir de l'extrémité basale des failles normales bordières et provoquent une inversion très prononcée du bassin (Figure 14a-b). Les sédiments du post-rift se déforment par cisaillement interne dans les stades précoces avant de n'être affectés par de la déformation cassante, que très tardivement.



### 1.2.4. Influence des processus de surface

Dans le paragraphe I.2.1, nous avons vu que les chaînes plissées étaient modélisées par un prisme critique et que toute modification de la surface topographique, menant à une déstabilisation du prisme, entraînait une évolution interne de celui-ci pour revenir à son état critique. La modélisation numérique explore largement les effets de la sédimentation et de l'érosion à grande échelle (e.g. en 2D, Willet et al., 1993; Beaumont et al., 2000; en 3D, Garcia-Castellanos, 2002). Une répartition asymétrique des précipitations peut être à l'origine d'un total renversement de la géométrie classique des chaînes de montagne et de la localisation de l'exhumation (Willet et al., 1993; Willet, 1999) quand le vent dominant (accompagné des précipitations) est contraire à la direction de subduction. Willet et al. (1993) montrent que dans les prismes d'accrétion assimilés à deux prismes, la sédimentation dans le bassin d'avant-arc contrôle la disparité de taille de ces deux prismes. Dans le détail, la sédimentation et l'érosion influencent largement la distribution et les durées d'activité des différentes structures (e.g. modélisation physique de Merle & Abidi, 1995). Des travaux de Grelaud et al. (2002) dans l'est des Salt Ranges du Pakistan montrent que la déformation se concentre sur le chevauchement frontal pendant les périodes caractérisées par des taux de dénudation élevés alors qu'elle est distribuée sur l'ensemble de la chaîne quand la sédimentation est importante. L'importance de l'érosion et de la sédimentation dans la dynamique de chaîne a aussi été testée dans les modélisations analogiques. Citons par exemple, les trois modèles analogiques présentés par Mugnier et al. (1997) qui mettent en évidence une distribution différente de la déformation dans un système caractérisé par deux niveaux de décollement. Récemment, l'utilisation de nouveaux matériaux granulaires permet de modéliser, en même temps et de façon plus réaliste, les phénomènes d'érosion, le transport, et la sédimentation (e.g. Graveleau & Dominguez, 2008).

## I.3. Interactions sédimentation – plissement à l'échelle des plis (du dépocentre)

### I.3.1. Brève description géométrique des différents types de plis

Trois principaux types de plis se distinguent (Figure 15):

- ❖ Les plis de rampe (Figure 15). Ils sont provoqués par la géométrie en «rampe-plat» des chevauchements décrite historiquement dans les Rocheuses canadiennes (Dahlstrom, 1970). Ces anticlinaux se forment dans le hanging-wall au-dessus d'une rampe (Rich, 1934; Dahlstrom, 1970). Les principales caractéristiques de ce type de plis sont (1) un épaissement structural entre les rampes des blocs supérieur et inférieur et (2) la présence de l'anticlinal uniquement dans le bloc supérieur.
- ❖ Les plis de détachement (Figure 16). Ils se forment soit au-dessus d'un détachement soit entre deux détachements et nécessitent donc un ou des niveaux incompetent. Un plissement disharmonique est souvent observé au cœur de ces plis symétriques.
- ❖ Les plis de propagation (Figure 17). Ces plis sont asymétriques et sont liés à des failles chevauchantes aveugles. La déformation compressive est absorbée par un glissement sur le chevauchement et un plissement au-delà. Au cours du temps, la faille se propage vers la

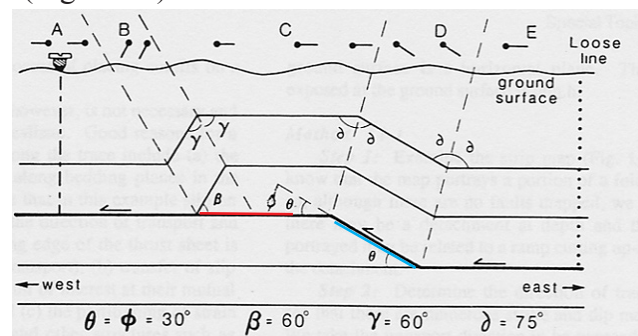


Figure 15: Pli de rampe et modèle cinématique «kink-band» de Suppe (1983). Un épaissement structural est observé dans les domaines B, C et D situés entre les rampes des blocs supérieur (en rouge) et inférieur (en bleu). La géométrie de l'anticlinal est liée à celle de la rampe.



surface et recourent les strates préalablement plissées au niveau du flanc raide. Le rejet des différentes unités stratigraphiques n'est pas constant le long de la faille, témoignant du plissement subi antérieurement.

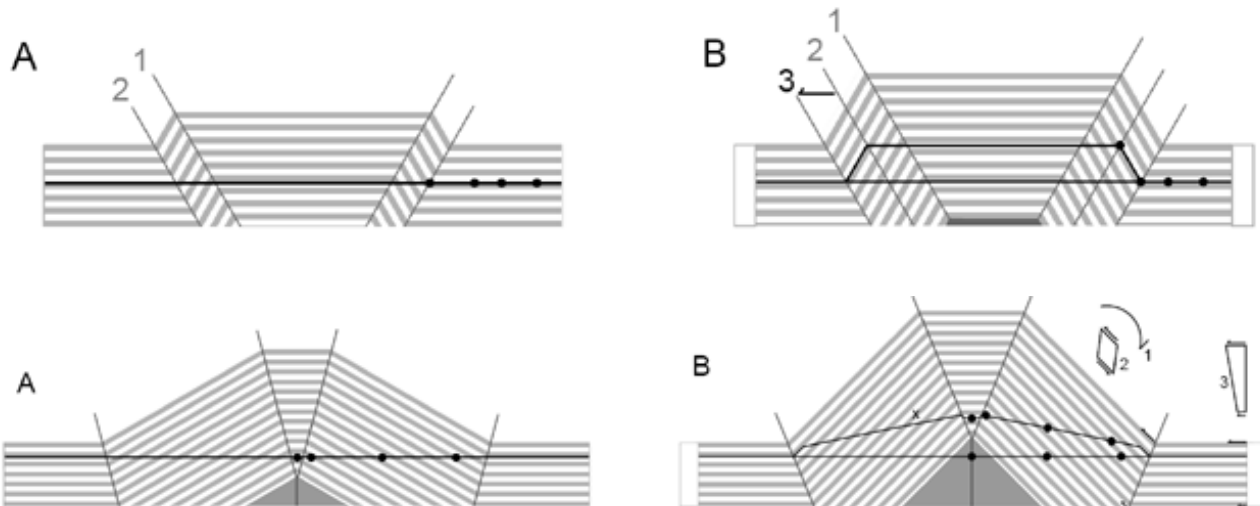


Figure 16: Pli de détachement (modèle cinématique «kink-band»; Scharer et al., 2006). Les vignettes A et B illustrent les deux modèles de croissance envisagés pour les plis de détachement: une croissance par migration de charnière (en haut) ou par rotation des flancs (en bas). Le trait noir représente une terrasse déposée à l'instant A et qui se déforme ensuite (strate synsédimentaire). Les géométries obtenues sont différentes selon le mode de croissance du pli; dans le cas d'une migration de charnière (en haut), le pendage des unités syn-tectoniques est le même que celui des terrains antérieurs, alors qu'il est moins important dans le cas d'une croissance par rotation de flancs (en bas).

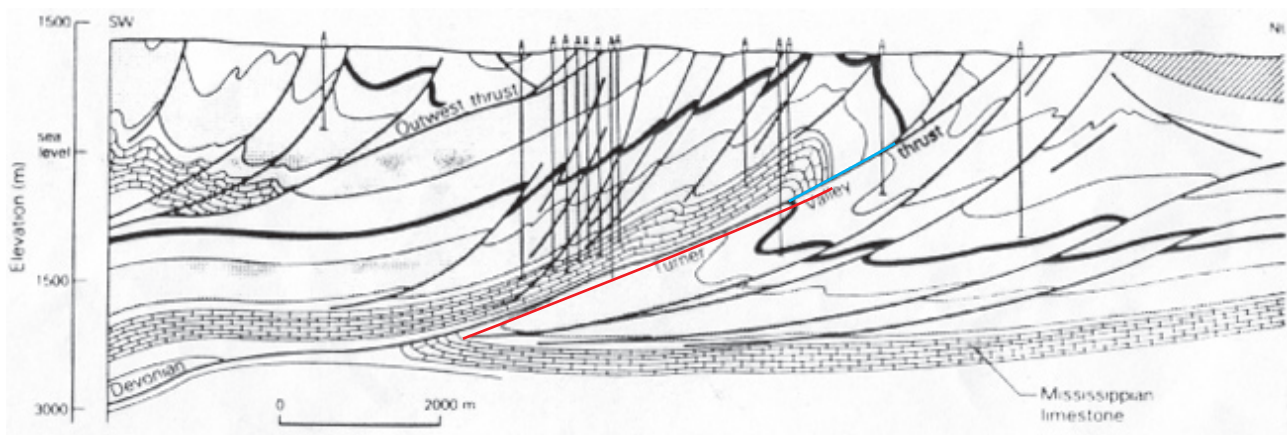


Figure 17: Coupe au niveau d'un pli de propagation en Alberta dans l'avant-pays des Rocheuses (Fox, 1959). Le rejet de la faille augmente pour les strates plus âgées. Par exemple, le rejet pour les calcaires datés du Mississippien (en rouge) est beaucoup plus importante que celui du niveau représenté en gras (indiqué en bleu). Cette évolution témoigne d'une déformation par plissement en avant de la faille.

La sismique 3D a permis de montrer un rapide changement des structures plissées le long de leur axe. Ainsi, un pli de détachement peut évoluer latéralement en un pli de propagation. En considérant que cette évolution spatiale reflète en partie une évolution temporelle, ces observations motivent de nouvelles réflexions sur la nucléation et la croissance des plis associés aux décollements et chevauchements.

### I.3.2. Modèles cinématiques et géométrie des strates synsédimentaires

Il existe deux grands types de modèles cinématiques : le modèle de «kink-band» proposé par Suppe (1983) et celui de «Trishear» issu des travaux d'Erslev (1991).

Suppe (1983) développe l'aspect cinématique de l'étude des plis associés aux chevauchements, décrits préalablement par Rich (1934). Ce modèle de «kink-band» suppose (1) une épaisseur constante des strates dans le temps et dans l'espace, (2) l'absence de distorsion dans les strates horizontales et (3) une conservation de la longueur des strates au cours du temps. Deux types de plis de rampes sont successivement considérés dans cet article fondateur: les plis liés à une rampe et ceux provoqués par un changement de pendage à l'intérieur de celle-ci. Dans la suite de ce paragraphe, nous décrivons le modèle de Suppe (1983) pour les plis de rampe (Figure 15). Le chevauchement sépare deux blocs, nommés selon leur position relative par rapport à la structure faillée. Alors que le footwall reste inchangé, les strates situées dans le hanging-wall sont transportées et plissées passivement lors du glissement sur la faille. Du fait de la conservation de l'épaisseur, les charnières correspondent aux bissectrices des angles existant entre les différents segments de la rampe. Certaines charnières sont fixes alors que d'autres bougent au cours du temps. La géométrie de l'anticlinal situé dans le hanging-wall est totalement contrôlée par celle de la rampe. Ainsi, le flanc arrière présente le même pendage et la même longueur que cette dernière, une fois la strate la plus profonde arrivée sur le plat supérieur. Concernant le flanc situé à l'avant de la rampe, il existe une relation entre son pendage et l'angle de la rampe. Les informations connues sur un anticlinal vont de ce fait permettre de prédire les discontinuités des failles en profondeur (Figure 15). La Figure 18 illustre la géométrie des strates synsédimentaires dans ce modèle: leur épaisseur est constante dans chaque domaine limité par les charnières. Les strates sont plus fines sur la crête de l'anticlinal.

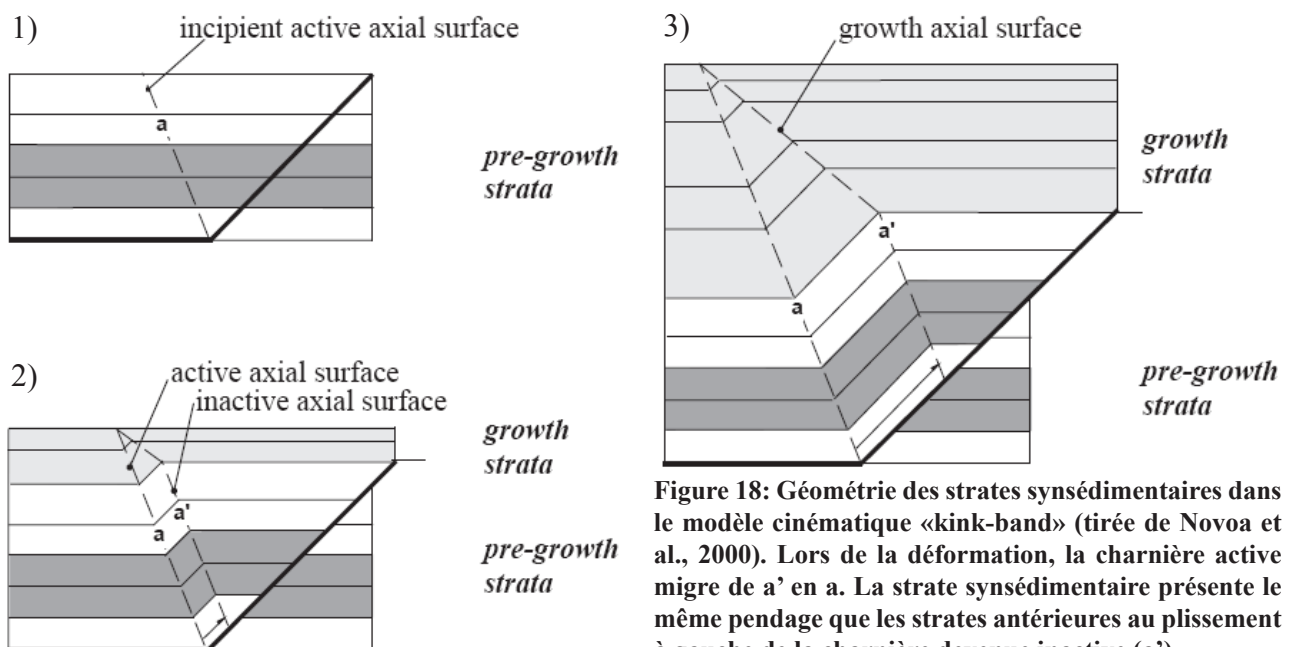


Figure 18: Géométrie des strates synsédimentaires dans le modèle cinématique «kink-band» (tirée de Nova et al., 2000). Lors de la déformation, la charnière active migre de  $a'$  en  $a$ . La strate synsédimentaire présente le même pendage que les strates antérieures au plissement à gauche de la charnière devenue inactive ( $a'$ ).

Par la suite, le modèle «kink-band» a connu des évolutions afin d'expliquer de nouvelles observations et de s'adapter aux autres types de plis, notamment les plis de propagation et les plis de détachement. Pour ce qui est des plis de propagation, après le premier modèle «kink-band» de Suppe & Medwedeff (1984), Jamison (1987) propose des variations de l'épaisseur des strates dans le flanc raide (Figure 19b). Cette variation se fait brutalement au niveau des charnières délimitant cette zone. Mais ces modèles ne reproduisent pas toutes les observations faites sur les plis de propagation (différents pendages au-dessus de la rampe, synclinal formé dans le bloc inférieur...).



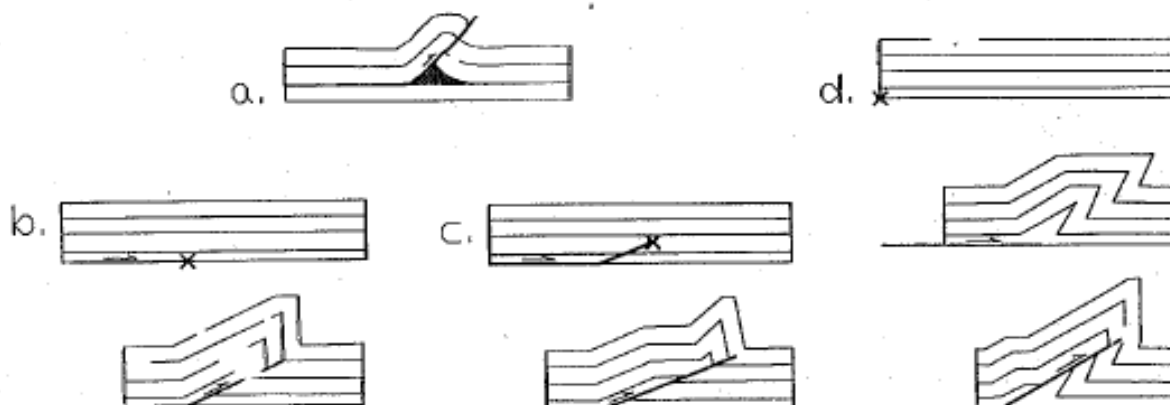


Figure 19: Modèles cinématiques de type «kink-band» proposés pour expliquer les plis de propagation (figure synthétique tirée de McNaught & Mitra, 1993). (a) Problème de restauration soulevé par ces plis (zone noire non restaurable). (b) Evolution cinématique classique (Jamison, 1987). (c) Nucléation de plis de propagation au-dessus du niveau de décollement (Chester & Chester, 1990). (d) Proposition de McNaught & Mitra, 1993. Le pli de propagation est le résultat d'un changement du rapport entre le glissement et la propagation de la faille; il se forme d'abord un pli de détachement.

Chester & Chester (1990) développent un modèle de «kink-band» (contraintes planes, plissement parallèle) qui explique l'existence de plusieurs pendages pas forcément parallèles à la rampe au niveau du flanc long et de bancs faillés dans le bloc supérieur. Pour ce faire, la conservation des longueurs, contrainte du modèle initial de Suppe (1983), est assouplie dans le flanc raide. Seules les aires sont conservées. L'autre grand changement consiste à la nucléation du pli de propagation. Dans les modèles précédemment décrits, le pli de propagation est initié à la rupture de pente et de ce fait, tous les niveaux stratigraphiques du bloc supérieur sont plissés à travers la surface axiale de l'anticlinal. Chester & Chester (1990) prennent en compte les plis de propagation initiés plus haut que le niveau de décollement (Figure 19c). Ces plis s'opèrent quand une rampe préexistante se propage vers le haut à travers un barrière de propriétés mécaniques, d'une unité relativement épaisse, compétente et fragile à une unité finement litée à comportement ductile ou caractérisée par une anisotropie mécanique.

Mitra (1990) revient aussi sur la modélisation cinématique des plis de propagation. Contrairement au modèle initial de Suppe (1983), le modèle présente une variation progressive de la géométrie de la structure. Les pistes explorées pour ce fait sont :

- la prise en compte du cisaillement inter-bancs dans la structure entière.
- non plus conservation de la longueur mais conservation de l'aire ; et donc, la variation d'épaisseur. Cette idée a déjà été développée par Jamison (1987) et Chester & Chester (1990), mais Mitra (1990) ne considère plus une variation d'épaisseur brutale au niveau des charnières limitant le flanc raide.

### Vers l'avènement du modèle Trishear: le problème des synclinaux du bloc inférieur.

Une autre observation lève une réflexion. Il s'agit des synclinaux situés dans le bloc inférieur. Dans les modèles existants, le chevauchement se propage à travers un avant-pays non déformé et de ce fait, aucun synclinal ne se crée dans le bloc inférieur. En 1995, Suppe propose une modification de son modèle classique. Un synclinal pourrait être créé dans le bloc inférieur si le flanc raide d'un pli de propagation bloqué est traversé par le chevauchement. Néanmoins, la surface axiale de ce synclinal ne s'étend que dans les niveaux situés au-dessus de l'extrémité du chevauchement au moment où le pli de propagation s'est bloqué.

Les synclinaux situés dans le footwall sont interprétés généralement comme des plis d'entraînement. Ce processus n'est pas pris en compte comme processus mécanique mais la géométrie de ces plis pose des problèmes au niveau de la restauration.

McNaught & Mitra (1993) incluent des considérations sur les taux de propagation (PR) et de glissement (SR) observés sur une faille. Pour un pli de rampe, la longueur importante de la faille avant le 1<sup>er</sup> incrément de glissement implique que  $PR \gg SR$ . Dans ce cas, le plissement est entièrement lié à la rampe et on n'observe aucune déformation à l'extrémité de la faille. Pour un pli de propagation, PR/SR est plus bas. En effet, le développement du pli accommode la diminution du glissement à l'extrémité de la faille. Mais, dans les modèles cinématiques préexistants nécessitent une propagation sur la partie plate.

Les auteurs choisissent donc de considérer un modèle où PR/SR reste bas pendant toute l'évolution structurale. Le glissement sur la partie plate de la faille est accommodé à son extrémité par un pli de détachement, puis une zone de faiblesse se crée dans le niveau basal épaissi au cœur du pli de détachement (Figure 19d). Cette idée est proche du modèle du pli de détachement translaté de Mitra (1990) mais dans ce dernier, la translation n'altère pas la géométrie du bloc supérieur ce qui implique un PR/SR plus important pour la faille où se fait la translation que pour la faille responsable de la croissance du pli de détachement.

### Description du modèle «Trishear».

Erslev (1991) constate l'inadéquation de la cinématique des kink-bands pour reproduire des surfaces plissées courbes et la complexité des distributions des contraintes dans le cas des plis de propagation. Il propose de modéliser la charnière de ces plis sous la forme d'une zone de cisaillement triangulaire. Le modèle initial considère une déformation plastique dans une zone triangulaire qui s'ouvre à l'extrémité de la faille en propagation (Figure 20a). Cette déformation plastique est accommodée par la formation d'un pli.

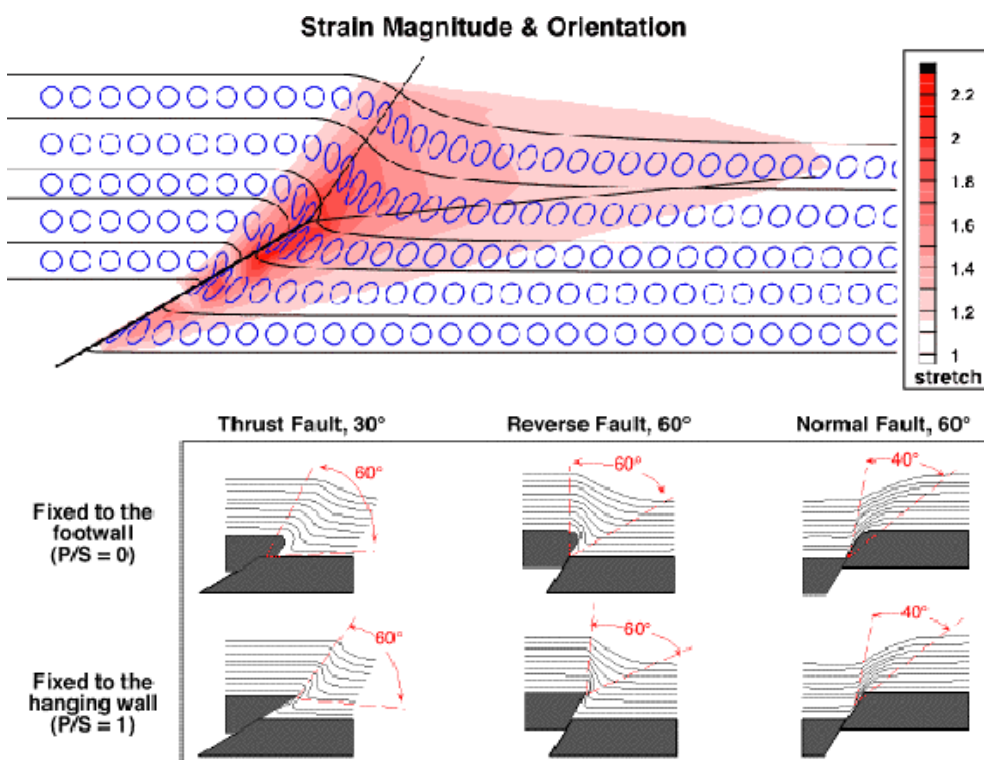


Figure 20: Modèle cinématique «Trishear».

(a) Répartition de la déformation (Allmendinger, 1998).

(b) Paramètres d'entrée du modèle (Erslev, 1991).

Les paramètres principaux d'entrée du modèle sont (Figure 20b) :

- l'angle d'ouverture de la zone triangulaire,
- le rapport entre la propagation de la faille et le glissement sur le plan de faille,
- l'angle de la rampe,
- ainsi que l'immobilité ou non d'un des blocs.

L'épaisseur des strates anté-tectoniques varie dans la zone triangulaire. Les pendages du flanc situé en avant de la faille diminuent avec l'âge de la strate considérée.

### Adaptation aux systèmes à deux niveaux de décollement.

Suppe et al. (2004) proposent un nouveau modèle cinématique pour les systèmes à niveaux de décollement multiples avec des décollements à faible friction (Figure 21). Ce modèle est basé sur un modèle de type «kink band» auquel est ajouté une composante de cisaillement. Le bloc situé sous la faille reste inchangé par contre ce cisaillement va induire un épaissement de la strate dans laquelle se fait le décollement. De ce fait, même si les strates anté-tectoniques présentent le même pendage sur le flanc situé à l'arrière de l'anticlinal, ce pendage est moins important que celui de la rampe. Le taux de glissement n'est pas uniforme le long de la faille. Les strates syn-sédimentaires présentent des pendages différents sur le flanc situé à l'arrière de l'anticlinal; les strates plus jeunes ont des pendages moins importants.

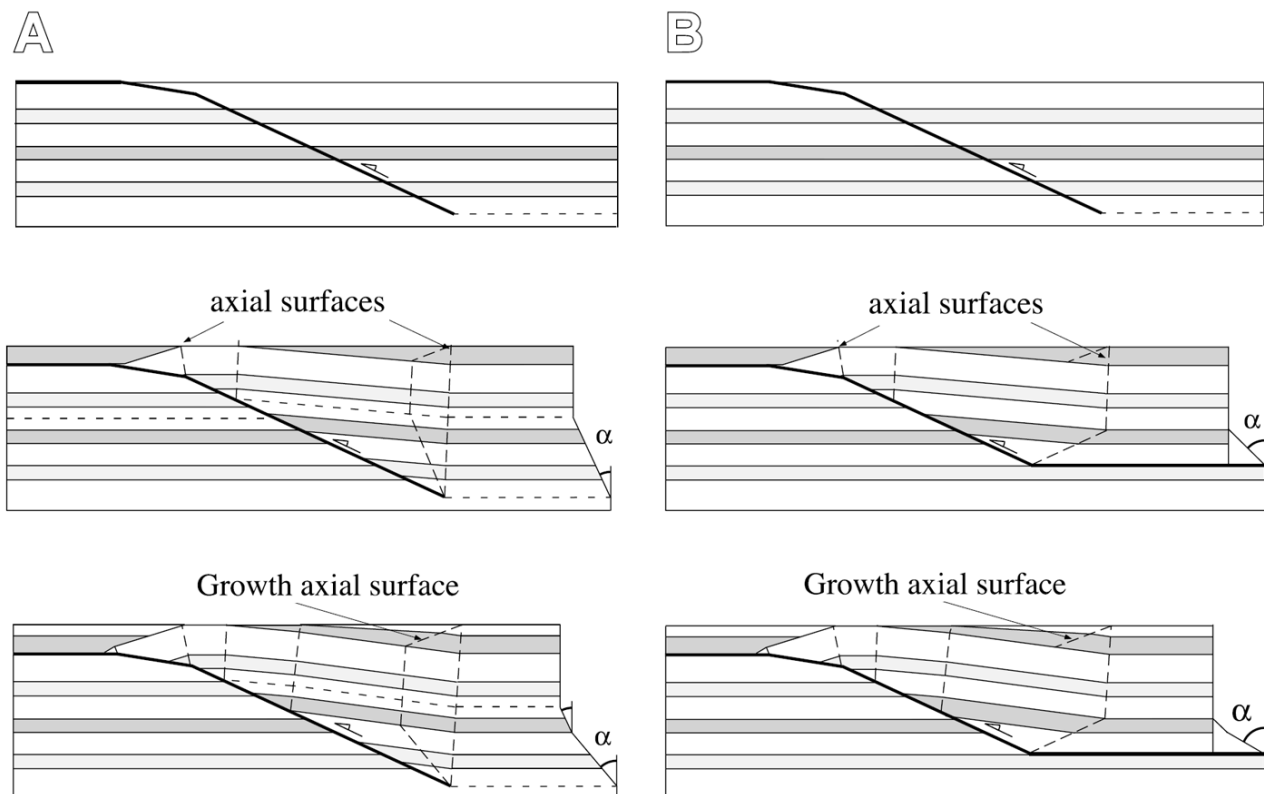


Figure 21: Modèle cinématique de type «kink-band» pour les plis de rampe avec cisaillement (Suppe et al., 2004). Le cisaillement peut être simple (A) ou pur (B). Dans les deux cas, le flanc arrière du pli est moins pentu que la rampe et la charnière passant par le point du bas de la rampe ne correspond plus à la bissectrice des strates anté-tectoniques. Dans le cas (A), l'évolution du pli peut se faire sans glissement sur le niveau de décollement basal. Le glissement observé sur la rampe augmente vers le niveau de décollement supérieur. L'élément discriminatoire entre les deux cas réside dans la trace axiale de la charnière située à la naissance de la rampe.

### 1.3.3. Interactions tectonique-sédimentation dans les bassins en « piggy-back »

Le remplissage des bassins en piggy-back présente une grande complexité par rapport à celui d'un bassin flexural d'avant-pays. Les interactions entre la tectonique et la sédimentation y sont très développées. A l'échelle régionale, la migration des dépocentres se fait à la fois vers l'avant-pays et l'arrière-pays et il n'est pas rare d'observer une réorganisation des zones de dépôt.

L'étude de Leturmy et al. (2000) illustrent de tels processus dans le Nord de la Bolivie où la chaîne plissée andine est caractérisée par deux niveaux de décollements: dans l'Ordovicien et dans les argiles noires du Dévonien (Figure 22).

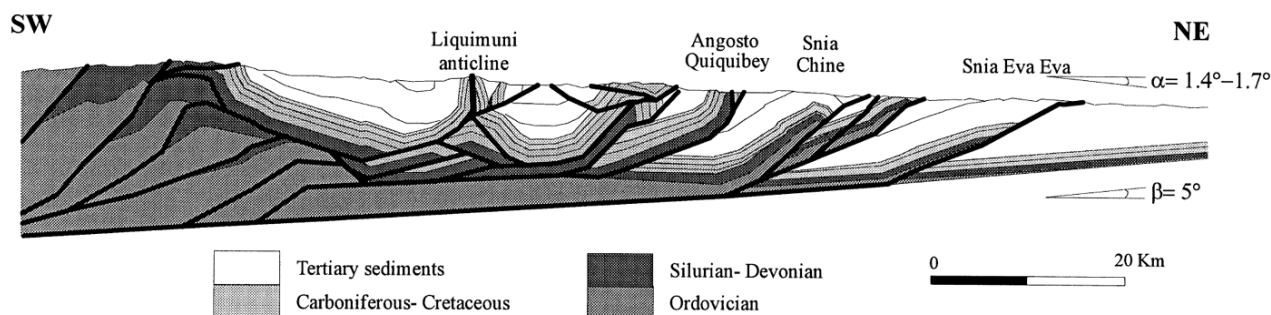


Figure 22: Coupe de la zone d'avant-pays andine au Nord de la Bolivie (figure 2A de Leturmy et al., 2000), montrant des bassins en « piggy-back ».

Une modélisation numérique (Figure 23) de ce système à décollement multiple leur permet de récréer l'évolution du remplissage du bassin en piggy-back: dépôts discordants au-dessus de sédiments précédemment plissés et érosion. Les deux zones de dépôt de 3Ma sont regroupées à 2,15Ma. Considérons maintenant la migration du dépocentre au cours du temps. De 3 Ma à 2,15Ma, elle se fait plutôt vers l'avant-pays (NE) puis ensuite vers l'arrière-pays (Figure 24a).

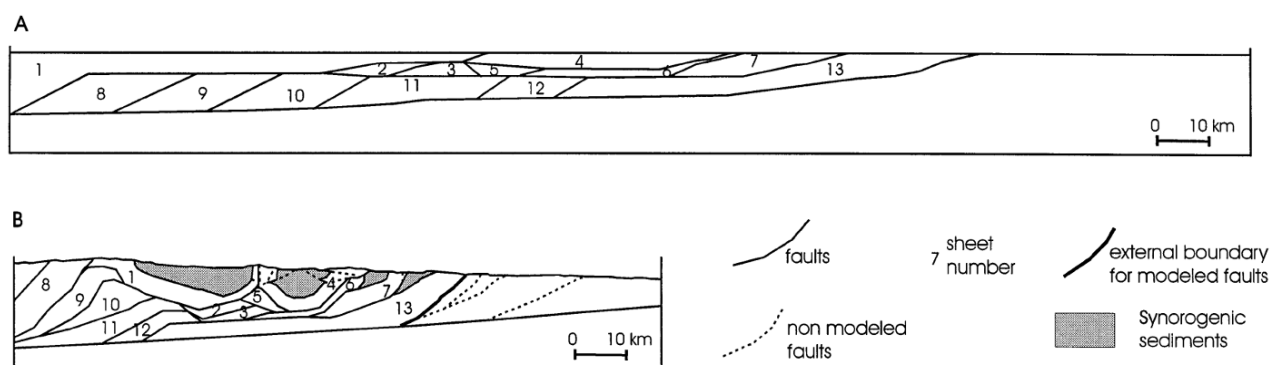


Figure 23: Modélisation numérique de l'avant-pays andin au Nord de la Bolivie (figure 8 de Leturmy et al., 2000). La séquence d'activation des différentes structures est indiquée en A. Le résultat final, présentée en B, est particulièrement ressemblant à la coupe de la Figure 22.

Nijman (1998) fait des observations semblables dans les formations datées de l'Yprésien au Lutétien dans le bassin d'Ager - Tresp. Durant cette période, ce bassin est divisé en trois environnements de dépôts allant de l'arrière-pays vers l'avant-pays, c'est-à-dire du nord vers le sud: des deltas grossiers, le pro-delta argileux et un environnement fluvial.

La Figure 24b-2 indique la migration de la zone médiane qui correspond à l'axe du bassin. Des migrations de 10km vers l'arrière-pays sont observées à trois reprises. Après une discussion sur l'eustatisme, Nijman (1998) conclut à un contrôle prédominant de la tectonique. Ces migrations «anormales» sont le résultat d'une activation en alternance de structures profondes situées de part et d'autre du bassin (Figure 24b-1). Là encore, plusieurs niveaux de décollement sont nécessaires: un dans le socle responsable des structures profondes (duplex formé au nord du bassin) et celui présent dans le Trias qui transmet la déformation profonde au bassin sous forme de «balancier».





## Conclusion

Les chaînes d'avant-pays restent un sujet de recherche important, d'autant plus que des similarités existent avec les séries plissées des grands fonds qui abritent des réservoirs pétroliers. Ainsi, les interactions plis - sédiments et la cinématique des plis sont aussi bien étudiées à partir des affleurements que de données de subsurface. Concernant la cinématique, il est important, pour la suite du mémoire, de retenir l'existence d'un modèle alternatif au très fameux «kink-band» développé par Suppe (1983). Ce modèle, appelé «Trishear», permet de prendre en compte une déformation dans une zone triangulaire au-devant d'une faille en propagation. De ce fait, en utilisant ce modèle, la géométrie des strates synsédimentaires (épaisseur et variation de pendage) au développement d'un pli de propagation est plus proche des observations naturelles.

A une échelle régionale, la géométrie et l'évolution des chaînes plissées sont contrôlées par de nombreux facteurs (rhéologie de la croûte, géométrie de la subduction, sédimentation, climat...). Aux vues des caractéristiques régionales du SE de la France, présentées dans le chapitre suivant, le rôle de l'héritage structural ainsi que l'impact de la présence de sel et d'autres niveaux de décollements plus superficiels sont des points à retenir:

(1) L'héritage structural, lié pour partie à la marge passive, exerce un contrôle de premier ordre sur le développement des chaînes plissées; il localise les structures et peut être à l'origine d'une implication du socle. Il ne faut pas oublier non plus les variations d'épaisseur et de nature des sédiments syn-tectoniques qui caractérisent la marge passive. La stratigraphie mécanique, autre facteur de contrôle, change donc latéralement.

(2). En présence de sel, la répartition de la déformation et la séquence de mise en place des structures ne répondent plus à une avancée progressive de la déformation vers l'avant-pays. Les structures se développent très précocement, surtout au niveau de la limite du bassin salifère, puis focalisent ensuite la déformation.

(3). Les chaînes avec plusieurs niveaux de décollement présentent une évolution complexe des dépointes, une juxtaposition ou une superposition de plis de longueur d'onde différente.

## Chapitre II

# Synthèse des connaissances sur le contexte régional du bassin des Grès d'Annot

### Sommaire

---

Introduction

II.1. Géodynamique du SE de la France

II.1.1. Evolution tectonique de la fin de l'orogénèse varisque à l'ouverture du Golfe du Lion

II.1.2. Les principales discussions actuelles sur l'évolution des plaques

II.2. Structures et stratigraphie de la marge passive

II.2.1. Stratigraphie

II.2.2. Les principaux traits structuraux de la marge passive et leur impact sur la définition des unités tectoniques ultérieures

II.3. Le bassin des Grès d'Annot (Tertiaire)

II.3.1. Le bassin d'avant-pays alpin dans le SE de la France

II.3.2. Détails de la stratigraphie tertiaire typique d'un remplissage d'avant-pays

II.3.3. Modèle sédimentaire et liaison entre dépo-centres

Conclusion

---

### Introduction

Ce chapitre est l'occasion de dresser un état des connaissances de la géologie du SE de la France et en particulier des chaînes subalpines dans lesquelles sont préservés actuellement les Grès d'Annot. Si les caractéristiques sédimentologiques des Grès d'Annot sont bien connues, de nombreuses questions relatives à l'aspect structural restent sans réponse. Les principaux débats concernent la paléotopographie des Grès d'Annot et la provenance du matériel détritique. Ceux-ci nourrissent des discussions plus larges telles que l'origine des déformations enregistrées dans le Crétacé supérieur ou encore la nature du bassin des Grès d'Annot (bassin flexural ou bassin de type «wedge-top»). L'étude des interactions entre tectonique et sédimentation turbiditique demande de définir à la fois l'héritage structural du bassin et le contexte régnant lors de son remplissage.

Une première partie résume les principales étapes de l'histoire géodynamique du SE de la France de la fin du cycle hercynien à nos jours et précise les polémiques actuelles. La deuxième section est consacrée à une présentation de la marge passive de la Téthys en insistant sur les variations d'épaisseur de la stratigraphie et les structures qui constituent un héritage clé pour comprendre les déformations alpines. Le troisième volet synthétise la compréhension du bassin des Grès d'Annot avant le début de cette thèse.

## II.1. Géodynamique du SE de la France

L'arc alpin (Figure 1) est lié à la fermeture de la Téthys alpine. Il résulte de la collision entre la marge passive Européenne et la micro-plaque Adria, dans un contexte global de convergence lithosphérique nord-sud entre l'Europe et de l'Afrique (Trümpy, 1975; Le Pichon et al., 1988; Dewey et al., 1989b).

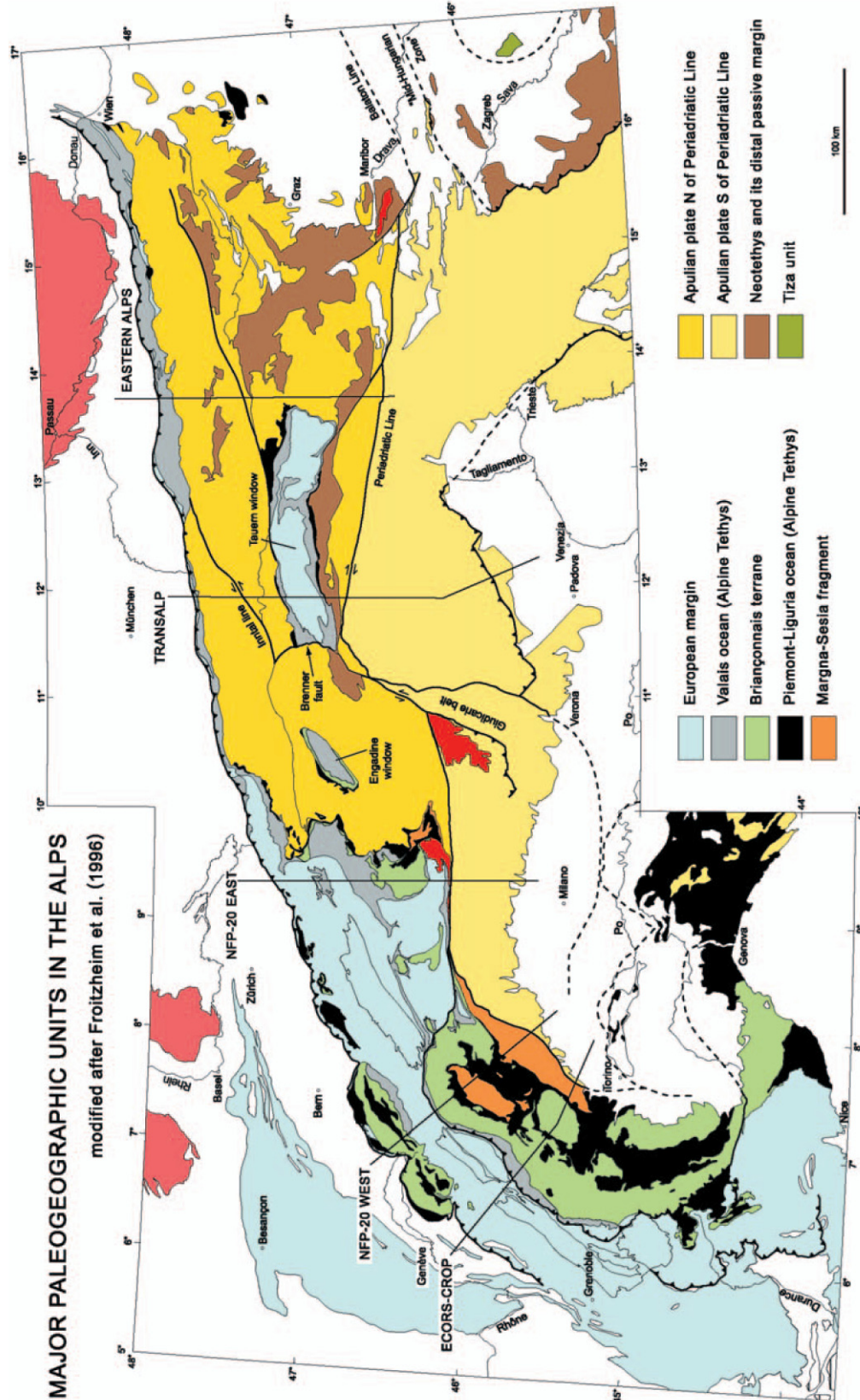


Figure 1: Carte des principales unités paléogéographiques et tectoniques de l'arc alpin (figure 1 de Schmid et al., 2004).



Dans le sud-est de la France, les détails de cette histoire sont particulièrement complexes du fait de (1) la superposition de la phase pyrénéenne et de la phase alpine (Figure 2; Flandrin, 1966; Lacombe et Jolivet, 2005), de (2) l'obliquité des structures alpines (d'axe NNW-SSE, Lawson, 1987; Fry, 1989; Butler, 1992; Lickorish et Ford, 1998) par rapport à la direction de convergence nord-sud (Figure 3) et de (3) l'existence d'une distension tardive (Labaume et al., 1989; Séranne, 1999).

Figure 2: Carte tectonique schématique montrant les influences pyrénéennes et alpines dans le SE de la France (figure 1 de Lacombe et Jolivet, 2005).

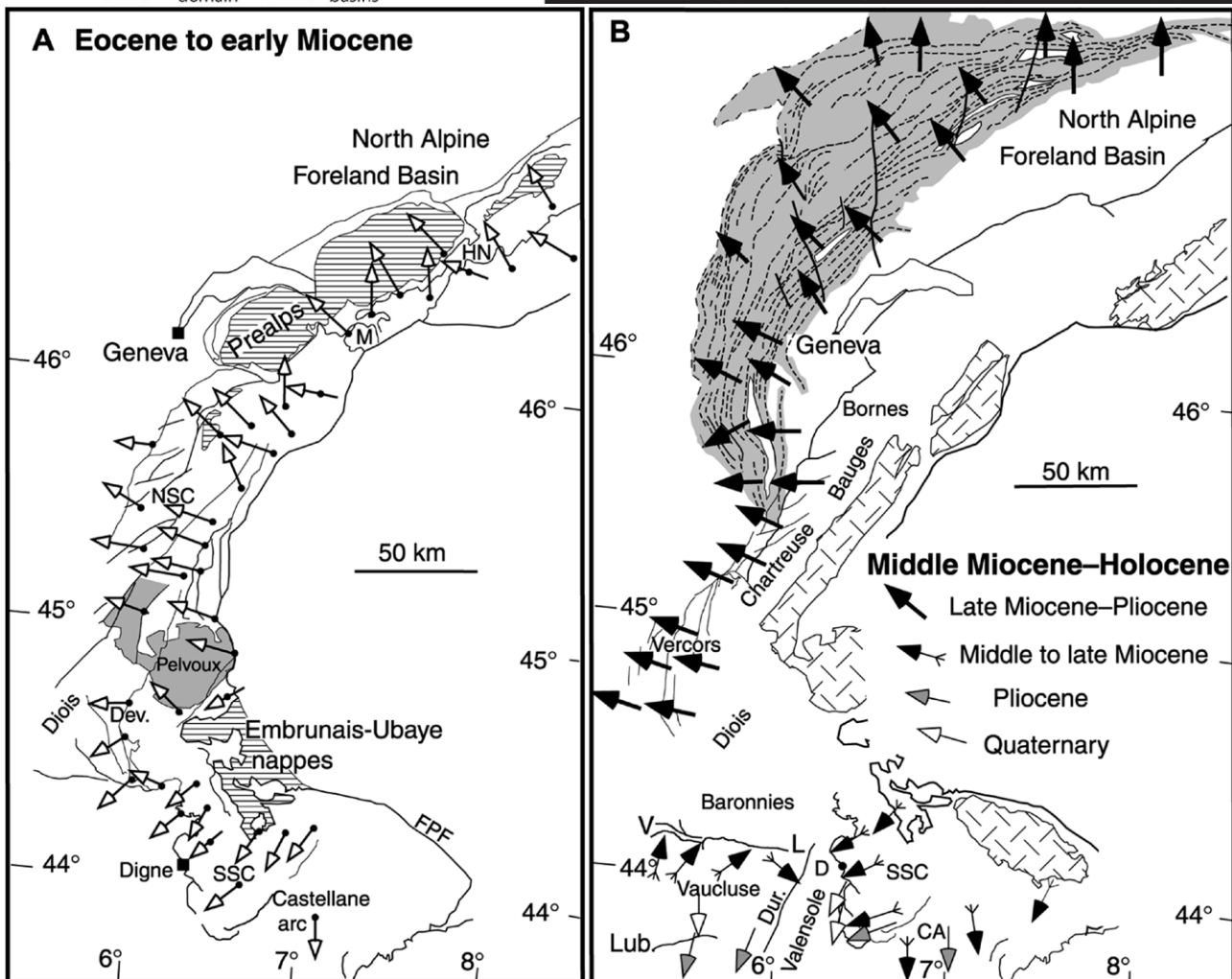
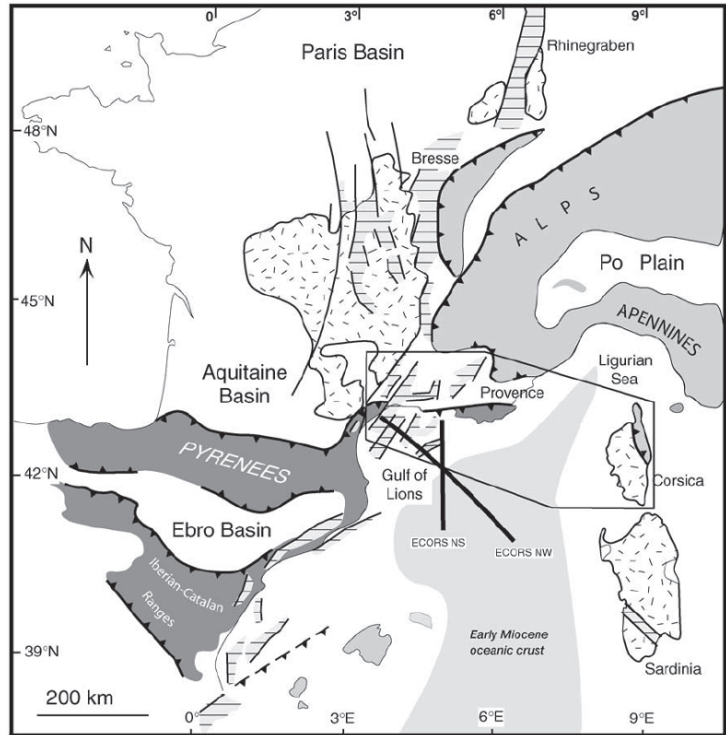


Figure 3: Compilation des données cinématiques dans les Alpes occidentales (Lickorish et al., 2002 et références internes). Les flèches représentent les déplacements locaux, venant de linéations d'étirement, de plans striés, stylolithes, d'axes de pli... Dans le sud-est de la France, les structures indiquent une compression quasi-orthogonale à la convergence globale nord-sud.

### II.1.1. Evolution tectonique de la fin de l'orogénèse varisque à l'ouverture du Golfe du Lion

Du fait de l'influence importante de la structuration des marges passives dans le déroulement de la collision, nous rappelons ici l'évolution tectonique antérieure de la Téthys alpine.

#### Permo-Trias: Effondrement de l'orogène varisque et ouverture de la Néotéthys

L'orogène varisque naît de la convergence entre le Gondwana et la Laurasie qui débute à la fin du Dévonien par la collision entre l'Ibérie et la marge nord-ouest de l'Afrique et connaît son apogée au Carbonifère (Figure 4; Ziegler, 1989; Matte, 1991).

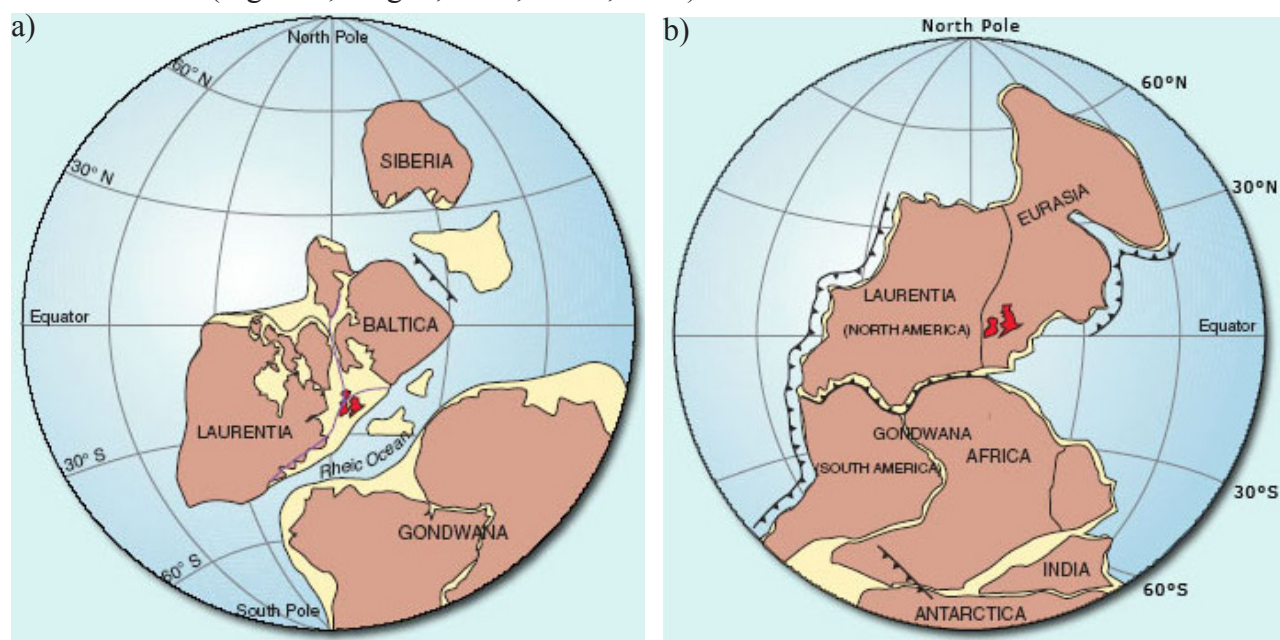
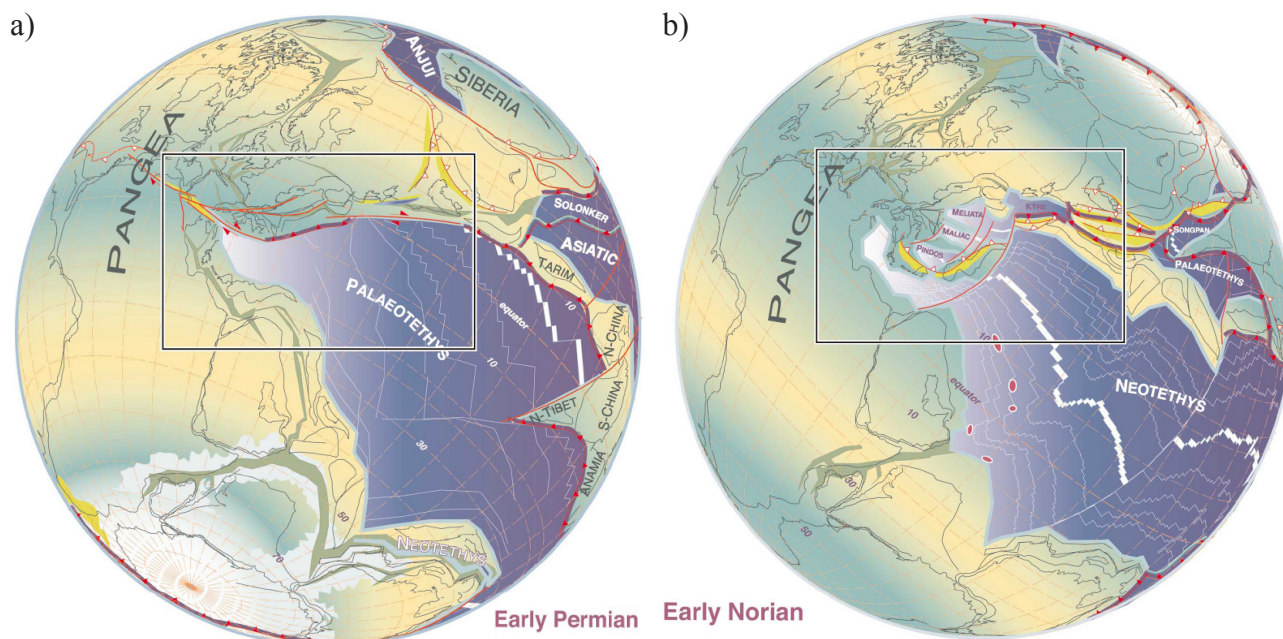


Figure 4: Reconstruction de la tectonique des plaques (a) au Dévonien moyen et (b) au Carbonifère, au cours de l'orogénèse varisque (d'après Ziegler, 1989 et Matte, 2001). Cette chaîne de montagne résulte de la collision entre deux super-continents: le Gondwana au Sud et la Laurasie au Nord constituée de la Laurentie et des cratons baltique et sibérien

A la fin du Carbonifère, le stade de collision continentale est atteint dans la partie occidentale de la chaîne (Appalaches - Europe occidentale) alors que la partie orientale (Est de l'Europe et Asie) se caractérise quant à elle par une subduction océanique de la Paléotéthys (Stampfli et al., 2001). La fin du Carbonifère et le début du Permien sont marqués par un changement au niveau de la convergence entre le Gondwana et la Laurasie (Ziegler, 1989; Matte, 1991; Stampfli et al., 2001) et par la subduction de la dorsale de la Paléotéthys (Figure 5a).

A l'est de l'Europe, le contrôle de la subduction par les forces liées au panneau plongeant devient prédominant du fait de l'arrivée d'une lithosphère océanique plus vieille et donc plus lourde et plus forte mécaniquement. Ceci génère le développement d'un système de rifts le long de la marge non collisionnelle du Gondwana (Afrique, Arabie) qui conduit à la fin du Permien et au début du Trias à l'ouverture de la Néotéthys (Figure 5b; Sengör et al., 1984; Robertson et al., 1996). L'augmentation du plongement du panneau plongeant suivi du retrait de la zone de subduction est aussi à l'origine de la création de bassins d'arrière arc (Ziegler et Stampfli, 2001), comme celui de Méliata (Figure 5b; Stampfli et al., 1991) durant la même période. Le prolongement occidental de ce bassin est mal contraint. Il semblerait qu'il puisse correspondre à un rift continental dans les Alpes du Sud à l'ouest de la zone d'Ivrée (Zingg et al., 1990).





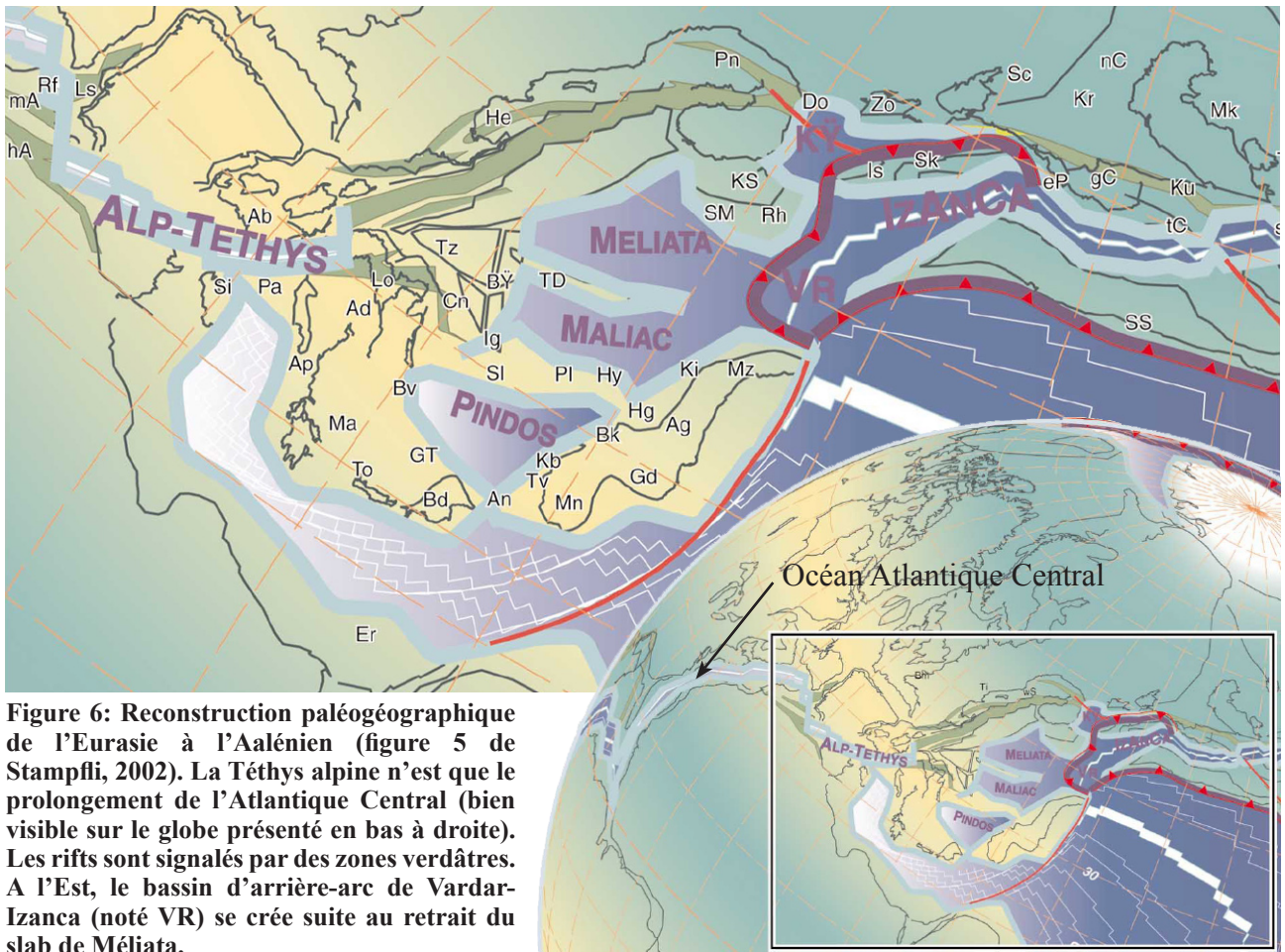
**Figure 5: (a) Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie au début du Permien (figure 3 de Stampfli et al., 2002), montrant la nouvelle limite transformante entre le Gondwana et la Laurasia à l'ouest et la subduction de la dorsale de la Paléotéthys à l'est. (b) Reconstruction paléogéographique de l'Eurasie au Trias supérieur (figure 4 de Stampfli et al., 2002). La subduction de la dorsale de la Paléotéthys a entraîné l'ouverture de la Néotéthys et la création de bassins d'arrière-arc (Méliata, Maliac, Pindos et Kÿre).**

A l'ouest, le nouveau contexte de transtension provoque l'effondrement de l'orogène varisque (Arthaud and Matte, 1977; Ziegler, 1986; Burg et al., 1994). L'Europe occidentale est affectée par la formation de grabens multidirectionnels et une activité magmatique importante (Le Solleuz et al., 2004). La distribution de ces déformations est large et ne se focalise pas à l'endroit de la future Téthys alpine (océan Liguro-Piémontais). Au cours du Trias, le régime de transtension se poursuit dans les domaines varisques, comme en témoignent d'importantes zones de cisaillement dans le sud des Alpes (Schmid et al., 1987; Hunziker et al., 1992). Certaines de ces structures correspondent à des accidents Permo-carbonifères réactivés (Borel, 1997).

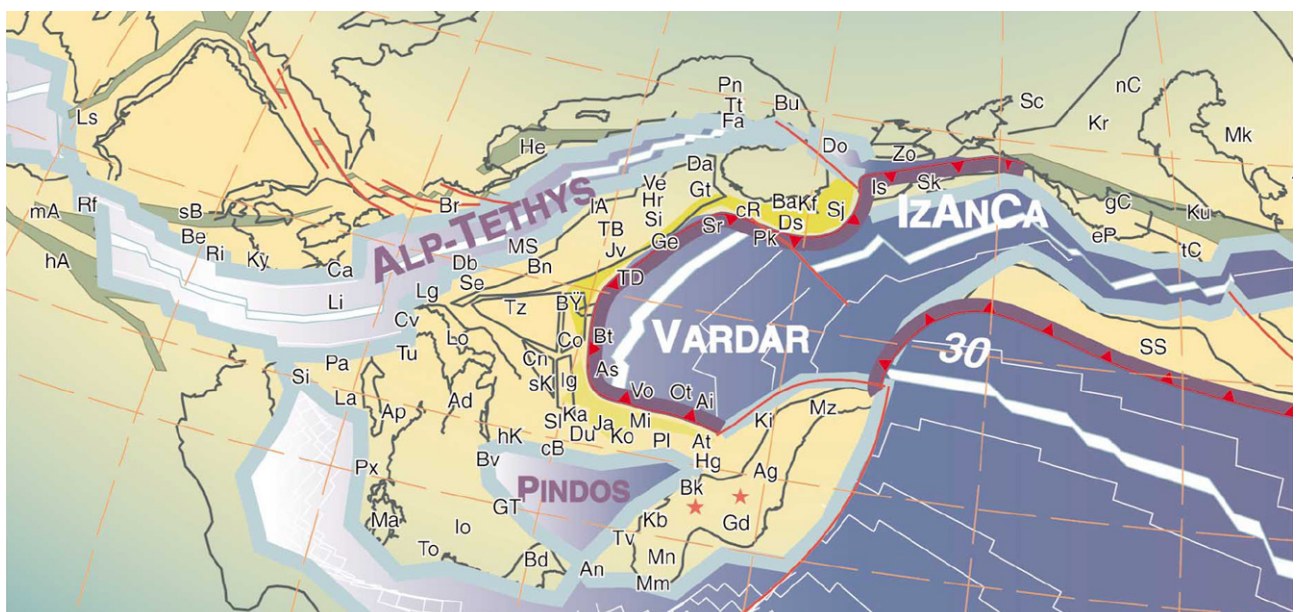
### Jurassique - Crétacé inférieur: Naissance et développement de la Téthys Alpine

Si des failles normales et de petits bassins se sont développés durant le Trias supérieur, ce n'est qu'au début du Lias que la création de failles normales s'accélère et que la plateforme triasique carbonatée commence à se disloquer (De Graciansky et al., 1989). La direction d'extension a varié au cours du temps; d'abord, N-S au Trias supérieur, puis NE-SW durant le Lias inférieur et enfin, WNW-ESE au Trias supérieur (e.g. étude microtectonique près de Bourg d'Oisan, Grand, 1988). Plus précisément, l'analyse de courbes de subsidence couplées aux enregistrements stratigraphiques et sédimentologiques des marges de la Téthys alpine permet de dater le début du rifting au Sinémurien (Loup, 1992 ; Borel, 1995; Razin et al., 1996). Il se termine par la production de lithosphère océanique durant le Dogger. Cet âge est estimé à partir de la datation des plus vieux gabbros théthysiens (Toarcien final – Aalénien en Corse (Beccaluva et al., 1981; Bajocien dans les Alpes, Bill et al., 1997) et de la base de la première unité sédimentaire recouvrant la croûte océanique (Bajocien-Bathonien pour les premières radiolarites de l'océan Liguro-Piémontais, De Wever et al., 1987). L'ouverture de la Téthys alpine est interprétée comme le résultat d'un mouvement de l'Afrique et de la micro-plaque Adria vers le sud-est, provoqué par l'ouverture de l'Atlantique Central au Toarcien inférieur (Figure 6; Frisch, 1979; Steiner et al., 1998).





Durant la même période (Jurassique moyen), à l'Est, l'océan Méliata se ferme par subduction vers le sud. Le retrait du panneau plongeant de Méliata entraîne la création du bassin d'arrière-arc de Vardar (noté VR sur la Figure 6; Stampfli et al., 2002). Au Jurassique supérieur, alors que la Téthys Alpine continue de s'étendre, les domaines océaniques de Méliata et Vardar se ferment (obduction de Vardar et subduction de Maliata, Figures 6 et 7; Stampfli et al., 2002).

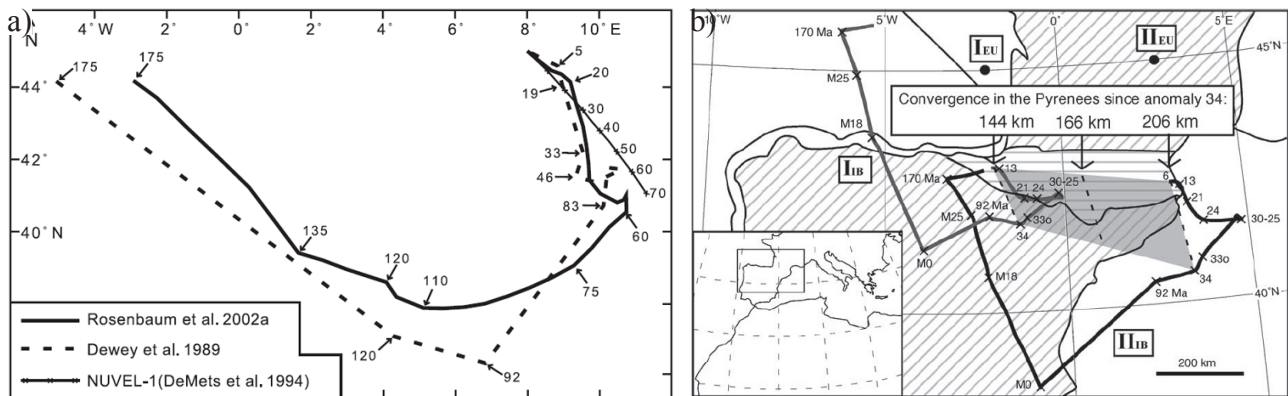






### Crétacé supérieur et Tertiaire: Rotation de l'Ibérie, structuration de la Provence et début de la compression alpine

Le mouvement relatif des plaques lithosphériques change pendant le Crétacé supérieur. L'Afrique, son promontoire adriatique et l'Ibérie ne sont plus translattées vers le SE mais convergent vers l'Europe et le nord (Figure 9; Dewey et al., 1989a; Rosenbaum et al., 2002). La Baie de Biscaye s'ouvre. Simultanément, les bassins pyrénéo-provençaux sont inversés en raison de la convergence des blocs Corse et Sardaigne avec la Provence. Pour cette période, les reconstitutions diffèrent du fait de la controverse sur la limite de la plaque ibérique et l'existence ou non d'un océan pyrénéen (discuté dans la section II.1.2.). Selon Stampfli, l'océan valaisan (pyrénéen) se ferme au Cénomaniens-Santonien (96-83 Ma, Figure 8c). Pendant l'Eocène, une ceinture de plis dite «pyrénéo-provençale» se forme en réponse à la collision entre la lithosphère européenne et la micro-plaque ibérique *s.l.* (comprenant le bloc corso-sarde) (Arthaud et Séguret, 1981), dans le contexte global de convergence nord-sud entre l'Afrique et l'Europe (Dercourt et al., 1986; Le Pichon et al., 1988).



**Figure 9: (a) Trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe depuis le Jurassique moyen (figure 6 de Rosenbaum et Lister, 2005). Les nombres indiquent les positions successives du point de coordonnées 45°N/8°E (bougeant avec l'Afrique) au cours du temps (en Ma). Remarquer le changement intervenant à la transition entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur (100Ma): l'Afrique qui jusqu'alors se translattait vers le sud-est, provoquant une transtension senestre, converge vers le nord (Europe). (b) Trajectoire de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis le Jurassique moyen (figure 2 de Rosenbaum et al., 2002). Les nombres indiquent les positions successives de deux points de la Péninsule ibérique I<sub>IB</sub> et II<sub>IB</sub> (de coordonnées 43°N/2°W et 42.5°N/3°E) par rapport aux points fixes européens I<sub>EU</sub> et II<sub>EU</sub> (de coordonnées 45°N/2°W et 45°N/3°E) au cours du temps (en Ma). La partie grisée et les lignes en pointillés indiquent la convergence enregistrée au niveau des Pyrénées depuis le Campanien (83Ma).**

Dans le même temps, le domaine alpin connaît aussi quelques changements, liés au mouvement vers le nord de la micro-plaque adriatique, promontoire attaché à l'Afrique. La Téthys alpine subducte vers le sud, sous cette micro-plaque adriatique. Cette zone de subduction d'orientation WSW-ENE qui marque la frontière septentrionale de la micro-plaque se courbe vers l'ouest où elle passe à une limite transformante N-S à l'ouest (Figure 10a). Dans la partie austro-alpine, la subduction de la Téthys alpine débute au Cénomaniens et affecte la transition océan-continent de la lithosphère européenne (indiquée par les barbules de la zone noire sur la Figure 10a) au début de l'Eocène. A l'Yprésien, une flexure de la lithosphère européenne se développe au nord de la zone de subduction (Figure 10a, Ford et al., 2006). La subduction affecte le domaine Briançonnais plus tard, juste avant la fin de l'Eocène moyen. Le bassin d'avant-pays flexural, jusque là plus développé vers le nord, s'étend aussi largement à l'ouest, dans le sud-est de la France, à partir du Lutétien (zone grisées sur la Figure 10b, Ford et al., 1999; Ford et al., 2006). Durant l'Eocène, la convergence est rapide avec un taux supérieur à 10 mm/an pour les Alpes centrales et occidentales (13 mm/an, Schmid et al., 1996 ; 11 mm/an, Ford et al., 2006). Cette conclusion résulte de l'interprétation des conditions de HP enregistrées dans les unités internes en supposant un gradient de pression lithostatique.



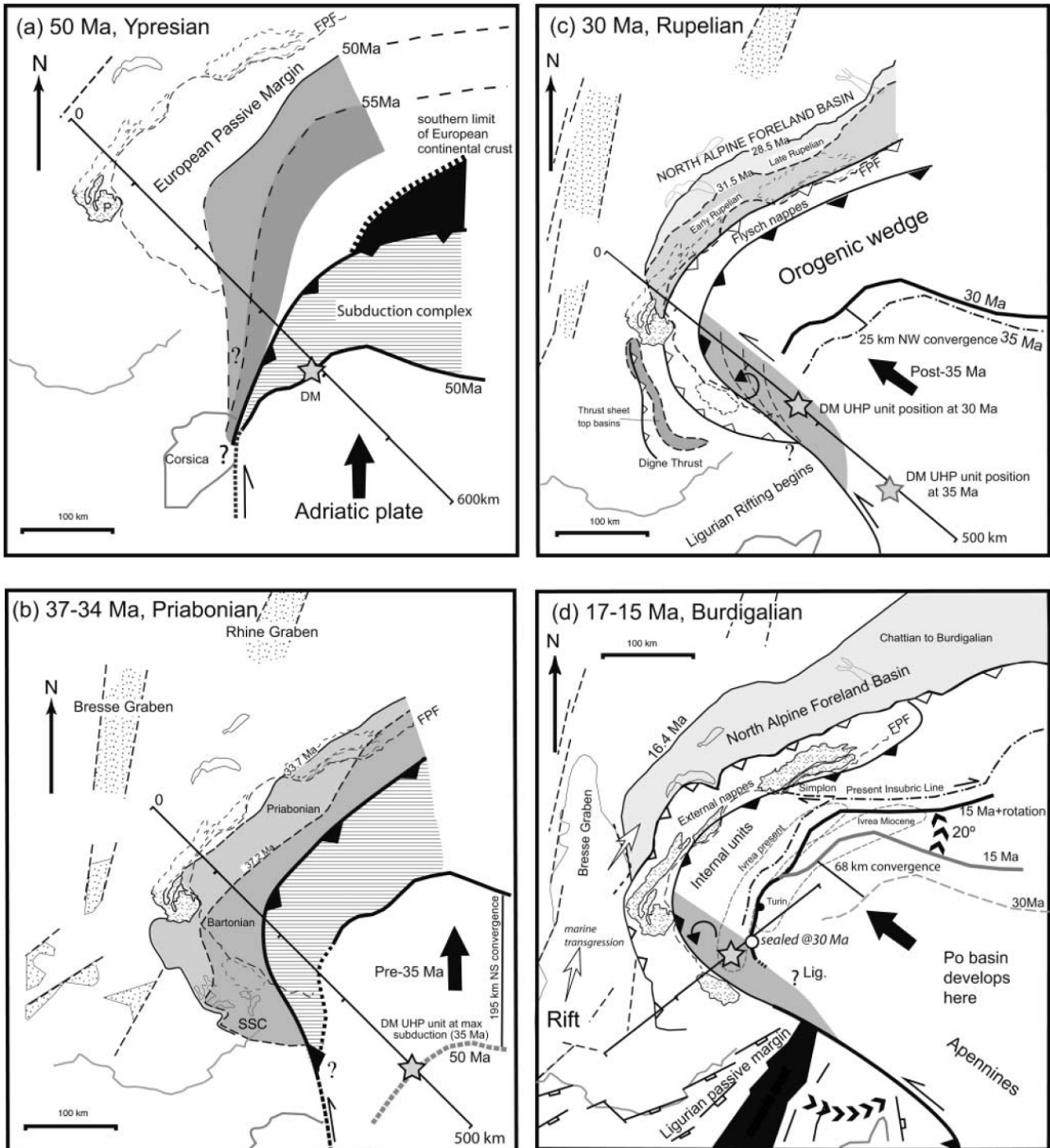


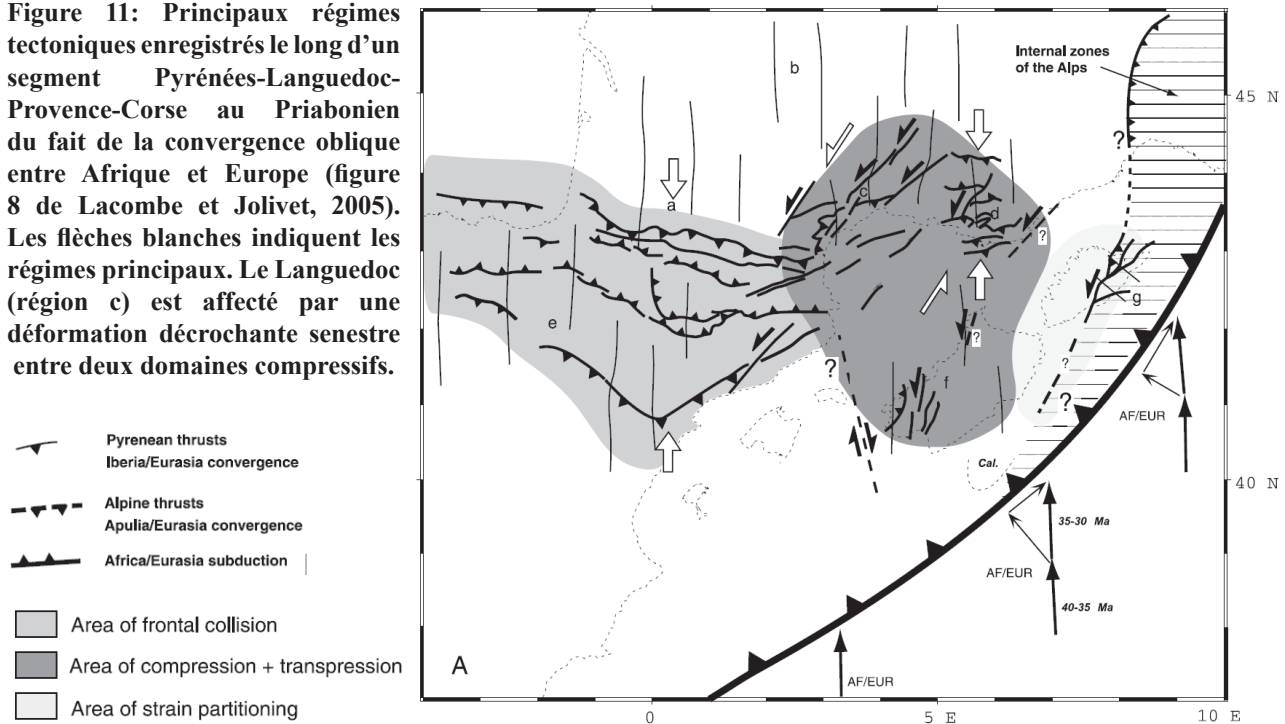
Figure 10: Reconstructions paléogéographiques des Alpes occidentales pendant le Tertiaire (Ford et al., 2006): (a) à l'Yprésien, (b) au Priabonien, (c) au Rupélien et (d) au Burdigalien. Les différentes figurés correspondent: noir pour la croûte océanique, différents gris pour les zones du bassin d'avant-pays flexural, hachuré pour le complexe de subduction dont Flysch à Helminthoïdes. Le système de rift tertiaire et les Massifs cristallins externes sont aussi dessinés.

Au Priabonien, la direction de convergence entre l'Afrique et l'Europe change (Figure 9), la subduction entre l'Ibérie *s.l.* et l'Afrique augmente. Une ceinture orogénique de type andine («orogène alpine de la Corse» de Gibbons et al., 1986; «orogène est-ibérique» d'Apps et al., 2004) se crée le long de la marge sud-est de l'Ibérie *s.l.*. Cette orogène provoque le soulèvement des blocs Corse et Sardaigne et réactive les structures pyrénéo-provençales dans le sud-est de la France, soulevant les Massifs des Maures et de l'Estérel (Apps et al., 2004). Ces zones hautes deviennent les principales sources du matériel des Grès d'Annot durant l'Eocène terminal et l'Oligocène inférieur. Plus à

l'est, la limite ouest de la plaque adriatique, orientée SW-NE, n'est plus oblique mais frontale à la subduction.

Cette période est aussi marquée par une extension est-ouest dans l'avant-pays européen plus lointain qui se traduit par la mise en place du système de rift ouest européen (Michon et Merle, 2001), allant du Rhin au Rhône en passant par le fossé de la Limagne (Séranne, 1999), et par une déformation décrochante senestre dans le Languedoc (Figures 10c et 11; Lacombe et Jolivet, 2005).

**Figure 11: Principaux régimes tectoniques enregistrés le long d'un segment Pyrénées-Languedoc-Provence-Corse au Priabonien du fait de la convergence oblique entre Afrique et Europe (figure 8 de Lacombe et Jolivet, 2005). Les flèches blanches indiquent les régimes principaux. Le Languedoc (région c) est affecté par une déformation décrochante senestre entre deux domaines compressifs.**



### Ouverture du Golfe du Lion

Au début de l'Oligocène, le Golfe du Lion se forme dans un contexte d'extension arrière-arc lié à un phénomène de retrait de la plaque plongeante au niveau de la zone de subduction située au S-SE de l'Ibérie. La Corse et la Sardaigne se séparent de la côte provençale (rotation anti-horaire). De ce fait, les Massifs des Maures et de l'Estérel situés au Nord du Golfe du Lion demeurent la seule source méridionale à fournir du matériel clastique au bassin de Barrême (Grès de Ville; Evans et al., 2004). A cette même période, la collision alpine atteint son paroxysme, marqué par l'exhumation des roches de haute et ultra haute pression et la mise en place des intrusions granitiques dans les zones internes. La convergence des plaques ralentit considérablement à 5 mm/an (Schmid et al., 1996). C'est la période où les rétro-chevauchements majeurs alpins se mettent en place. Le soulèvement important des zones internes provoquent la mise en place, par gravité, des nappes de l'Embrunais-Ubaye. L'arc occidental des Alpes s'accroît ensuite. La péninsule adriatique connaît une rotation anti-horaire et les zones internes du sud-ouest des Alpes sont déformées en transpression senestre entre les plaques européenne et adriatique (Collombet et al., 2002).

#### II.1.2. Les principales discussions actuelles sur l'évolution des plaques

Quelques points de l'évolution, présentée ci-dessus, sont sujets à discussion. Il ne s'agit pas forcément de détails (e.g. coexistence des modèles avec un seul ou deux océans). Ils concernent essentiellement la période allant du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen. Le sud-est de la France, à la croisée des orogènes pyrénéenne et alpine (Figure 2), occupe une position stratégique pour









comprendre l'évolution tectonique de l'Europe occidentale. Mais du fait de l'absence de sédiments datés du Maastrichtien au Lutétien et de l'ouverture oligocène du Golfe du Lion, les reconstitutions géodynamiques sont assez mal contraintes. Le Golfe du Lion, ouvert à l'endroit même où devait s'élever le prolongement est des Pyrénées, altère beaucoup la compréhension de ce système orogénique et particulièrement les contraintes sur le comportement des blocs Corse et Sardaigne.

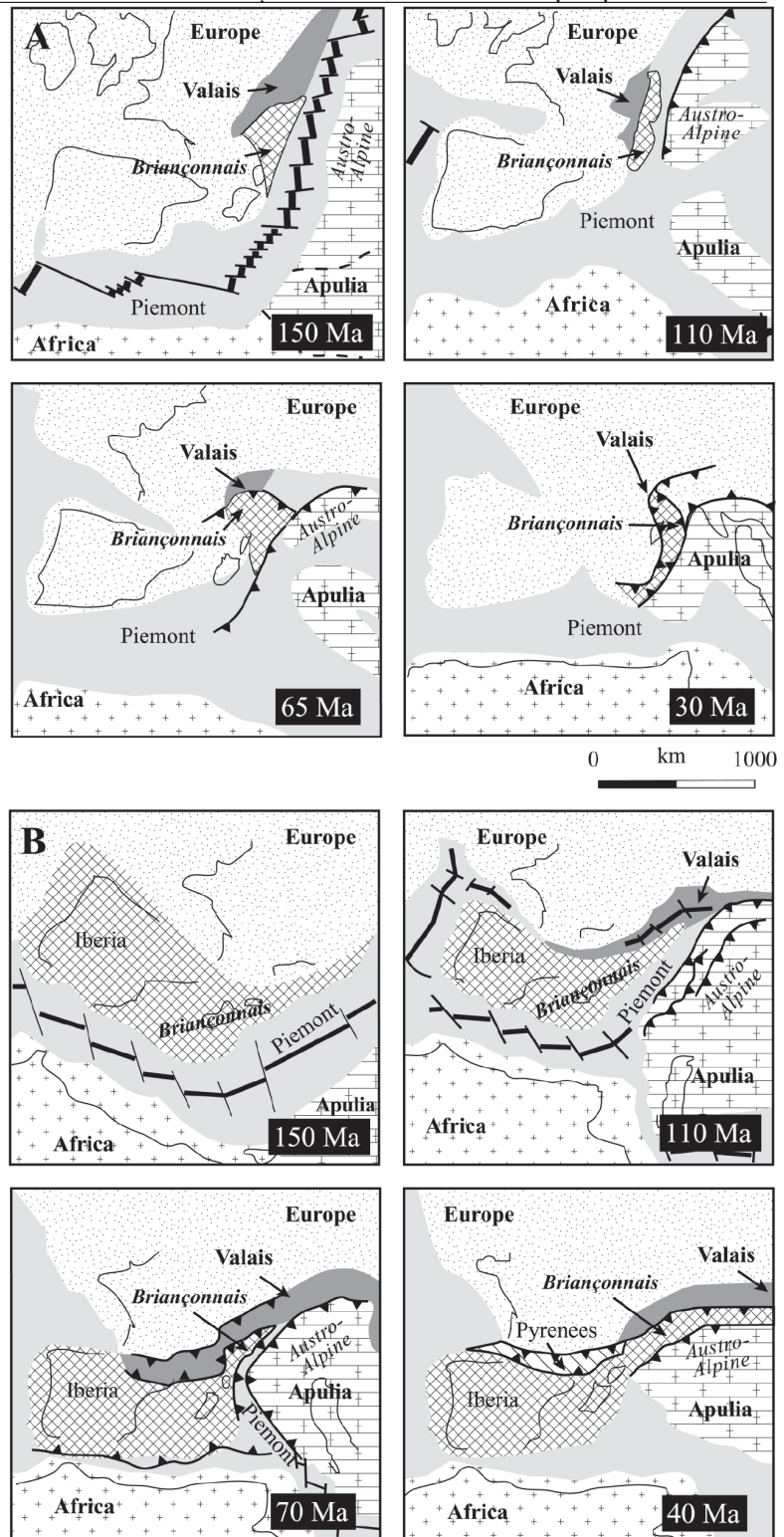
Nous présentons ci après les grandes questions relatives au sud-est de la France en particulier.

Modèle avec 1 ou 2 océans, définition des domaines Briançonnais et limites de la plaque Ibérie s.l.

Comme nous l'avons vu précédemment, une des grandes controverses concerne le prolongement sud-ouest de la branche océanique valaisanne qui délimite le domaine briançonnais de la marge européenne. Dans le modèle à un seul océan (Figure 12A), ce domaine est de taille réduite et reste lié cinématiquement à la marge européenne. Au contraire, en considérant l'ouverture d'un océan valaisan (« océan pyrénéen » de Stampfli et al., 2002), relié à l'atlantique nord par le rift pyrénéen à l'Aptien (Figure 12B), le domaine briançonnais est étendu à la micro-plaque ibérique s.l. (Ibérie, Sardaigne, Corse, Baléares, Calabre, Kabylie). Dans ce cas, l'expansion océanique définit donc une nouvelle limite de plaque.

**Figure 12:** Comparaison des modèles avec un (A) ou deux (B) océans (figure 1 de Bousquet et al., 2002). Remarquer la différence d'extension des domaines valaisan et briançonnais. Dans le modèle à 2 océans (B), le domaine valaisan est un domaine océanique relié à celui de l'Atlantique Nord. L'existence de cet océan pyrénéen définit une nouvelle limite de plaque à l'intérieur de l'ancienne marge européenne. L'Ibérie s.s. et le Briançonnais constitue cette nouvelle micro-plaque.

-  Plaque Europe
-  Plaque Afrique
-  Micro-plaque Apulie / Adria
-  Océan liguro-piémontais (Téthys alpine)
-  Domaine valaisan / océan valaisan ou pyrénéen
-  Bloc briançonnais



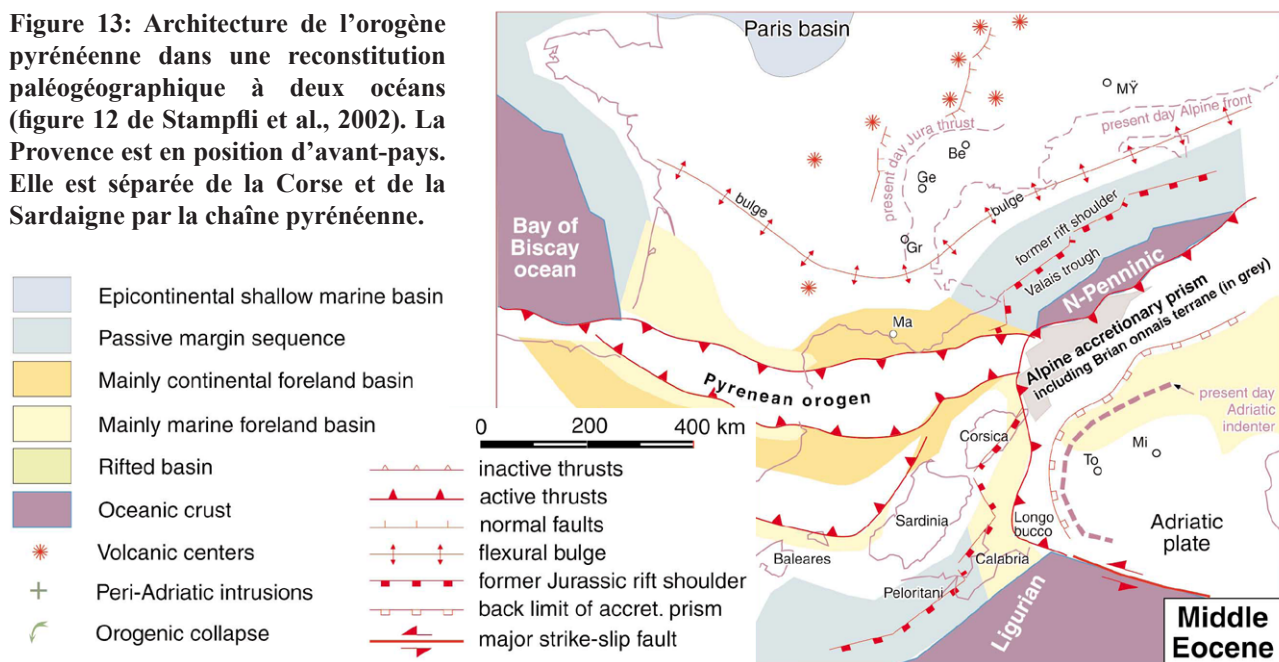
Aucune preuve directe de cet océan n'a été observée jusqu'à maintenant dans le sud de la France. Ceci pourrait être expliqué par le fait que sa suture se trouve exactement à l'endroit où le Golfe du Lion s'ouvre à l'Oligocène-Miocène (Roca, 2001). La production de lithosphère océanique le long du rift pyrénéen, qui constitue une nouvelle limite lithosphérique, n'est donc pas avérée et si elle a existé ne se serait pas faite en même temps des Pyrénées au Valais (Stampfli et al., 2002). D'après ces mêmes auteurs, l'érosion très importante, enregistrée pendant l'Oxfordien, et le développement de bassins albiens s'approfondissant vers le sud dans les Corbières et en Provence pourraient s'expliquer si ces régions sont considérées comme la marge nord de cet Océan pyrénéen. Ce modèle à deux océans est aussi étayé par la largeur importante du rift pyrénéen (200 km, Malod et Mauffret, 1990 ; 350 km, Sibuet et Collette, 1991 ; Srivastava et al., 1990 ; Srivastava et Verhoef, 1992) et l'orientation de la portion du rift au sud de la Provence (parallèle à l'expansion océanique en Atlantique à l'Hauterivien voire au tout début de l'Aptien; Stampfli et al., 2002).

L'orogène pyrénéenne dans le sud-est de la France : que représentent la Corse, la Sardaigne et la Provence ?

Cette question est particulièrement importante pour la suite de notre étude du fait que les massifs corso-sardes sont considérés comme les sources principales des Grès d'Annot. La position de la Corse et de la Sardaigne par rapport à la Provence dépend de l'existence ou non d'un océan valaisan.

Dans les reconstitutions avec un océan valaisan (Figure 12B), sa fermeture provoque l'orogénèse pyrénéenne. La Provence se situerait dans l'avant-pays et serait séparée de la Corse et de la Sardaigne par les zones internes de l'orogène (Figures 12B-70Ma et 13; Stampfli et al., 2002). Dans ces reconstitutions, l'espace entre la Corse et la Provence est important et ces zones internes pourraient constituer la source méridionale des Grès d'Annot.

**Figure 13: Architecture de l'orogène pyrénéenne dans une reconstitution paléogéographique à deux océans (figure 12 de Stampfli et al., 2002). La Provence est en position d'avant-pays. Elle est séparée de la Corse et de la Sardaigne par la chaîne pyrénéenne.**



D'autres auteurs considèrent la Corse et la Sardaigne comme appartenant à la plaque européenne (Lacombe et Jolivet, 2005; Manatschal, in prep.; Figure 12A). Cette hypothèse se fonde sur une réponse flexurale différente d'est en ouest le long de l'orogène pyrénéenne ainsi que sur la similarité des faciès calcaires du Jurassique en Corse et Sardaigne d'un côté, et ceux du sud-est de

la France de l'autre. Deux solutions s'offrent alors : (1) la limite de la micro-plaque ibérique passe au SW de la Sardaigne ou (2) la micro-plaque ibérique n'a pas un comportement rigide et des blocs dont la Corse et la Sardaigne peuvent évoluer indépendamment en son sein. Leleu (2005) propose un découplage entre l'Ibérie *s.s.* et la région Provence - Corse au Campanien pour expliquer la présence d'une flexure bien développée dans le bassin nord-pyrénéen et son absence en Provence. La limite passerait le long de la faille des Cévennes ou de Nîmes, puis le long d'un accident senestre majeur en Catalogne, plus au Sud.

En Provence, Leleu (2005) observe bien une migration de dépicentre vers le Nord au cours du Santonien - Campanien mais pas de prisme sédimentaire s'épaississant vers le sud. Elle définit donc la Provence comme un bassin d'avant-pays dont les caractéristiques rhéologiques et la pré-structuration ne permettent pas la flexure. Elle précise aussi que le stade de collision serait atteint au Paléocène.

L'évolution du bloc corse se différencie de celle du domaine alpin à l'Eocène terminal quand l'ouverture du Golfe du Lion fait avorter la flexure alpine en Corse. Les traces de fission sur apatite (Zarki-Jakni et al., 2004; Danišik et al., 2007) ne montrent aucune exhumation durant l'Eocène et donc infirme la présence d'une phase tectonique majeure à ce moment.

#### Chronologie de l'orogénèse pyrénéenne: quelle signification pour les plis «anté-Sénoniens» du sud-est de la France?

Dans le SE de la France, la présence de deux discordances, au-dessus de séries plissées de direction E-W, révèle deux événements tectoniques. Si le plus tardif, scellé par les premiers sédiments tertiaires (Eocène supérieur), est rattaché sans difficulté à la phase pyrénéenne, l'origine du plus précoce, anté-Sénonien (Lory, 1895; Mercier, 1958; Kerckhove, 1969; Kerckhove et al., 1978), fait débat, surtout que l'intensité de cet épisode diffère à l'intérieur du SE de la France. Particulièrement visible dans le Dévoluy, il est quasiment absent dans notre secteur d'étude. Interprété classiquement comme l'enregistrement de la phase «éoalpine» dans les Alpes occidentales (Glangeaud et d'Albissin, 1958; Debelmas et Kerckhove, 1980) puis plus récemment comme le résultat local d'un système en transpression sur les failles de Nîmes lié à l'orogénèse pyrénéenne (Lacombe et Jolivet, 2005; Leleu, 2005), ces séries extrêmement plissées ont fait l'objet d'une autre explication : un mégaslump (Michard et al., 1986; Michard et al., submitted 2009). La question qui se pose est donc : la tectonique des plaques peut-elle expliquer cette phase anté-sénonienne ?

Si une compression créacée éoalpine est observée à cette époque dans les Alpes orientales, il est difficile d'établir une connexion avec ces déformations contemporaines dans le Dévoluy (plissement à vergence SW) via les mouvements sur la zone nord pennique (Stampfli et al., 2002).

Il semble donc que l'hypothèse du mégaslump soit peut être plus appropriée, surtout que par nature, elle explique la localisation et la déformation extrême des séries plissées. Néanmoins, les coupes sismiques du bassin d'avant-pays nord pyrénéen montrent de grandes variations d'épaisseur du Crétacé moyen (voir avec Roland Vially), ce qui constitue un motif suffisant pour reconsidérer l'existence d'un événement, à l'échelle de la tectonique des plaques, à partir du milieu du Crétacé. D'autant que d'après Kley et Voigt (2008), l'inversion finie-crétacée des bassins du Nord de l'Europe ne serait pas lié à la phase «éoalpine» mais aux mouvements de l'Ibérie à cette période. Dans ce cas, la variation d'intensité du plissement «anté-sénonien» dans le sud-est de la France serait liée à la répartition du bassin salifère triasique. Le Dévoluy se situe, en effet, à la limite de l'extension du sel, or la déformation se focalise précocement et est plus intense à ces endroits (cf. paragraphe I.2.2.).



## II.2. Structures et stratigraphie de la marge passive

### II.2.1. Stratigraphie

Dans le sud-est de la France, l'âge des terrains sédimentaires s'étend du Permien (Dôme de Barrot) au Pliocène (bassin de Valensole).

Les aires de sédimentation dans le Permien correspondent à des bassins continentaux contrôlés par des failles normales synsédimentaires (Delteil et al., 2003), qui se forment lors de l'effondrement de la chaîne varisque. L'épaisseur sédimentaire peut atteindre plus de 900 m dans le Dôme de Barrot et à l'ouest de l'Argentera. Ces bassins d'abord très confinés s'ouvrent au cours du temps. Le Trias de la région est caractérisé par le dépôt de niveaux évaporitiques épais (Muschelkalk, Keuper).

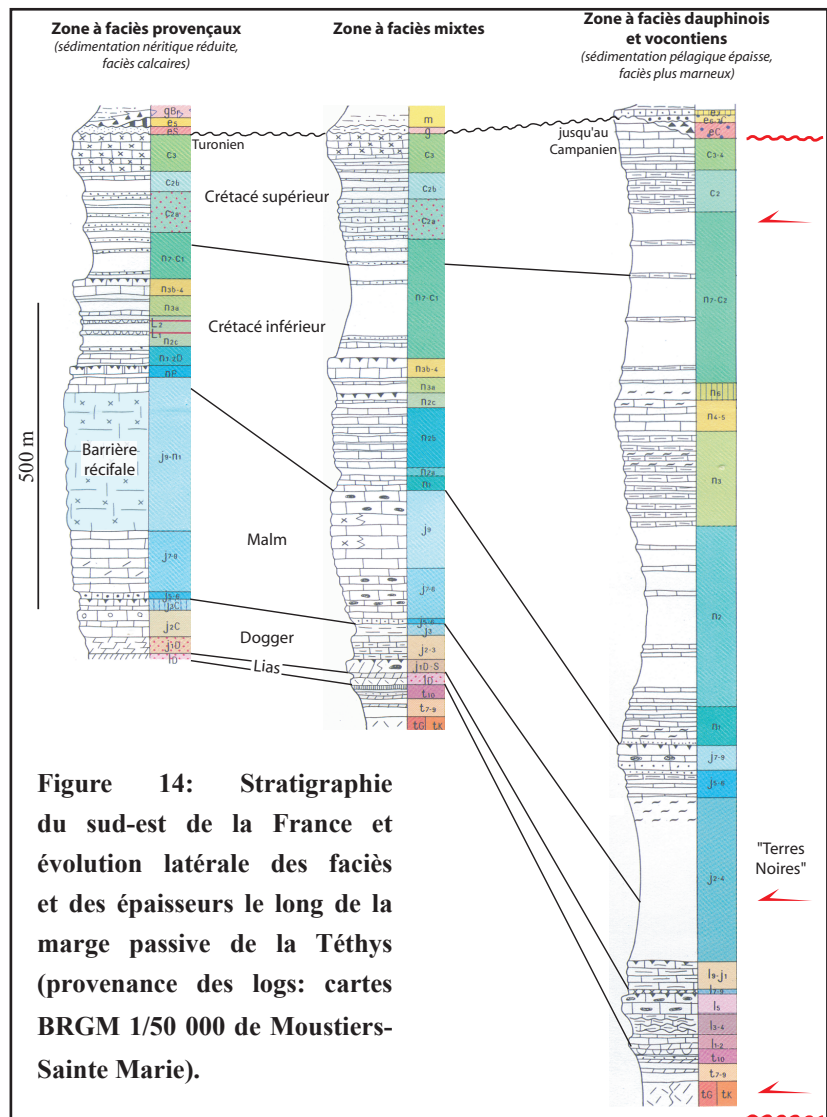
Le rifting de la Téthys alpine a lieu au Lias. Le SE de la France devient une marge passive. Les séries du début du Jurassique (étages du Lias et du Dogger jusqu'au Bajocien - Bathonien) correspondent à la sédimentation syn-rift: elles présentent des variations d'épaisseur importantes et brutales contrôlées par les failles normales. Les sédiments du Malm et du Crétacé enregistrent la subsidence thermique post-rift (Bernoulli et Jenkyns, 1974; de Graciansky et al., 1989; Borel, 1997). Trois colonnes stratigraphiques synthétiques (Figure 14) permettent de décrire les trois grands domaines paléogéographiques de cette marge passive (Figure 15) (cartes BRGM 1/50 000 de Moustiers-Sainte Marie, de Digne, de Castellane).

#### La plateforme provençale

Les faciès y sont essentiellement calcaires. Cette série est réduite sauf dans le Malm, qui correspond à un calcaire bioconstruit épais de 400 à 600 m.

#### La zone mixte

Les faciès du Lias et du Malm sont carbonatés mais plus argileux que sur la plateforme provençale. Le calcaire bioconstruit du Malm fait en effet place au « Terres Noires ». L'épaisseur de cette formation (<300 m) reste toutefois beaucoup plus limitée que dans le bassin vocontien. Le Crétacé inférieur pélagique est recouvert par des calcaires du Crétacé supérieur peu épais.



Le bassin vocontien :

Cette série est la plus argileuse. Les marnes du Lias font place au Dogger à des alternances argilo-calcaires. Les « Terres Noires » du Malm sont très développées. Comme dans la zone mixte, le Crétacé inférieur est pélagique mais ici, le Crétacé supérieur reste en partie marneux. Le bassin vocontien présente une série particulièrement développée par rapport aux autres zones, comme en témoignent les épaisseurs importantes du Dogger, des « Terres Noires » du Malm (jusqu'à 1000 m) et du Crétacé supérieur.

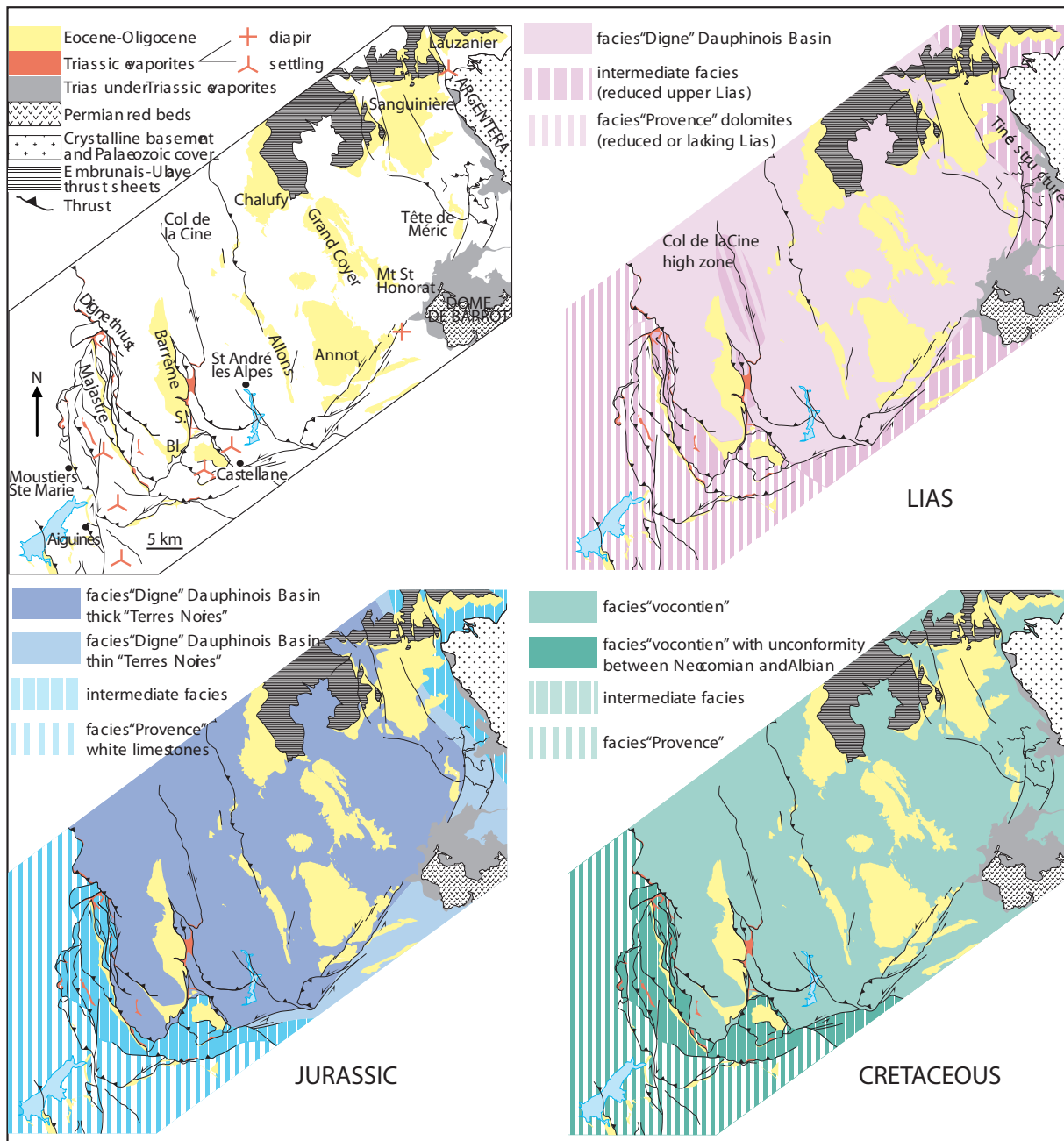


Figure 15: Cartes de répartition des faciès définissant les domaines paléogéographiques de la marge téthysienne (compilation réalisée à partir des cartes de Debrand-Passard et al., 1984 et des cartes BRGM 1/50 000 de Moustiers-Sainte Marie, de Digne, de Castellane).



## II.2.2. Les principaux traits structuraux de la marge passive et leur impact sur la définition des unités tectoniques ultérieures.

De nombreuses failles normales syn-sédimentaires au Jurassique ont été mises en évidence par comparaison des épaisseurs stratigraphiques et des faciès de part et d'autre de ces structures. Les plus grandes d'entre elles (e.g. accident de la Cine-Gévaudan, faille réactivée par le chevauchement de Digne et sur la Figure 16: 5- faille de la Durance, V-faille du faisceau du Var, 6-faille de Gourdan-Vial) ont été cartographiées. Parmi elles se trouvent les accidents qui ont limité les domaines paléogéographiques décrits dans la section précédente (Figure 15). Il est important de noter que certaines structures compressives de l'avant-pays alpin correspondent en fait à des failles normales majeures réactivées lors de l'orogénèse alpine. Quelques exemples sont présentés ici.

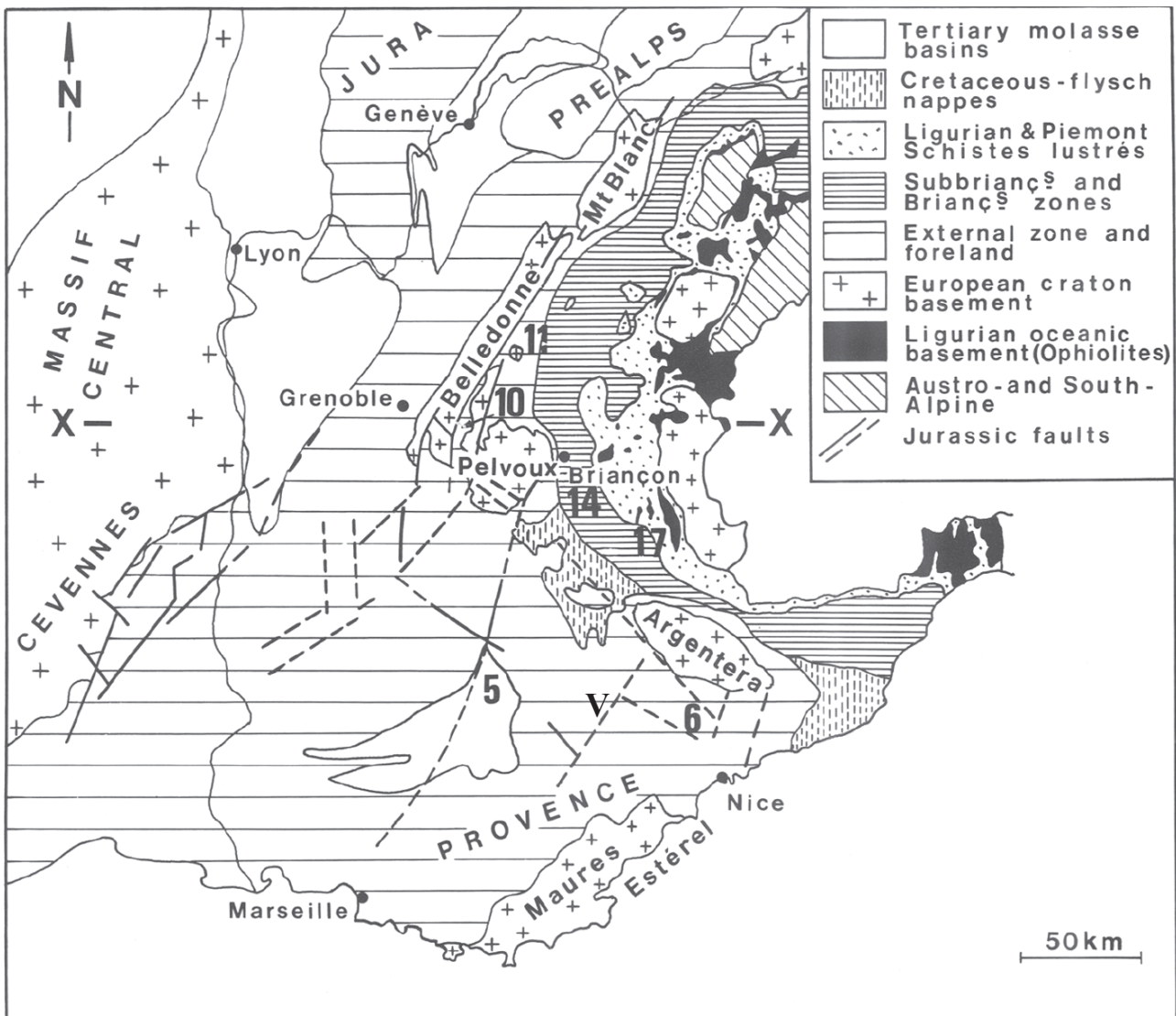
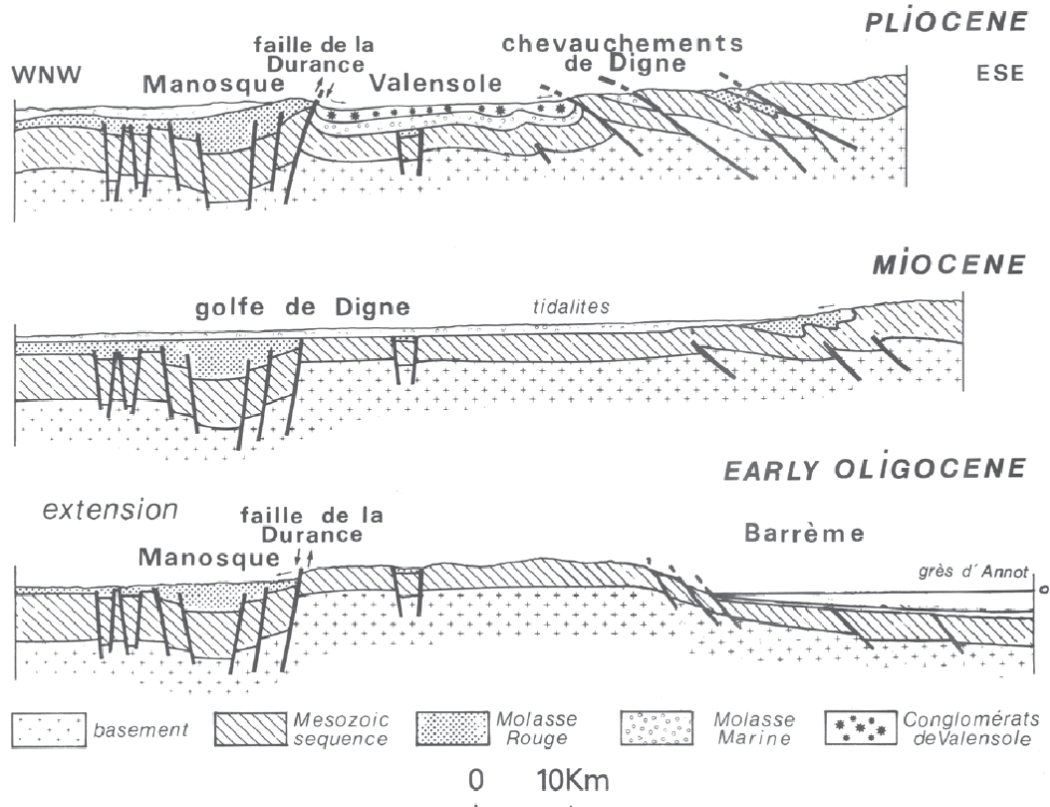


Figure 16: Carte des structures de la marge passive de la Téthys dans le sud-est de la France (figure 4 de de Graciansky et al., 1989). Les failles d'âge jurassique sont représentées par des traits en pointillés. Les numéros indiquent des localités où affleurent des structures normales réactivées identifiées par ces auteurs. Parmi elles, notons en 5 la faille de la Durance et en 6 celle de Gourdan-Vial. Le faisceau du Var est localisé par la lettre V.

### Les structures frontales de la nappe de Digne

De part et d'autre de la zone frontale de la nappe de Digne, l'épaisseur et les faciès du Lias et du Dogger varient à tel point que plusieurs structures de cette zone accidentée constituent des limites entre les domaines paléogéographiques présentés ci-dessus (Figure 15). Ces structures ont été interprétées comme d'anciennes failles normales réactivées (Figure 17, de Graciansky et al., 1989). Plus récemment, Chabert-Pelline (1996) a cartographié en détail le faisceau du Poil (Figure 15) et montre que ces structures sont d'anciennes failles normales réactivées en décro-chevauchements dextres.

Figure 17: Restauration séquentielle des bassins de Manosque et Valensole et du front de la nappe de Digne de l'Oligocène au Pliocène par de Graciansky et al. (1989). Alors que les structures frontales de la nappe de Digne sont inversées au Miocène, il faut attendre le Pliocène pour enregistrer une inversion de la faille de la Durance dans le bassin de Manosque.



### Accident de Gévaudan - la Cine - Col du Defends

Beaudoin et al. (1986) comparent deux profils synthétiques construits à partir de plusieurs coupes levées de part et d'autre de cet accident. Les épaisseurs initiales, obtenues après décompaction, sont globalement beaucoup plus fortes à l'ouest (3200 m contre 1100 m pour les épaisseurs totales), excepté pour le Domérien et le Cénomaniens supérieur où elles sont égales. Cet accident constitue donc un trait architectural majeur du bassin vocontien (Figure 15).

Des études microtectoniques ont été menées le long de cet accident par Renaud (1986) puis ultérieurement par Chabert-Pelline (1996). Ces auteurs indiquent plusieurs localités du couloir de déformation de Gévaudan-la Cine où des indices de distension antérieure à la compression alpine, comme des paléo-failles normales syn-sédimentaires aux formations jurassiques, affleurent. L'analyse de plusieurs miroirs de failles striés met en évidence un jeu normal suivi d'un jeu décrochant dextre. Des paléo-failles normales syn-sédimentaires aux marnes albo-cénomaniennes sont décrites par Chabert-Pelline (1996).

### La faille de Rouaine ou de Daluis ou faisceau du Var

Le faisceau de Rouaine (V de la Figure 16) constitue une triple limite paléogéographique (Figure 15). Sa direction NW-SE correspond à celle des failles normales liée à l'extension permienne (Bergerat, 1985). L'analyse des variations d'épaisseur indique que la faille d'Ourgues (faille bordière au SE du faisceau) est une paléo-faille normale liasique à regard NW (Delpech, 1988) liée à l'ouverture de la Téthys.

Plus récemment, ce faisceau a joué en décrochement senestre. Il sépare la nappe de Digne caractérisée par des plis d'axe NNW-SSE, relativement ouverts, et l'Arc de Castellane où les plis E-W sont beaucoup plus prononcés.

### Failles d'Estéron et de Gourdan-Vial dans les Alpes Maritimes

Les failles d'Estéron et de Gourdan-Vial (6 de la Figure 16), orientées NNW-SSE, se connectent au nord sur le faisceau de Rouaine (V de la Figure 16) et au sud sur la faille de La Vésubie, structures orientées SW-NE. Actuellement, ces failles sont chevauchantes mais l'épaississement stratigraphique des séries jurassiques et crétacées dans leurs hanging-walls (côté NE) indique qu'il s'agit de paléo-failles normales réactivées (Dardeau, 1987). De Graciansky et al. (1989) montre l'évolution au cours du temps des blocs basculés limités par ces failles (Figure 18).

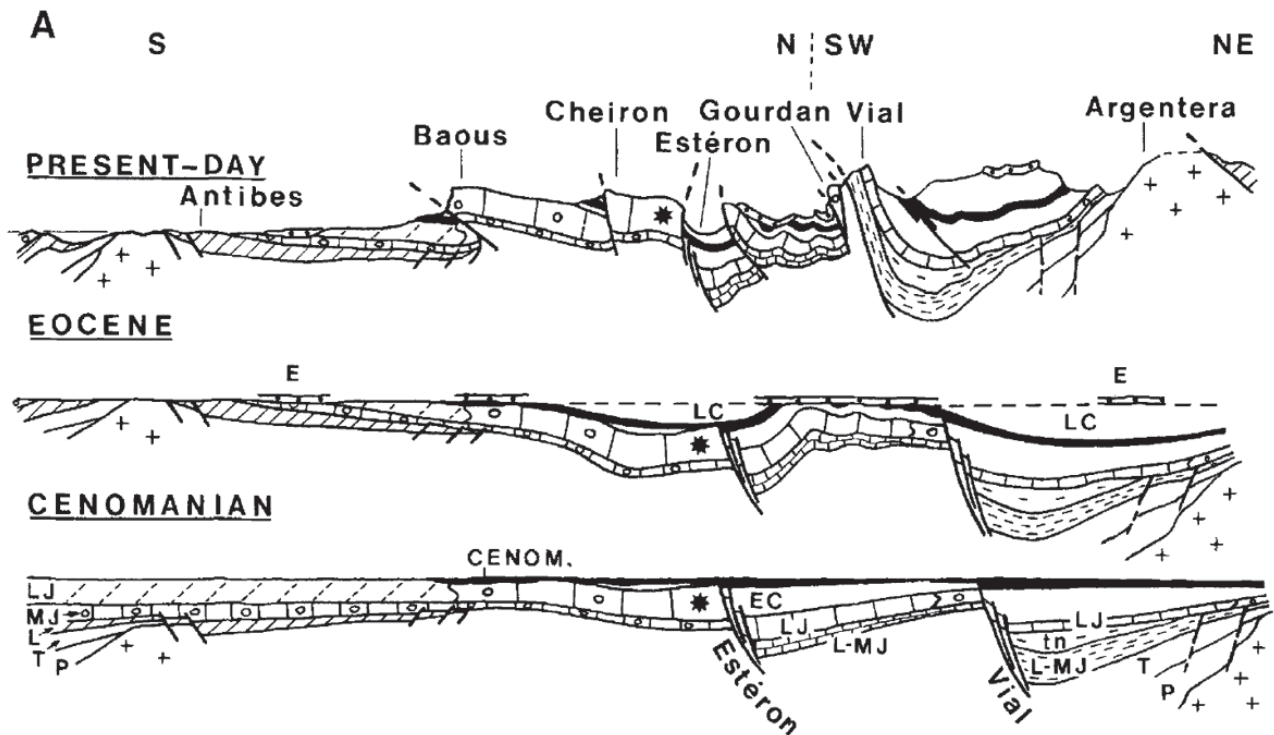


Figure 18: Paléofailles normales d'Estéron et de Gourdan-Vial (Alpes Maritimes) inversée lors de la compression alpine (de Graciansky et al., 1989).

Ces exemples montrent l'importance de l'héritage structural au cours de la compression alpine (cf. paragraphe I.2.3.).

### II.3. Le bassin des Grès d'Annot (Tertiaire)

Le sommet de la série stratigraphique de la nappe de Digne est constitué de sédiments tertiaires datés de l'Eocène supérieur à l'Oligocène. Ils reposent en discordance angulaire, directement sur des formations du Campanien, parfois du Maastrichtien (Figure 14). Cette discordance est liée à la phase pyrénéenne. Plus à l'Ouest, des sédiments marins puis continentaux datés du Mio-pliocène affleurent dans le bassin de Valensole.

#### II.3.1. Le bassin d'avant-pays alpin dans le SE de la France

Le bassin d'avant-pays alpin s'étend de la Corse à l'Autriche. La dynamique de ce bassin d'abord similaire dans tout l'arc, évolue ensuite différemment selon les régions. Dans le sud-est de la France, Ford et al. (1999) décrivent une évolution en quatre phases.

- (1) **Bassin flexural, envahi par la mer nummulitique** (Figure 19). Ici, la transgression nummulitique débute au Lutétien, soit un peu plus tard que dans le Nord des Alpes où la flexure existe dès l'Yprésien (Figure 11). De l'Eocène inférieur au Rupélien, le bassin d'avant-pays, sous-alimenté, affecte une large partie de la lithosphère européenne en avant de la zone de subduction-accrétion. Il migre vers le N-NW. Cette phase est enregistrée dans la stratigraphie le long de tout l'arc alpin (« underfilled sequence », Sinclair, 1997). Dans le sud-est de la France, le bassin d'avant-pays est aussi caractérisée par un plissement précoce et correspond déjà à un bassin de type « wedge-top » à la fin de l'Eocène supérieur (Lickorish et Ford, 1998).

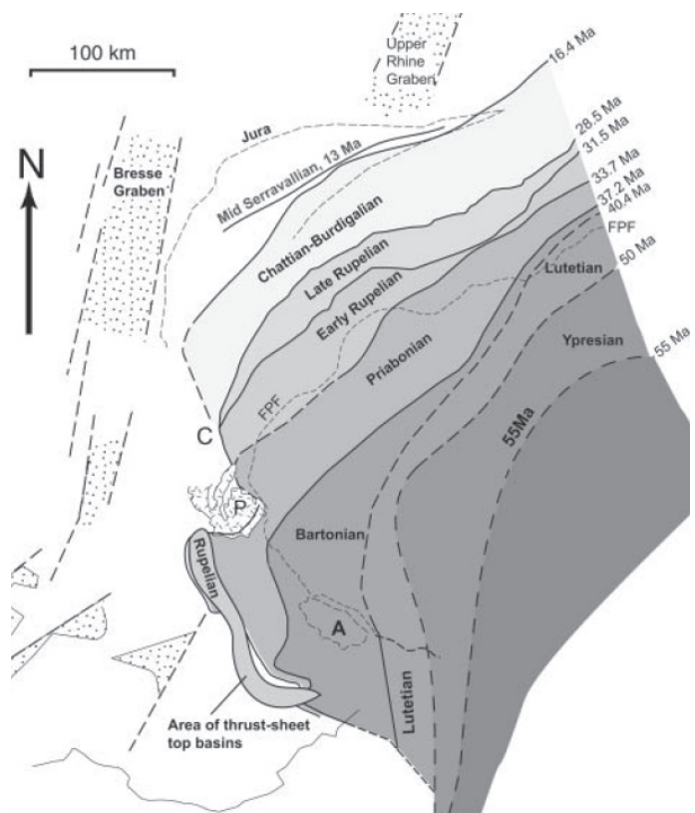


Figure 19 (ci-contre): Carte de la transgression nummulitique de l'Eocène supérieur à l'Oligocène (Ford et al., 1999).

- (2) Au Rupélien (Oligocène inférieur), alors que la **flexure continue au Nord de l'arc alpin, elle cesse à l'ouest et au sud-ouest**. Le bassin n'évolue donc plus uniformément. L'apport de sédiments augmentent considérablement dans la partie nord du bassin d'avant-pays alpin où le bassin continue de migrer significativement vers le nord jusqu'au Miocène inférieur (Aquitaniens). L'importance de l'apport sédimentaire dans le Bassin Molassique indique un relief orogénique prononcé lors de cette seconde phase (Schlunegger et al., 1997). Cette seconde phase de l'évolution, correspond à un bassin sur-alimenté en cours de comblement. Elle n'est pas enregistrée dans le sud-est de la France où l'avant-pays continue de se plisser et où la sédimentation syn-orogénique, continentale (e.g. Molasses Rouges), est limitée à de petits dépocentres tels que le synclinal de Barrême (Figure 19). Les nappes de l'Embrunais-Ubaye se mettent en place par gravité à la fin du Rupélien et recouvrent en partie les dépocentres des Grès d'Annot. Plus à l'ouest, l'hémi-graben de Manosque se forme dans le système de rift européen lors de l'extension NNW-SSE datée de l'Oligocène à l'Aquitaniens (Séranne, 1999; Figures 11c et 17).



- (3) **Sédimentation dans le bassin de Valensole et de Manosque.** Suite au rifting du Golfe du Lion au Burdigalien, une transgression marine dans ce système de rift européen se met en place et migre vers le nord (Figure 11d). La subsidence thermique successive au rifting affecte les blocs de Valensole et de Manosque, situés au front de la chaîne alpine, et permet le dépôt de près de 1 km de sédiments marins.
- (4) **Comblement du bassin de Valensole.** Le bassin de Valensole demeure la seule zone basse au Mio-Pliocène. A l'ouest, la faille de la Durance s'inverse (Figure 17) et provoque le soulèvement du bloc du Vaucluse. A l'Est, le front alpin continue de progresser vers l'ouest (Figure 17). La sédimentation est donc réduite à ce bassin et correspond à 2 km de conglomérats.

### II.3.2. Détails de la stratigraphie tertiaire typique d'un remplissage d'avant-pays.

Les sédiments syn-orogéniques constituant le bassin des Grès d'Annot ont été définis historiquement par le terme de « Trilogie Priabonienne » (Boussac, 1912). Les travaux de datation menés depuis (Figure 20; Campredon, 1977; Callec, 2001; du Fornel et al., 2004) ont montré que cette trilogie n'est pas limitée au Priabonien mais regroupe des sédiments d'âge Lutétien à Rupélien. Ainsi, nous préférons utiliser l'appellation « Trilogie nummulitique » (Figure 21). Elle est conforme au remplissage classique des bassins d'avant-pays sous-alimentés (« underfilled sequence », Sinclair, 1997). Les trois termes qui la composent (le Calcaire Nummulitique, les Marnes à Globigérines et les Grès d'Annot) témoignent d'un approfondissement du bassin.

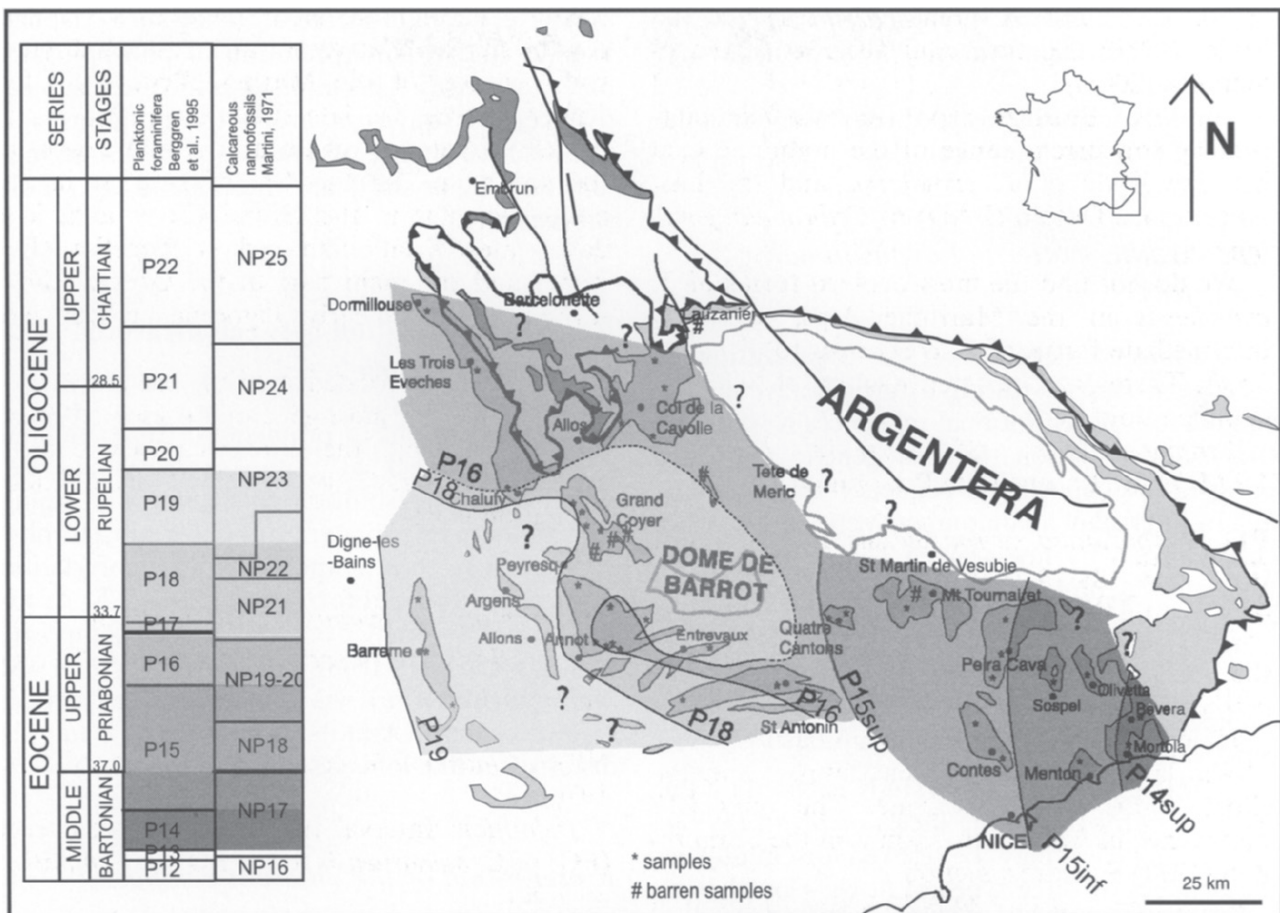


Figure 20: Carte synthétique montrant les datations du toit des Marnes Bleues ou Marnes à Globigérines dans le bassin des Grès d'Annot (du Fornel, 2003). Cette carte repose sur les associations de foraminifères et de nannoplanctons calcaires échantillonnées par Campredon (1977) pour les synclinaux de Contes, Sospel, Menton, Olivetta, Bevera et Mortola, par Callec (2001) pour le synclinal de Barrême et par du Fornel (2003). Cette carte illustre le diachronisme de la formation des Marnes Bleues, terme médian de la Trilogie Nummulitique.



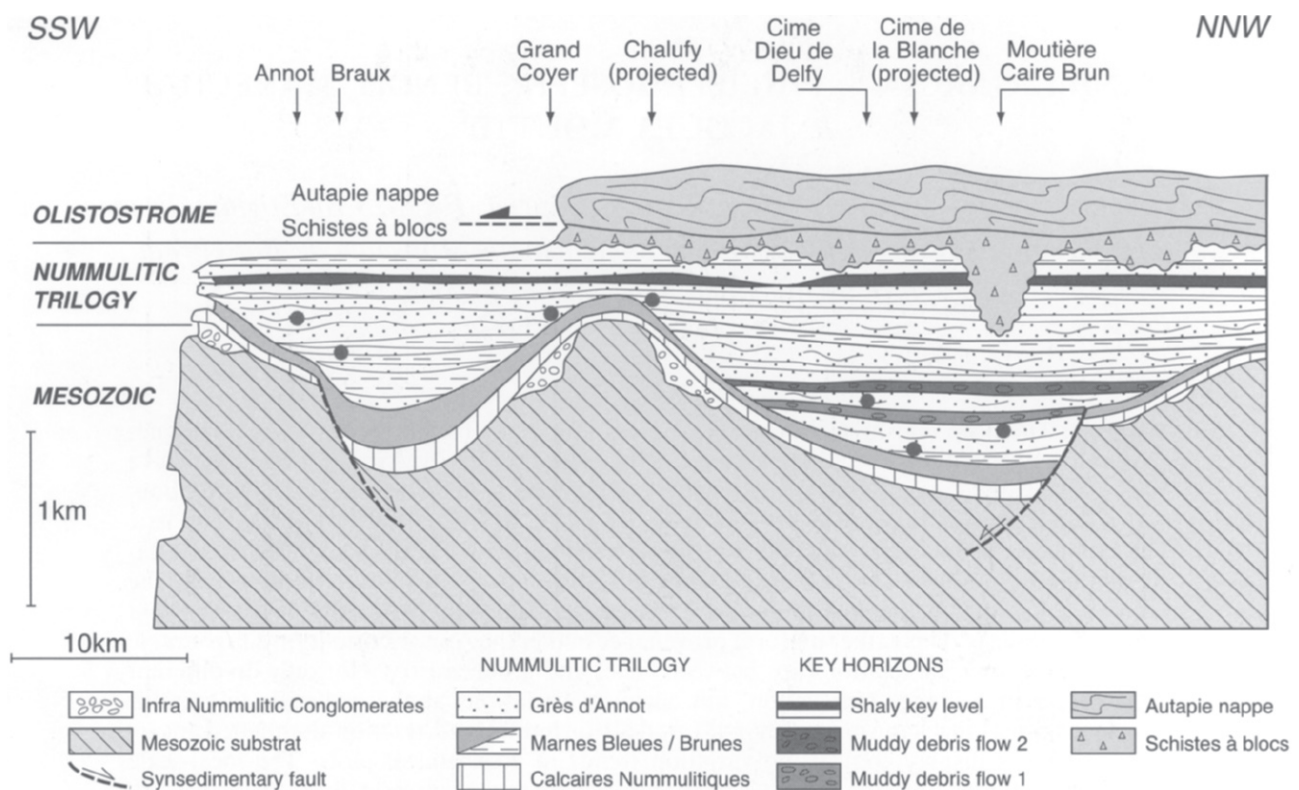


Figure 21: Lithostratigraphie des séries Eocène et Oligocène du bassin des Grès d'Annot (figure 1 de Garcia et al., 2004 adaptée de Ravenne et al., 1987).

La Trilogie nummulitique repose en discordance sur des alternances marno-calcaires du Crétacé supérieur, affectées par des plis pyrénéens d'axe E-W. Elle est localement recouverte par les Schistes à Blocs (Figure 21; Kerckhove, 1964). Cette succession lithostratigraphique est décrite ci-dessous.

### Les conglomérats infra-nummulitiques

Localement, la discordance basale est surmontée par des conglomérats non datés, regroupés sous le terme de « **formations infra-nummulitiques** » (Figure 21). Ces formations alluviales ou littorales dont les « **Poudingues d'Argens** » résultent de remaniements du Crétacé supérieur sous-jacent et ne sont présentes que dans les anciennes dépressions (Inglis et al., 1981; Apps, 1987). Leur épaisseur est très variable et peut atteindre près de 600 m aux environs de Barrême.

### Le terme inférieur : le Calcaire Nummulitique

Les Calcaires Nummulitiques marins témoignent d'une **transgression** qui a lieu du Lutétien au Rupélien dans le sud-est de la France (Campredon, 1977; Callec, 2001). Leur épaisseur varie de 20 à 300 m et est plus importante sur les bordures du bassin. Trois faciès ont été décrits par Ravenne et al. (1987).

- les **calcaires bioclastiques**, clairs, de texture wackestone à packstone contenant des polypiers, des échinodermes et des algues rouges. Ils traduisent un environnement **marin peu profond** de haute énergie.

- les **calcaires intermédiaires**, marneux présentant des polypiers isolés et de nombreuses Dyscocycluses. Ils témoignent d'une profondeur plus importante. Ils sont présents à Annot.

- les **calcaires bruns**, sombres de milieu confiné qui montrent un remaniement par le biais de ravinements, de glissements, de mélanges de faunes et d'olistolithes. Ce sont des **dépôts de pente**.

### Le terme intermédiaire : les Marnes à Globigérines

Aussi connues sous le nom de « Marnes Bleues », ces marnes hémipélagiques se sont déposées dans des **environnements de pente et rampe distale** (Ravenne et al., 1987). Elles correspondent à la période d'**approfondissement** du bassin. L'analyse des populations de foraminifères planctoniques et benthiques, contenues dans la série aux alentours d'Annot, a permis de contraindre des bathymétries de dépôt de 100 m pour la base et 900 m pour le sommet (Mougin, 1978). Deux faciès de marnes ont été répertoriés :

- les **marnes fortement carbonatées** (60 à 70%) à faune pélagique.
- les **marnes brunes** (Stanbrook, 2003; Stanbrook et Clark, 2004), plus argileuses qui présentent des indices de remaniement sur les pentes (turbidites fines interstratifiées) et constituent la **transition avec le terme supérieur sableux**.

L'épaisseur, très variable localement du fait de failles syn-sédimentaires, avoisine en moyenne les 200m.

### Le terme supérieur : les Grès d'Annot

Ils correspondent à la phase de **comblement du bassin**. Cette formation de **dépôts gravitaires** (slumps, debris flow, turbidites) se dépose en onlap sur les Marnes à Globigérines. Généralement de l'ordre de la dizaine de degrés, l'onlap peut atteindre les 20°. L'arrivée de matériel détritique se produit brutalement au début du Priabonien dans la partie est du bassin (Campredon, 1977), puis se propage progressivement vers l'ouest. Dans certains dépocentres, comme Sanguinière et Trois Evêchés, la série de grès conservée atteint plus de 1 000 m d'épaisseur alors qu'elle ne dépasse pas quelques centaines de mètres au-dessus des zones hautes. Une fourchette de 1000 m (Annot) à 1500 m (Sanguinière) a été estimée pour la bathymétrie de dépôt (Jean, 1985; Elliott et al., 1985).

Cette série présente des horizons repères comme les coulées de débris et la «**Vire**» argileuse à Sanguinière (Jean, 1985). La formation devient plus argileuse vers son sommet. Le terme de Marnes Brunes Supérieures de Ravenne et al. (1987) fait référence à ce changement lithologique. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Elles comprennent des turbidites de granulométrie fine et sont caractérisées par l'abondance de slumps qui attestent de dépôt de pente. La section suivante (II.3.2) fournit plus de détails sur la sédimentologie des Grès d'Annot et les corrélations stratigraphiques entre les différents dépocentres sont présentées dans la section suivante.

### Les Schistes à Blocs

Dans le NE du bassin, la Trilogie Nummulitique est recouverte par les **Schistes à Blocs** (Figure 21). Il s'agit d'une brèche sédimentaire formée d'une matrice pélitique ou microbréchiq ue renfermant des blocs anguleux hétérogènes calcaires et gréseux, issus pour certains des **nappes de l'Embrunais-Ubaye** (Kerckhove, 1964). Les blocs peuvent être de taille décimétrique à décamétrique. Cette formation hétérogène est interprétée comme mise en place sous le niveau de la mer **au front de ces nappes** (Kerckhove, 1969). Le contact entre cette formation et les Grès d'Annot sous-jacents peut être de plusieurs types : progressif, érosif ou tectonique (Inglis et al., 1981). Des érosions de type canyon pouvant atteindre la centaine de mètres de profondeur ont été décrits (Inglis et al., 1981). Néanmoins, lors de nos missions de terrain, nous avons eu l'occasion d'en observer un à Sanguinière, à proximité du Col de la Moutière, et il nous semble que ces canyons exploitent des grabens, limités par des failles syn-sédimentaires (aussi interprétation de Bouroullec et al., 2004).

### II.3.3. Modèle sédimentaire et liaison entre dépocentres

Après avoir été considéré comme un modèle de référence pour les dépôts de type cône sous-marin alimenté par un canyon (e.g. Stanley, 1961; Stanley, 1975; Stanley, 1978), le système turbiditique des Grès d'Annot est maintenant assimilé à un système de rampe sous-marine (Figures 22 et 23; Joseph et Lomas, 2004; Joseph et al., 2005), en contexte tectonique actif, qui pourrait être directement alimenté par des cônes alluviaux (Elliott et al., 1985; Pickering et Hilton, 1998; Joseph et al., 2000; Sinclair, 2000).

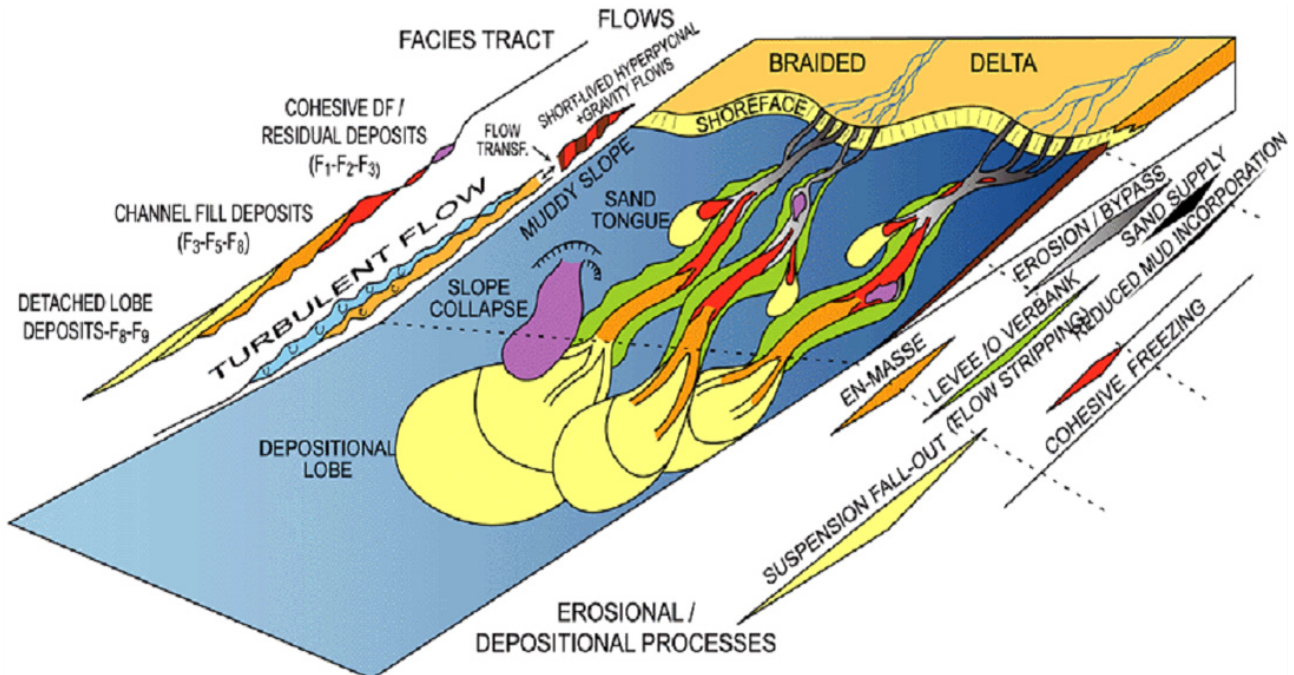


Figure 22: Modèle sédimentologique de rampe sous-marine (compilation de Joseph et al., 2005 à partir de Mutti, 1992; Mutti et al., 1999; Mulder, 2000). Durant les périodes d'inondation, des courants hyperpycnaux, plus denses que l'eau environnante car chargés en sédiments, se forment au niveau des deltas. Ils se déversent sur la pente le long d'une multitude de chenaux éphémères. S'il est possible d'observer des débordements, ils ne peuvent construire des levées stables. Ces courants nourrissent des lobes allongés au niveau de la pente mais peuvent aussi devenir turbulents en incorporant de l'eau, ainsi ils se déposeront sous la forme de lobe en base de pente.

Les zones des Quatre Cantons et de Saint Antonin correspondraient aux cônes alluviaux, Sanguinière aux lobes allongés déposés sur la pente et enfin les turbidites se déverseraient dans la partie distale du bassin, les Trois Evêchés (Figure 23; Joseph et Ravenne, 2001). La particularité du système des Grès d'Annot réside dans le confinement du système dans plusieurs gouttières synclinales, créées par la compression alpine (Joseph et al., 2005). Celui-ci est responsable de géométries de dépôts spécifiques qui varient du pôle proximal au pôle distal. Durant l'Oligocène inférieur, le long de la gouttière allant de Saint Antonin aux Trois Evêchés en passant par Annot et le Grand Coyer, le remplissage se fait selon la logique suivante : comblement de mini-bassin puis transit avec comblement dans le suivant (Sinclair et Tomasso, 2002; du Fornel et al., 2004).

L'évolution paléogéographique proposée par Joseph et Lomas (2004; Figure 24) considère une organisation de la partie nord du bassin avec deux gouttières d'axe NNW-SSE, Saint Antonin-Annot-Grand Coyer-Chalufy (notés respectivement SA, A, GC et CH sur la Figure 23) d'un côté et Quatre Cantons-Sanguinière (correspondant à QC, CC, CM, G de la Figure 23) de l'autre, séparées par une zone haute au niveau du Dôme de Barrot et qui se rejoignent au niveau des Trois Evêchés (TE; Figure 23). Elle se fonde sur la datation biostratigraphique et sur deux corrélations stratigraphiques régionales de ces dépocentres (du Fornel, 2003; Figures 20 et 25).



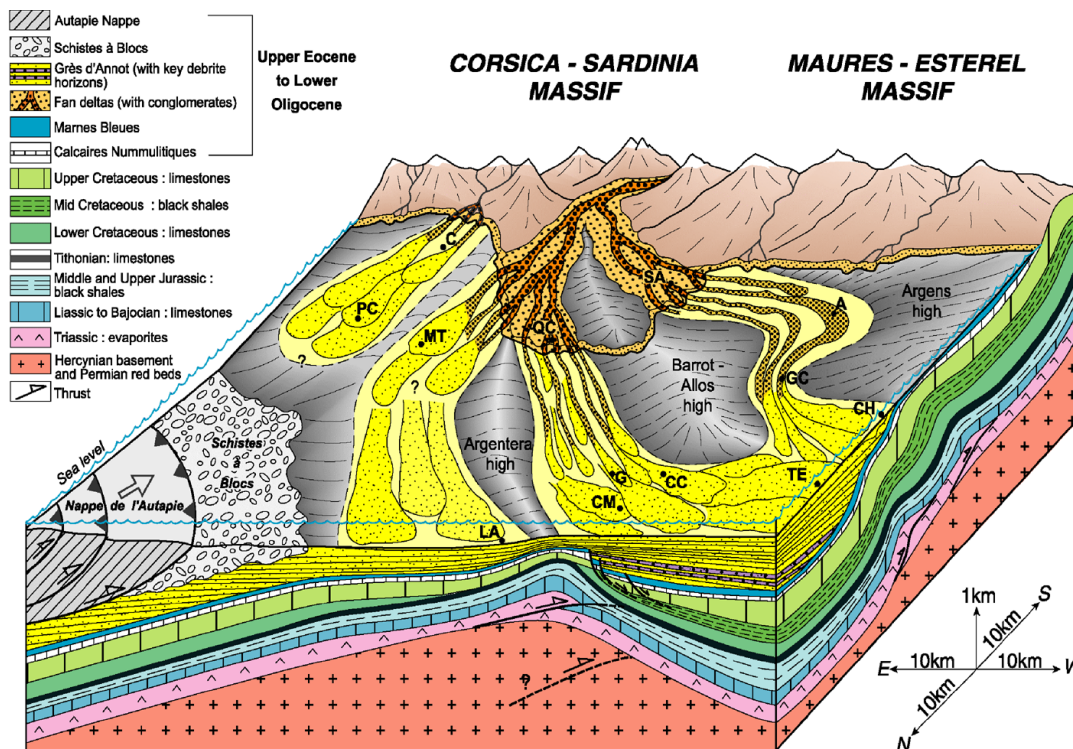


Figure 23: Bloc diagramme 3D du bassin des Grès d'Annot montrant le système de rampe turbiditique alimentée par des deltas le long du bloc corso-sarde (Joseph et Lomas, 2004). Les abréviations sont: A, Annot; C, Contes; CC, Col de la Cayolle; CH, Chalufy; SM, Col de Moutière; G, Gialorgues, GC, Grand Coyer; LA, Lauzanier, MT, Mont Tournaire; PC, Peira Cava; QC, Quatre Cantons; SA, Saint Antonin; TE, Trois Evêchés.

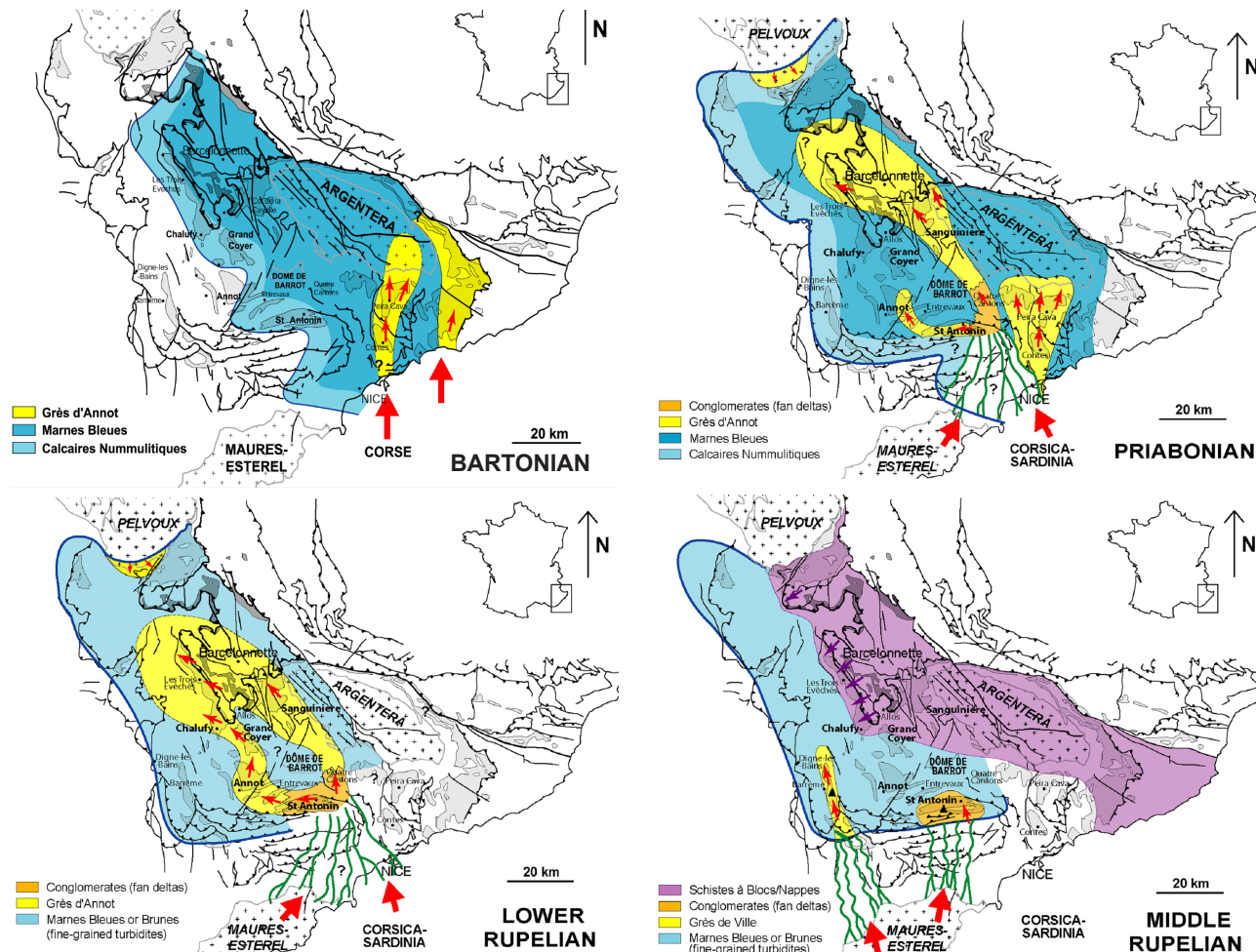


Figure 24: Paléoreconstructions géographiques de la partie nord du bassin des Grès d'Annot (Joseph et al., 2005)

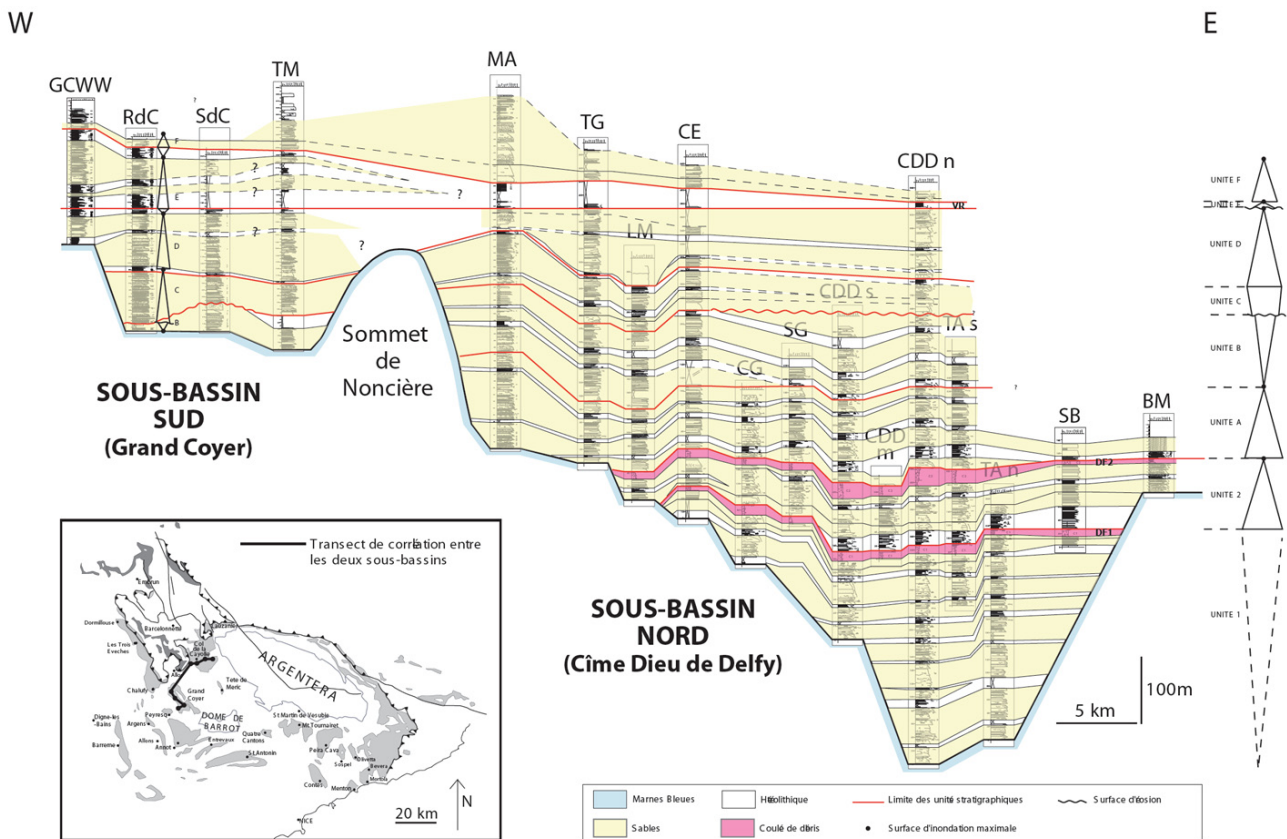
**Le premier profil, de direction SW-NE (Figure 25a), est perpendiculaire à l'axe des deux gouttières synclinales, qu'il coupe à hauteur de Grand Coyer et de Sanguinière.**

Du Fornel (2003) a défini 8 séquences de quatrième ordre représentant chacune 200 000 à 400 000 ans. Elles sont numérotées de 1 à 2 puis marquées des lettres A à F. La présence d'horizons repères permet de les corrélérer.

Cette corrélation montre un diachronisme entre le remplissage des deux dépocentres (Grand Coyer et Sanguinière). Si celui-ci se produit principalement pendant le Priabonien à Sanguinière, il ne débute qu'au Rupélien à Grand Coyer. En effet, à Sanguinière, les membres des Grès d'Annot 1, 2 et A, correspondant précisément aux âges supérieurs de la zone P15-P16/NP19, atteignent une épaisseur de près de 600 m, alors qu'aucun dépôt sableux de même âge n'est déposé à Grand Coyer.

Ce profil illustre aussi le contrôle tectonique du dépocentre de Sanguinière, comme la zone de faille des Trois Hommes (Figure 25a) dans le NE du dépocentre qui est responsable d'une variation brutale de l'épaisseur des Marnes à Globigérines. Il semblerait que le synclinal qui constitue ce dépocentre ait été actif pendant la sédimentation des Marnes à Globigérines et une partie de celle des Grès d'Annot; ces unités présentent en effet des épaissements vers le centre du synclinal. Ainsi, l'intervalle des Grès d'Annot situé entre les deux coulées de débris double d'épaisseur entre la Cabane de l'Estrop et la Cime de Dieu de Delfy (Figure 25a), situées respectivement en bordure et au centre du bassin.

La sédimentation commence dans le Grand Coyer avec le membre B, daté du début du Rupélien (zone P18/NP21). Celui-ci a été basculé à Grand Coyer et est séparé du membre C par une discordance très érosive. La connexion des deux gouttières ne se produit que pendant la sédimentation du membre D, quand les turbidites sableuses arrivent à passer au-dessus du Sommet de Noncière. Cette zone haute est alignée avec celle du Barrot. Le dépocentre des membres E et F migre vers le Grand Coyer ; la sédimentation dans le secteur de Sanguinière décroît rapidement.



**Figure 25: Corrélation stratigraphique régionale du système des Grès d'Annot (du Fornel, 2003). (a) Profil SW-NE perpendiculaire à l'axe des gouttières du bassin.**



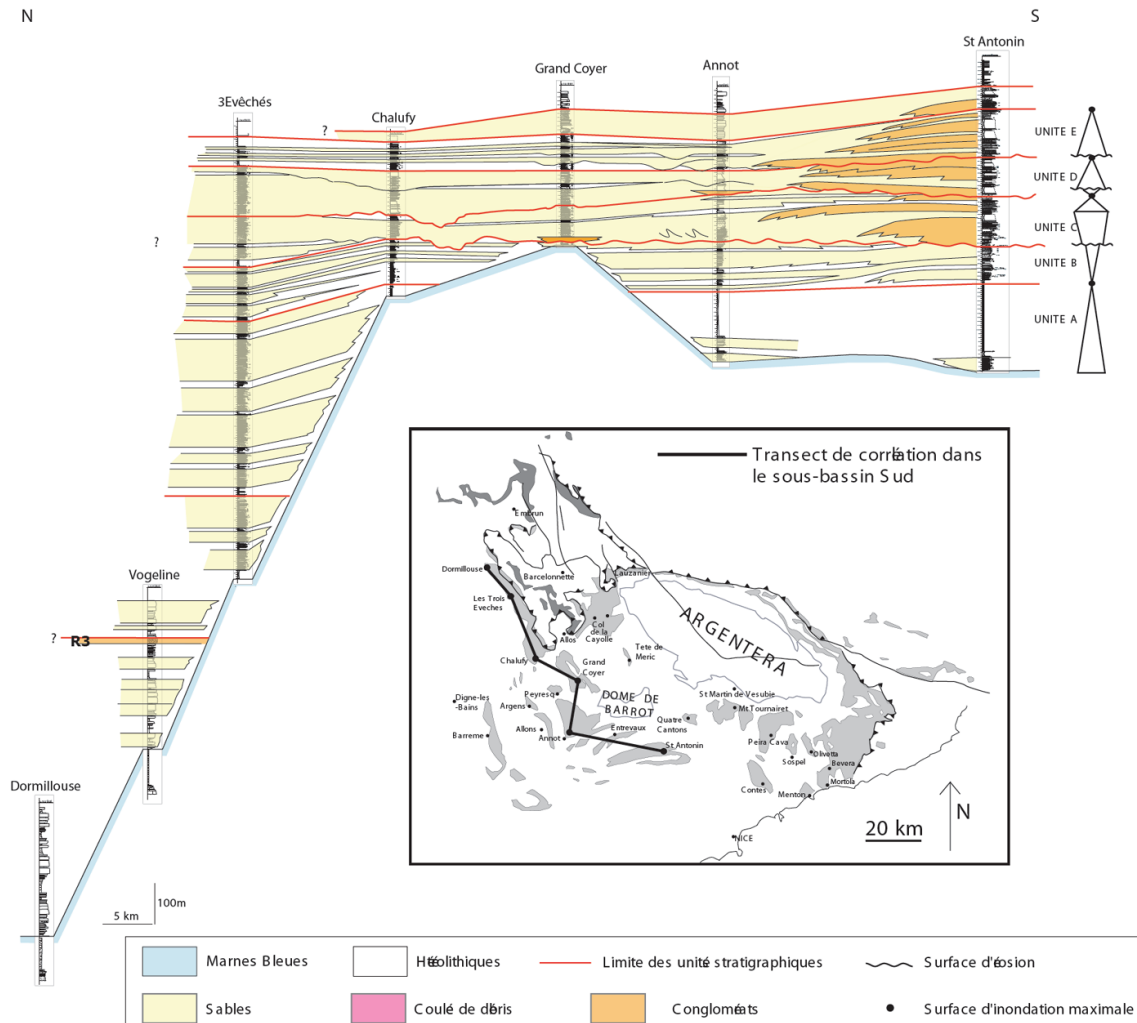
**Le second profil de direction NW-SE (Figure 25b) suit la gouttière occidentale de Saint Antonin aux Trois Evêchés et illustre l'évolution du remplissage du pôle proximal vers le pôle distal.**

Du Priabonien au tout début du Rupélien (membres A et B, respectivement zones P16 et P18), le dépocentre d'Annot est confiné, fermé vers le nord par la zone haute du Grand Coyer. Le dépocentre des Trois Evêchés est alimenté par des turbidites venant de Sanguinière. Ce n'est qu'à la fin de la sédimentation du membre B que des sédiments fins, venant d'Annot, se déposent au niveau de Grand Coyer.

Le membre C est caractérisé par l'apparition brutale de conglomérats grossiers à Saint Antonin, probablement en liaison avec un soulèvement rapide des massifs alimentant le système. Il marque une progradation majeure de la totalité du système. Il est corrélé avec le méga-glissement des Gastres à Annot et avec le conglomérat érosif qui comble la base du Grand Coyer (du Fornel et al., 2004). A cette période, le Grand Coyer est aussi une zone de transit de matériel grossier qui alimente les lobes chenalisés érosifs de Chalufy et des Trois Evêchés.

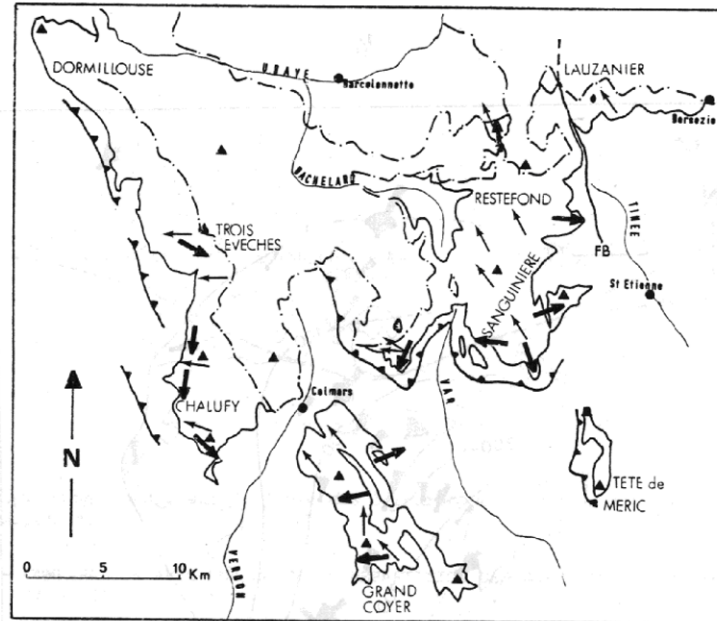
Le membre D est aussi caractérisé par des dépôts grossiers et érosifs. Lors de sa sédimentation, les dépocentres d'Annot et de Trois Evêchés ne semblent plus confinés. Le Grand Coyer est comblé et les dépôts turbiditiques présentent une large extension latérale.

Les membres E et F correspondent à une diminution de l'apport sédimentaire au niveau du cône deltaïque de Saint Antonin, qui se marque par un retour à une sédimentation turbiditique plus fine dans le bassin et une rétrogradation de tout le système.



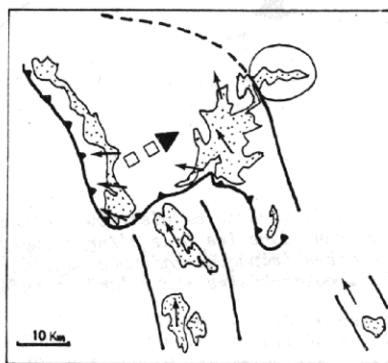
**Figure 25 (suite): Corrélation stratigraphique régionale du système des Grès d'Annot (du Fornel, 2003). (b) Profil NW-SE montrant l'évolution du remplissage d'une gouttière d'amont en aval.**

Cette évolution, proposée par du Fornel et al. (2004) et Joseph et al. (2005) est proche de celle proposée par Apps (1987), qui considère aussi une zone haute médiane, lié à un soulèvement précoce du Dôme de Barrot. Par contre, Stanbrook (2003) interprète le Grand Coyer comme ouvert vers l'est lors de la sédimentation turbiditique, ce qui implique une corrélation différente avec Sanguinière. Il ne faut pas oublier non plus la question de la nature allochtone des dépocentres de Sanguinière et Chalufy (Figure 26; Jean, 1985), qui pose un problème pour corréler ces dépocentres avec ceux d'Annot et de Grand Coyer.

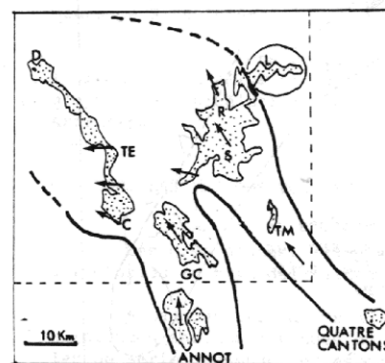


Les faits selon Inglis et al. (1981) et Jean (1985)

- ← Direction et sens des apports dans les Grès d'Annot.
- ← Direction apparente d'onlap des grès sur les marnes bleues issues d'observation de terrain et de déduction par corrélations.
- - - Base des nappes.      ▲ Chevauchements dans la couverture "autochtone".
- Base du Tertiaire.      FB : Faille de Bousiégas.



Hypothèse "allochtoniste"



Hypothèse "autochtoniste"

Figure 26: Hypothèses autochtone et allochtone des dépocentres de Sanguinière et de Chalufy (Jean, 1985).

## **Conclusion**

Le sud-est de la France, ancienne marge passive téthysienne, a été affecté dès le Crétacé supérieur par l'orogénèse pyrénéenne avant de subir la compression alpine à partir de l'Eocène moyen. L'héritage structural (structures et variations d'épaisseur et de faciès des sédiments de la marge passive) est donc important dans cette région. Néanmoins, la chronologie précise des différentes déformations et leur lien avec la tectonique des plaques à plus grande échelle restent incertains pour la période allant du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur. La répartition des déformations du sud-est de la France (e.g. plis prononcés du Dévoluy, précocité des structures alpines) semble être influencée par l'existence d'un bassin salifère triasique. La sédimentation syn-orogénique alpine dans le sud-est de la France se compose en partie de la Trilogie nummulitique, sédiments datés de l'Eocène moyen-Oligocène inférieur déposés dans un bassin d'avant-pays flexural qui se déforme précocement. Les Grès d'Annot, turbidites riches en sable, constituent le terme supérieur de cette série. Ces turbidites, mondialement connues, sont un analogue des réservoirs sableux alimentés par des deltas sur les marges passives. De fait, leur sédimentologie a été très largement étudiée. Par contre, peu de données structurales les concernant sont disponibles. Depuis les travaux de G. Apps (1987), aucune étude à ma connaissance ne s'était donnée comme objectif de fournir un cadre structural régional aux affleurements des Grès d'Annot. Notre étude s'est aussi appliquée à renseigner en détail le remplissage interne de plusieurs dépocentres en utilisant notamment la modélisation géométrique en 3 dimensions.

## Chapitre III

# Modélisation géométrique en trois dimensions de bassins synsédimentaires: méthodologie de construction de surfaces à partir de données de terrain

### Sommaire

---

#### Introduction

III.1. Brève présentation du logiciel de modélisation gOcad et historique de la modélisation géométrique en 3D à partir des données de terrain

III.1.1. Le géomodeleur gOcad

III.1.2. Modélisation géométrique à partir de données de terrain

III.2. Présentation de la méthodologie développée

III.2.1. Pourquoi une nouvelle approche?

III.2.2. Les principales étapes

III.2.3. Limites de la méthodologie et précision des modèles

III.3. La valorisation des résultats de la modélisation géométrique

III.3.1. Le tandem terrain - modélisation: un outil puissant pour détecter de nouvelles structures

III.3.2. Les cartes d'épaisseur: une véritable mine d'or pour l'étude des interactions tectonique - sédimentation

III.3.3. La restauration séquentielle en trois dimensions

#### Conclusion

---

### Introduction

Afin d'étudier les interactions entre tectonique et sédimentation turbiditique à l'échelle des dépo-centres, il convient de documenter précisément le cadre structural puis l'évolution et la distribution des épaisseurs sédimentaires au cours du temps. Outre les aspects de visualisation, les modèles géométriques en trois dimensions de bassin ou de dépo-centres, et éventuellement leur restauration séquentielle, se révèlent donc particulièrement utiles et adaptés pour cet exercice. En effet, des cartes d'isopaques détaillées peuvent être facilement générées une fois le modèle construit. Si la réalisation de modèle puis de cartes d'épaisseur ne posent pas de difficultés majeures en présence de jeux de données denses, cette étape ne s'avère pas du tout évidente à partir de données de terrain ponctuelles et nécessite une bonne connaissance de la géométrie des horizons sur tout le bassin, y compris loin des affleurements. Traditionnellement, suite à l'héritage du travail sur les profils de sismique régionale, les cartes d'isopaques sont issues soit de coupes sériées orthogonales à la structure principale ou tracées selon la direction présentant le plus de variations d'épaisseur, soit si la structuration est plus complexe, de deux ensembles orthogonaux de coupes sériées. Dans ce dernier cas, la construction d'un ensemble de coupes cohérentes au niveau de leurs intersections se révèle assez fastidieuse. La projection des données sur les coupes provoque des biais qui sont d'autant plus importants que le pas d'échantillonnage des coupes est grand. Il est parfois difficile d'intégrer des données de résolutions différentes (direction structurale principale du bassin / analyse très détaillée des variations d'épaisseur des séries au niveau d'un affleurement) dans la construction des coupes. Enfin, en présence de plusieurs directions structurales (plusieurs phases de plis) ou de structures non cylindriques (systèmes décrochants), le choix de l' (ou des) orientation(s) des coupes sériées est un véritable casse-tête. Pour toutes les raisons évoquées précédemment, la construction de modèles géométriques en trois



dimensions à partir de données de terrain, qui offrent une alternative à la réalisation de coupes sériées, se développe aussi bien en analyse de bassin qu'en géologie structurale.

La modélisation géométrique en trois dimensions à partir de données de terrain s'appuie sur l'expertise de logiciels permettant la construction de modèles à partir de jeux de données denses (sismique 3D par exemple). La somme des informations collectées sur le terrain étant par nature très différente, la construction de modèle à partir de celles-ci nécessite de nouveaux développements méthodologiques. Il s'agit d'un thème de recherche actuel et des évolutions conséquentes ont vu le jour au cours des trois dernières années. Néanmoins, la construction d'un modèle fondé sur des données de terrain reste un exercice difficile nécessitant des qualités d'interprétation géologique de la part de l'utilisateur du logiciel. Il est important de noter que l'approche utilisée dans ce travail a été développée en 2006-2007 et n'intègre pas totalement les méthodologies les plus récentes.

Au cours de ma thèse, trois des dépocentres du bassin tertiaire des Grès d'Annot (Annot, Grand Coyer et Sanguinière) ont fait l'objet d'une modélisation géométrique en trois dimensions, ayant pour buts de (1) définir précisément la géométrie de ces sous-bassins et de (2) décrire leur évolution temporelle. La construction des surfaces correspondant aux bases des trois unités stratigraphiques (Calcaires Nummulitiques, Marnes à Globigérines et Grès d'Annot) a permis de répondre au premier objectif. Pour le second, de nouveaux horizons internes aux Grès d'Annot, comme les coulées de débris de Sanguinière ou les bases des membres définis à Annot, ont été ajoutés dans les modèles. Les cartes d'épaisseurs des différents intervalles stratigraphiques calculées automatiquement ont fourni la base de l'analyse des interactions entre tectonique et sédimentation turbiditique à l'échelle de ces dépocentres. Dans le cas du modèle d'Annot, une restauration séquentielle en trois dimensions a aussi été réalisée.

Le premier volet de ce chapitre revient, après une brève présentation du logiciel gOcad utilisé dans cette étude, sur les dernières approches et les modules développés pour traiter les données de terrain. La seconde partie présente dans le détail la méthodologie suivie en 2006-2007 (voir aussi Cazaux et al., 2007 en Annexe III- 1, Salles et al., 2007 en III-2 et Salles et al., 2008a en III-3). Enfin, des exemples d'apports incontestables de la modélisation au travail de terrain clôturent ce chapitre (voir aussi Salles et al., 2008b en Annexe III-4 et Salles et Durand-Riard en III-5). Les modèles eux-mêmes sont présentés dans les différents chapitres concernant chacun des dépocentres (IV. Annot; V. Grand Coyer; VI. Sanguinière).

### III.1. Brève présentation du logiciel de modélisation gOcad et historique de la modélisation géométrique en 3D à partir des données de terrain

#### III.1.1. Le géomodeleur gOcad

Le logiciel gOcad permet de représenter en trois dimensions des structures géologiques. Il est le résultat de recherches entreprises au cours des années 1990 sous la direction du professeur Jean-Laurent Mallet à Nancy. Il est maintenant commercialisé par la société Paradigm Geophysical. Néanmoins, une équipe de recherche est toujours présente à Nancy et continue de développer de nouveaux modules, disponibles séparément.

Les avantages de ce logiciel sont nombreux, à savoir:

- ✓ une intégration de données, plus ou moins régulièrement espacées et présentant des incertitudes différentes, dans un espace en trois dimensions,
- ✓ une représentation des objets (du point au volume) par des maillages réguliers ou non,
- ✓ un outil de visualisation adapté pour vérifier la cohérence des données et pour corriger les erreurs manuellement,
- ✓ la possibilité de définir des relations entre les objets (appelées «contraintes»); par exemple, la surface d'un horizon stratigraphique doit passer par sa ligne d'affleurement,
- ✓ un outil d'interpolation puissant pour construire des surfaces dans un espace en trois dimensions à partir de jeux de données hétérogène regroupant aussi bien des points, des lignes d'affleurement, des coupes, des puits, des cartes d'épaisseurs...,
- ✓ et, un processus automatisé de construction de modèle (failles + horizons stratigraphiques).

En résumé, ce logiciel permet de construire rapidement des modèles en trois dimensions géologiquement plausibles, si les données sont en nombre suffisant, typiquement des données de sismique 3D. De ce fait, gOcad n'est pas complètement adapté à la construction de modèles à partir de données irrégulièrement espacées et de qualité variable, telles les données de terrain. Dans ce dernier cas, le modèle est dit «sous-contraint»; en effet, plusieurs interprétations en profondeur sont possibles en utilisant les mêmes données de surface. Face à ce type de situation, la qualité des données, dépendant, entre autres, du géo-référencement et de leur cohérence interne, devient primordiale. Le contrôle de la qualité des données initiales est donc nécessaire pour éviter les modèles irréalistes.

#### III.1.2. Modélisation géométrique à partir de données de terrain

Depuis une dizaine d'années, de nombreux travaux témoignent de l'effort fourni pour adapter les logiciels de modélisation aux données de terrain (données locales, non tri-dimensionnelles...). Les plus marquants sont présentés dans cette section. Les différentes méthodes couvrent les deux grands types de modélisation géométrique actuels:

- la **modélisation par surface explicite** (e.g. gOcad classique; Figure 1a); les horizons sont représentés par des surfaces tridimensionnelles,

- et, la **modélisation par surface implicite** (e.g. StructuralLab sous gOcad; SKUA; Figure 1b); ici, le résultat de la modélisation est un volume. Cette approche consiste à définir autant de propriétés qu'il existe de séries concordantes dans la zone à modéliser. Puis, à l'intérieur d'une série, chaque horizon est assimilé à une valeur distincte de la propriété. Cette affectation se fait selon deux règles, énoncées ci-après, qui permettent de calculer un gradient pour la propriété dans l'ensemble du volume :

(1) la valeur de la propriété définissant un horizon situé au-dessus d'un autre appartenant à la même série doit être supérieur à celle caractérisant ce dernier,

(2) et, quand l'épaisseur entre les horizons successifs d'une même série varie significativement, il est conseillé de donner des valeurs tenant compte des épaisseurs relatives.

En utilisant le gradient, la propriété jusqu'alors discrète est interpolée dans tout le volume. Il est alors possible de visualiser un horizon en sélectionnant la valeur de sa propriété. Il faut aussi noter que l'on peut extraire un horizon non renseigné au départ du fait que la propriété est continue dans tout le volume.

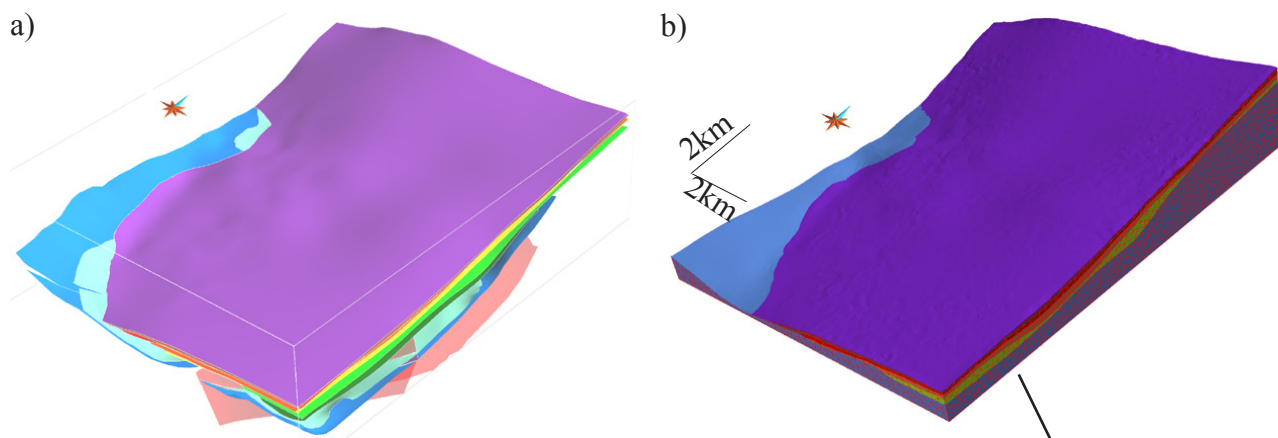
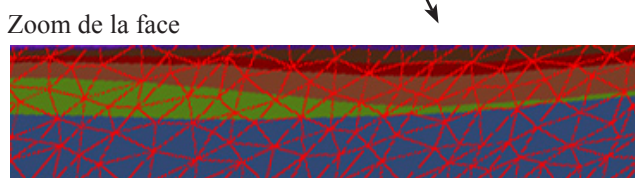
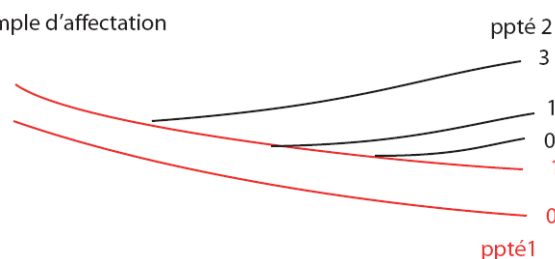


Figure 1: Exemple de modèles (a) par surface explicite et (b) par surface implicite du dépocentre d'Annot (cf. Chapitre IV). En (a), les horizons stratigraphiques sont représentés par des surfaces. Le modèle implicite (b) est un volume maillé par des tétraèdres (triangles rouges visibles sur la face présentée en zoom) dans lequel les horizons stratigraphiques correspondent à des valeurs d'une propriété. Les intervalles entre les valeurs correspondant aux horizons stratigraphiques ont été coloriés pour faciliter la visualisation. Remarquer sur le zoom la non conformité du maillage tétraédrique avec les limites stratigraphiques, correspondant aux changements de couleur. (c) Principes d'affectation des valeurs des propriétés. Une propriété est définie pour chaque série concordante (série rouge et série noire). A l'intérieur d'une série, chacun des horizons reçoit une valeur de la propriété. Les valeurs croissent vers le haut de la série et tiennent compte des épaisseurs relatives des intervalles entre horizons (cas de la série noire).

Figure 1: Exemple de modèles (a) par surface explicite et (b) par surface implicite du dépocentre d'Annot (cf. Chapitre IV). En (a), les horizons stratigraphiques sont représentés par des surfaces. Le modèle implicite (b) est un volume maillé par des tétraèdres (triangles rouges visibles sur la face présentée en zoom) dans lequel les horizons stratigraphiques correspondent à des valeurs d'une propriété. Les intervalles entre les valeurs correspondant aux horizons stratigraphiques ont été coloriés pour faciliter la visualisation. Remarquer sur le zoom la non conformité du maillage tétraédrique avec les limites stratigraphiques, correspondant aux changements de couleur. (c) Principes d'affectation des valeurs des propriétés. Une propriété est définie pour chaque série concordante (série rouge et série noire). A l'intérieur d'une série, chacun des horizons reçoit une valeur de la propriété. Les valeurs croissent vers le haut de la série et tiennent compte des épaisseurs relatives des intervalles entre horizons (cas de la série noire).



(c) exemple d'affectation



La modélisation par surface implicite est en pleine expansion. Paradigm Geophysical a lancé, en 2009, le logiciel SKUA. Le module StructuralLab, développé depuis 2007 (Frank et al., 2007; Caumon et al., 2007), permet de modéliser les surfaces de façon implicite dans gOcad. Concernant la construction de modèles à partir de données de terrain donc sous-contraints, la modélisation implicite présente deux grands avantages:

- ✓ les **contacts des horizons avec les failles**, une fois définis, sont gérés et mis à jour automatiquement,
- ✓ deux horizons appartenant à une série concordante ne peuvent plus se croiser même s'ils séparent un **intervalle particulièrement fin**. La propriété, à partir de laquelle sont définis les horizons, est en effet interpolée avec un gradient, ce qui implique que l'horizon correspondant à la valeur  $n$  sera toujours plus bas que celui défini par la valeur  $n+1$ .

Les concepts envisagés pour adapter la modélisation géométrique aux données de terrain peuvent être communs aux approches implicite ou explicite. Dans des cas particulièrement sous contraints, plusieurs de ces concepts sont parfois couplés. Trois grandes approches se distinguent.

Les coupes sériées (Figure 2) et pseudo coupes (qui ne traversent pas la totalité de la structure).

Le modèle est construit à partir d'un squelette de coupes réalisées par le géologue. Ce procédé est parfaitement adapté aux terrains plissés tardivement, ne présentant qu'une seule direction structurale (eg. d'anticlinal dans l'Ouest du Népal modélisé par Husson et Mugnier, 2003). La construction des coupes doit être très méticuleuse. D'éventuelles **hypothèses sur l'épaisseur** et le pendage des strates profondes à partir de ceux mesurés en surface doivent être fortement justifiées. Ce procédé devient très fastidieux en présence de plusieurs directions structurales, car il nécessite autant de jeux de coupes que d'orientations structurales.

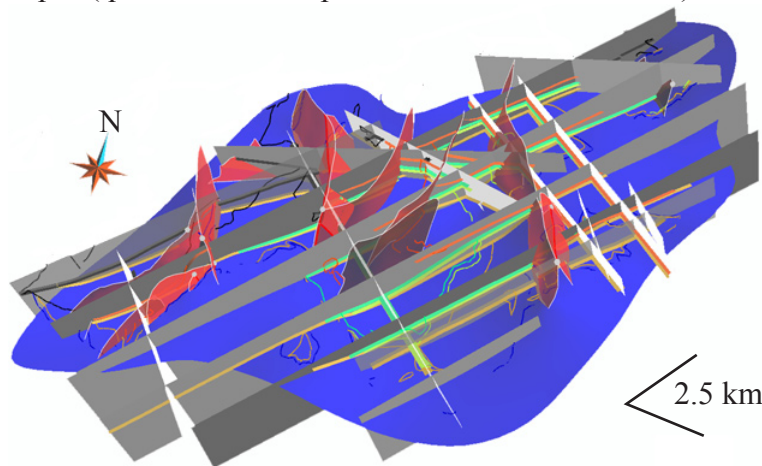


Figure 2: Approche des coupes sériées, appliquée au modèle du dépocentre de Sanguinière (cf. Chapitre VI). Le modèle est construit à partir de plusieurs jeux de coupes (surfaces grises) d'orientation diverse (principalement SW-NE et NW-SE mais aussi E-W pour deux coupes). Les traits verts, oranges et bruns représentés sur les coupes correspondent aux données utilisées pour construire les horizons. La surface bleue et les surfaces rouges, obtenues par interpolation à partir de données similaires, correspondent respectivement à la base des Calcaires Nummulitiques et aux failles.

Notre expérience dans le sous-bassin de Sanguinière (Fig. 2) montre l'inéquation de cette méthode au cas des dépocentres synsédimentaires des Grès d'Annot. En effet, la partie profonde des coupes est mal contrainte du fait du grand nombre de failles et des changements d'épaisseur.

Les «domaines de pendage» (Figure 3; Fernández et al., 2004).

Cette technique consiste à délimiter l'espace modélisé en plusieurs zones présentant le même pendage (zones ①②③④ de la Figure 3). Les limites de ces «domaines de pendage» correspondent à des surfaces axiales de pli (surface B; Figure 3), des failles ou des chevauchements (surface A; Figure 3) ou des discontinuités stratigraphiques (surface C; Figure 3).

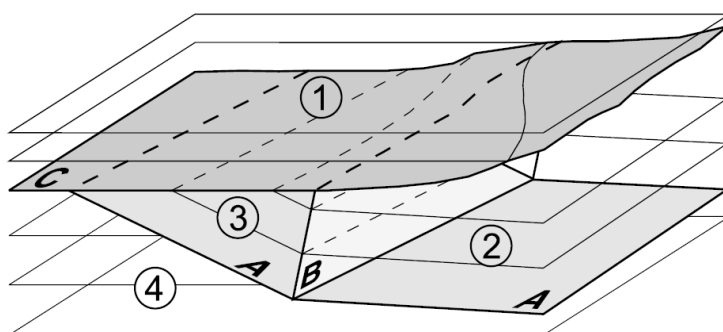
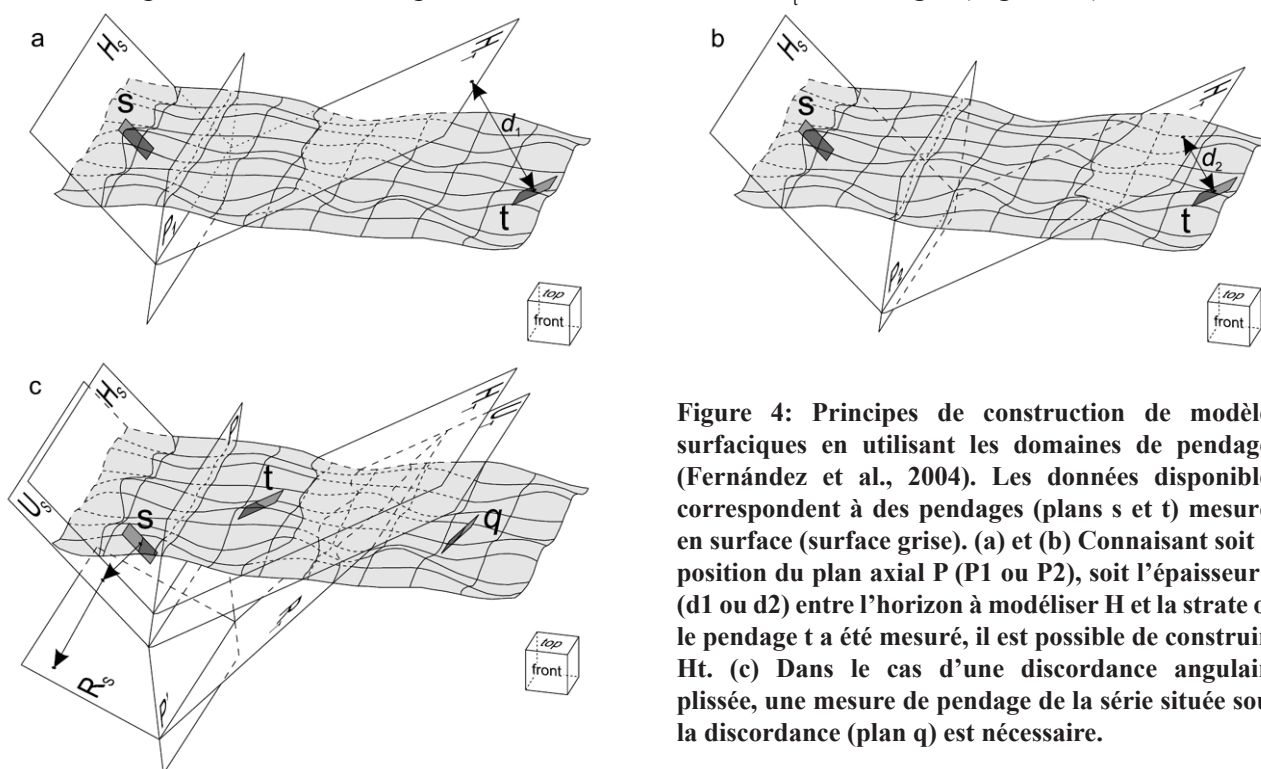


Figure 3: Définition des domaines de pendage (Fernández et al., 2004). Voir texte pour explication.

La Figure 4 illustre la construction d'horizons stratigraphiques, nommés H, U et R, dans un espace séparé en deux «domaines de pendage» à partir de données collectées sur la surface topographique (surface grisée de la Figure 4). La limite entre les deux domaines de pendages correspond ici à un plan axial nommé  $P$ ,  $P_1$  ou  $P_2$ . Le pendage de chaque domaine est défini par des plans notés  $s$  et  $t$ . A gauche du plan axial  $P$ , le plan  $s$  représente une mesure de pendage correspondant précisément à l'horizon H. La partie de l'horizon H située à gauche du plan axial  $P$ , notée  $H_s$ , est



donc construite en étendant le plan  $s$ . Du côté droit, l'horizon  $H_t$  est défini par le pendage du plan  $t$  (mesuré au niveau d'un autre horizon de la série) et l'intersection de  $H_s$  avec  $P$ . Si la position du plan axial  $P$  n'est pas connue précisément, elle peut être déterminée en utilisant l'épaisseur de la série entre l'horizon  $H$  et le niveau dans lequel a été mesuré le pendage  $t$ . Les Figures 4a et b illustrent la relation existante entre la position du plan axial, en  $P_1$  ou  $P_2$ , selon cette épaisseur,  $d_1$  ou  $d_2$ . Enfin, la dernière vignette (Figure 4c) montre comment construire un horizon  $R$ , situé en dessous d'une discordance  $U$ , en utilisant un seul pendage  $q$ . La discordance  $U$  correspond au premier horizon de la série contenant  $H$ . Ces deux horizons sont donc conformes. Ainsi, la surface  $U$  peut être construite par translation de  $H$  en connaissant l'épaisseur entre ces deux niveaux. L'horizon  $R$  est défini dans la partie droite à partir de son intersection avec  $U$  et du pendage  $q$ . Ici, la discordance correspond initialement à la séparation entre deux séries présentant chacune un seul pendage. Ainsi, l'angle entre  $U_s$  et  $R_s$  correspond à l'angle entre  $U_t$  et  $R_t$  et donc celui entre  $t$  et  $q$ . La partie gauche de l'horizon,  $R_s$ , est complètement contrainte par l'intersection entre  $P$  et  $R_t$  et cet angle (Figure 4c).

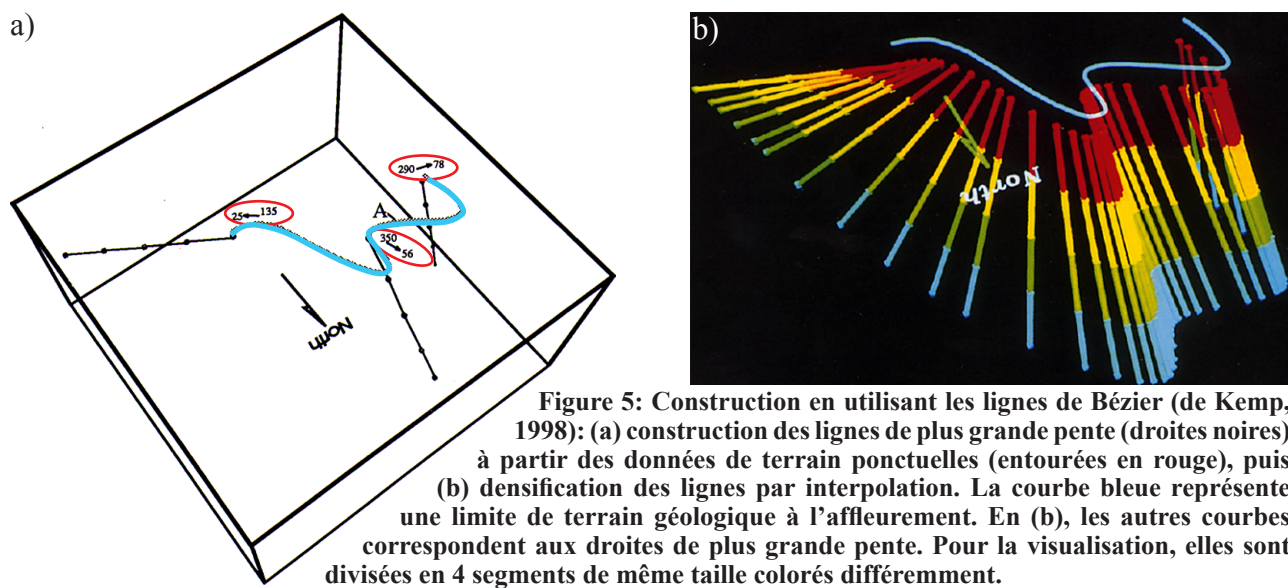


**Figure 4: Principes de construction de modèles surfaciques en utilisant les domaines de pendages (Fernández et al., 2004). Les données disponibles correspondent à des pendages (plans  $s$  et  $t$ ) mesurés en surface (surface grise). (a) et (b) Connaissant soit la position du plan axial  $P$  ( $P_1$  ou  $P_2$ ), soit l'épaisseur  $d$  ( $d_1$  ou  $d_2$ ) entre l'horizon à modéliser  $H$  et la strate où le pendage  $t$  a été mesuré, il est possible de construire  $H_t$ . (c) Dans le cas d'une discordance angulaire plissée, une mesure de pendage de la série située sous la discordance (plan  $q$ ) est nécessaire.**

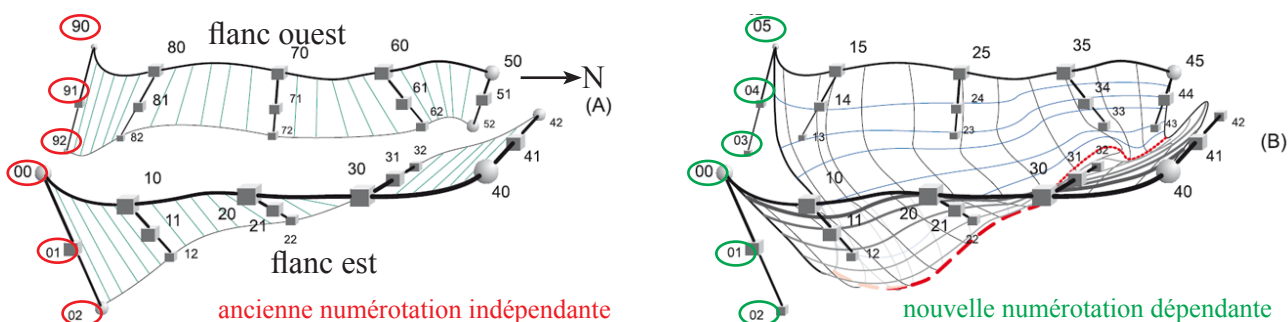
L'approche des «domaines de pendages» demande de connaître précisément (1) les relations angulaires entre les différents ensembles de la série stratigraphique et (2) les épaisseurs entre les niveaux où sont mesurés les pendages et les horizons à modéliser dans le cas d'une modélisation explicite. Le principal avantage de cette méthode est donc la facilité à construire des modèles simplifiés (épaisseurs et pendages constants et/ou angles constants entre les différentes séries). En l'absence de puits profonds au centre des dépocentres des Grès d'Annot, il est difficile de remplir la seconde condition (car les épaisseurs ne sont pas constantes).

Les lignes de Bézier (Figure 5; de Kemp, 1998; de Kemp, 1999; de Kemp, 2000).

Il s'agit de densifier les informations relatives aux pendages. A partir de quelques données de pendages (Figure 5a), des lignes de plus grandes pentes, correspondant à une moyenne locale des pendages (soit mesurés, soit calculés à partir des mesures si loin des données), sont tracées régulièrement, à partir du contour de la formation à l'affleurement (Figure 5b).



Dans le cas de séries plissées, il est intéressant d'ordonner les lignes de Bézier construites de manière indépendante. Ainsi, les lignes de part et d'autre de la trace axiale sont liées et l'interpolation qui en résulte donne un pli (cas B de la Figure 6) et non plus deux rubans (cas A de la Figure 6).



Cette méthode est particulièrement adaptée quand le nombre de pendages mesurés est important et donne rapidement une première idée de la structure modélisée. Elle est très sensible à la qualité des données de pendages (répartition, nombre...). Elle est très intéressante dans le cas d'un relief peu prononcé voire inexistant. Par contre, en présence de reliefs importants, l'information de pendage issue du contour à l'affleurement n'est pas prise en compte dans la méthode initiale et nécessite d'introduire de nouvelles données entre les mesures existantes.

Cette méthode est particulièrement adaptée quand le nombre de pendages mesurés est important et donne rapidement une première idée de la structure modélisée. Elle est très sensible à la qualité des données de pendages (répartition, nombre...). Elle est très intéressante dans le cas d'un relief peu prononcé voire inexistant. Par contre, en présence de reliefs importants, l'information de pendage issue du contour à l'affleurement n'est pas prise en compte dans la méthode initiale et nécessite d'introduire de nouvelles données entre les mesures existantes.

## III.2. Présentation de la méthodologie développée

### III.2.1. Pourquoi une nouvelle approche?

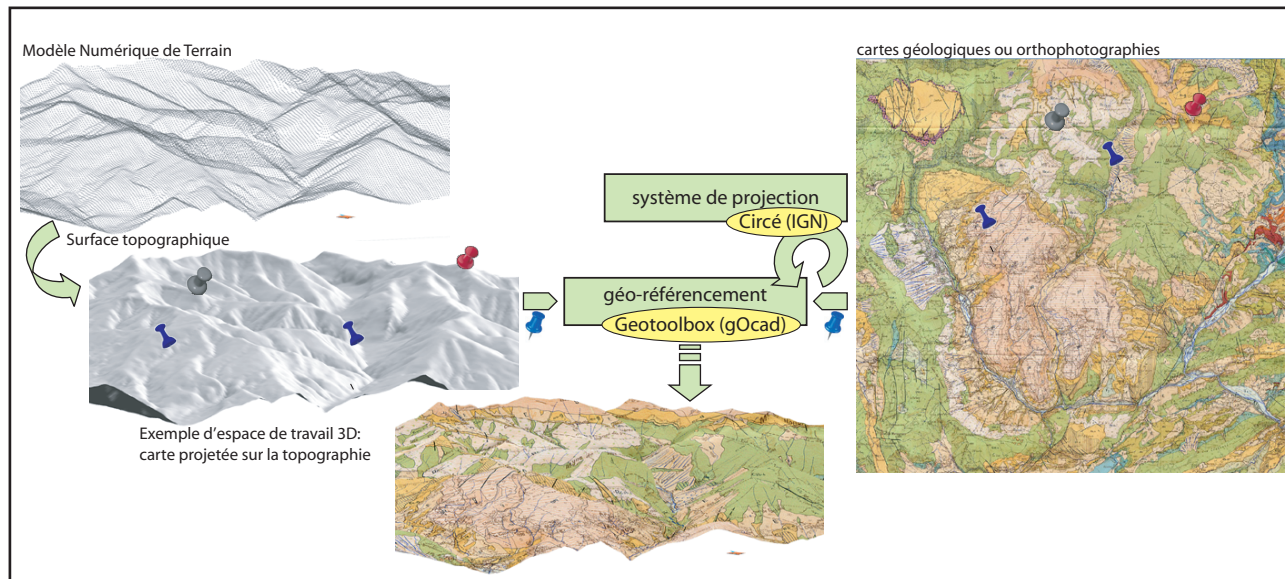
Réalisés en 2006-2007, les modèles des strates synsédimentaires dans les dépocentres du bassin des Grès d'Annot sont en surfaces explicites (e.g. Annot en Figure 1). La présence d'onlaps, de variations d'épaisseur et surtout l'absence de toute donnée en profondeur rendent l'application des différentes méthodes citées précédemment très problématique: les pendages ne peuvent être définis que sur les limites d'affleurement, du fait de l'absence de points de calage en profondeur. Les méthodes fondées sur l'utilisation de coupes sont inadaptées quand des plis de directions différentes coexistent.

Si la connaissance en profondeur est mauvaise dans le bassin des Grès d'Annot, la configuration des affleurements donne plusieurs directions de coupes naturelles et procure de ce fait une assez bonne vue en trois dimensions du remplissage sédimentaire. De ce fait, les épaisseurs des différentes unités et leur variation sont bien connues à la surface. L'approche envisagée consiste donc à utiliser les épaisseurs à l'affleurement pour contraindre des cartes d'épaisseur, qui permettent ensuite de construire des horizons à partir d'une surface de référence. Le premier ordre de ces cartes correspond à la tendance régionale connue et le second ordre est introduite par le contrôle à l'affleurement.

### III.2.2. Les principales étapes

#### Construction de l'espace de travail 3D (Figure 7)

Avant toute chose, il convient de créer l'espace dans lequel vont être intégrées les données. Pour cela, nous avons à disposition des Modèles Numériques de Terrain (MNT), fichiers contenant les coordonnées des points de la surface topographique à intervalle régulier (50 m dans nos modèles). Une fois importés sous gOcad, ces points servent à reconstruire la surface topographique, appelée par la suite MNT. Afin de se repérer, une carte topographique, une carte géologique ou des photographies aériennes ortho-rectifiées peuvent être projetées sur le MNT (une carte géologique dans le cas de la Figure 7). Techniquement, ces documents sont importés sous gOcad sous forme de voxet, espèce d'image sans localisation, puis sont ensuite géo-référencées en utilisant le module «Geotoolbox» (Figure 7; Le Carlier de Veslud et al., 2008). Si les documents initiaux ont été établis dans un système de coordonnées différent de celui du MNT, leurs nouvelles coordonnées peuvent être calculées en utilisant le logiciel Circé (IGN) disponible gratuitement sur le net.



**Figure 7: Construction de l'espace de travail géoréférencé en 3D. La surface topographique est créée à partir d'un ensemble de points (Modèle Numérique de Terrain) puis habillée par une carte géologique.**

#### Constitution de la base de données

En dehors des cartes géologiques, les coupes structurales publiées (e.g. Ravenne et al., 1987; Apps et al., 2004) et les nôtres sont intégrées dans l'espace de travail (Figure 8). Elles ne servent pas à construire le modèle mais à le valider en terme d'épaisseur et de structure une fois celui-ci réalisé. L'intégration des coupes structurales se fait de manière semblable à celle des cartes ou photographies aériennes, décrite précédemment.



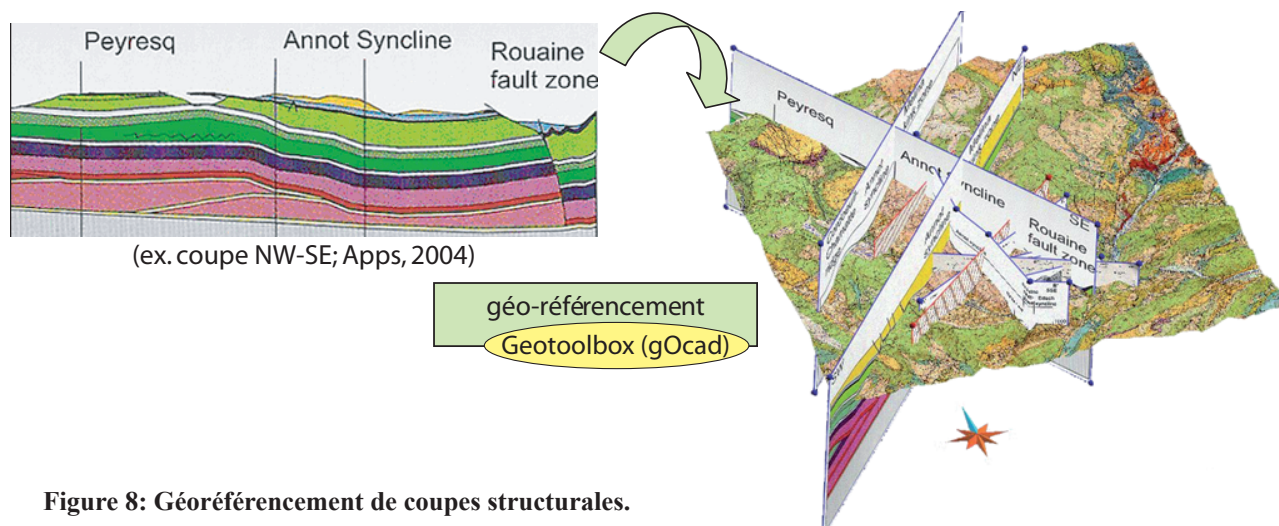


Figure 8: Géoréférencement de coupes structurales.

Les autres données intégrées dans nos modèles des dépocentres d'Annot (Figure 9a) sont:

- des azimuts et pendages du litage ou des plans de faille,
- des limites à l'affleurement des différentes unités et des failles,
- des levés stratigraphiques,
- des traces axiales de plis...

Elles proviennent de nos campagnes de terrain et de l'interprétation des orthophotographies (Figure 9b).

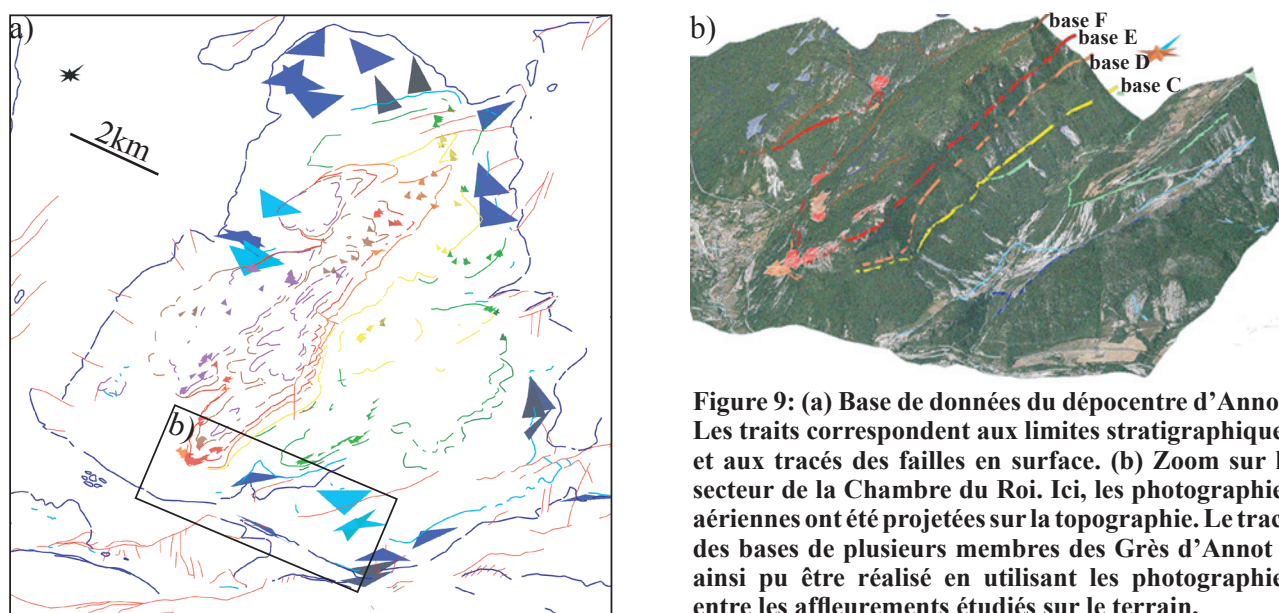


Figure 9: (a) Base de données du dépocentre d'Annot. Les traits correspondent aux limites stratigraphiques et aux tracés des failles en surface. (b) Zoom sur le secteur de la Chambre du Roi. Ici, les photographies aériennes ont été projetées sur la topographie. Le tracé des bases de plusieurs membres des Grès d'Annot a ainsi pu être réalisé en utilisant les photographies entre les affleurements étudiés sur le terrain.

En région montagneuse comme Annot, la résolution du MNT peut entraîner des déformations assez importantes lors de la projection d'objet. Le problème apparaît surtout au niveau des falaises (Figure 10a). Le pointé effectué directement sur le MNT permet de limiter ce biais (Figure 10b). Les levés stratigraphiques sont intégrés en tant que puits.

Dans la suite de l'exposé de la méthode, il est primordial de distinguer les données des contraintes. Nous appelons « contraintes » les données ou les informations relatives utilisables telles quelles par gOcad. Si certaines données, comme les limites à l'affleurement, sont aussi des contraintes, d'autres, comme les pendages, doivent être transformées en contraintes (Figure 11).



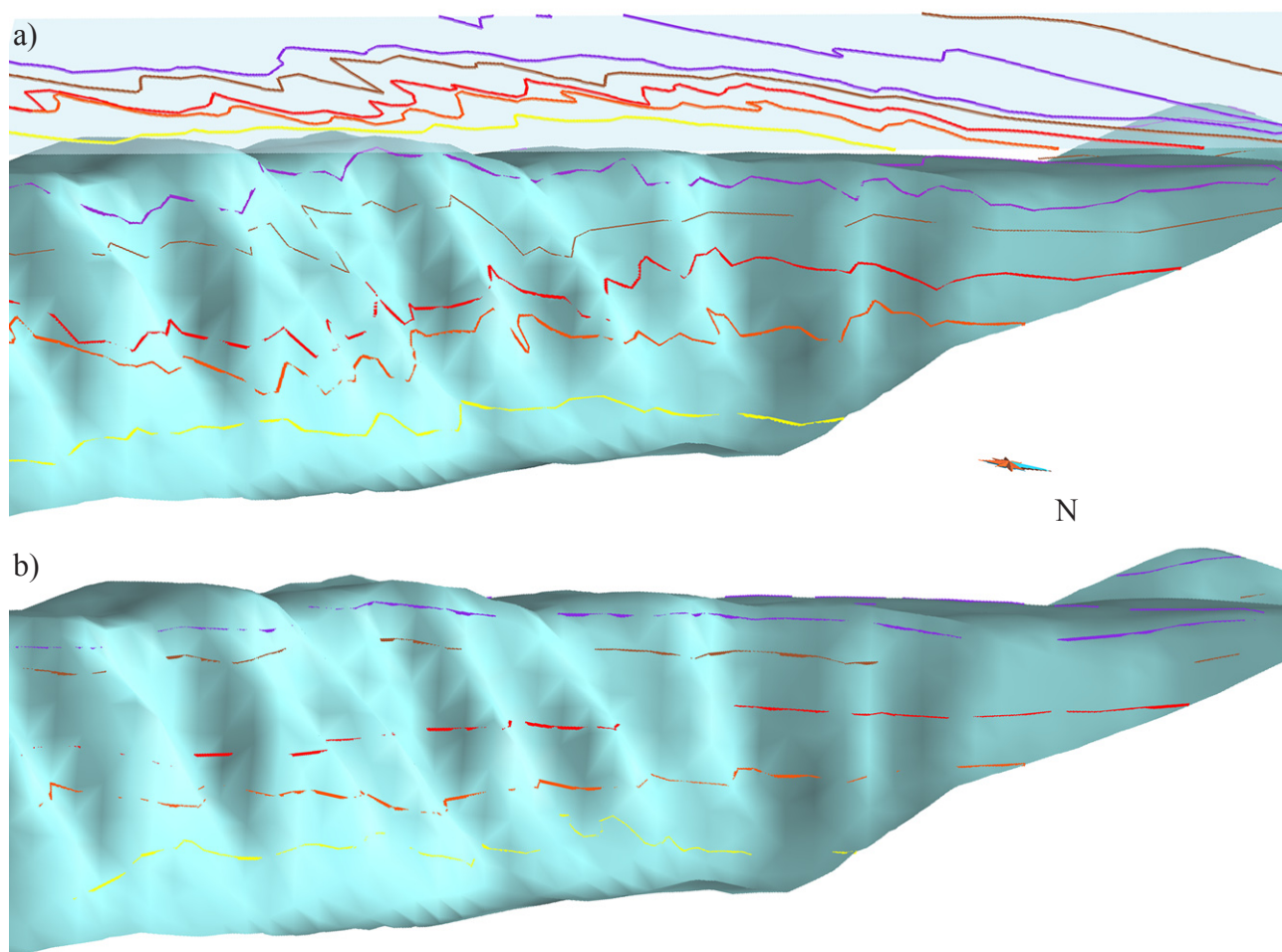


Figure 10: Problème de projection lié à la résolution du MNT. Exemple des falaises en rive ouest du Coulomp à Annot. Le dénivelé de ces falaises est de 300m environ. (a) Résultat de la projection sur le MNT de contours stratigraphiques pointés sur une carte (plan supérieur en transparence). Les lignes projetées sont bruitées. Ces artefacts sont liés à la résolution insuffisante du MNT. Ainsi, ils sont plus importants dans les zones de reliefs accidentés (partie sud des falaises), qu'au Nord où la pente est plus régulière. La qualité des limites stratigraphiques inférieure et supérieure (lignes jaune et violette) est meilleure; là aussi, la pente est moins importante et plus régulière. (b) Les mêmes horizons stratigraphiques pointés directement sur le MNT.

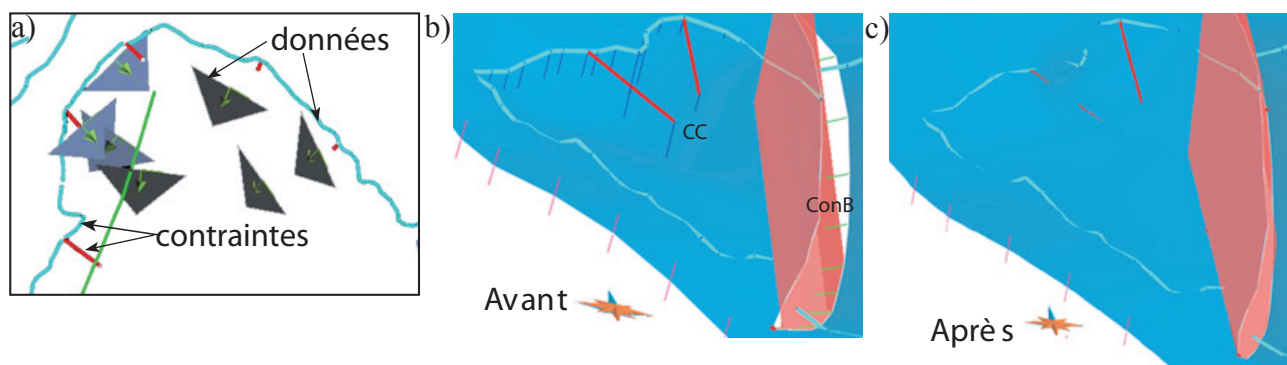


Figure 11: Les contraintes appliquées aux surfaces dans gOcad. Les lignes bleues correspondent à la limite à l'affaiblissement de la base des Calcaires Nummulitiques. Les droites rouges représentent les lignes de plus grandes pentes issues de données de pendage en surface. (a) Schéma illustrant la différence entre données et contraintes. Alors que les limites stratigraphiques (e.g. ligne bleue) peuvent être utilisées directement par gOcad, il est nécessaire de transformer les pendages (visualisés par les triangles) en lignes de plus grande pente (droites rouges). (b-c) Principales contraintes des surfaces stratigraphiques dans gOcad. (b) avant et (c) après interpolation CC - contrainte «control curves» (petits traits verticaux bleus): la surface doit passer par les limites stratigraphiques à l'affaiblissement et respecter localement les pendages. ConB - contrainte «control on border»: la surface est projetée sur la faille (surface rouge); seul le rejet peut varier au cours de l'interpolation.

Construction des failles

Uniquement les failles avec des rejets importants par rapport à l'épaisseur des différentes unités stratigraphiques, c'est-à-dire au moins la moitié de la plus fine unité stratigraphique, sont modélisées. Les seules données se résumant souvent à la trace à l'affleurement, c'est un véritable défi de contraindre l'azimut et le pendage moyen de la faille. Pour ce faire, nous avons, dans un premier temps, supposé que les failles étaient des plans (Figure 12). D'après la trace de la faille à l'affleurement, nous sélectionnons des valeurs d'azimut et de pendage dans des fenêtres de 10-20°. Tous les plans, correspondant à l'ensemble des combinaisons de ce couple, sont construits et leurs intersections avec la topographie sont comparées avec la trace de la faille. Les valeurs d'azimut et de pendage du plan, dont l'intersection avec la topographie est la plus proche de cette trace, sont sélectionnées et appliquées à la trace à l'affleurement pour construire la surface de faille.

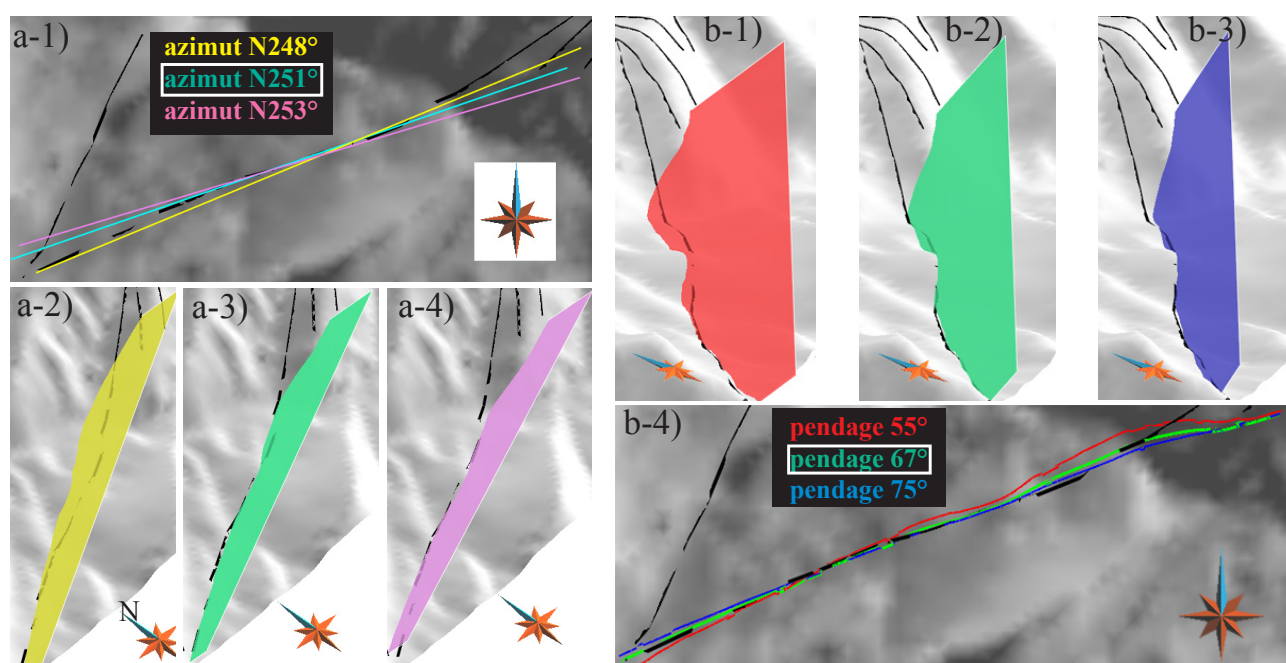


Figure 12: Détail technique concernant la construction des surfaces de faille: approximation du plan moyen. (a) Pour déterminer l'azimut. (a1) Vue en plan des traces d'affleurement de failles (en noir) et de différents azimut choisis (droites colorées). (a2-a3-a4) Vue 3D des plans correspondants aux différents azimuts (pendage constant de 67°). Alors qu'en vue plane, l'azimut de la faille est de N248° (en jaune, a-2), l'intersection du plan d'azimut N251° (en vert, a-3) avec la topographie est plus proche de la trace de la faille. Le plan d'azimut N253° (en violet, a-4) donne une intersection moins satisfaisante pour l'extrémité SW de la faille. (b) Pour déterminer le pendage. (b1-b2-b3) Vue 3D des plans correspondants aux différents pendages. (b4) Comparaison de la trace à l'affleurement de la faille (en noir) et des intersections des plans de pendage différent avec la topographie (lignes colorées). La meilleure adéquation est obtenue pour un pendage de 67°.

Dans le cas de failles sécantes, les failles sont ensuite hiérarchisées afin de construire leurs contacts (failles maîtresses / failles esclaves).

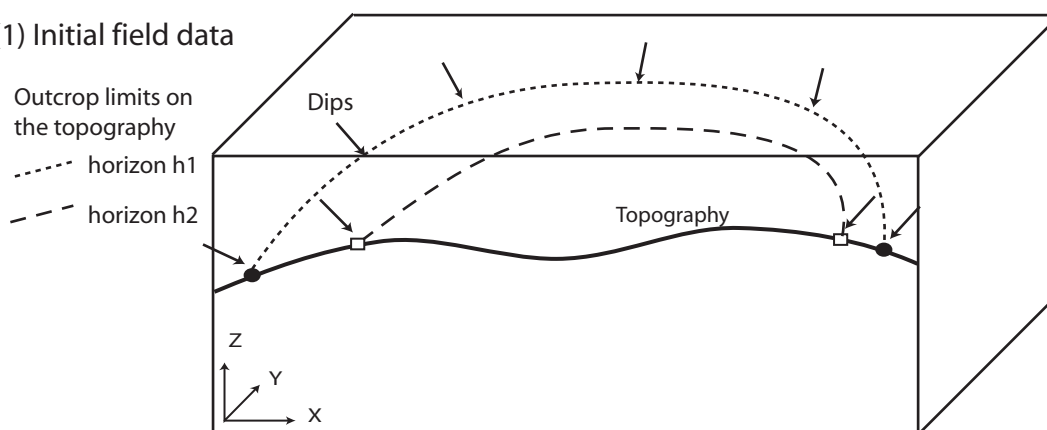
### Choix et construction de l'horizon de référence

Rappelons que notre approche est basée sur un horizon de référence et des cartes d'épaisseur. L'horizon de référence choisi parmi toutes les surfaces stratigraphiques à modéliser doit répondre à plusieurs critères concernant:

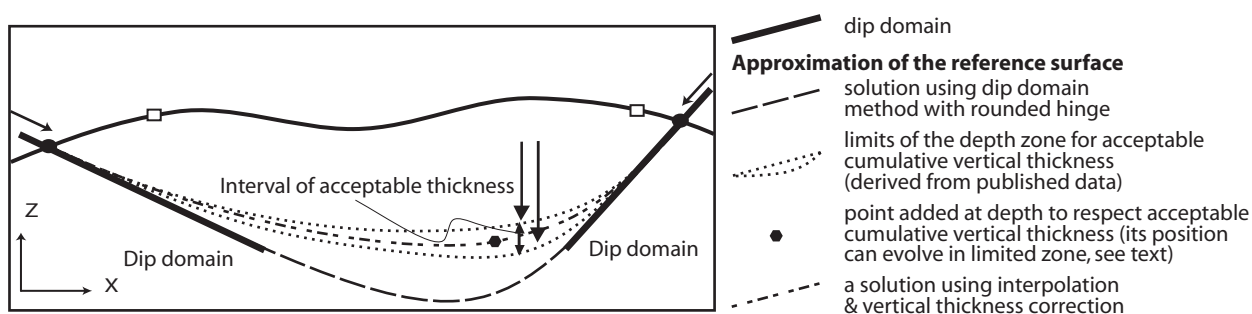
- (1) sa position: horizon supérieur ou inférieur, ce qui facilite la mise à jour du modèle (voir ci après),
- (2) son extension: la plus grande possible par rapport à celle des autres surfaces stratigraphiques,
- et, (3) son jeu de données: plus cet horizon est contraint, mieux cela est.

Une première approximation de la surface de référence est construite à partir des points de données (ses limites à l'affleurement, les pendages correspondant à l'unité de référence; Figure 13). Concernant les pendages, seuls ceux pris au niveau des limites d'affleurement peuvent être utilisés directement; une ligne de plus grande pente est construite à partir de la mesure. Elle sert ensuite de contrainte à la surface de référence pour l'interpolation (Figure 11a). Les autres mesures effectuées à l'intérieur de l'unité stratigraphique doivent être rattachées à la limite d'affleurement la plus proche ou ne seront pas utilisées. La seconde option sera choisie si le remplissage interne de l'unité présente des discordances importantes, le pendage de la base pouvant être différent d'un banc situé à l'intérieur, ou si le lieu de mesure est beaucoup trop éloigné d'une limite d'affleurement. Pour obtenir une approximation de meilleure qualité, il est conseillé de distinguer les pendages à portée régionale et ceux liés à des accidents locaux afin de leur affecter des poids différents; la longueur de la ligne de plus grande pente sera d'autant plus importante que la mesure de pendage est régionale (pas liée à un accident local) et de très bonne qualité.

(1) Initial field data



(2) After the interpolation based on field data but corrected for vertical thickness trends



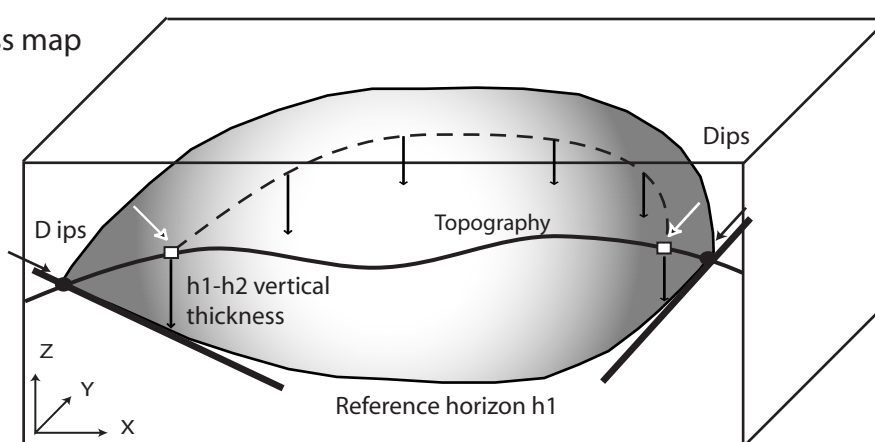
**Figure 13: Construction de l'horizon de référence à partir des données de terrain (1) et d'une épaisseur réaliste (2) (figure tirée de l'article publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France présenté en Chapitre IV).**

Dans le cas du modèle du dépointre d'Annot (cf. chapitre IV.), l'horizon stratigraphique qui répond le mieux aux critères cités précédemment est la base des Calcaires Nummulitiques, nommé  $H_{ref}$ . La figure 9a illustre les différentes données constituant les contraintes à partir desquelles la surface a été construite.

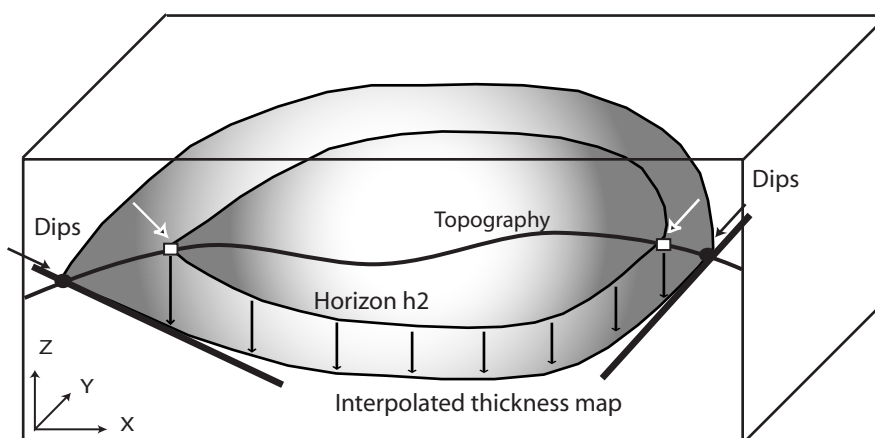
### Calcul d'une carte d'épaisseur et construction de l'horizon associé

Considérons que comme dans le cas du modèle d'Annot, la surface de référence correspond à l'horizon stratigraphique inférieur. Le niveau situé juste au-dessus est construit à partir d'une carte d'épaisseur de l'intervalle situé entre l'horizon de référence et ce nouveau niveau. Dans gOcad, le calcul automatique des cartes d'épaisseurs se fait selon une direction unique choisie par l'utilisateur, par défaut la verticale. Néanmoins, tant que les pentages restent raisonnables, le biais introduit est limité.

(1) Vertical thickness map



(2) Complementary horizons built from reference horizon, vertical thickness maps and field data



**Figure 14:** Schéma simplifiée de la construction d'une carte d'épaisseur et de l'horizon supérieur correspondant (figure tirée de l'article publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France présenté en Chapitre IV).

A l'instant  $i$ , soit  $H_{ref(i)}$ , l'horizon de référence,  $H_{sup(i)}$ , l'horizon juste au-dessus de  $H_{ref(i)}$  et  $E_{(i)}$ , la carte d'épaisseur de l'intervalle ayant pour base  $H_{ref(i)}$  et pour toit  $H_{sup(i)}$ .

La première étape consiste à initialiser la carte d'épaisseur  $E_{(i)}$  à partir des données disponibles concernant l'horizon supérieur  $H_{sup(i)}$ . Les valeurs d'épaisseur calculée verticalement entre  $H_{ref(i)}$  et les limites à l'affleurement de  $H_{sup(i)}$  sont stockées en tant que propriété aux nœuds de  $H_{ref(i)}$  (1 de la Figure 14). Cette propriété d'épaisseur est ensuite interpolée en utilisant l'outil adéquat de



gOcad, DSI (Discrete Smooth Interpolation; Mallet, 1992; Mallet, 1997). La carte d'épaisseur  $E_{(i)}$  ainsi obtenue fait l'objet d'un contrôle qualité. Les critères de validation de cette carte sont (1) son adéquation avec les mesures d'épaisseur réalisées sur le terrain et (2) si les variations d'épaisseur peuvent être expliquées par des structures géologiques. Si le contrôle ne s'avère pas satisfaisant, les erreurs peuvent provenir :

- soit d'un artéfact lié à l'outil d'interpolation, et entraînant des modifications sur la surface de référence.

- soit d'une nouvelle structure quand une signification géologique peut leur être attribuée (critère 2); de nouveaux travaux de terrain doivent alors être menés afin de contraindre la géométrie.

La surface de référence est retouchée en intégrant les nouvelles données ou en corrigeant l'origine des artéfacts et une nouvelle carte d'épaisseur est recalculée jusqu'à ce que cette dernière soit compatible avec les tendances connues et débarrassée de tout bruit d'interpolation. Enfin, l'horizon supérieur est construit en translatant verticalement les nœuds de la surface de référence de la valeur locale de la carte d'épaisseur (2 de la Figure 14).

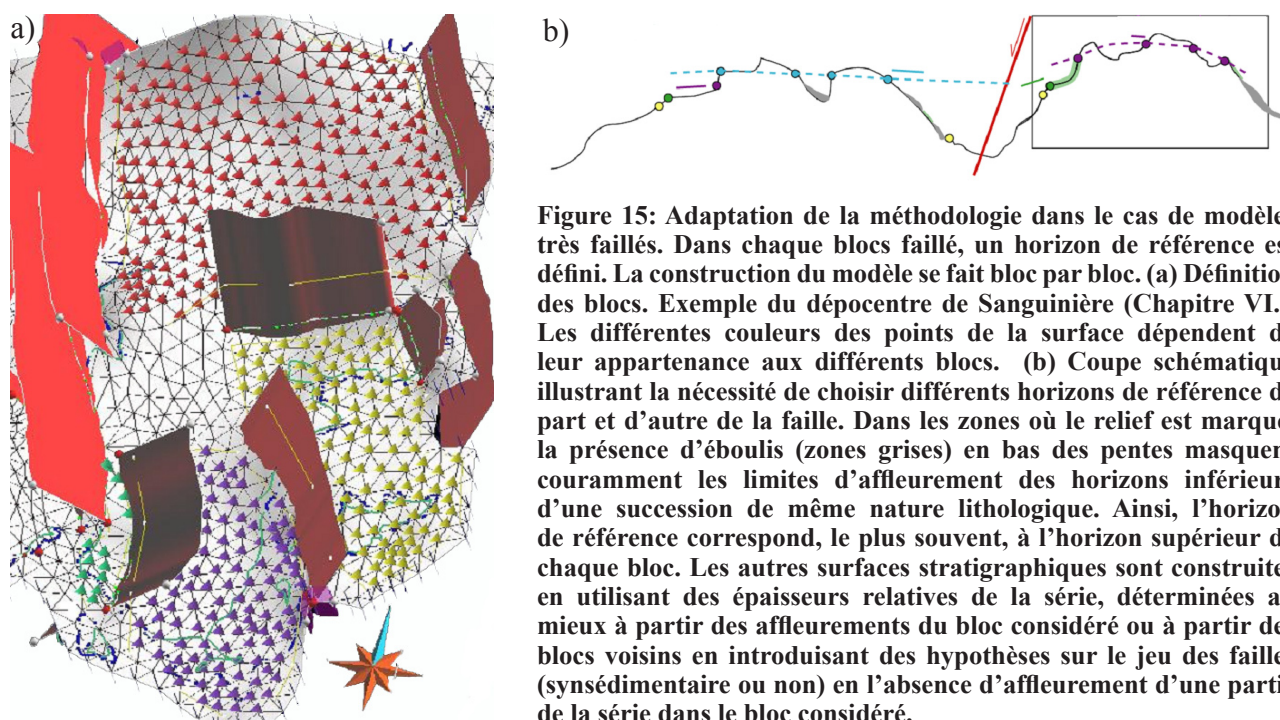
A l'instant  $i+1$ , nous construisons l'horizon  $H_{sup(i+1)}$ , situé au dessus de  $H_{sup(i)}$ , par itération du processus en utilisant comme surface de référence l'horizon précédemment modélisé ( $H_{ref(i+1)} = H_{sup(i)}$ ). Comme la carte d'épaisseur  $E_{(i)}$  est conservée, les modifications de  $H_{ref(i+1)}$  seront reportées sur  $H_{ref(i)}$ .

L'ensemble des surfaces du modèle est donc construit par itérations successives et à chaque étape, le modèle devient de plus en plus précis par rétroactions.

### III.2.3. Limites de la méthodologie et précision des modèles

#### Cas très faillés ( type dépocentre de Sanguinière) (Figure 15)

Si les failles sont nombreuses et qu'elles recoupent une grande partie du modèle, il est nécessaire de définir un horizon de référence par blocs. En effet, il est très rare que l'horizon supérieur ou l'horizon inférieur soit documenté dans tous les blocs. Les rejets de faille ne peuvent dès lors pas être déterminés.



### Cas avec érosion interne

Il arrive que l'intervalle situé entre deux horizons modélisés corresponde à une superposition d'événements érodant les dépôts précédents. L'érosion engendre une perte de l'information : il devient plus difficile de lier les variations d'épaisseur à une structure de dépôt. Si cette érosion est fréquente entre les événements d'un intervalle à modéliser, le contrôle qualité de la carte d'épaisseur peut être difficile voire impossible. A ce moment là, il est conseillé de définir une nouvelle surface de référence, au dessus de l'unité affectée par l'érosion interne, qui n'aura pas de lien avec la partie du modèle située en dessous.

### Précision des modèles

La précision des modèles dépend principalement de la résolution du MNT et du géo-référencement des données. L'utilisation de la méthode décrite précédemment permet, en rendant les horizons dépendants les uns des autres via les cartes d'épaisseur, de limiter les erreurs de position relative.

D'une manière générale, un certain nombre de facteurs ont une influence importante sur la qualité du modèle.

- ✓ Les failles. Outre l'incertitude sur leur position (localisation, azimuth et pendage du plan de faille), la caractérisation du rejet, c'est-à-dire son évolution latérale et sa valeur maximale, nécessite un jeu de données important pour être convenablement contraint.
- ✓ Les érosions internes importantes et les unités discordantes. Ces phénomènes empêchent l'utilisation des données des unités voisines pour contraindre un horizon.
- ✓ Les dalles structurales. La présence de telle zone permet de créer de nouvelles données de pendages.
- ✓ Le relief. Plus l'incision a été importante et plus les directions sont diverses, plus la surface topographique va fournir des données tridimensionnelles.

## **III.3. La valorisation des résultats de la modélisation géométrique**

### *III.3.1. Le tandem terrain - modélisation: un outil puissant pour détecter de nouvelles structures*

D'une manière générale, la construction de tout modèle permet de détecter les zones sous-contraintes qui doivent ensuite faire l'objet de nouvelles acquisitions de données, si possible. Ainsi, la réalisation d'un modèle préliminaire menée à partir de données publiées permet de distinguer les zones où la structure est simple ou bien comprise, des zones problématiques où concentrer les missions de terrain. Cette démarche a permis dans le dépointre d'Annot d'étudier l'anticlinal du Fugeret (quasiment absent de la littérature), puis suite à des mises à jour successives, son interaction avec le synclinal principal (cf. Anticlinal du Fugeret dans le paragraphe IV.1.).

La technique d'approximation plane des surfaces de faille (voir paragraphe dans la section IV.3.2.) a aussi permis de documenter de nouvelles structures:

- à l'ouest d'Annot, l'extension de deux failles dessinées sur la carte d'Entrevaux (BRGM, 1980) a montré qu'il s'agissait plus probablement d'une seule et même faille normale (Figure 16a; cf. Faille de Castellet dans le paragraphe V.1. p), ce qu'une étude de terrain ultérieure a vérifié.

- dans le modèle du Grand Coyer (cf. chapitre V), des chevauchements étaient observés ponctuellement mais la question de savoir s'il s'agissait d'une ou de plusieurs failles restait entière. Il est possible d'expliquer les traces discontinues de chevauchement relevées sur le terrain par un seul

plan présentant un azimut et un pendage raisonnable pour un chevauchement alpin dans le secteur (Figure 16b).

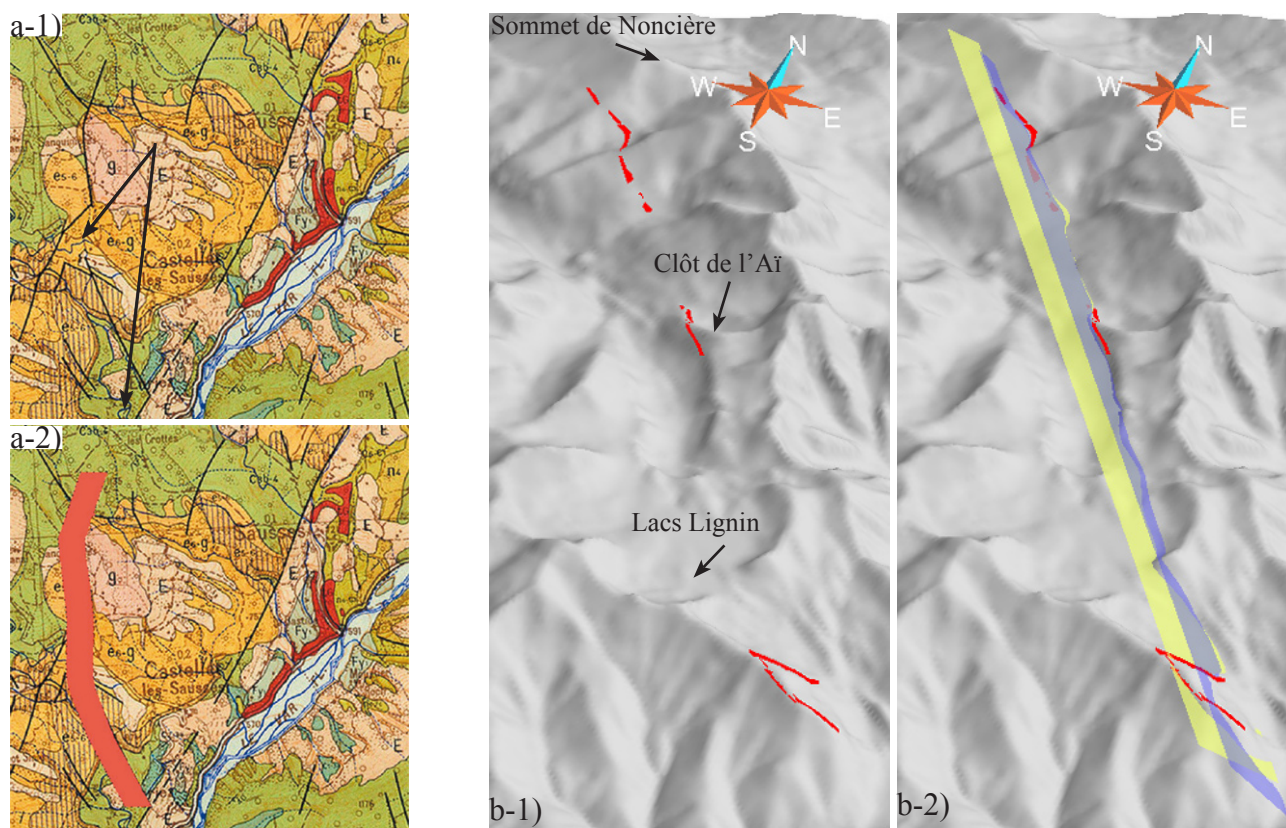


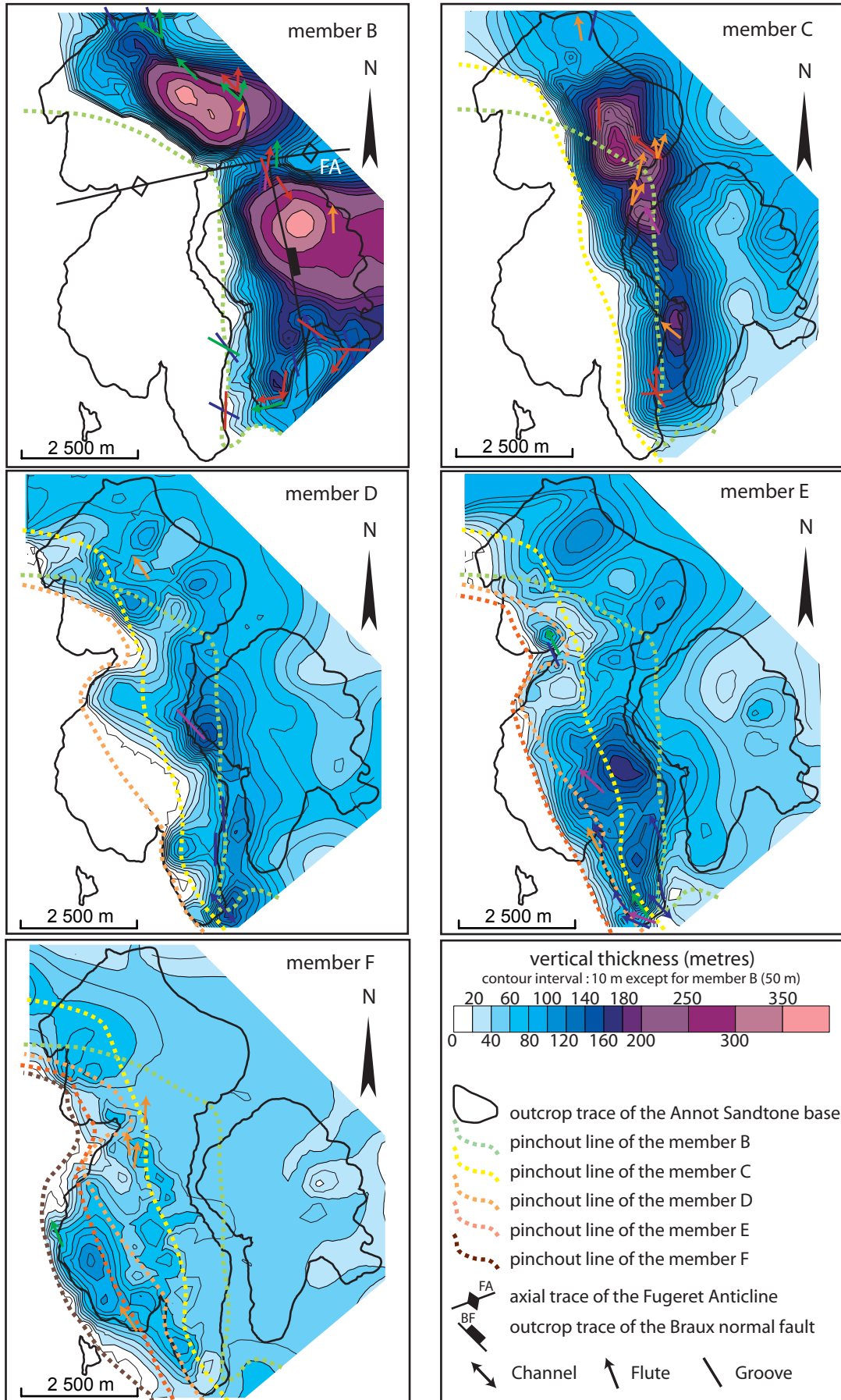
Figure 16: Applications de l'approximation plane des surfaces de faille dans l'analyse des failles. (a) Exemple de la faille de Castellet (modèle du dépicentre d'Annot). Cette faille a été découverte suite à la construction du modèle. (a-1) Carte géologique montrant deux failles (indiquées par les flèches) qui en pratique ne correspondent qu'à une seule (surface rouge en a-2). (b) Exemple du chevauchement principal du Grand Coyer. Ici, cette technique a permis de tester la continuité entre des observations ponctuelles de chevauchement. (b-1) Traces de chevauchements en différentes localités. (b-2) Les deux surfaces planes (jaunes et violettes), de pendages légèrement différents, passent par la totalité des traces ponctuelles du chevauchement (b-1). Il s'agit donc très probablement de la même structure chevauchante. Celle-ci a un pendage qui varie (entre les deux plans colorés).

### III.3.2. Les cartes d'épaisseur: une véritable mine d'or pour l'étude des interactions tectonique - sédimentation

#### Validité des cartes d'épaisseur obtenues

Pour résumer, les cartes d'épaisseur sont un élément de base pour construire le modèle et en sont aussi les principaux résultats utilisés pour l'étude des interactions entre la tectonique et la sédimentation à l'échelle du dépicentre. Ce paradoxe tient au fait que les cartes d'épaisseur finales ne sont pas qu'un simple reflet de leurs premières approximations mais l'aboutissement d'un processus itératif visant à introduire de l'information géologique à partir de données d'affleurement. Cette approche a pu être validée dans le dépicentre d'Annot (cf. chapitre IV.), par comparaison avec des données non prises en compte dans la construction. Ainsi, les directions de courant mesurées sur le terrain et les cartes d'épaisseur des membres turbiditiques montrent une grande cohérence (Figure 17). Les isopaques ont localement une direction parallèle aux paléocourants (e.g. déviation de l'axe du dépicentre et pendages correspondants dans la partie nord de la carte du membre C) et permettent d'expliquer les paléocourants réfléchis ou déviés (e.g. du courant vers le sud au sud de la zone haute de l'anticlinal du Fugeret dans le membre B).





↖ Laval 1984   
 ↖ Callec 2004   
 ↖ Du Fornel 2004   
 ↖ Joseph 2001/2005/2007   
 ↖ Puigdefabregas 2004

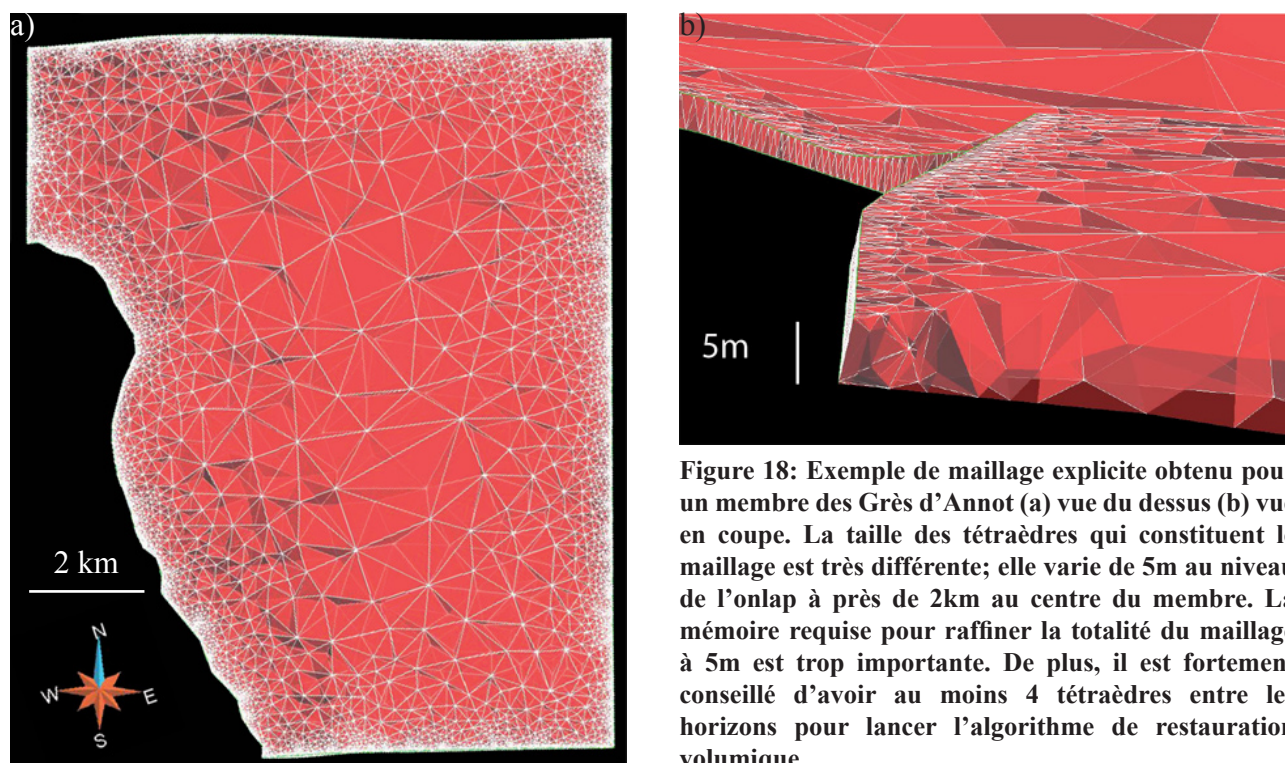


Figure 17 (page précédente): Cartes d'épaisseur des différents membres des Grès d'Annot avec les mesures des paléocourants correspondants (figure tirée de l'article sur Annot présenté dans le Chapitre IV). Les cartes d'épaisseurs ont été construites indépendamment des mesures de paléocourants. Or, les paléocourants sont en adéquation parfaite avec (1) les structures existantes lors du dépôt des membres auxquels ils sont rattachées (e.g. réflexion sur l'anticlinal du Fugeret et les déviations autour de la faille de Braux sur la carte du membre B) et (2) les tendances locales des cartes d'épaisseur (e.g. déviation dans l'axe du décentre de la carte du membre C). Signification des variations d'épaisseur

Il est important de remarquer qu'une variation d'épaisseur n'est pas forcément synonyme de structure synsédimentaire. Les changements de faciès et, surtout dans notre cas, le comblement de structures préexistantes peuvent expliquer de telles variations. L'étude comparée des cartes d'épaisseur des unités stratigraphiques successives, couplées à des paléocourants ou autres observations locales permettent de distinguer facilement la cause de la variation d'épaisseur.

### III.3.3. La restauration séquentielle en trois dimensions

Suite à la thèse de Pierre Muron (2005), un module de restauration 3D (basé sur les éléments finis) était disponible dès le début de mon travail. Cette technique de restauration s'applique à des volumes présentant un maillage tétraédrique, construit en incluant explicitement les surfaces à restaurer. La qualité du maillage est importante pour assurer des résultats corrects: il doit être le plus régulier possible et assez fin (plusieurs tétraèdres entre les différentes surfaces à restaurer). La construction de ces modèles maillés (FrameModel, SolidModel; Lepage et Mallet, 2001) s'avère donc particulièrement difficile voire impossible en présence d'onlaps et d'unités stratigraphiques fines (Figure 18 ; voir aussi Salles et al., 2008 en Annexe III-3). De ce fait, nous n'avons pu réussir à construire ce volume pour le modèle du décentre d'Annot.



Une technique de restauration implicite fait l'objet d'une thèse en cours (Durand-Riard et al., 2008; Durand-Riard et Caumon, 2009; Durand-Riard et al., in press). Le maillage du volume, sur lequel celle-ci s'applique, n'a plus besoin d'honorer le litage, ce qui a permis de l'appliquer au modèle du décentre d'Annot. La Figure 19 présente les résultats de cette restauration (pour les détails voir

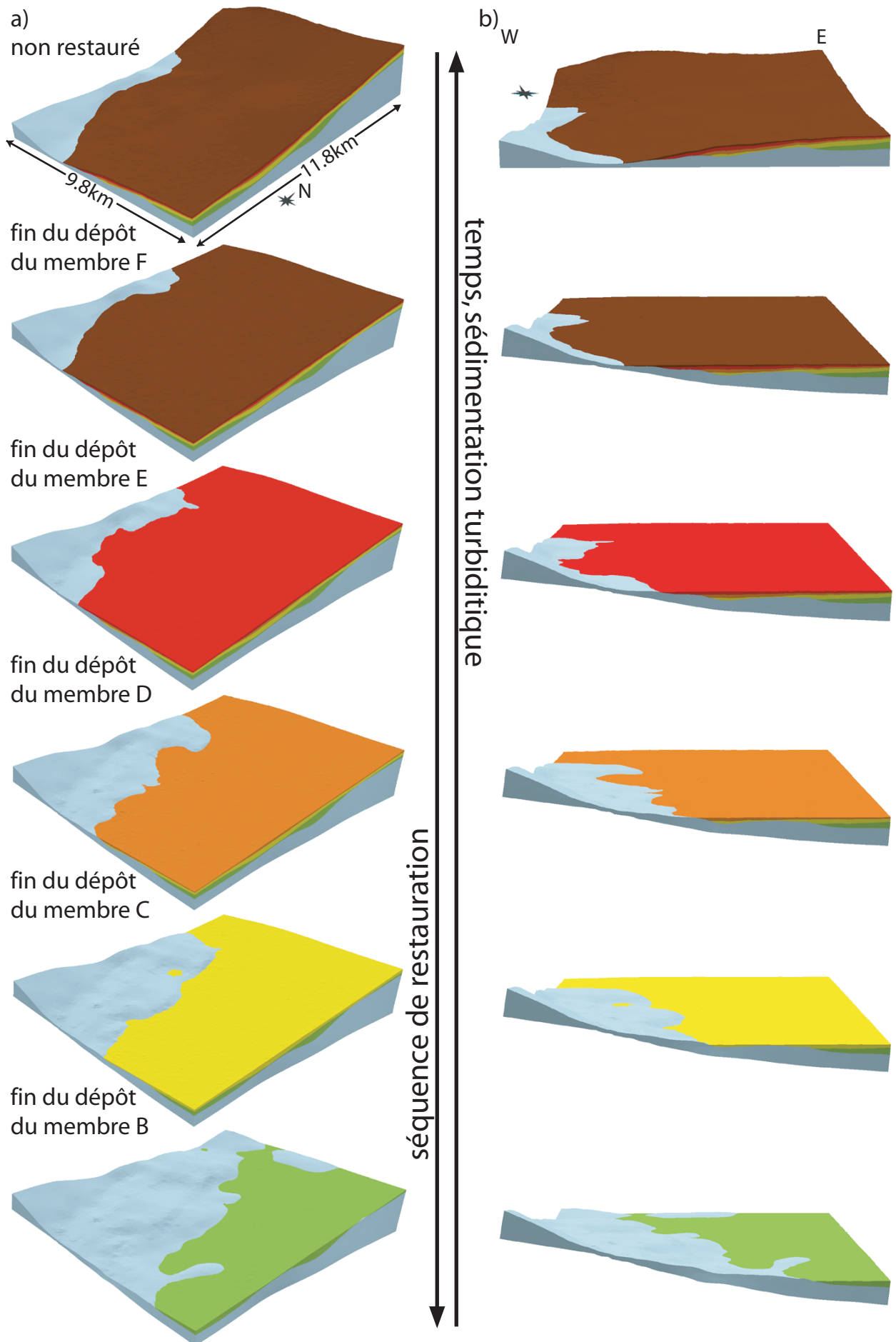
Salles et Durand-Riard, 2009 en Annexe III-5). Il existe plusieurs finalités à cette restauration 3D séquentielle. En premier lieu, elle permet de calculer directement les cartes d'épaisseurs réelles et non plus verticales. En deuxième lieu, elle facilite la visualisation en 3D de l'évolution temporelle des structures et du remplissage sédimentaire (Figure 19), en particulier dans les zones présentant plusieurs directions structurales que les coupes ne peuvent illustrées. Enfin, elle donne accès à l'évolution temporelle de la topographie et de la base du remplissage.

En effet, il est possible d'obtenir les bases des différentes unités stratigraphiques. Ces surfaces peuvent être ensuite intégrées en tant que topographie de départ dans les modélisations de processus de transport et de dépôt sédimentaire. Les surfaces de base des membres des Grès d'Annot dans le synclinal d'Annot ont servi de données d'entrée pour tester la modélisation basée sur des automates cellulaires («Cellular Automata for Turbidite Systems»; CATS), en développement à l'Institut Français du Pétrole (IFP) (Teles et al., 2009).

## Conclusion

L'avènement d'une sismique de très haute qualité en sub-surface a permis d'illustrer les interactions entre tectonique et sédimentation en 3 dimensions. Parallèlement, des logiciels de modélisation géométrique se sont développés au cours des deux dernières décennies pour visualiser ces données mais aussi construire, de façon semi-automatique, les principaux horizons stratigraphiques et les surfaces de failles à partir de cette information. Actuellement, plusieurs équipes tentent d'adapter ces géomodeleurs à des données plus disparates, comme les données de terrain. La réalisation de modèles à partir de telles données est certes compliquée mais permet assez rapidement (1) d'intégrer la plupart des données disponibles, (2) de vérifier leur cohérence, le tout dans un cadre tridimensionnel. Il est important de noter que la construction de tels modèles ne peut se faire automatiquement et requiert fréquemment l'intervention d'une expertise géologique. En conséquence, nous avons choisi de présenter dans ce chapitre plutôt une philosophie de la construction qu'un réel protocole. Nos modèles sont construits en utilisant des surfaces de références et des cartes d'épaisseurs construites à partir du peu d'informations disponibles à l'affleurement, ce qui permet de minimiser les erreurs relatives. Il faut souligner que les modèles géométriques en 3D constituent un outil de travail évolutif très utiles pour planifier ultérieurement des études de terrain efficaces réduites aux zones mal-contraintes ou présentant des données incohérentes, pour proposer de nouvelles interprétations (lien entre segments de faille, pli mal connu dans la bibliographie...). Dans le cas de modélisations plus abouties, ils fournissent des informations de 1<sup>er</sup> ordre, notamment les cartes d'épaisseur des différents membres gréseux et les résultats de la restauration en 3D, pour comprendre et caractériser le remplissage du dépo-centre et son évolution structurale (e.g. synclinal d'Annot, cf. chapitre IV). En tout, trois dépo-centres ont été modélisés au cours de ces travaux de thèse. Les résultats sont présentés ponctuellement dans les trois chapitres suivant consacrés à ces dépo-centres: Annot, Grand Coyer et Sanguinière.

**Figure 19 (page suivante) : Résultats de la restauration séquentielle des membres des Grès d'Annot dans le synclinal d'Annot: à gauche, (a) vues de dessus vers le NW et, à droite, (b) vues en coupe EW des différentes étapes de restauration. Les modèles sont visualisés en utilisant le module «ImplicitViewer», développé par Thomas Viard. La migration progressive de l'onlap vers l'Ouest au cours du temps est particulièrement bien illustrée par la restauration séquentielle. Les coupes EW, présentées à droite, montrent le basculement progressif du flanc est au cours du temps.**



# Chapitre IV

## Le dépo-centre d'Annot: reconstitution de l'histoire du plissement et de son contrôle sur les dépôts turbiditiques

### Sommaire

---

Introduction

IV.1. Structures enregistrées dans le dépo-centre d'Annot

IV.1.1. Description des structures dans le synclinal d'Annot

IV.1.2. Les structures en rapport avec le couloir décrochant de Rouaine – Ourgues

V.2. Contrôle de la sédimentation turbiditique par le plissement alpin: article intitulé «Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France»

Regional setting: Southern Subalpine Chains, SE France

3D modelling using field data

Alpine deformation and timing

Turbidite Depocentre Evolution

Discussion

Conclusion du chapitre IV

---

*Les données de pendage et autres mesures structurales collectées au cours de ces travaux de thèse à l'intérieur et à proximité du dépo-centre d'Annot sont présentées en annexe IV.*

---

### Introduction

Le dépo-centre d'Annot est situé à 70 km au nord-ouest de Nice. Il couvre environ 200 km<sup>2</sup> (12,5 km d'est en ouest et 16,5 km du nord au sud). Ce dépo-centre, le plus méridional parmi ceux étudiés, présente les faciès les plus proximaux. Il fait partie de la nappe de Digne et est situé à la limite avec l'Arc de Castellane.

Dans ce chapitre, il est important de distinguer les termes « dépo-centre d'Annot » et « synclinal d'Annot ». Le premier désigne la totalité des affleurements tertiaires de la région d'Annot. La seconde appellation ne correspond qu'à une partie de la première entité, la partie principale délimitée par les failles de Rouaine au sud et à l'est. La distinction est d'autant plus importante que la structuration du dépo-centre d'Annot ne se résume pas à un synclinal alpin, d'axe NNW-SSE mais résulte principalement de la superposition de deux influences : la première locale, un système décrochant senestre, et le plissement régional alpin.

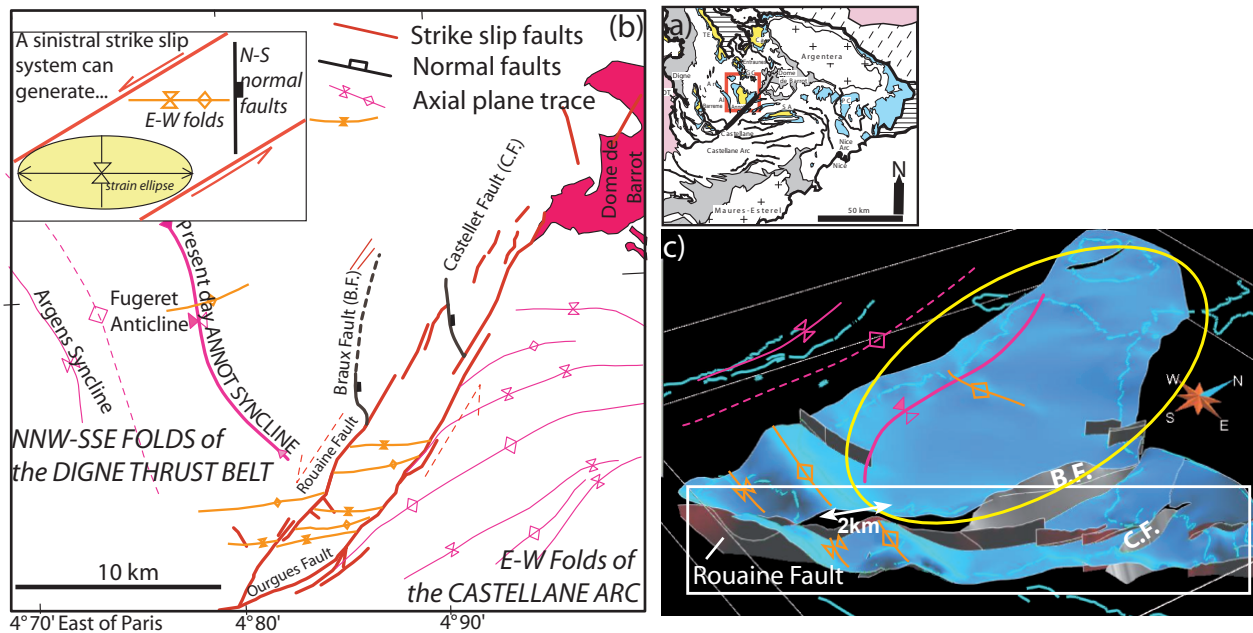
Ce chapitre se compose de deux parties. La première dresse un inventaire des différentes structures présentes dans le dépo-centre. Il s'agit d'un compte rendu de travail de terrain, complété par les résultats du modèle géométrique en trois dimensions. A cette occasion, de nombreux panoramas de terrain sont présentés. Un article constitue la seconde. L'étude détaillée de la géométrie interne du synclinal d'Annot a montré que (1) le plissement alpin est contemporain de la sédimentation turbiditique, et décrit (2) les modalités du contrôle des dépôts turbiditiques sur le flanc ouest d'un synclinal.



## IV.1. Structures enregistrées dans le dépo-centre d'Annot

A priori, le dépo-centre d'Annot est décrit comme un synclinal. Maintenant, en considérant le modèle géométrique en trois dimensions de ce dépo-centre, il apparaît plutôt comme une cuvette légèrement allongée selon la direction NNW-SSE pour sa partie principale (Figure 1c). Qu'en est-il des observations sur le terrain ?

Ce dépo-centre présente aussi des zones fortement structurées comme le couloir entre les failles de Rouaine et d'Ourgues (Figure 1).



**Figure 1 :** a) Carte de situation du dépo-centre d'Annot dans le sud-est de la France (indiqué par un carré rouge). b) Carte structurale du dépo-centre d'Annot. Les plis alpins sont indiqués en rose. Les structures liées au couloir de décrochement de Rouaine - Ourgues (failles rouges) sont des plis E-W (traces axiales en orange) et des failles normales N-S (en noir). c) Modèle 3D du dépo-centre d'Annot. Le trait jaune englobe ce que nous appelons synclinal d'Annot. Nous utilisons le terme de dépo-centre quand nous parlons de ce synclinal et du couloir de décrochement de Rouaine (rectangle blanc)

### IV.1.1. Description des structures dans le synclinal d'Annot

La crête du Puy entre Allons et Le Fugeret offre un beau point de vue sur le nord du synclinal d'Annot et particulièrement sur l'anticlinal du Fugeret (Figures 2 et 3). De ce point de vue, la trace axiale du synclinal apparaît distinctement à l'extrême ouest des Calcaires Nummulitiques, qui forment une barre dans le paysage (Figure 2). Sur le flanc oriental, seuls les Calcaires Nummulitiques et Intermédiaires affleurent en dalle structurale au Nord, puis en allant vers le Sud, les Marnes à Globigérines et les Grès d'Annot apparaissent (Figure 2). Ces deux formations ne sont présentes ici que sur l'actuel flanc est. Néanmoins, dans ces affleurements de Grès d'Annot, la présence d'onlaps vers l'ouest atteste que les turbidites se sont déposées sur un flanc occidental. Il faut donc considérer une migration de charnière depuis le moment de la sédimentation à nos jours. Ceci fait l'objet de l'article présenté en seconde partie.

De cette même crête, il est possible d'observer une structure anticlinale d'axe E-W au niveau du Fugeret (Figure 3). La continuité de ce pli vers l'est n'est pas du tout évidente ; c'est le modèle 3D qui nous a permis de la contraindre.



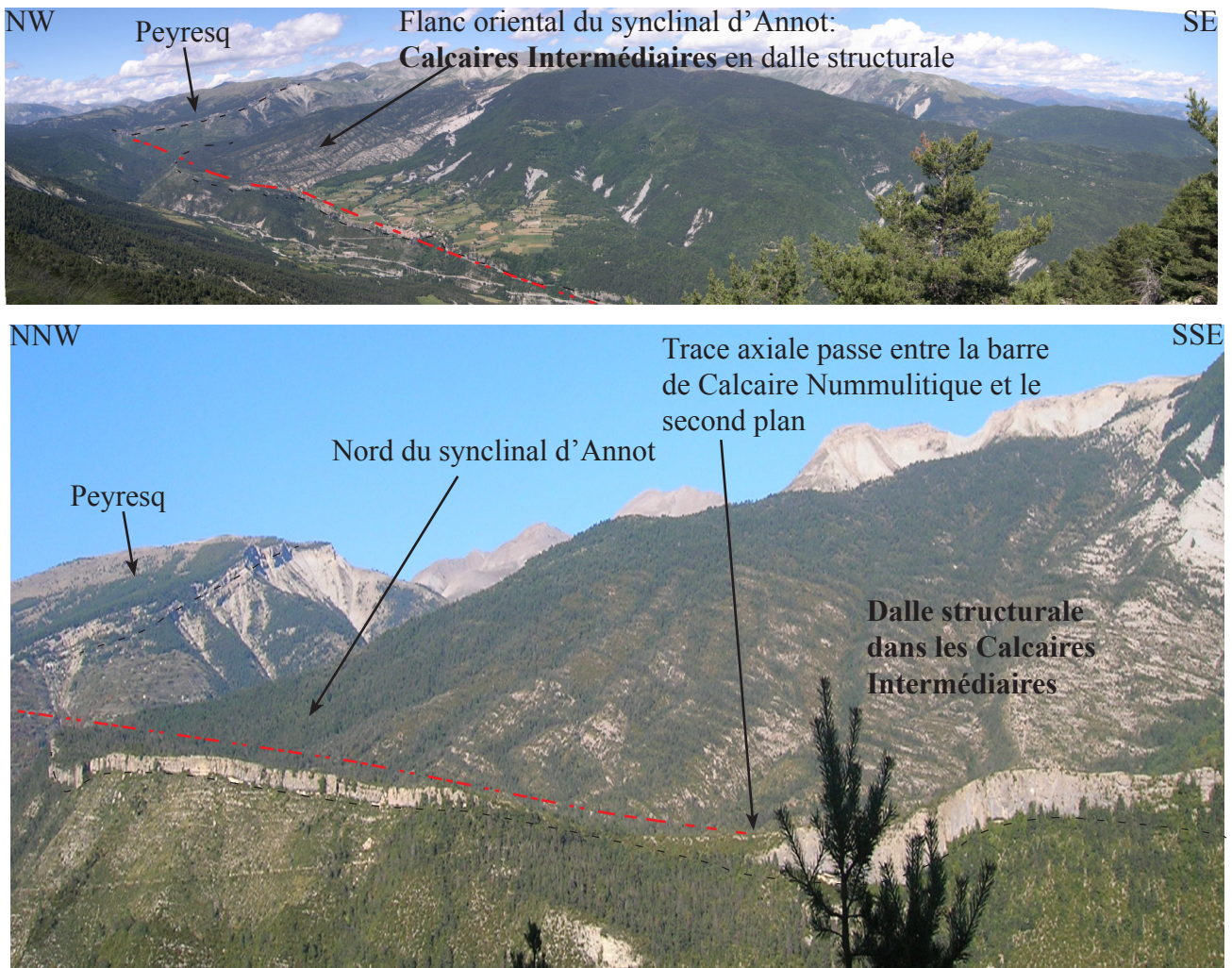


Figure 2 : Panoramas du Nord du synclinal d'Annot et de Peyresq vu depuis la Crête du Puy entre Allons et Le Fugeret (Fig. 1). Les Calcaires Nummulitiques forment une barre dans le paysage (soulignée par le trait noir en pointillé). La trace axiale du synclinal est très proche de la limite d'affleurement des Calcaires Nummulitiques: le flanc occidental du synclinal actuel est très réduit. Le flanc oriental dans le nord du synclinal d'Annot laisse affleurer les Marnes à Globigérines en dalle structurale.

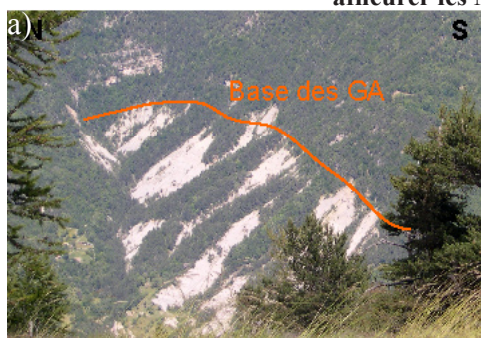
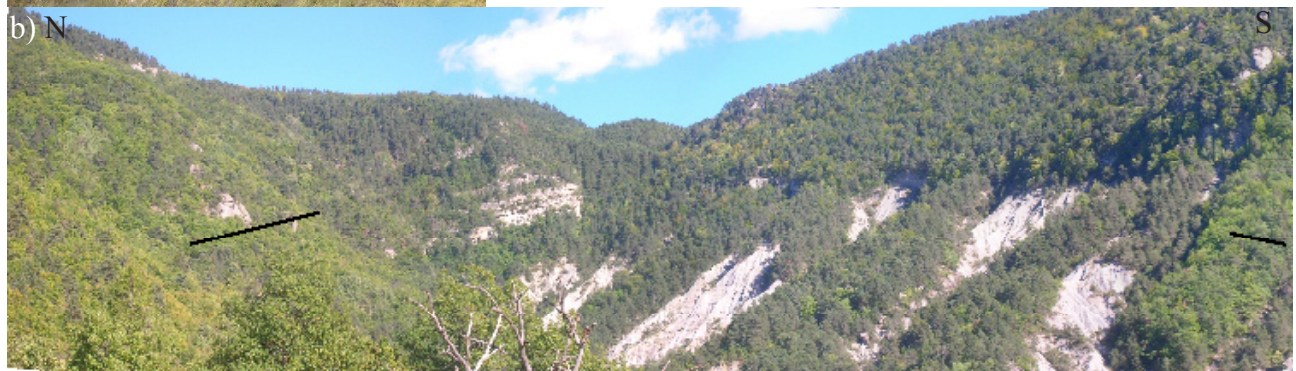


Figure 3 : Pli du Fugeret, vu depuis la route de la Colle Saint Michel entre Annot et Allons (Fig. 1). a) Limite de la base des Grès d'Annot dans la vallée du Fugeret, indiquant un anticlinal très ouvert. b) Vue de la vallée du Fugeret, le pendage de chaque flanc est représenté par un trait noir.





#### IV.1.2. Les structures en rapport avec le couloir décrochant de Rouaine – Ourgues

Une zone de failles avec des déformations associées se trouve au SE du synclinal précédemment décrit. Il s'agit du « faisceau du Var ». Ce couloir d'orientation N055° est délimité au NW par les failles de Rouaine et au SE par les failles d'Ourgues.

##### Les failles de Rouaine et d'Ourgues

Ces failles sont sub-verticales (Figure 4). Le segment SW des failles de Rouaine affleure de façon spectaculaire sur la route entre les villages de Rouaine et des Scaffarels, quelques centaines de mètres avant le Pont Saint Joseph. Un miroir de faille pluri-décamétrique présentant des stries métriques senestres peut être observé en rive sud. Alors, qu'en rive nord, se trouve, dans l'alignement, une faille sub-verticale séparant le Calcaire Nummulitique du Crétacé supérieur plissé localement en chevron. Un segment des failles d'Ourgues a été étudié dans cette région au niveau du village du même nom. L'analyse de cette faille par FaultKin est présentée en Figure 8. Un autre segment de la faille d'Ourgues est coupé par la route dans le secteur du village d'Enriez. Une zone verticale de près de 6 m d'épaisseur, constituée de cataclasite affleure dans les lacets juste à la sortie nord-est d'Enriez en direction de Castellet-lès-Sausse. Au SW d'Enriez, la faille ne correspond qu'à un plan mais une déformation plissée s'observe dans les marno-calcaires du Crétacé supérieur.

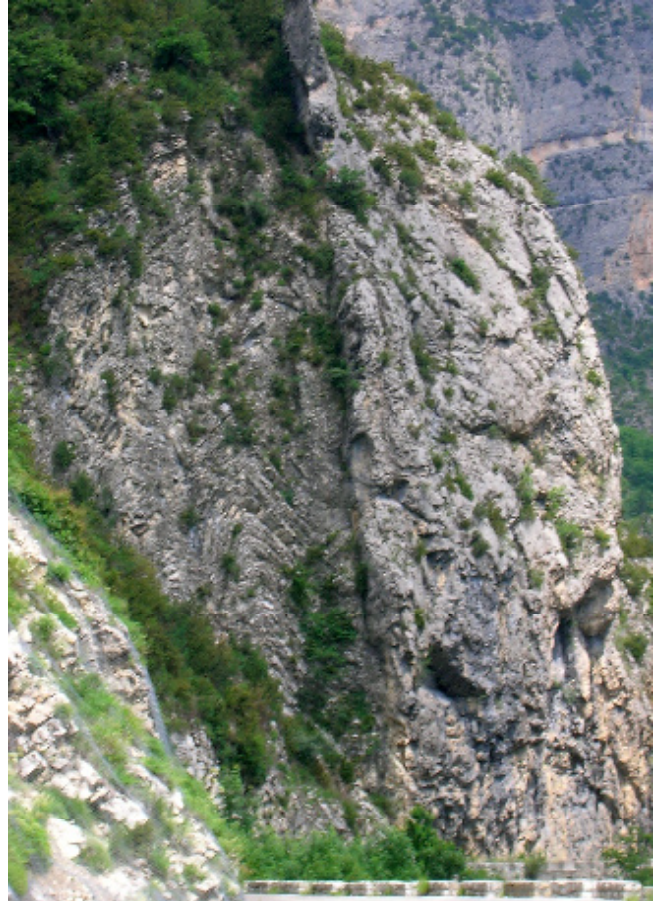


Figure 4: Affleurements de la faille de Rouaine le long de la route entre Rouaine et les Scaffarels, près du Pont Saint Joseph. Remarquer l'anticlinal en chevron dans le Crétacé supérieur à proximité du plan de faille.

Ces failles activées en système décrochant senestre. En regardant le décalage entre les affleurements du Tertiaire, un rejet de l'ordre de 2 km peut être proposé pour le dernier épisode de déformation qu'ait connu cette faille (flèche blanche, Figure1).

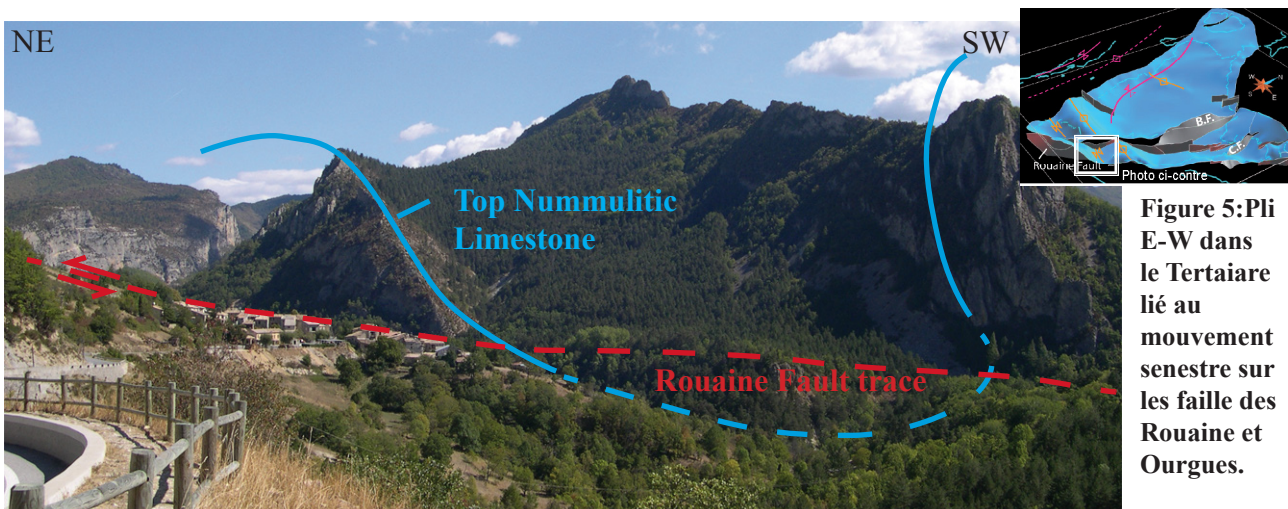
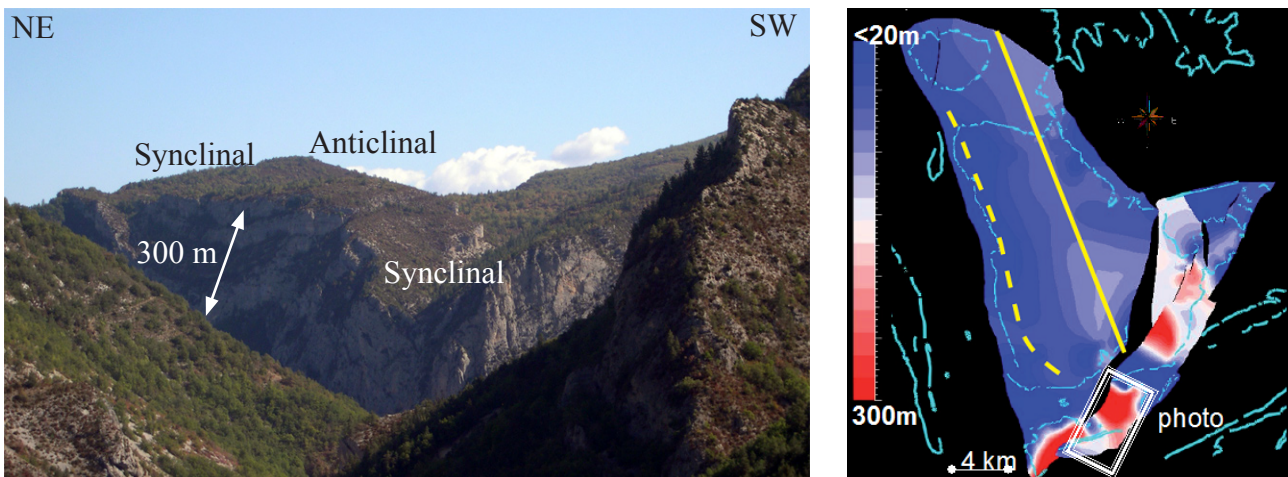


Figure 5: Pli E-W dans le Tertiaire lié au mouvement senestre sur les failles de Rouaine et d'Ourgues.

### Les plis d'axe E-W (Figures 5 et 6)

Cet ensemble de plis comprend le site du Plateau d'Educh (Figure 6) où Apps (2004) décrit un pli synsédimentaire dans les Calcaires Nummulitiques. Néanmoins, la prise de vue de sa photographie est mal choisie car elle ne permet pas de savoir si cet épaissement est lié aux failles du couloir de Rouaine-Ourgues ou à un pli. Par contre, vue du village de Rouainette, la structure du plateau d'Educh ne pose plus de problème ; ce synclinal s'inscrit dans une suite de plis d'axe globalement EW. La différence d'altitude entre le Calcaire Nummulitique de la zone au SW du Plateau d'Educh et celui affleurant au niveau de implique la présence d'une structure chevauchante dans le synclinal.



**Figure 6: Plis synsédimentaires des Calcaires Nummulitiques du Plateau d'Educh dans le couloir de déformation de Rouaine-Ourgues (pour localisation voir la carte d'épaisseur des Calcaires Nummulitiques, présentée à droite). L'interprétation de l'épaissement des Calcaires Nummulitiques par un synclinal synsédimentaire au niveau du Plateau d'Educh est sans ambiguïté vu de Rouainette (photographie à gauche).**

### Les failles N-S

Deux failles N-S, celles de Braux et de Castellet, viennent se brancher sur les failles décrochantes.

La faille de Braux (Figure 7) a fait l'objet de plusieurs études (Parris 1991, Tomasso & Sinclair, 2004). Elles ont montré (1) l'existence d'une paléofalaise du Crétacé supérieur, (2) le jeu normal syn-sédimentaire aux Marnes à Globigérines. Les auteurs indiquent aussi une composante décrochante assez importante. Nous avons observé cette faille au niveau du Salvelet et sa possible continuation vers Aurent. Les renseignements collectés vont dans le sens des études antérieures. Par contre, la construction du modèle tridimensionnel permet de caractériser l'évolution latérale du rejet. Une diminution importante vers le Nord est avérée, ce qui expliquerait la difficulté à localiser la faille au Nord du dépo-centre au niveau du Col du Fa. Concernant cette terminaison septentrionale, la proposition de Puigdefabregas est erronée car correspond à une faille avec pendage vers l'ouest et non vers l'est. Nos travaux de terrain nous amène à considérer un tracé plus à l'ouest qui expliquerait les affleurements de Calcaires Nummulitiques en contrebas du dépo-centre à l'est d'Argenton.

La faille de Castellet (Figure 8) est très semblable à celle de Braux à une moindre échelle.

Toutes les structures décrites précédemment peuvent être générées par un système décrochant sénestre (Figure 1b). Il semblerait que ce système soit actif depuis le Crétacé supérieur (paléofalaise de Braux) et que son activité soit maximale durant la sédimentation des Calcaires Nummulitiques et des Marnes à Globigérines.



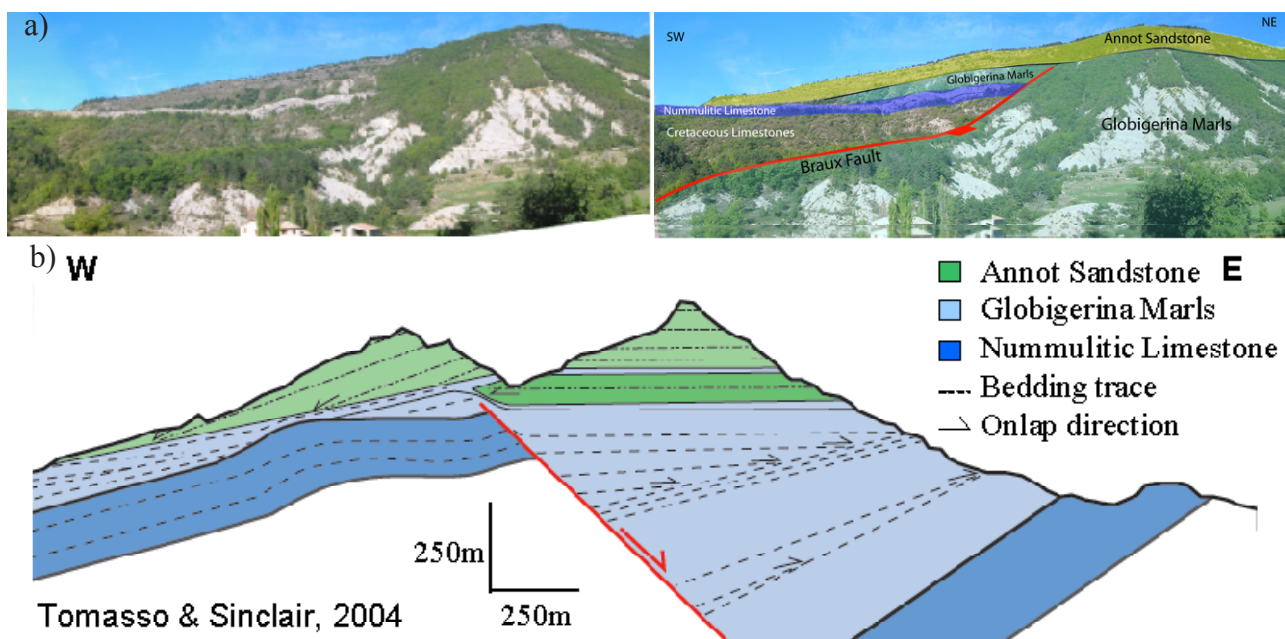


Figure 7 : a) Panorama du Sud de la faille de Braux vue depuis le Salvelet, montrant le plan de faille. b) Coupe de Tomasso & Sinclair (2004) montrant le remplissage syn-sédimentaire dans les Marnes à Globigerines de la faille de Braux.

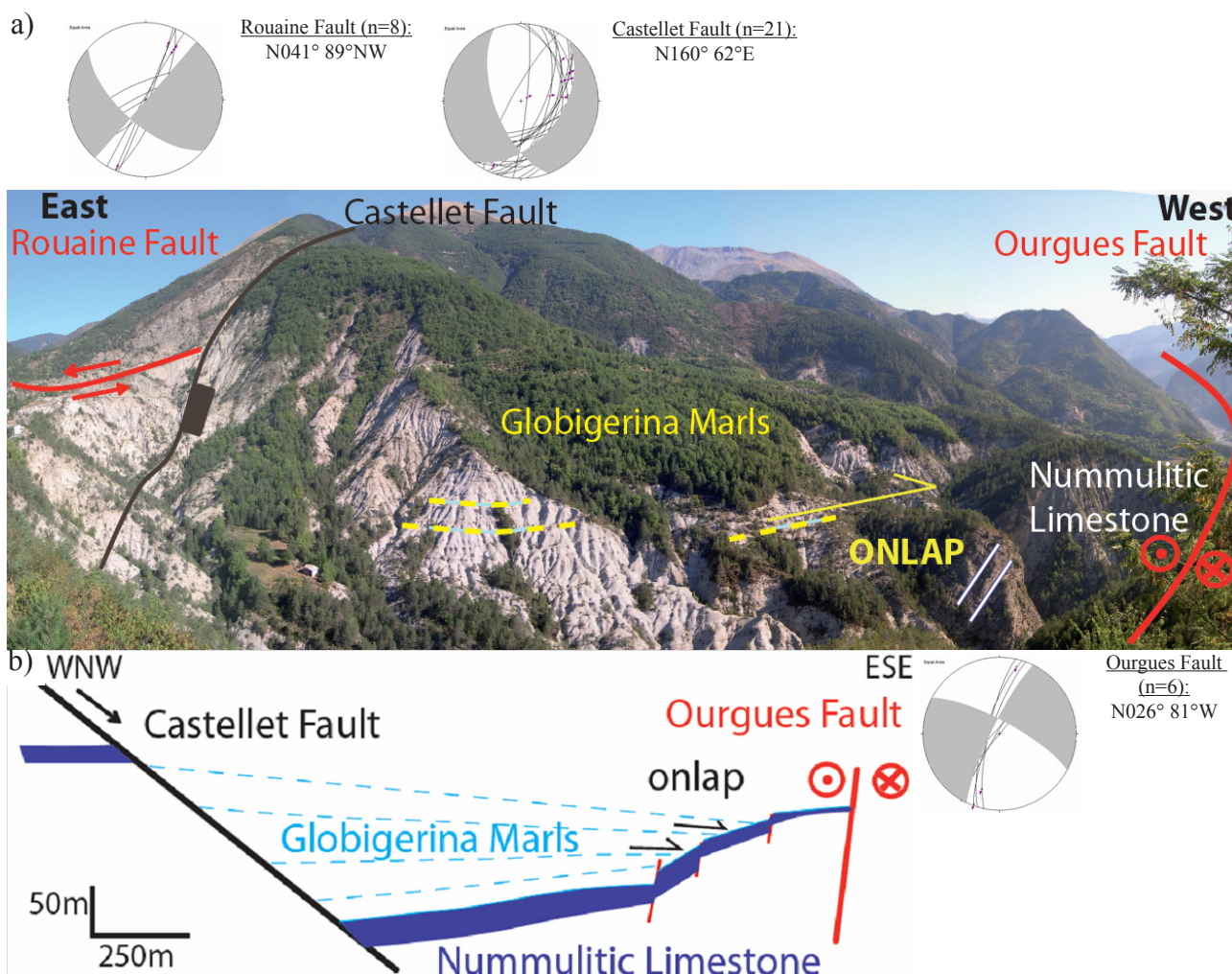


Figure 8 : Faille de Castellet. (a) Panorama interprété du dépo-centre local de Castellet vu depuis l'esplanade de l'église du village incluant l'analyse cinématique des failles de Rouaine, Ourgues et Castellet. (b) Coupe schématique du dépo-centre de Castellet montrant des failles syn-sédimentaires au Calcaires Nummulitiques, l'onlap et les variations de pendage entre le Calcaire Nummulitique et les Marnes à Globiégrines. Remarquer la ressemblance avec le système de la faille de Braux (Figure 7).

## IV.2. Contrôle de la sédimentation turbiditique par le plissement alpin

*article soumis au Bulletin de la Société Géologique de France en décembre 2009, accepté après révision en janvier 2011*

### **Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France**

Lise SALLES, Nancy Université, CRPG-CNRS, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France. mail : lise.salles@gmail.com

Mary FORD, Nancy Université, CRPG-ENSG, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

Philippe JOSEPH, Direction Géologie-Géochimie-Géophysique, IFP Energies nouvelles, 1 & 4 avenue du Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

Christian LE CARLIER DE VESLUD, Geosciences Rennes, Campus de Beaulieu, Université de Rennes 1, 35042 RENNES Cedex, France

Antoine LE SOLLEUZ, Nancy Université, G2R-ENSG, Rue du Doyen Roubault, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

### **Abstract**

The Annot Sandstone turbidites of the alpine foreland basin in SE France (Eocene-Oligocene: 40-32 Ma), provide an excellent case-study of tectono-sedimentary relations in a deepwater compressional system. The Annot outlier is a synclinal remnant previously interpreted as a static depocentre. A multi-disciplinary approach including geometrical & kinematic analyses and modelling demonstrates instead that this was a tectonically active turbidite depocentre where gentle thrust related folding controlled turbidite architecture.

Stratigraphic and new structural field data are integrated with previous sedimentological studies to build a 3D geometric model of the Annot depocentre. Derived thickness maps associated with paleocurrent measurements clearly illustrate three main phases in the evolution of depocentre topography. (1) Early turbidite flows were mainly trapped by oblique intrabasinal inherited structures. (2) Once these structures were buried, the NNW-SSE active syncline constituted the main topographic control. (3) Then, the decreasing activity of this syncline is recorded by filling and flow bypass. These progressive stages (flow ponding, flow stripping and flow bypass), as previously defined in the confined Annot depocentre, may therefore have a tectonic origin.

The kinematic evolution of the synclinal depocentre was defined at different scales. Stratigraphic architecture records a decrease of bedding dips up through the turbidite succession on the western synclinal limb. Comparison with idealized case studies of the interaction of sedimentation with an active syncline indicates that this geometrical pattern corresponds to progressive westward migration of the synclinal hinge and depocentre. This tends to promote lateral rather than vertical stacking of sand bodies during turbidite sedimentation. Trishear kinematic modelling was used to track (in 2D) the origin of this rolling synclinal hinge. Stratigraphic surface geometries and turbidite depocentre migration define thrust and fold geometries at depth. The synclinal depocentre developed between two alternating or coeval fault propagation anticlines that exploited two detachment levels (Triassic evaporates and Cenomanian marls) in the underlying succession.

**Keywords:** growth folding – SW Tertiary Alpine foreland basin – limb rotation – migration of depocentre – turbidite – Trishear kinematic model - 3D surface model from field data - Annot syncline.

## Introduction

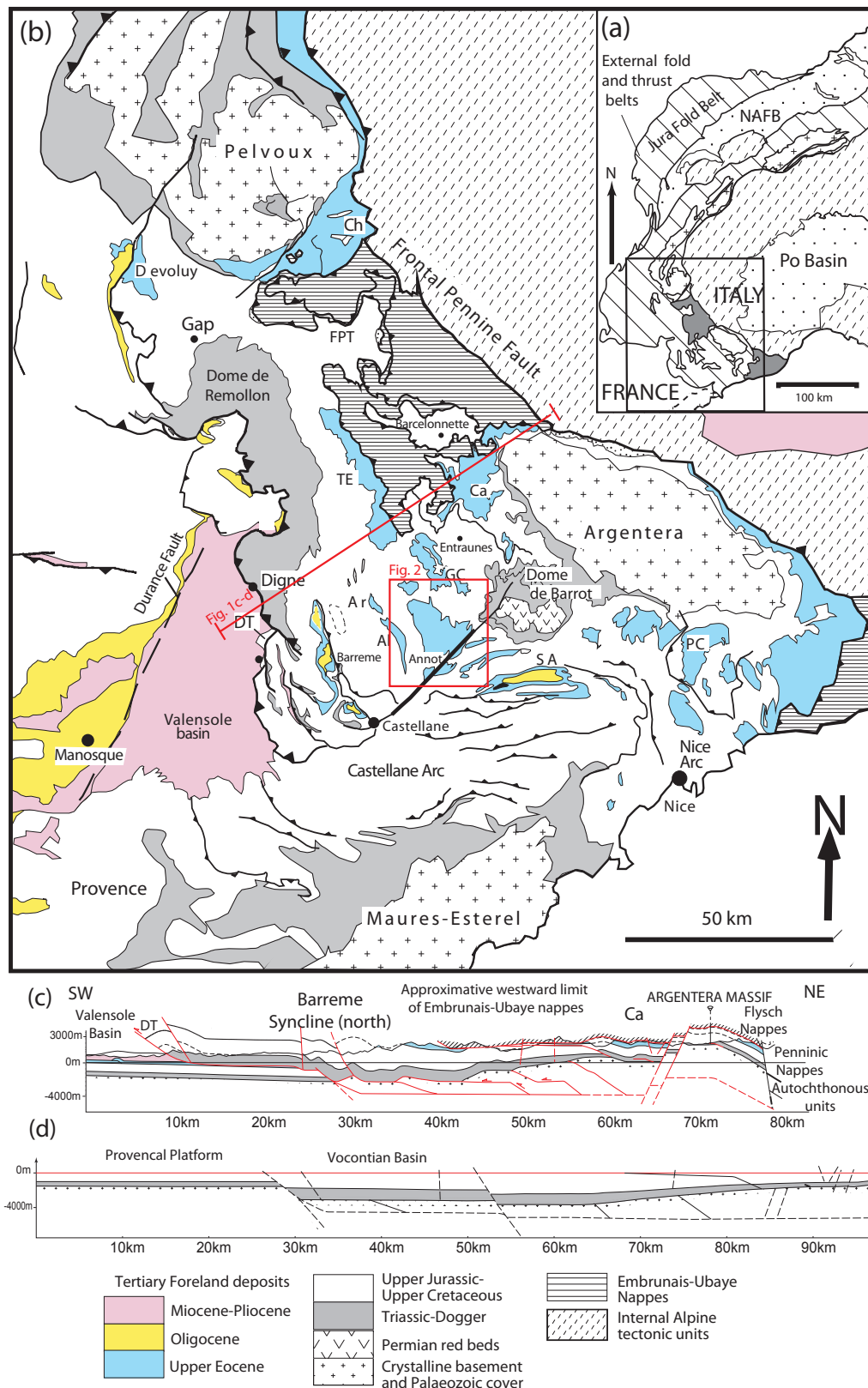
Since the advent of deep offshore exploration and production in the early 1990's, the interaction of active tectonics and turbidite sedimentation has been an important subject of study (Prather, 2000; Pirmez et al., 2000; Covault et al., 2009; Callec et al., 2010). In particular, the significant control by active sea floor deformation on flow pathways and local variations in turbidite thickness and net-to-gross have been well documented from subsurface (e.g. in Brunei, McGilvery and Cook, 2004b), and from outcrop studies (Tertiary Piedmont Basin, Felletti, 2002; South African Karoo foreland basin, Grech et al., 2003). However, only a few studies of the interaction of sedimentation and tectonics at the depocentre scale have been published (e.g. «fill and spill» in the Gulf of Mexico, Prather et al., 1998; Haughton, 2001).

The Annot Sandstone is a well-known and intensively studied analogue for confined sand-rich deep-water reservoirs. It has, for instance, been used to improve models of Cretaceous passive-margin reservoirs offshore Brazil (Moraes et al., 2004). Its depositional environment is defined as a turbidite submarine ramp fed by multiple-source fan deltas located on the northern border of the Corsica-Sardinia massif (Pickering and Hilton, 1998; Sinclair, 2000; Joseph et al., 2000). As an important analogue, the sedimentological characteristics of these turbidite sands have been profusely studied, leading to proposition of a global depositional model for confined basin evolution. Sinclair and Tomasso (2002) adapted the «fill and spill» model for the Annot Sandstone in SE France and the Taveyannaz Sandstone in the Swiss Alps and developed a four-phase model for confined basin evolution (ponding, stripping, bypass, blanketing). More specifically, these authors considered the Annot outlier, one of the preserved outliers of the Annot Sandstone in SE France (Fig. 1), as a passively filled mini-basin. In this paper, we present a new geometrical and evolutionary model for the interaction of turbidite sedimentation and folding in the Annot outlier (Fig. 2), based on new structural data and their 3D analysis.

A multidisciplinary approach was used, coupling new field studies and 3D geometrical modelling (gOcad modeller, Mallet, 2002) in order to (1) control the geometrical and geological consistency of all available data and (2) constrain sandstone thickness variations to identify controlling structures. Palaeocurrents (new and published) were compiled and added in these sandstone thickness maps to study depositional evolution. Intrabasinal relief, generated by inherited structures, locally deflected and reflected early turbidite flows and was then buried. These maps demonstrate the ongoing control but decreasing activity of the NNW-SSE alpine folds during turbidite sedimentation.

Furthermore, this study documents limb rotation and westward progressive depocentre migration. Bedding dip patterns (measurements) and thickness distributions in turbidite units (measurements and modelling) record a synsedimentary rolling synclinal hinge. In a forward kinematic model (Trishear) of the Annot syncline, a rolling synclinal hinge was generated by alternating development of the two bounding fault-propagation anticlines and using several detachment levels. These results have important implications for the paleotopography and the structural framework of the Annot Basin: the Annot depocentre can no longer be considered as a passively filled circular mini-basin, as proposed by Sinclair (2000) and Sinclair and Tomasso (2002). This work suggests that it might be most suitable as an analogue for turbidite sedimentation in active submarine compressive systems.





**Figure 1:** a) Simplified geological map of the Western Alps showing principal tectonic units. Abbreviation NAFB is Northern Alpine Foreland Basin. b) Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin. The Annot depocentre is boxed. Abbreviations are as follows: Al, Allons; Ar, Argens; Ca, Cayolle; Ch, Champsaur; DT, Digne Thrust; FPT, Frontal Pennine Thrust; GC, Grand Coyer; PC, Peira Cava; SA, Saint Antonin; TE, Trois Evêchés. c) Balanced cross-section passing through the southern subalpine chains located on map (b) (Ford et al., 2005). d) Section restored to top Upper Cretaceous showing paleonormal faults probably inherited from the Tethyan passive margin. The SW shortening is 24%.



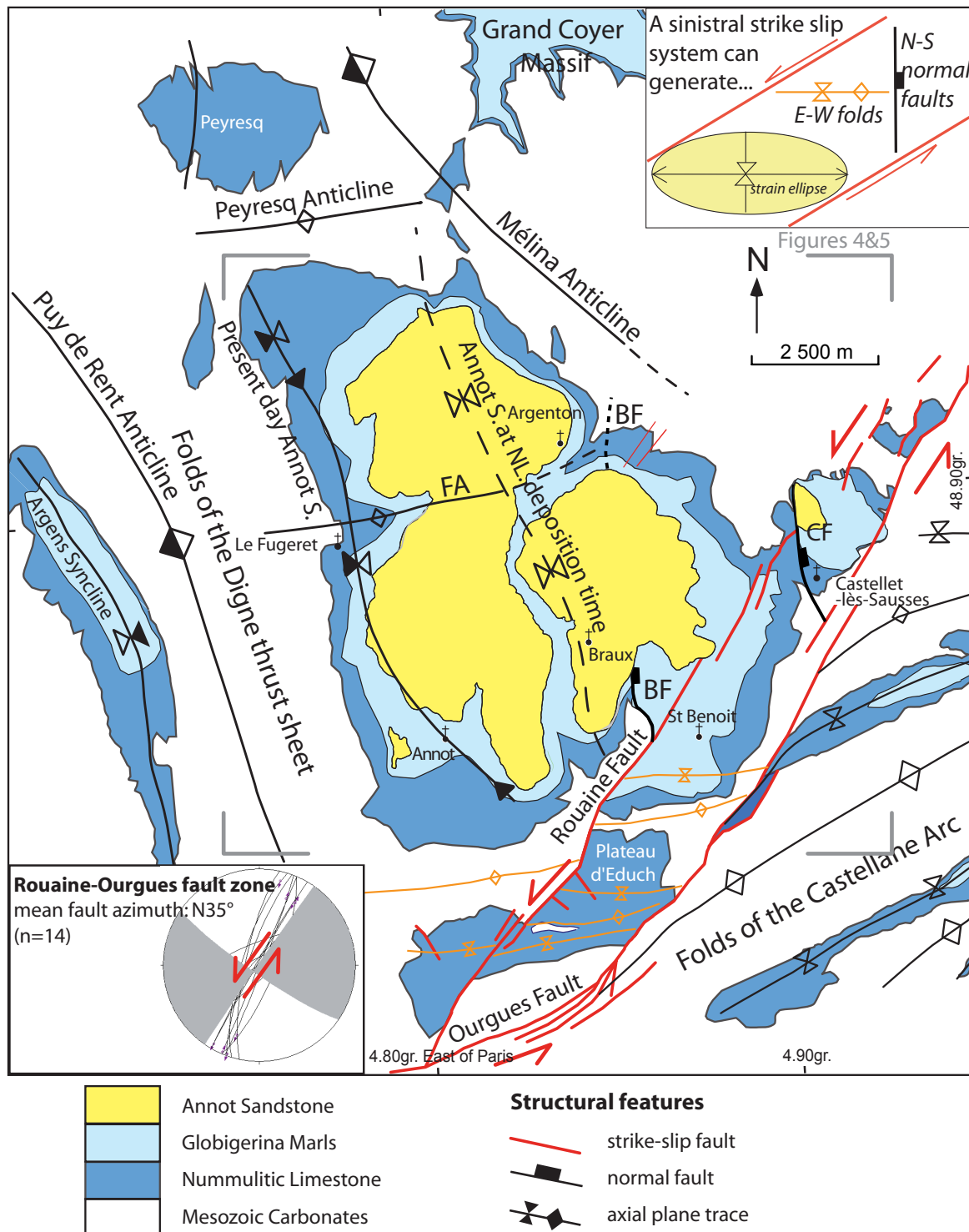


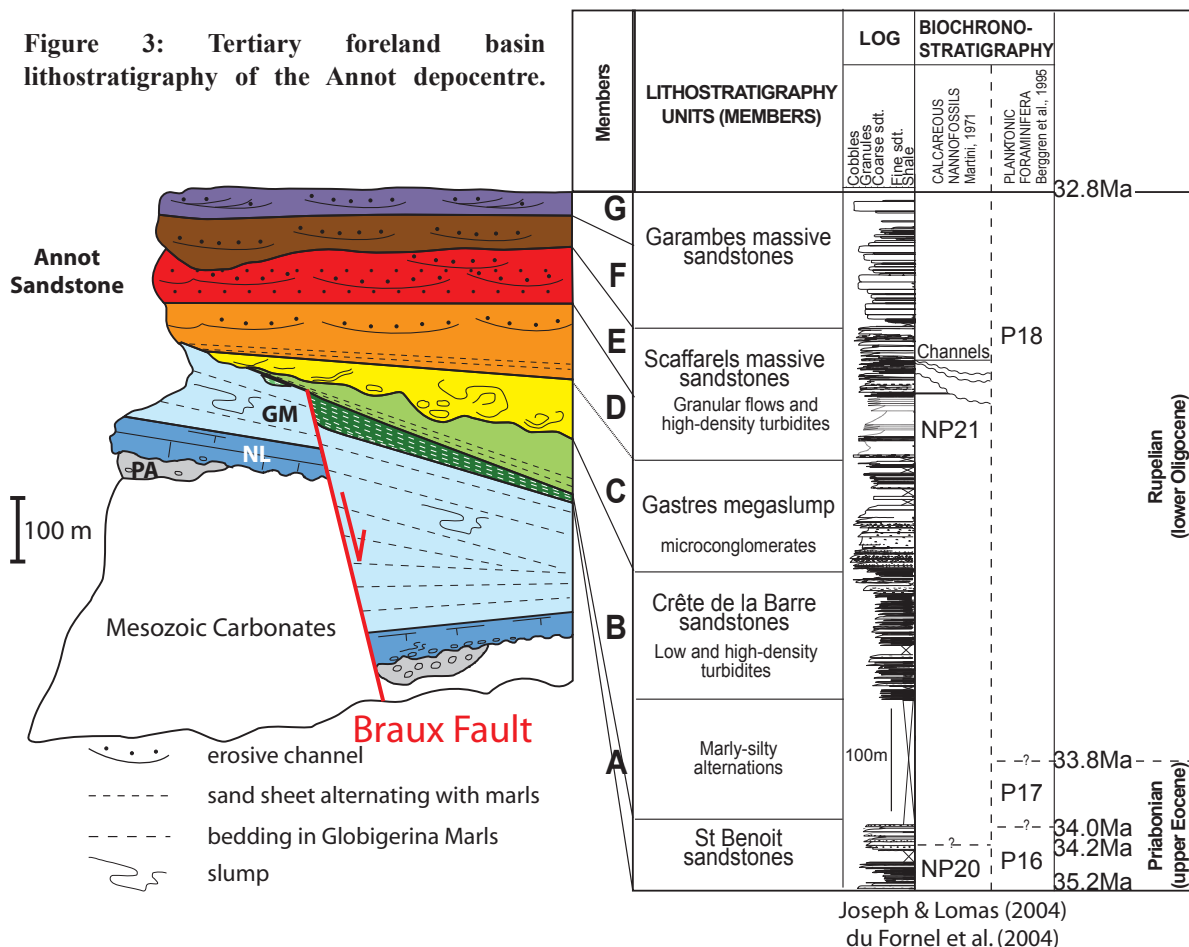
Figure 2: Synoptic structural map of the Annot depocentre showing the main structures and Tertiary stratigraphy. The axial trace of the present-day Annot syncline lies west of the preserved Annot Sandstone outcrops. It does not correspond to the axis of the Annot Sandstone depocentre. The synclinal axial trace for Nummulitic Limestone (dashed line) is derived from the 3D geometrical model presented in Figure 8d. Abbreviations are as follows: BF, Braux Fault; CF, Castellet Fault; FA, Fugeret Anticline.

Figure 3 (next page): Tertiary foreland basin lithostratigraphy of the Annot depocentre. Syn-depositional normal faulting occurs in the Nummulitic Limestone (NL) and the Globigerina Marls (GM). The Globigerina Marls thickness varies from less than 100 m to 400 m across the Braux normal fault. Member B of the Annot Sandstone seals this normal fault. Annot Sandstone members (A-G) onlap westward onto the Globigerina Marls. Abbreviation PA is Poudingues d'Argens. The correlated lithostratigraphy and log of du Fornel et al. (2004) on the right hand side gives the established member names and biochronostratigraphical ages of the Annot Sandstone.

**Regional setting: Southern Subalpine Chains, SE France**

**Stratigraphy**

The stratigraphical succession of the Southern Subalpine Chains in SE France consists of Permian continental sediments lying unconformably above Hercynian crystalline basement and overlain by the Mesozoic Tethyan passive margin succession followed by the Tertiary Alpine foreland basin sequence. The Permian succession is particularly thick (>900 m) in the Dôme de Barrot and the west side of the Argentera Massif (Fig. 1b) where normal faulting controlled deposition of aeolian, lacustrine and fluvial sediments interrupted by several volcanic events (Delteil et al., 2003; Vinchon, 1984). During the Triassic (Muschelkalk, Keuper), thick evaporites were deposited. The thickness of the Keuper evaporites is highly variable and can reach 400 m. During the Jurassic and Cretaceous, SE France was located on the Tethyan passive margin. During Liassic rifting, a zone of high subsidence called “the Vocontian Basin” (Fig. 1d) developed, characterised by a thick marl-rich succession (“Terres Noires”), 5 to 10 times thicker than equivalent platformal facies on the adjacent Provençal Shelf. In Bathonian times, ocean spreading began in the Piemont-Ligurian ocean to the east and thermal subsidence began on the passive margin (Bernoulli and Jenkyns, 1974; de Graciansky et al., 1989; Borel, 1997). Cretaceous carbonate facies are well developed in SE France, in particular east of the Barrême Syncline, where a major syn-sedimentary normal fault accommodated deposition of mid-upper cretaceous marls and limestones (Fig. 1b-c). Within the Cretaceous sequence, the marl-rich Cenomanian succession (<400 m) has been exploited as a local detachment (Lawson, 1987; Apps et al., 2004).



The Tertiary succession (Fig. 3) unconformably overlies a locally folded Cretaceous substratum, which in the Annot area consists of Santonian limestones and Campanian calcareous marls. This angular unconformity is related to the Pyrenean-Provençal orogeny (Flandrin, 1966; Siddans, 1979; Dewey et al., 1989). Alluvial deposits and marine conglomerates of the Poudingue d'Argens Formation locally occurs on the Cretaceous substratum at the base of the Tertiary succession (Apps, 1987, 2004). During the Late Eocene and Early Oligocene, the “Nummulitic trilogy” (Boussac, 1912; Bodelle, 1971; Fig. 3) was deposited in the Alpine foreland basin consisting of the transgressive Nummulitic Limestone (Sinclair et al., 1998), the deep-water Globigerina Marls and the turbiditic Annot Sandstone sourced from the south (Stanley, 1961). Near the village of Annot, the Annot Sandstone Formation is subdivided into seven members labelled A to G (Albussaïdi and Laval, 1984; Joseph and Lomas, 2004; Figs 3, 4). Members A and B correspond to sheet sands alternating with marls. These low and high-density turbidites are interpreted as tabular lobe deposits. The member C (“Gastres megaslump”) consists of micro-conglomerates with an erosive base and locally contains large granitic pebbles. This exceptional slump event occurred close to the Eocene-Oligocene boundary (Fig. 3, du Fornel et al., 2004). Members D to G comprise very massive sandstones (more than 90% sand) corresponding to stacked channels. Some channels (Member E) are very erosive and can incise 60 m (Callec, 2001; Sinclair and Tomasso, 2002). At the base of D medium to high-density turbidites alternate with low density turbidites that correspond to overbank deposits (Joseph et al., 2005a). Figure 3 indicates correspondences between members A to G and the local lithostratigraphic names for the Annot Sandstone of the Annot syncline used by Callec (2001) and du Fornel (2003) (e.g. Crête de la Barre, Gastres megaslump, Scaffarels, Garambes...).

### ***Structure***

SE France was deformed by two Tertiary orogenic events, Pyrenean-Provençal and Alpine. The E-W striking Pyrenean-Provençal orogen was created by the anticlockwise rotation of Iberia and its collision with Europe from Late Cretaceous (Biju-Duval et al., 1978; Olivet, 1996; Schettino and Scotese, 2002) to Paleocene (Tempier, 1987). EW folds of this age have been identified in the Dévoluy, Baronnies and particularly in Provence (Fig. 1). In the Digne thrust sheet, large scale E-W folds occur in the Var valley near Entraunes (Kerckhove, 1969; Lawson, 1987) and in the Barcelonnette window (these locations are indicated in Fig. 1; Plan, 1968). These folds are as yet poorly documented; their exact age and geometrical relations with the later alpine event are problematic.

From the Middle Eocene to the Quaternary, Alpine orogenesis caused moderate to gentle deformation across the external zones of SE France (Lickorish and Ford, 1998). In the Digne thrust belt, alpine folds strike NNW-SSE, while they strike E-W in the Castellane fold system (Figs 1b, 2). SW-SSW shortening in the Digne thrust belt was about 24-26 km (<24%) (Ritz, 1992; Lickorish and Ford, 1998; Ford et al., 2005). Thrusts root mainly into Triassic evaporites, although crystalline basement and its local Palaeozoic cover may be deformed (Fig. 1d). A restored cross-section (Fig. 1d) illustrates that some of the largest faults are reactivated normal faults inherited from the Tethyan passive margin.

The infill of the Tertiary Alpine foreland basin is preserved in isolated synclines of the Subalpine Chains (Annot, Grand Coyer, Trois Evêchés, etc.; Fig. 1).

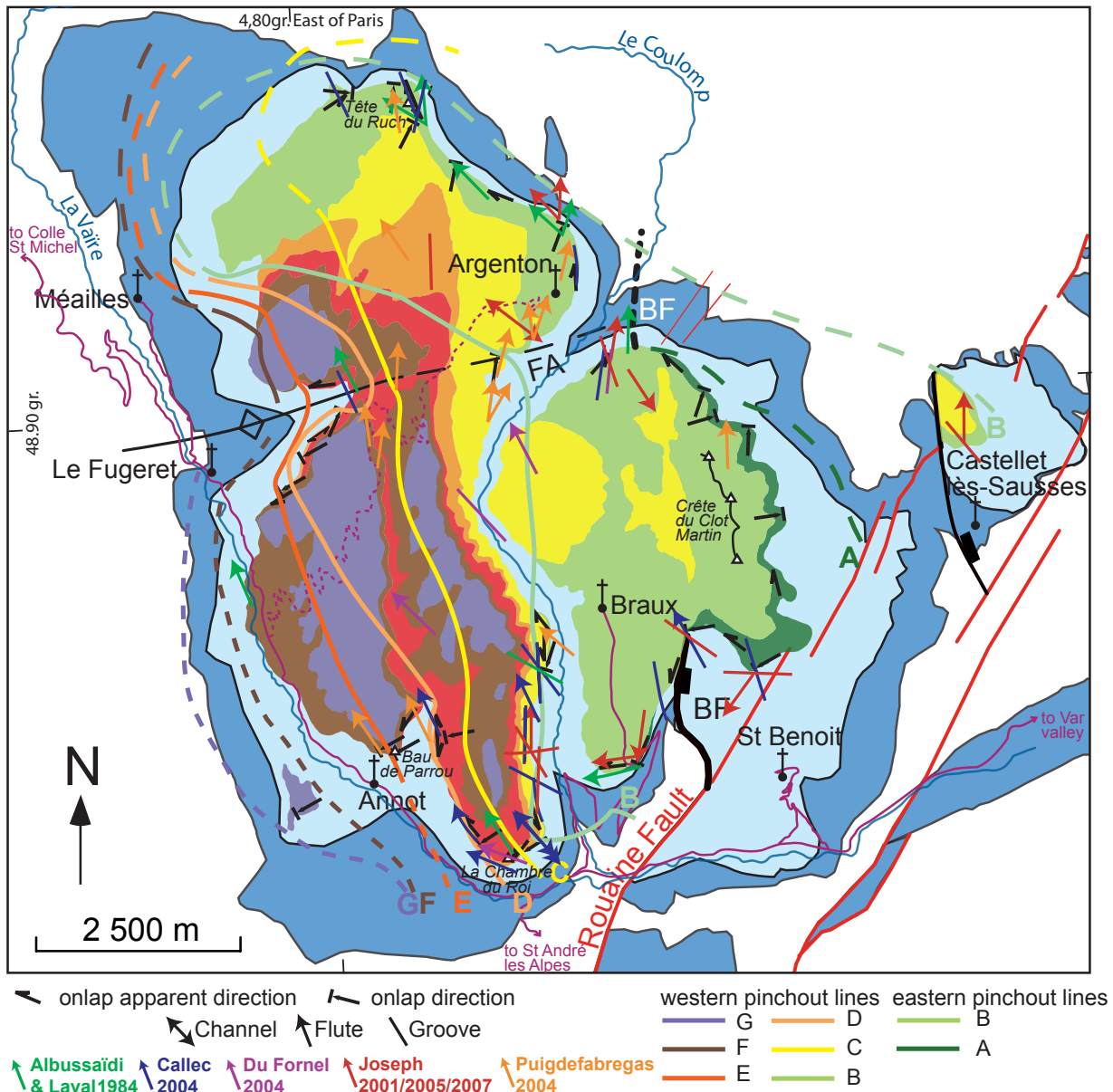
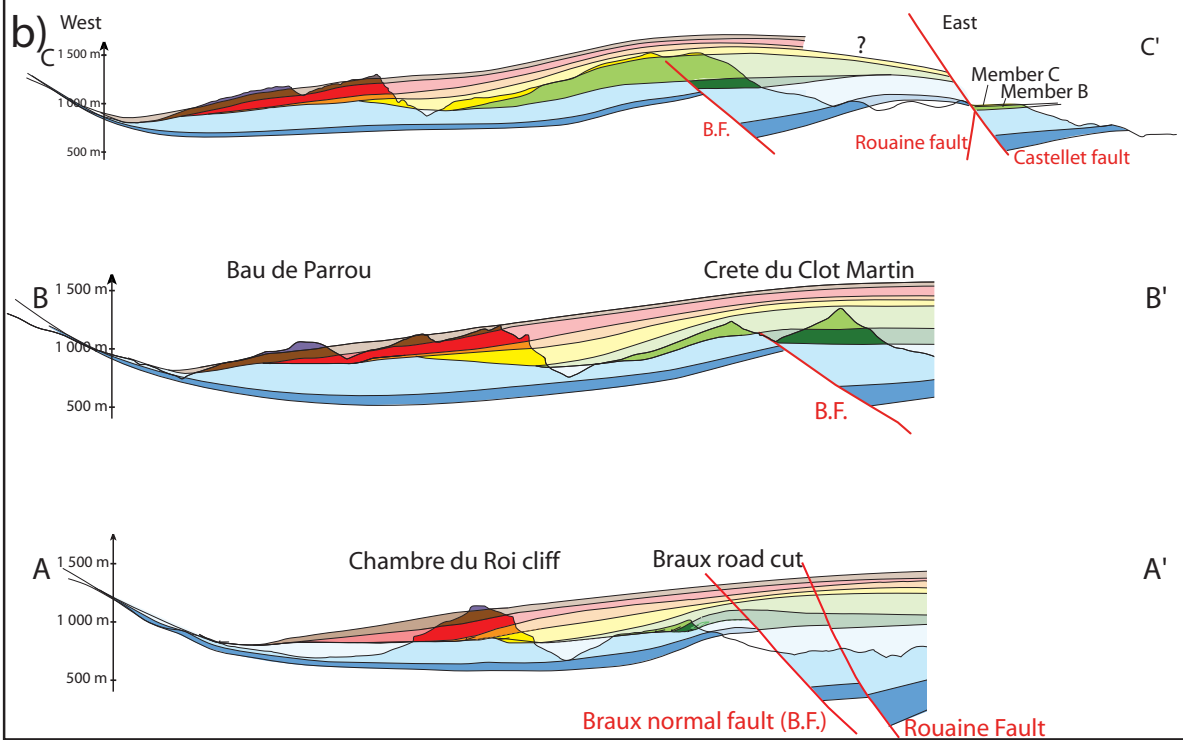
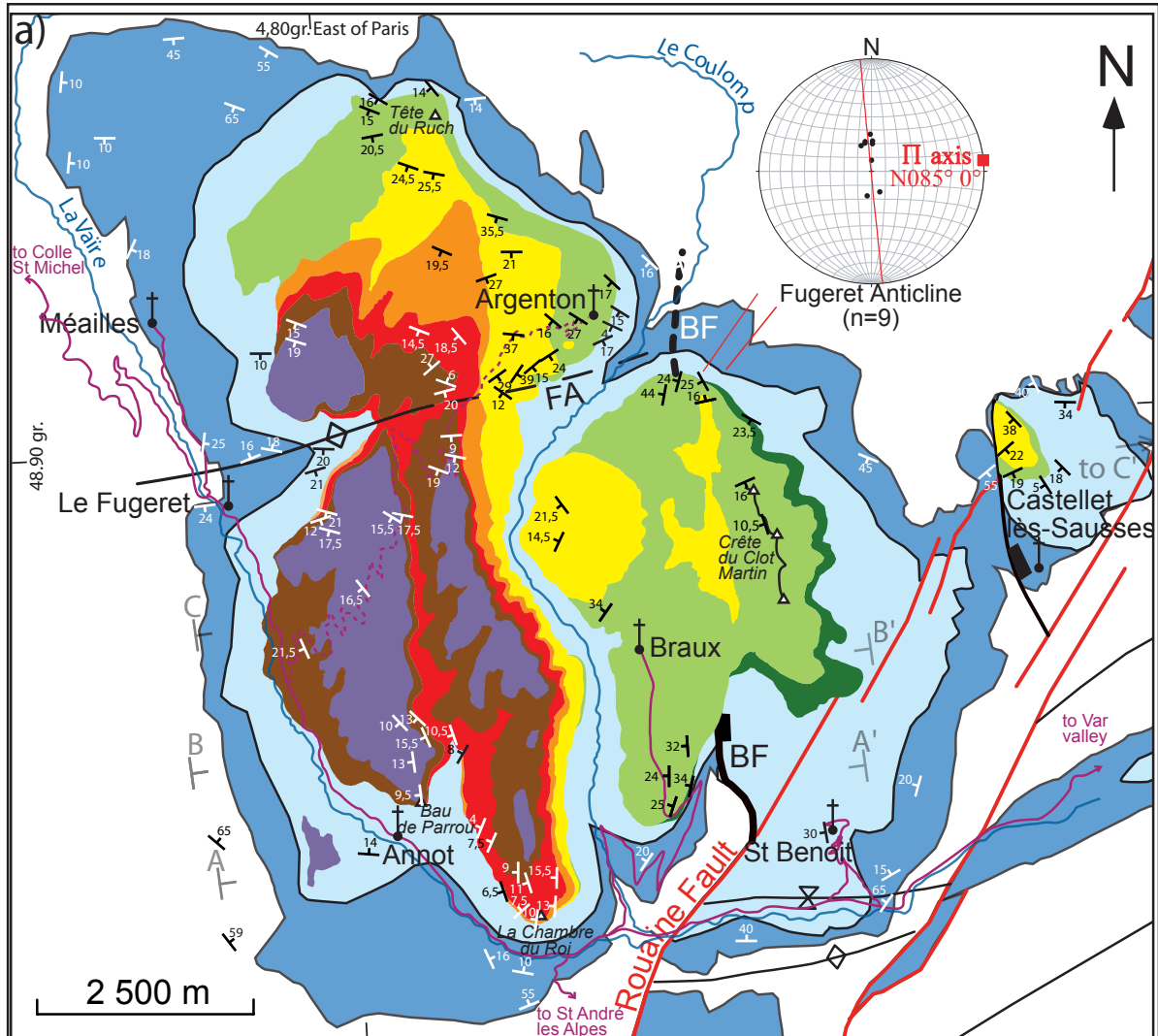


Figure 4: Geological map of the Annot syncline (key on Fig. 3). Members in the Annot Sandstone Formation were mapped by Albussaïdi and Laval (1984), Callec (2001) and Puigdefàbregas et al. (2004). While these maps are in good agreement for the southern and eastern Annot depocentre, they differ markedly north of the Fugeret Anticline. Albussaïdi and Laval's (1984) map is the most consistent with our field observations and therefore forms the basis of the complete geological map of the Annot Sandstone members. Paleocurrents directions (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001; Puigdefàbregas et al., 2004), true and apparent onlaps (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001) and interpolated western pinchout lines for each members of the Annot Sandstone have been compiled with our own data. This reconstruction shows that the Annot Sandstone members onlap progressively westward onto the Globigerina Marls. Main roads are shown in solid purple lines and forest tracks in dashed purple lines. Abbreviation BF is Braux Fault.

Figure 5 (next page): a) Synthetic structural map of the Annot syncline showing bedding dips (values correspond to local averages). Inset: stereoplot (lower hemisphere, equal area as are all the stereoplots presented in this paper) of poles to bedding of Nummulitic Limestone and Globigerina Marls around the EW Fugeret Anticline. b) EW section lines AA', BB' and CC' across the Annot depocentre showing the influence of the Braux normal fault on the Globigerina Marls and the westward decreasing dip from older to younger members in the Annot Sandstone. The vertical throw of the Braux normal fault decreases northward (from AA' to CC').





### 3D modelling using field data

#### *Previously developed methods*

The construction of complex 3-D geometrical models from field data and scarce subsurface data is currently an important research topic motivated in part by increasing exploration in frontier domains, where seismic imaging is poor (e.g. de Kemp, 1999; de Kemp, 2000; De Donatis, 2001; Husson and Mugnier, 2003; Fernández et al., 2004; Zanchi et al., 2009). In these studies, 3D modelling techniques, initially developed for dense data sets such as 3D seismic surveys, are adapted to less ideal data sets. However, most of the previously proposed methods were not found to be fully appropriate for the Annot outlier study, where significant thickness variations and complex stratal geometries are observed. For instance, the use of multiple cross-sections (e.g. De Donatis, 2001; Husson and Mugnier, 2003) is difficult, because two perpendicular fold trends occur in the Annot area. In addition, horizons are often modelled assuming constant thickness in cross section (e.g. Husson and Mugnier, 2003). The procedure of de Kemp (1998) involves the densification of scarce dip data and was developed for regional studies in low relief areas. It therefore does not integrate dip information derived from outcrop traces. The main drawback of these methods is that they use already interpreted data as constraints from the beginning of the modelling process.

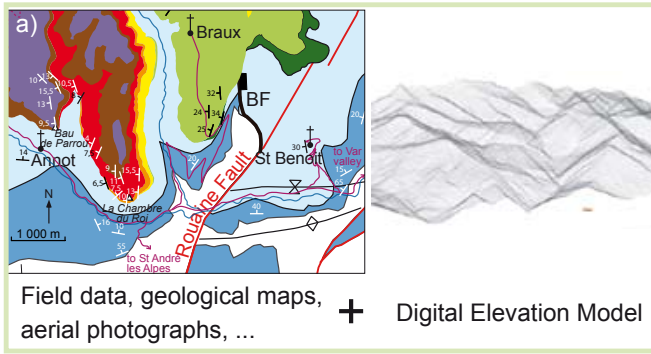
#### *New procedure for 3D model construction*

A 3-D model of the Annot depocentre was built using the gOcad 3D modeller, that allows a discrete representation of geological objects through regular (grid) or irregular meshes (polygonal curves, triangulated surfaces, and tetrahedralized solids; Mallet, 2002). 3D construction of geological objects (e.g. faults or stratigraphic contacts) from data is based on Discrete Smooth Interpolation (DSI, Mallet, 1989; Mallet, 2002). A wide range of constraints was used to take into account the different types of data, but also to ensure geometrical and geological consistency between objects (Mallet, 2002; Caumon et al., in press).

In a first step, a 3D data base was built integrating all available data. A georeferenced Digital Terrain Model (D.T.M.) consisting of orthorectified aerial photographs and/or geological maps (e.g. 1:50 000, BRGM, 1980) draped over the Digital Elevation Model of the studied zone (50 m resolution D.E.M.; Fig. 6a-b) was constructed. Field measurements (bedding orientation data, vertical thickness derived from logs) were then precisely located in this DTM (Fig. 6b-c). Outcrop traces of stratigraphic boundaries and faults (Figs 3, 5), were picked directly on the DEM throughout the area from high definition field mapping and photograph interpretation (Fig. 6c). During the integration into the data base, all data were cross-checked (e.g. outcrop traces vs. dips or observed thicknesses) and quality controlled in 3D to ensure their coherency and significance. As field data are scarce and heterogeneous (type and density), this step is particularly important to use each data properly and avoid artefacts during the modelling of horizons.

Because no seismic profiles or boreholes cutting through the entire Tertiary stratigraphy are available, it is difficult to constrain horizon geometries at depth. Thus, a method adapted from

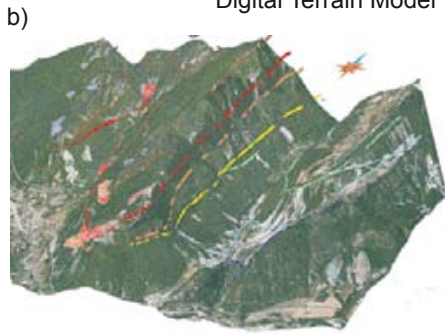
**Figure 6 (next page): Modelling workflow applied to the Annot outlier. Geological maps, aerial photographs (a) are geo-referenced and draped over the Digital Elevation Model (DEM), a digital representation of ground surface topography (a). In this digital representation of informations landing on 3D ground surface (Digital Terrain Model, DTM) (b), field data, such as bedding dip or thickness measurements, are integrated into a 3D data base (c). Stratigraphic boundaries are directly digitised onto the DEM using field survey and aerial photograph interpretation. These data are then used to construct the 3D surface model. The faults are built first (d). A reference surface is then modelled using outcrop traces and dips (e). Stratigraphic horizons are modelled from this reference surface using vertical thickness maps (f).**



Georeferencing



Digital Terrain Model



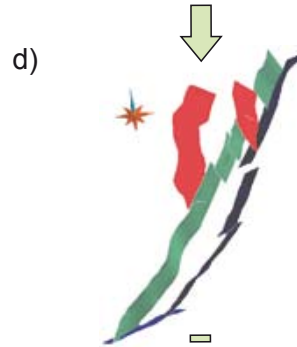
Photograph interpretation  
Digitizing boundaries



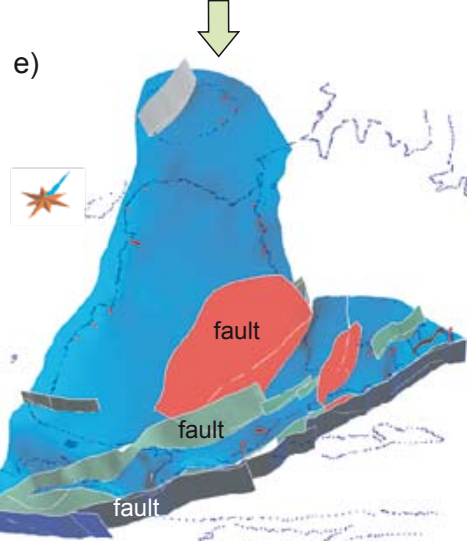
3D data base



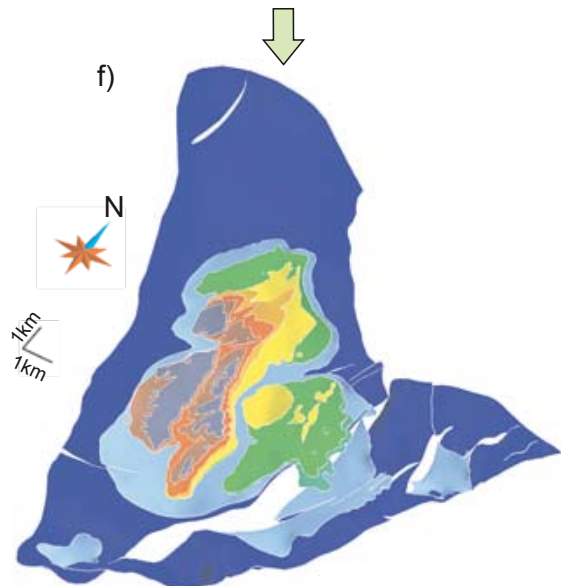
Fault construction using the best fit planar solution



First draft of the reference surface  
(here, base of Nummulitic Limestone)  
Interpolation from outcrop traces and dips



Construction of the overlying horizons  
using vertical thickness maps (Fig. 8)



Fernández et al. (2004) was used, combining structural data and vertical thickness maps (see details below). Adapting the methods of Suppe (1983) to three dimensions, Fernandez et al. (2004) define dip-domains, which are zones of constant dip (and thus constant thickness) bound by planes known as axial planes. Even though both our and Fernandez's approaches are based on the same data (structural measurements and vertical thickness maps), there are some important differences: in our approach, (1) the construction of the surfaces is not explicitly based on the dip-domain method but on the DSI interpolator that allows to take into account variations in dip & thickness data and faults and (2) the dip domain boundaries have not to be defined.

Fault surfaces are built first (Fig. 6d) using their outcrop trace and their dip. Only faults with significant throws ( $\geq 100$  m) were constructed. Faults of unknown dip and strike were constrained by a best fit planar solution. The sinuous fault trace gives the general strike within  $10^\circ$  and the dip within  $15^\circ$ . We built planes for different combinations of values and selected that which gave the closest trace to the true outcrop trace. Where appropriate, fault connections (e.g. Fig. 6d) were established and ensured in the final model.

The model surfaces were built from two structural reference horizons, namely the base of the Nummulitic Limestone and the base of the Annot Sandstone, and a set of vertical thickness maps, corresponding to the Nummulitic Limestone interval and each of the turbidite members. The reference horizons were chosen because they outcrop almost continuously around the Annot syncline and they represent unconformities in the structural model. For both surfaces, data are available along their outcrop, whereas in the central part of the syncline, data are only available indirectly from higher stratigraphic horizons. Therefore, a first draft was built using DSI, based on structural field data and additional dip estimates derived from dip slopes (Figs. 6e, 7). While the derived 3D surface closely respected outcrop traces and dips, it remained relatively unconstrained in the centre of the Annot outlier (Fig. 7). Nevertheless, the range of depth for the modelled horizons was compared with first-order estimates on our own (Fig. 5b) and published cross sections (e.g. Ravenne et al., 1987; Callec, 2004; Apps et al., 2004; Tomasso and Sinclair, 2004). When the calculated depth was found to be out of the admissible range (Fig. 7A2), the modelled horizon was corrected accordingly, most of the time by adding a point at depth or by reducing the influence area for some dips known to have a local meaning (e.g. dips on the limbs of small local folds or dips measured in the vicinity of fault).

Finally, remaining horizons were progressively built from the reference surface and vertical thickness maps (Figs 6f, 7B). For this purpose, (1) thickness values calculated from the outcrop trace of the overlying horizon (For example, base Globigerina Marls; Figs 7B1, 8a-b) were projected vertically from their location to the underlying horizon (For example, base Nummulitic Limestone) and (2) the

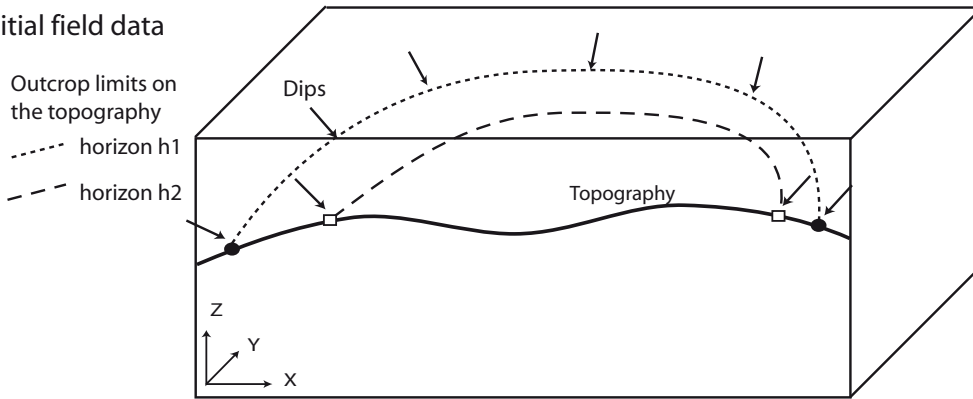
---

**Figure 7 (next page): Two steps in the methodology used in the construction of 3D stratigraphic horizons from field data in gOcad software: (A) Building the reference surfaces and (B) Building thickness maps and complementary horizons. A1) Initial data set showing the topography and the outcrop of two horizons h1 and h2 on either side of a hill with known dip values. In addition, the topography can constrain the minimum dip needed, which is fixed to be  $2^\circ$ - $5^\circ$  steeper than the topographic slope. A2) A first estimation of the reference horizon h1 is built with the DSI method in gOcad (Mallet, 1997, 2002) using only given field data. While the geometry is relatively well constrained close to the outcrops, it is less constrained at depth and several solutions are possible. These different solutions may be obtained for instance by varying the area of influence of dip data during the interpolation process (e.g. using dip domain method with rounded hinge). However, the introduction of few first order thickness estimates or thickness range allows to better constrain the model. B1) Vertical thickness values are computed from a reference horizon and outcrop data of the overlying horizon. Because the lower horizon and the outcrop line of the upper horizon are close, these values are considered as fairly accurate. These values are interpolated with DSI to produce a map. B2) A complementary horizon is built from a reference horizon, vertical thickness map and field data (outcrop line and dips). This complementary horizon then became the new reference surface and the process may be repeated.**

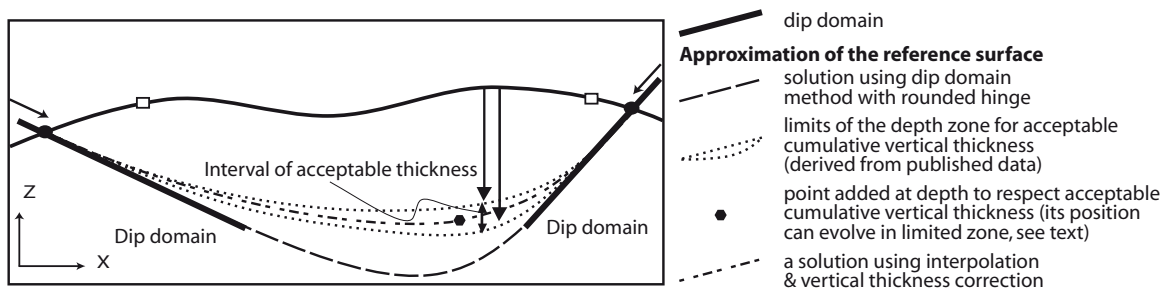


(A) building reference surfaces

(1) Initial field data

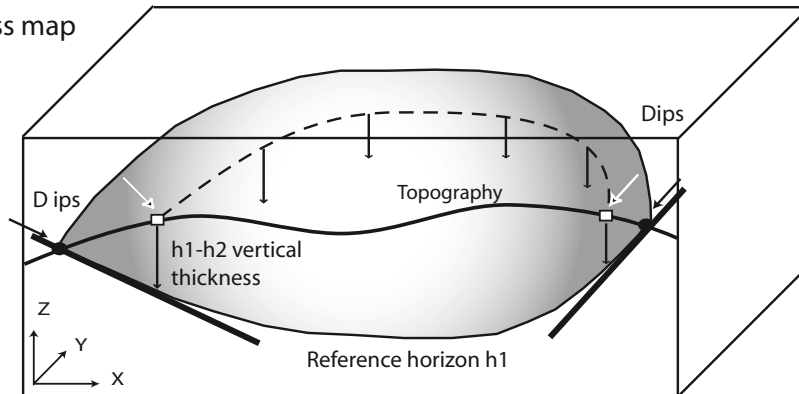


(2) After the interpolation based on field data but corrected for vertical thickness trends

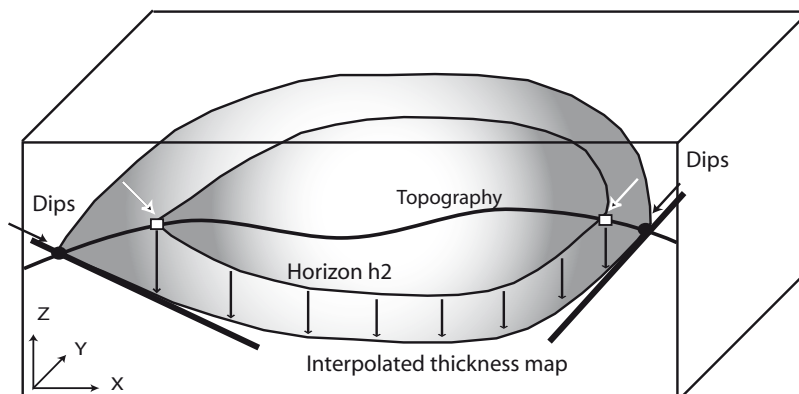


(B) Building thickness maps and complementary horizons

(1) Vertical thickness map



(2) Complementary horizons built from reference horizon, vertical thickness maps and field data

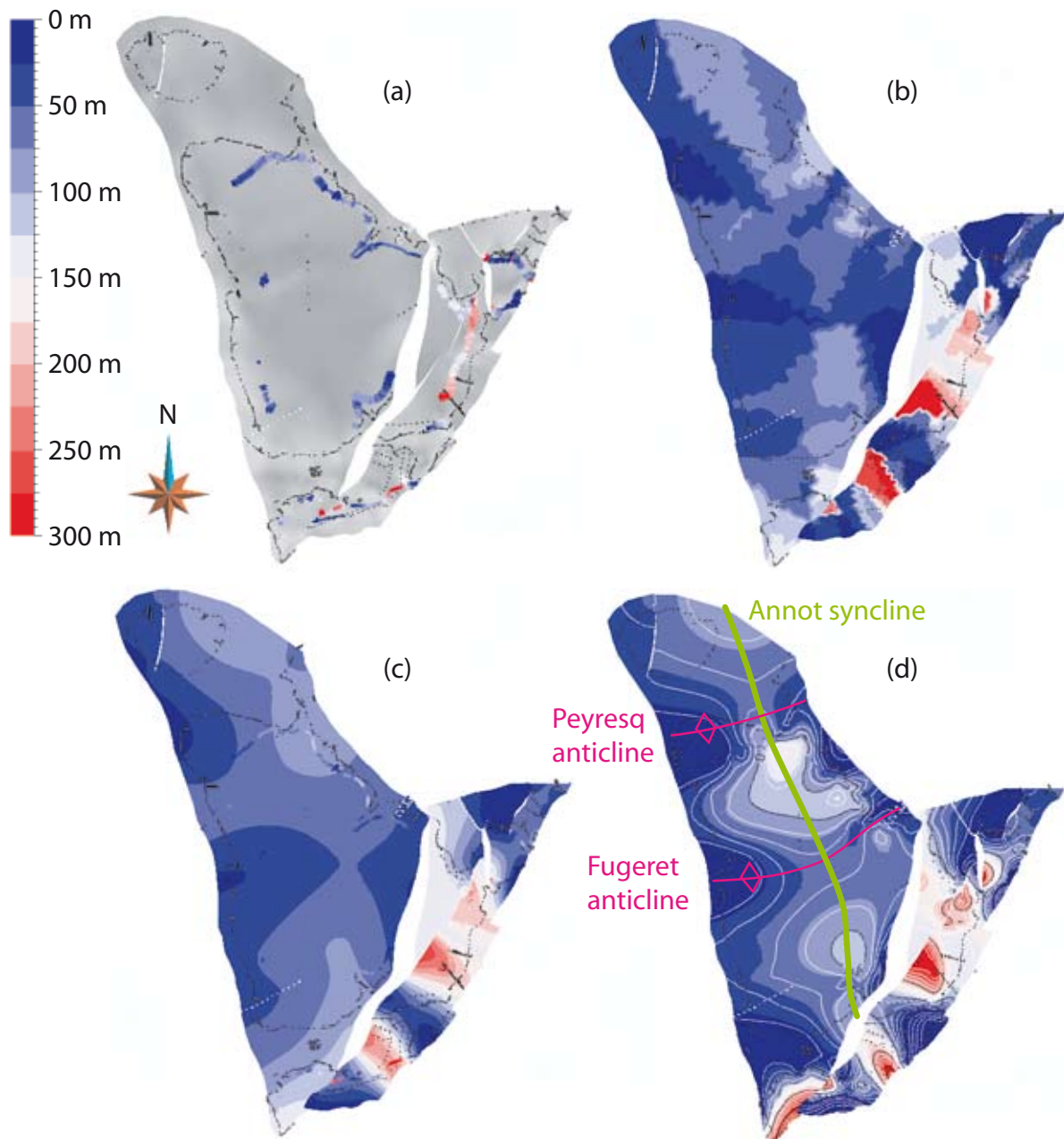


difference in dips between the two concerned horizons were translated as local trends of thickness (e.g. increasing thickness as a case of diverging dips). The thickness property was interpolated using DSI to obtain a vertical thickness map (Fig. 8c-d). Each thickness map was compared to the estimated minima and maxima and corrected accordingly, as it was done for the construction of the reference horizons. When the calculated vertical thickness map respected known thickness data (Fig. 8d), and was within an acceptable range in poorly constrained areas, it was used to build the overlying surface, which then became the new reference surface and the process was repeated (Fig. 7B2). By successive feedbacks, the whole model was built and improved, while retaining its 3D integrity and the vertical thickness between horizons was validated at each step. In poorly constrained areas, we checked the coherency with independent data (e.g. palaeocurrent directions in Annot Sandstone members) or the geological meaning (e.g. thickness variations spatially linked with structural features, such as the Fugeret anticline and the Braux normal fault). The quality can only be controlled if present-day thicknesses do not differ markedly from depositional thicknesses, which is the case if erosion and compaction are relatively low. While the Nummulitic Limestone and the Annot Sandstone, characterized by a net to gross higher than 90%, are good candidates, the vertical thickness map of the Globigerina Marls could not be used because of significant compaction and erosion of its top (Callec, 2001). Although erosion can occur within the Annot Sandstone (e.g. scours), it is dominantly of local significance and is therefore not considered in our model. The two largest erosion surfaces (base Members C and E) are smoothed using average bedding dips.

It is clear that while the 3D surfaces produced by this method match outcrop data, they can, at best, provide only consistent and reasonable estimates in poorly constrained areas. All 3D variations in the original data are integrated and respected in this reconstruction, which therefore can be considered as a more valid representation of the true geometry of the Annot outlier than can be produced by traditional cross section construction.

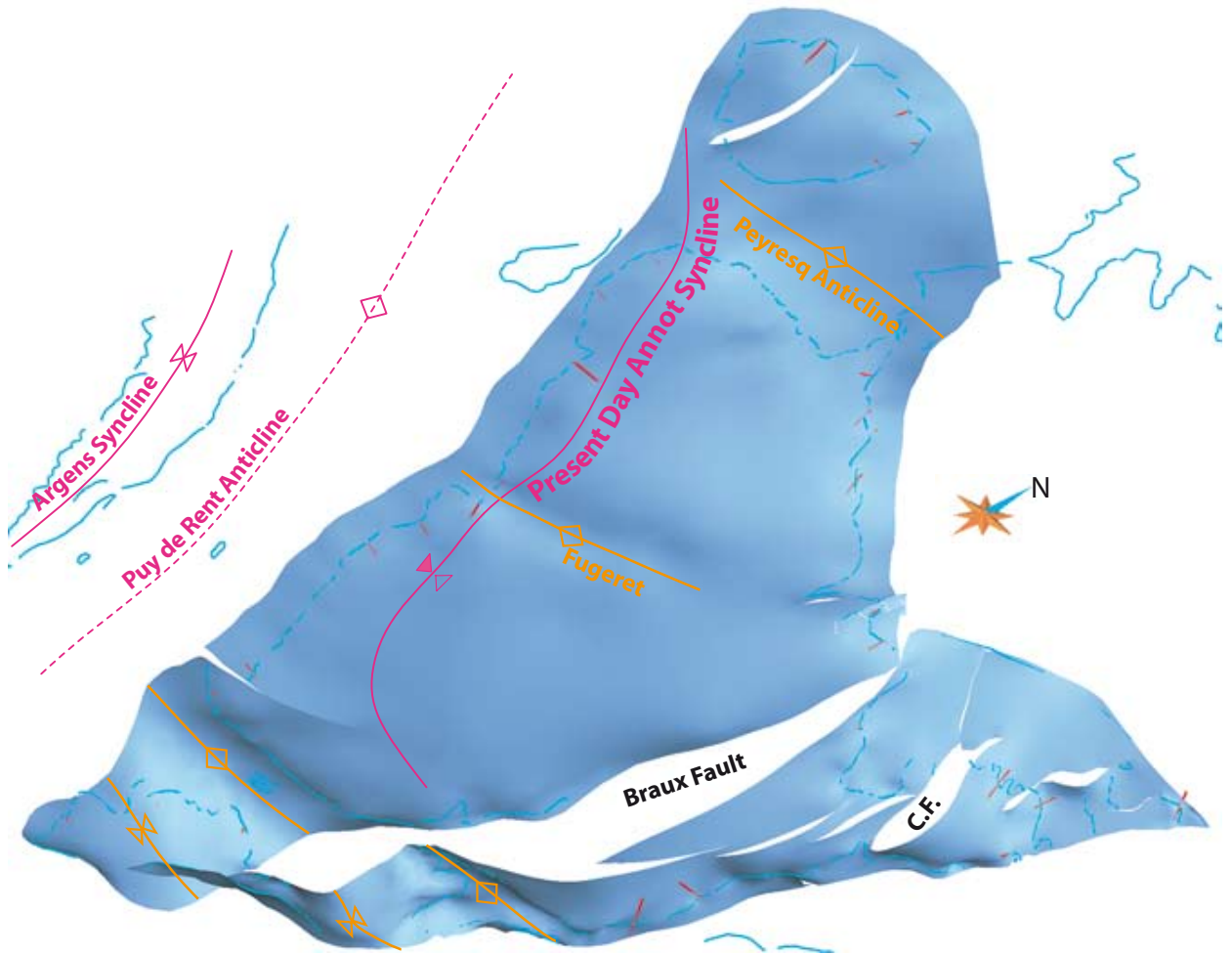
### **Alpine deformation and timing**

The Annot outlier lies in the southern Digne thrust belt close to its intersection with the Castellane Arc system. These fold systems are separated by the NE-SW Rouaine-Ourgues fault zone, which crosses the south-eastern part of the Annot depocentre (Fig. 2). Regional fold trends (NNW-SSE) of the Digne thrust belt turn southward to E-W into this fault zone recording a left-lateral strike-slip motion. Similarly, folds of the Castellane arc turn to NE-SW as they approach the fault zone. The 3D base of the Nummulitic Limestone (Fig. 9a-b) highlights the structures of the Annot outlier. Within the 1-2 km wide fault zone, the Nummulitic Limestone (Fig. 8d) shows significant vertical thickness variations (from 30 m to more than 300 m) across EW folds indicating that folding was active during its deposition (Callec 2001; Apps et al., 2004). Two N-S normal faults are associated with the strike-slip system: the Braux Fault (Ravenne et al., 1987; “Gros Vallon Fault” of Pairis, 1971; “Saint Benoît Fault” of Campredon et al., 1975; Elliott et al., 1985; Maillart, 1991; Tomasso and Sinclair, 2004; “Le Savelet Fault” of Puigdefàbregas et al., 2004) and a newly identified fault near Castellet-lès-Sausses (Fig. 2). Both faults strongly influenced Globigerina Marls and Nummulitic Limestone deposition (Pairis, 1971; Tomasso and Sinclair, 2004). The 3D model (Fig. 9) indicates that the Braux Fault acted as a scissor fault, dying out rapidly northward. All these structures are due to the left-lateral strike-slip motion on the Rouaine-Ourgues fault system (deformation ellipse in Fig. 2; Woodcock and Schubert, 1994), already mentioned by Pairis (1971). At the outcrop scale, sub horizontal striates on fault planes belonging to this system confirm the left-lateral strike-slip motion along a system of nearly vertical faults with a mean N35° azimuth (14 measurements; Fig. 2).



**Figure 8: Methodology to build a vertical thickness map, applied to the Nummulitic Limestone.** a) Data set used to constrain the vertical thickness map: outcrop data relative to the layer top (here outcrop traces of the base of the Globigerina Marls) and the reference horizon which corresponds to the layer base (here the 3D surface of the base of the Nummulitic Limestone). The black line on the surface corresponds to field data (outcrop traces and bedding dips) relative to the base of the Nummulitic Limestone, used to build this 3D surface. The outcrop traces of the base of the Globigerina Marls are coloured using vertical thickness colour code. Line thickness indicates the confidence degree; thick parts have less uncertainty than thin ones and correspond to well exposed outcrop boundaries and locations of stratigraphic logs. b) Initialisation and first interpolation of the vertical thickness map. Data are vertically transferred and then propagated onto the base of the Nummulitic Limestone step by step. As the triangulated surface, representing the base of the Nummulitic Limestone, is built with a unique triangle size criterion, the result of this initialisation step at each point corresponds to the value of the closer data. c) Vertical thickness map obtained by smooth interpolation. Notice that the result, in that case, does not respect all the variations of the data. However, it can be useful to visualize the general trend of the vertical thickness. d) Final vertical thickness map showing the synclinal axial trace during Nummulitic Limestone deposition (coloured in green). Contrary to (c), this vertical thickness map perfectly fits with data line, highlighting the EW secondary folds (e.g. Fugeret and Peyresq anticline, coloured in pink). Isopach contours are drawn with a 20 m thick spacing.

a)



b)

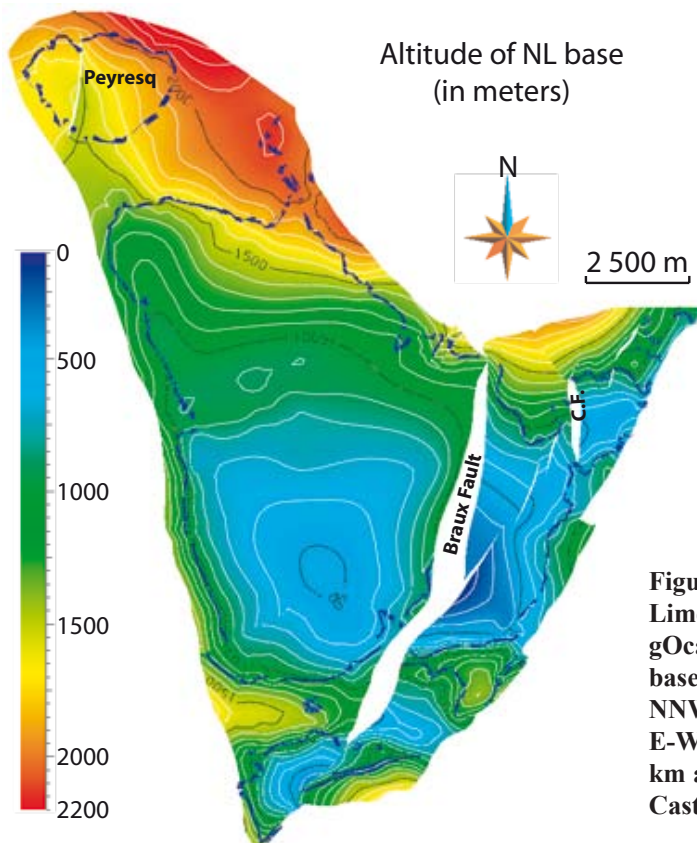


Figure 9: 3D geometrical model of the Nummulitic Limestone (NL) in the Annot depocentre built in gOcad software. a) 3D view toward the NW of the base of the Nummulitic Limestone showing a main NNW-SSE trending asymmetrical syncline (pink), E-W folds (orange) with a wavelength of about 3.5 km and two N-S normal faults, the Braux (BF) and Castellet faults (CF). b) Contour map of the altitude of the base of the Nummulitic Limestone.

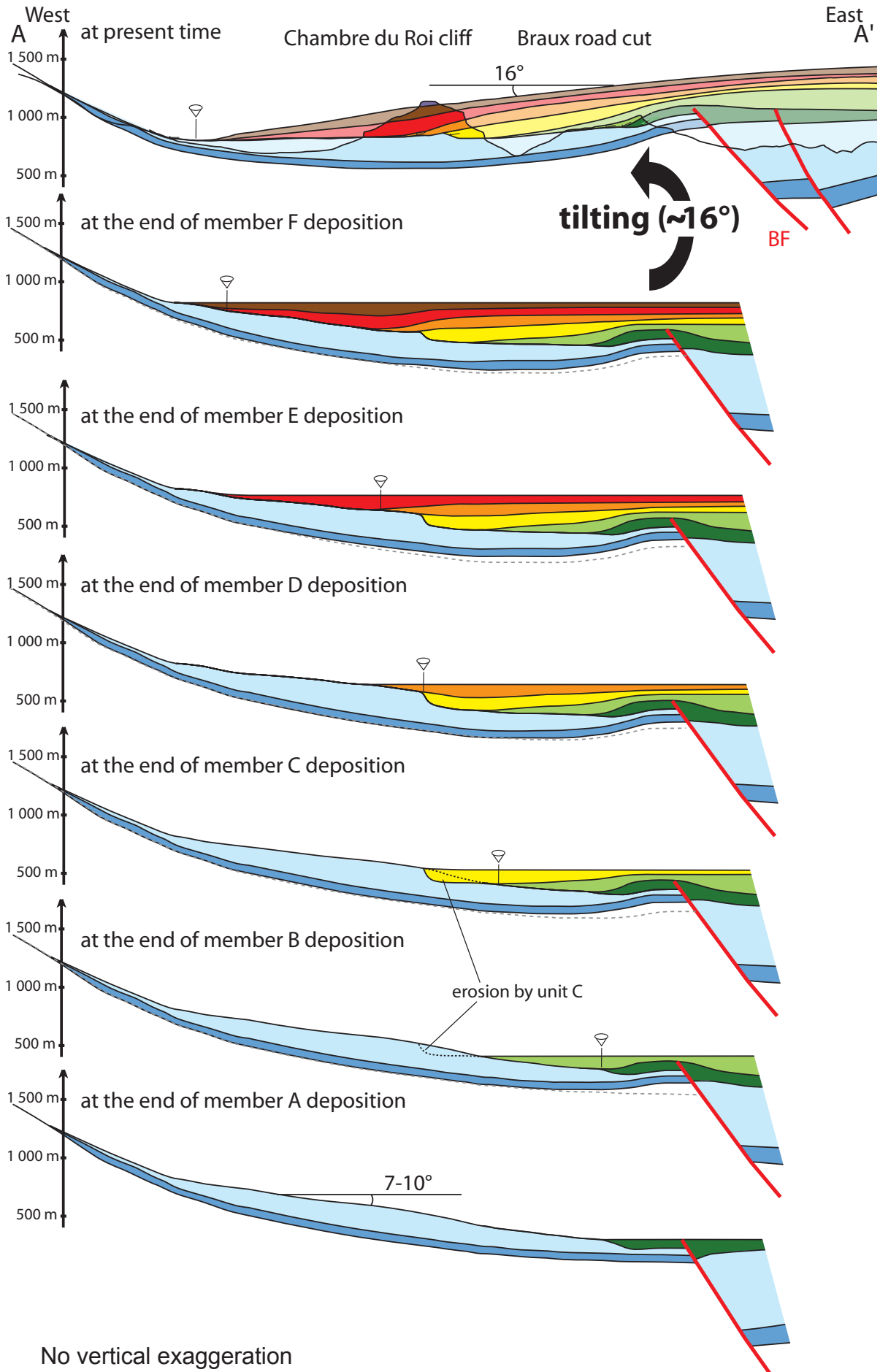


The present-day axial surface trace of the Annot Syncline lies at the western border of the Annot outlier (Fig. 2). The outlier mainly comprises the WSW dipping eastern limb of the present day syncline. However, the vertical thickness model of the Nummulitic Limestone (Fig. 8d) reveals a NNW-SSE-trending zone of maximum thickness, just west of the Braux Fault, corresponding to the axial trace of the syncline at the time of Nummulitic Limestone deposition. This early axial trace lies approximately 4.5 km east of the present-day axial trace (Fig. 2), suggesting a westward hinge migration. Thus the early western limb now lies on the eastern limb of the present-day syncline with dips up to 40°W with an average of 16°W. The Annot Sandstone members record a progressive westward onlap onto this early western limb (Fig. 4).

Three E-W serial cross-sections (Fig. 5) define growth geometries and illustrate that the westward onlap recorded by Annot Sandstone members is associated with a westward migration of maximum unit thickness. Data extrapolation between cross sections was combined with careful strike line construction to complete cross sections in areas of poor outcrop, always assuming the simplest possible bed geometries. Detailed dip data analyses constrain convergence or divergence of member boundaries on cross sections. As the eastern limb of the early Annot syncline is poorly preserved, the eastward thinning of the Annot Sandstone is not obvious. The only turbidite outcrops of this eastern limb are located near Castellet-lès-Sausses (Figs 2, 4 & 5). The first 50m of this turbidite succession were logged (“Sanguinières (Castellet)” section of Lesur, 2001) and dated by du Fornel (2003) using biochronostratigraphy. While the samples in the basal part give Oligocene ages without precision and certainty, the fauna assemblage 42 m above the contact with Globigerina Marls is characteristic from NP21 (Oligocene). This result constrained the height for the base of member C from 0 to 42 m above the top of the Globigerina Marls. We recognize the base of the member C from the presence of pebbles at around 30 to 40 m above this contact. The underlying turbidites are interpreted as the upper part of the member B. Some heterolithic levels are observed at the topmost part of the turbidite outlier; they might belong to the member D. Nevertheless, the turbidite succession preserved in the Castellet outlier is highly thinner compared to the one in the Annot outlier (~40m at Castellet outlier vs. >100m at Annot outlier for member B) and is also characterized by the absence of the earliest turbidite sedimentation (Member A and the lower part of Member B). The eastward thinning of the turbidite members observed along this transect is also represented along the two others cross-sections.

The AA' transect cuts through two spectacular and well-known outcrops of the Annot depocentre (Braux road cut and “Chambre du Roi” cliff, Fig. 5) where onlap geometries and member boundaries are very well constrained. The AA' cross-section was sequentially restored using area and line length conservation and assuming a flat turbidite top at this kilometric scale. The pin points correspond to successive onlap points (Fig. 10). Decompaction is not considered because it will not change our results significantly in the western areas. This restoration reveals a cumulative depocentre migration of 2.3 km from member A to F and a progressive subtle tilting of the eastern part of the early eastern limb. The restoration also shows that Annot Sandstone members were deposited onto a 7-10°E dipping slope of the Globigerina Marls, in agreement with the observations of Puigdefàbregas et al. (2004). The two other cross-sections are similar, although cumulative depocentre migration is

**Figure 10: Sequential restoration of the AA' cross-section (Fig. 5) for each member of the Annot Sandstone. Note the progressive rotation of the Nummulitic Limestone immediately to the west of the Braux fault (BF). At each stage, the initial slope of the Globigerina Marls is around 10°E, as documented by Puigdefàbregas et al. (2004). Sandstone deposition is strongly influenced by the active syncline. To the west of the Braux normal fault, cumulative displacement of the depocentre is around 2.3 km. Deposition of the older members A and B is also influenced by the Braux normal fault. The maximum thickness zone of the Globigerina Marls does not follow the pattern recorded in the Annot Sandstone (see text).**



higher (about 4.5 km). This difference may be due to the decrease in footwall uplift northward on the Braux Fault. The further north the cross-section is, the less important the uplift on sedimentation is. The vertical thickness maps for members C to F (Fig. 11) also show westward migration of the depocentre on average by about 3 km, which is consistent with the 2D interpretation.

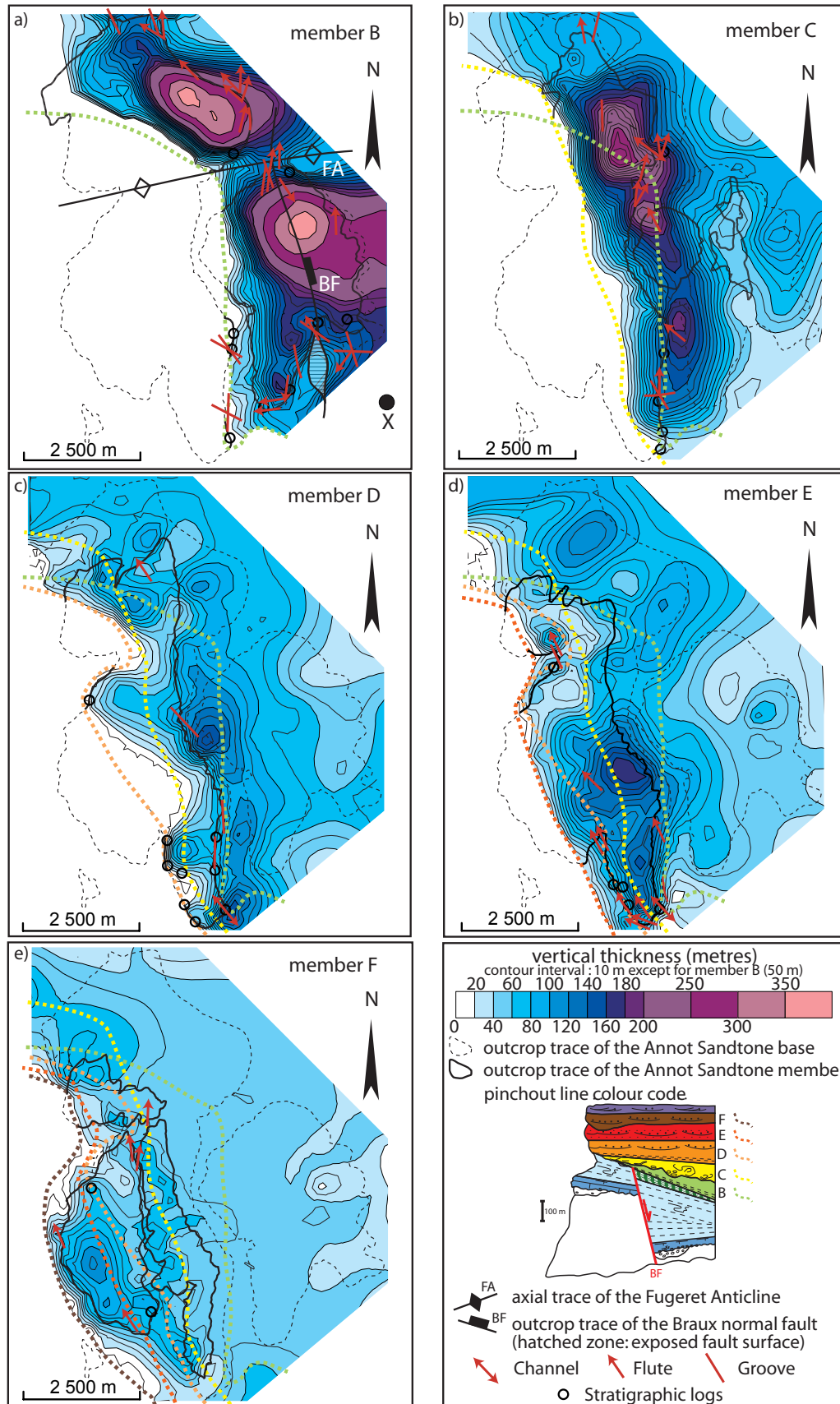
Despite the NNW-SSE fold remained active, the thickness of the Globigerina Marls was strongly controlled by the Braux Fault (Tomasso and Sinclair, 2004), which is sealed by member B. A NNE-SSW minimum thickness zone of member B is observed in the immediate footwall of the Braux Fault (Figs 2, 11a). Even if the base of member B seals the fault (Fig. 5), it seems that the footwall zone close to the fault was slightly higher at the beginning of deposition of this member, as previously noted by Callec (2001) and Tomasso and Sinclair (2004). These authors interpret this high zone as a local anticline developed in the footwall due to a minor strike-slip movement on the fault during deposition of member B.

While the expression of the Annot syncline is relatively simple in the southern part of the outlier, the dip pattern is more complex further north due to interference with E-W folds. The northern closure of the present-day Annot syncline plunges SSE ( $10^{\circ}$ - $12^{\circ}$ , Puigdefàbregas et al., 2004; Fig. 5) due to the presence of a gentle E-W anticline that separates the Annot syncline from the Peyresq outlier to the north (Peyresq anticline, Fig. 2). Further south a second order anticline (Fugeret Anticline, Figs 4, 5a) affects the Tertiary succession (Apps, 1987; Puigdefàbregas et al., 2004). A key question in depocentre evolution is to establish the timing of the Fugeret anticline (Pi pole  $N085^{\circ}$ - $0^{\circ}$ , Fig. 5) relative to the Annot syncline. This fold is open with a  $145^{\circ}$  interlimb angle and is slightly asymmetrical verging gently south. Vertical thickness maps show that both structures were active during deposition of the Nummulitic Limestone (Fig. 8c-d) and the Globigerina Marls. The thickness of the Annot Sandstone member B varies from less than 50 m on the Fugeret Anticline to 330 m just to the north (Fig. 11a). This first turbidite member therefore overspilled the Fugeret high zone and filled the syncline to the north. In contrast, no significant vertical thickness variation is observed in the overlying Annot sandstone members in the vicinity of the Fugeret Anticline (Fig. 11). Analysis of mean bedding poles (see next section) indicates that the Fugeret anticline was active up to the beginning of deposition of Member B, while the Annot Syncline continued to develop and migrate throughout deposition of all the Annot Sandstone members.

## Turbidite Depocentre Evolution

### *3D depocentre and paleocurrent behaviour*

Vertical thickness maps from Annot Sandstone members B to F (Fig. 11) were derived from the 3D model. Considering the low dips of the Annot Syncline, these vertical thicknesses are close to true thicknesses. Palaeocurrent data, compiled from Albussaïdi and Laval (1984), Callec (2001), Puigdefàbregas et al. (2004) and the authors own work (Fig. 4), were superimposed on the map of each member and provide detailed insights on the interaction of turbidite flows and active structures. Significant variations in the vertical thickness of member B (Fig. 11a) occur across the E-W high created by the Fugeret anticline from a maximum of 300 m to the north and south, to 50 m on the anticline crest. Was the anticline active during deposition of member B or did the turbidites simply infill a remnant topography inherited from earlier fold growth during Nummulitic Limestone and Globigerina Marls deposition (Fig. 8d) ? Based on the vertical thickness map alone we cannot distinguish between these two possibilities, however bedding dip distributions presented in the next section indicate that member B predominantly infilled an inherited topography. Paleocurrents mainly traverse the anticlinal crest but we cannot exclude the possibility that these readings may record



**Figure 11: Vertical thickness maps for Annot Sandstone members (excluding A). These maps are derived from 3D modelling in gOcad. Western pinchout lines and palaeocurrent directions for each unit are shown. While member thickness clearly indicates the presence of a NNW-SSE trough for the upper members, thickness variations and palaeocurrent directions in the member B are more complex. Deposition of this member has been influenced by the pre-existing but inactive EW Fugeret Anticline (FA) and the Braux normal fault (BF).**



deposition of the upper beds of member B only. South-directed paleocurrents on the south limb of the Fugeret anticline are interpreted to have resulted from flow reflection off the anticlinal high on the basin floor.

Although member B seals the Braux fault, thickness variations indicate that the unit infilled a remnant topography created by earlier displacement on the fault. Ravenne et al. (1987) propose that the main entry point for Annot turbidites was from the SE at around point X (Fig. 11a). Member B palaeocurrents in the southern depocentre are complex as they arrive perpendicular to the Braux fault and were partly deflected by fault-related topography (Joseph et al., 2005a). Palaeocurrents were further deflected by slopes created by the Rouaine fault zone structures and the western limb of the Annot syncline.

The vertical thickness maps of overlying members C to F (Fig. 11b to e) present a simpler NNW-SSE zone of maximum thickness marking the position of the growth syncline. Successive maps document a westward migration of this depocentre. Pinchout lines also migrate west as the Annot Sandstone members were deposited onto the gently deformed Globigerina Marls, which can be locally eroded (Fugeret anticline, Callec, 2001). A remnant topographic expression of the Fugeret anticline is seen in successive pinchout lines to the west of member B. In contrast to younger members but similar to member B, the member C thins toward the north of the Annot outlier. The youngest member F presents less variation, which may indicate less active folding. Palaeocurrents measured in members C to G (Figs 4, 11) are globally oriented toward the NNW, parallel to the depocentre trend. Other orientations occur at the southern extremity of the Annot Syncline (e.g. towards W-NW). In the central part of the Annot outlier, NE directed palaeocurrents in member C correlate with a deviation in the thickness trend (Fig. 11b). This deviation of turbidity currents probably occurred around a local topography created by the intersection of the inactive E-W Fugeret anticline and the active NNW-SSE Annot syncline.

### *Syncline and depocentre development*

In order to analyse syn-sedimentary folds it is important to define some key geometrical features. According to Ramsay (1967), a “hinge point” corresponds to the maximal curvature of a folded surface in cross-section view, while a “trough point” is the lowest point on a folded surface and therefore corresponds to the depocentre. We introduce the term “incremental hinge”, which refers to the point of maximum curvature at each incremental stage of folding. The final hinge may be different from the incremental hinge. The presence of an inherited topography could generate thickness variations in overlying sediments that are unrelated to syn-sedimentary folding. This occurs in the Annot depocentre in Member B.

The vertical thickness maps demonstrate the migration of the Annot Sandstone depocentre. How was this depocentre migration related to the fold hinge migration documented by the Nummulitic limestone vertical thickness map (Fig. 8d)? We consider four idealised scenarios in which sedimentation interacts with folding and fold tilting in a synclinal depocentre assuming that bedding was horizontal at the time of deposition. Each of these simulations generates a specific pattern of bedding dip (represented and analysed using bedding poles) and thickness distribution in growth strata (Fig. 12). We then compare these models with bedding dip data from the Annot depocentre and correlate with the thickness analysis presented above.

Case 1: Passive filling of an inactive syncline (Fig. 12a). Successive members fill an already existing synclinal depocentre. The fold hinge then migrates after deposition. In this case, each member has a constant thickness except in the vicinity of the onlaps. The dip remains the same throughout the whole

succession.

Case 2: Static growth syncline (Fig. 12b). Successive members fill an active syncline whose incremental hinge is stationary during deposition but later migrates. The thickness reaches a maximum in the synclinal hinge zone and decreases toward the limbs. On the western limb, dips in growth strata increase from older to younger members. This pattern is more obvious on a horizontal section than on a vertical section. It is therefore necessary to analyse dip variation along a horizontal profile.

Case 3: Migrating growth syncline (Fig. 12c). Successive members are deposited in a growth syncline whose incremental hinge continuously migrates. This situation leads to a westward migration of the maximum thickness values. Dips decrease from older to younger strata on a horizontal and on a vertical section, except in the close vicinity of the hinges.

Case 4: Progressively tilted but inactive syncline (Fig. 12d). The incremental hinge stays static while the whole fold tilts anticlockwise. Successive members fill a depocentre created on the west limb of the syncline. As in the preceding case, a westward migration of the thickness maximum is observed and its precise location corresponds to the pinchout of the member situated just below. Dips decrease from older to younger strata on a horizontal and on a vertical section. Notice that the depocentre does not correspond to the hinge zone.

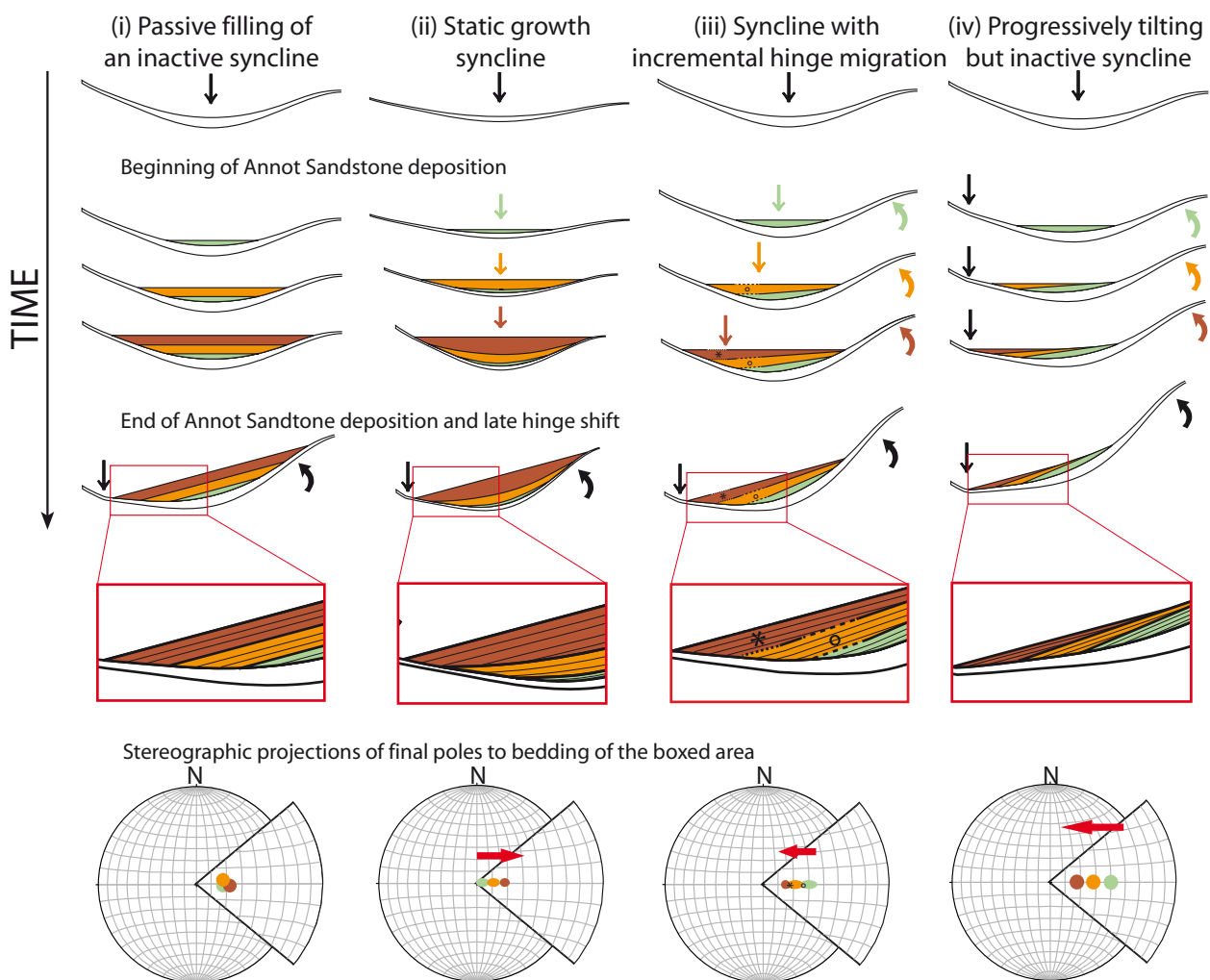
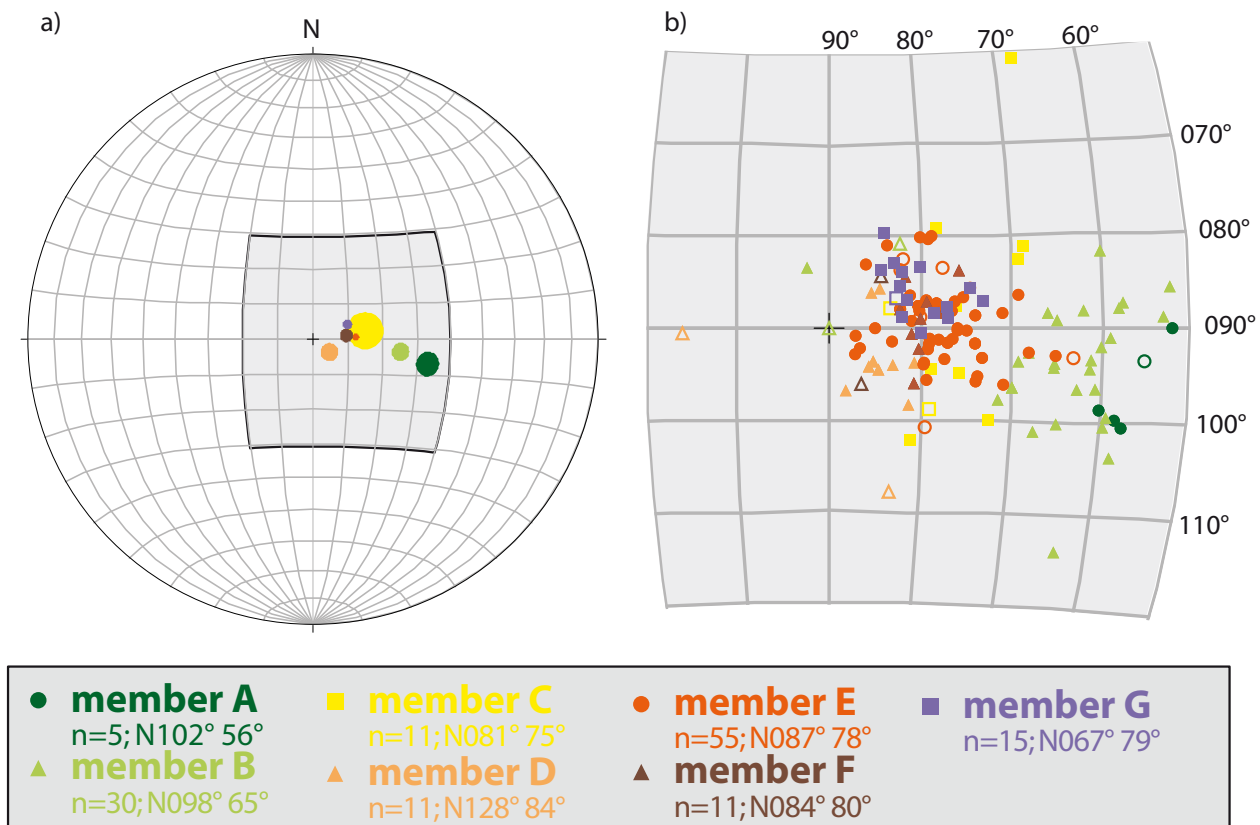


Figure 12: Four case-studies to illustrate possible interactions of sedimentation and synclinal folding. These cases are (1) passive filling of an inactive syncline, (2) static growth syncline, (3) migrating growth syncline and (4) progressively tilting but inactive syncline. A five-step forward model is presented for each case-study. Each case terminates with a late hinge shift. Position of the incremental hinge is shown by an arrow. A stereographic projection (equal area) of bedding poles for all data in the boxed area is presented below each model. Bedding poles colours correspond to stratigraphical units. The red arrow shows the migration from oldest pole to youngest pole.

These simulations were compared to field data collected in the southern Annot syncline, south of the Fugeret anticline (Fig. 5). Over 200 bedding dips collected across the area were merged with published data and statistically analysed for each member (Fig. 13). Bedding pole plunges increase for members A to D (Fig. 13a-b). Bedding poles for the upper members (E, F, G) lie globally in the same position but, their mean poles have a slightly steeper plunge than the mean pole of member D. These trends can be interpreted as a three stage fold history. For members A to D the depocentre evolved as either a migrating growth syncline (case 3) or a progressively tilting but inactive fold (case 4). The subsequent eastward jump from pole D to pole E can be explained by a static (non-migrating) growth syncline scenario (case 2). The constant dip of members E to G can be interpreted in two ways. Firstly they may record a weakly active to inactive syncline (case 1). However, this dip pattern can locally develop during hinge migration (case 3) if the incremental hinge is located east of the pinchout of the older member. The vertical thickness maps for E and F indicate that the syncline was still weakly active and migrating and therefore the second proposition is favoured.



**Figure 13:** Stereographic projection of (a) mean bedding poles and (b) all bedding poles for Annot Sandstone members (distinguished by colour) from the southern Annot syncline. Open symbols have a higher uncertainty. For the mean pole in (a), the size of the circle depends on the data scatter. The azimuth and plunge of the mean poles are given in the legend. See text for interpretation.

A similar analysis can be made of bedding poles around the Fugeret anticline (Fig. 5). Mean bedding poles (Fig. 14a) for members B to G from the north limb of the anticline all plot in the same position on a Schmidt canvas implying that there was no differential rotation during their successive deposition (Fig. 14a-b), thus indicating that this anticline was not active during deposition of most of the Annot Sandstone.

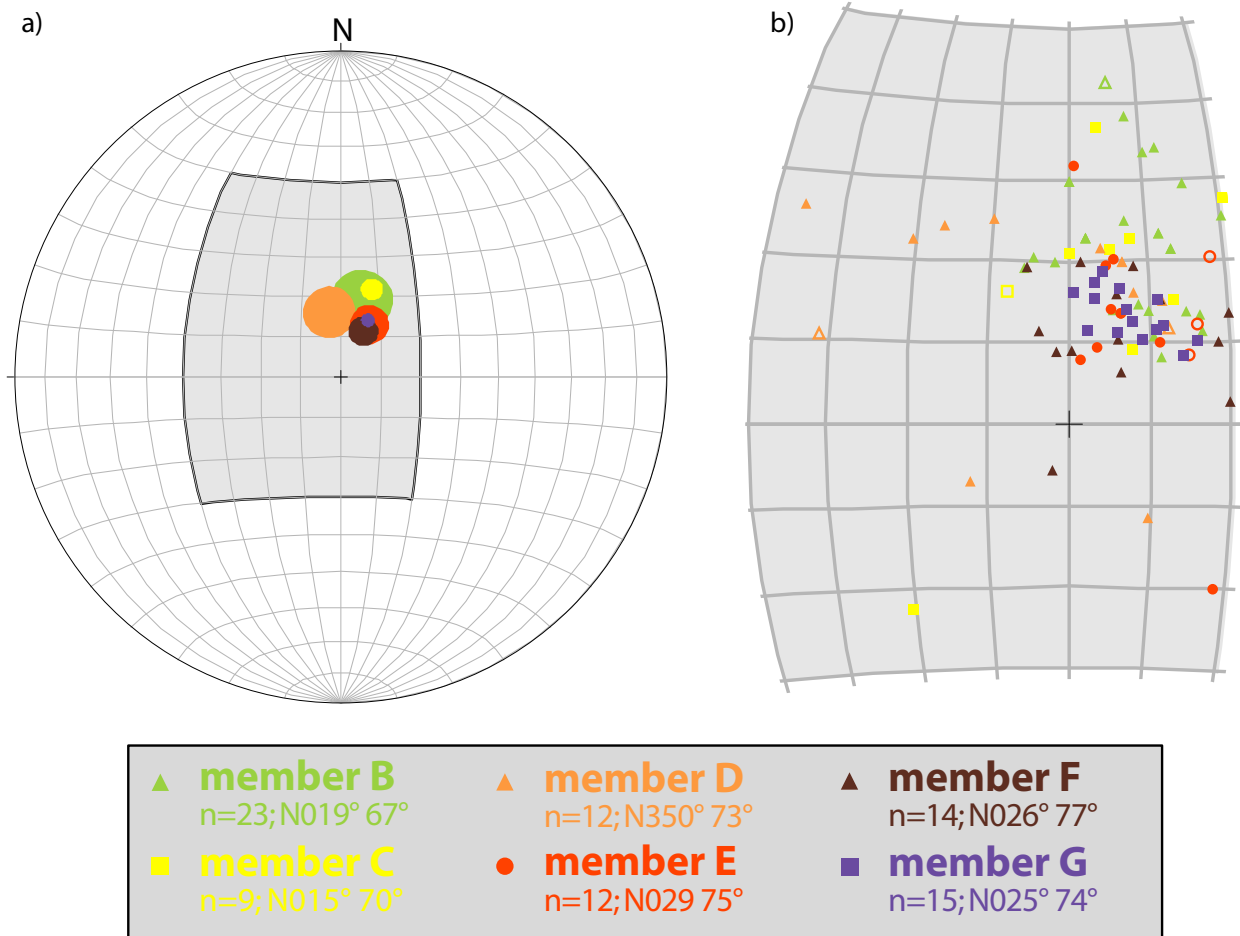


Figure 14: Stereographic projections. a) mean bedding poles and b) bedding poles of the Annot Sandstone members for the Fugeret Anticline. Open symbols have a higher uncertainty. For the mean poles, the size of the circle depends on the data scatter. The observed dip pattern corresponds to the case study (i) defined in Figure 12 (passive filling of an inactive syncline). The azimuth and plunge of the mean poles are given in the legend.

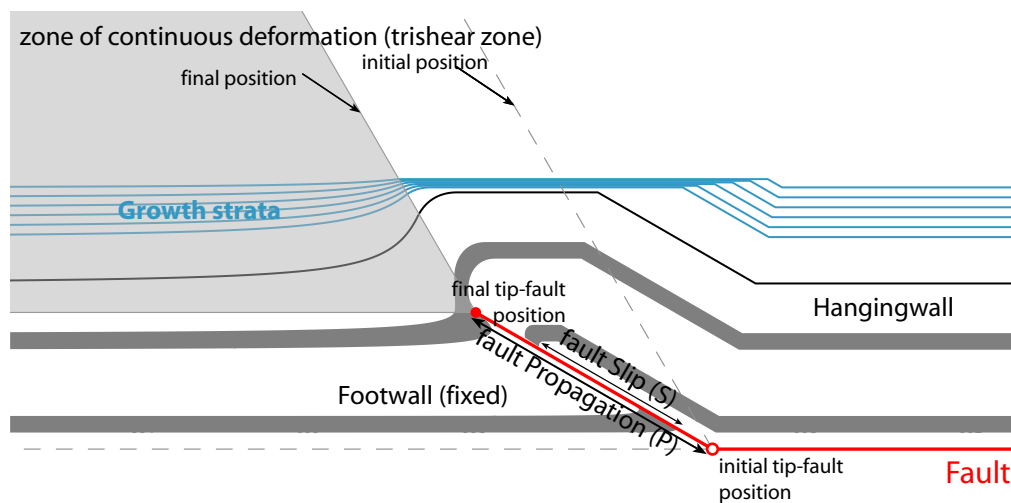
### *Kinematic modelling of folding*

The Annot syncline and depocentre developed between two anticlines that grew below the sea floor of the alpine foreland basin (Puy de Rent and Aurent Anticlines; Fig. 2). The defined strata geometries and Tertiary depocentre migration history were used to constrain a kinematic forward model of these fault propagation folds, which developed ahead of thrusts propagating upward from a detachment in the Triassic evaporites. The westward onlap features in the Annot Sandstone (Fig. 4) indicate that the Puy de Rent anticline was already a significant feature before sandstone deposition. Growth of the eastern Mélina anticline led to the progressive tilting of the eastern limb of the Annot syncline. In the westernmost sandstone outcrops, Albussaïdi and Laval (1984) noted an onlap in the uppermost member and measured a horizontal dip (Fig.4). These observations date the synchronous end of folding and of turbidite deposition in the Annot depocentre.

The Annot syncline folding involved limb rotation and migration of the fold hinge. Fold limb rotation is well simulated by the Trishear forward kinematic model on the forelimbs of fault propagation folds (Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997). Migration of the synclinal hinge and depocentre are replicated in the Trishear model by synchronous or alternating growth of the anticlines. The Trishear model incorporates a triangular area of ductile deformation ahead of the tip of an upward propagating fault (Fig. 15). Slip on the fault causes rotational folding within this triangular area, which



is eventually cut through by the propagating fault. The backlimb of the fault propagation anticline develops passively above the ramp and has a kink band geometry. The main elements of the Trishear model are: (1) the ramps and flats of the fault, (2) the apical angle of the triangular shear zone, (3)



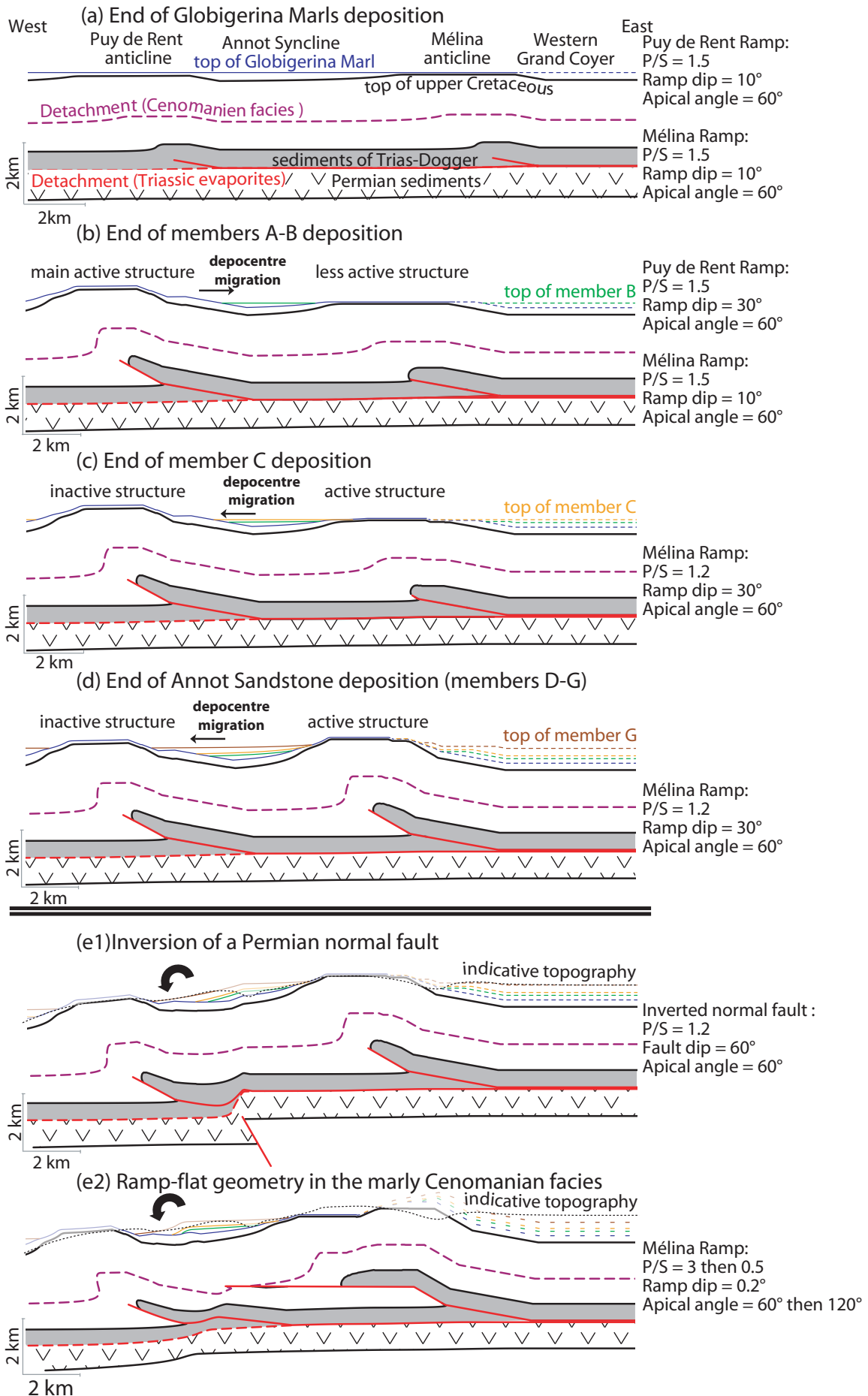
**Figure 15: Principles of the Trishear kinematic modelling.** Schematic diagram illustrating the parameters needed to model a fault-propagation fold in Trishear. Adapted from Allmendinger (1998).

the fault slip displacement and (4) the ratio  $P/S$  of the fault propagation rate to the slip rate (Fig. 15). The values used for these parameters are given in Figure 16. Trishear software (FaultFold\_Academy, <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>; Allmendinger, 1998) was used to reconstruct Annot alpine fold evolution in five steps on a representative EW cross section that excludes the Braux fault and EW folds (Fig. 16) by trial and error. The precise shape of the multi-dip thrusts was dictated by the depositional angles of the Tertiary stratigraphic units in the Annot syncline and also in the western part of Grand Coyer outlier. Trishear modelling cannot incorporate the mechanical properties of geological layers, but this can be represented implicitly by changing geometric or kinematic parameters, for example changing fault dips may indicate different lithostratigraphic units. The main parameters for each of the five steps are given on Figure 16.

An isopach stratigraphic template (Fig. 16) was used consisting of 1000 m of Permian and lower Triassic sediments, 600 m of upper Triassic and Jurassic sediments, 875 m of Lower Cretaceous sediments and 1350 m Upper Cretaceous sediments. Two detachment levels are used, the Triassic evaporites (1000 m above the base) and the Cenomanian black marls (2475 m above the base). Tertiary growth strata consist of 250 m (maximum thickness) of combined Nummulitic Limestone and Globigerina Marls, 150 m of combined members A and B, 100 m of member C and 250 m of combined members D to G.

The thickness pattern of the Globigerina Marls in the Annot depocentre, which does not correspond to a progressive forelandward depocentre migration, have been previously attributed to activity on the Braux normal fault (Tomasso and Sinclair, 2004) but could be also partly explained,

**Figure 16 (next page): Forward numerical Trishear kinematic modelling for the Annot Syncline along section line AA' (Fig. 5) omitting the Braux normal fault.** The cross-sections are generated using the software FaultFold\_Academy (Allmendinger, 1998). The Mélina and Puy de Rent Anticlines are considered as fault-propagation folds. (a) to (d) demonstrate that migration of the synclinal depocentre and limb rotation during deposition of all units can be explained by punctuated activity of the Mélina and Puy de Rent anticlines. (e1) and (e2) show two different scenarios to explain the final westward tilt associated with fold axis migration. (e1) Inversion of a Permian paleo-normal fault. (e2) A ramp-flat geometry exploits the weak marly Cenomanian unit. At this stage the simulated stratigraphic geometries in the Grand Coyer depocentre are not realistic and therefore have been removed. Eastern extrapolation of member boundaries for earlier phases are shown by dashed lines.



west of the Braux fault, by a successive reactivation of the two bounding anticlines.

In the first step of the model, deposition of the Nummulitic Limestone-Globigerina Marl unit was controlled by two gentle anticlines above active thrusts (Fig. 16a). Before the onset of Annot Sandstone deposition, the Puy de Rent anticline grew alone above the underlying thrust, thereby forcing the depocentre to jump eastward and also producing a 10°E topographic slope in Globigerina Marls (Fig. 10) onto which the Annot sandstone members overlapped (Fig. 16a-b). As the thrust propagated up through the Jurassic “Terres Noires” into Lower Cretaceous limestones, it steepened. The Puy de Rent anticline then became inactive. Subsequent turbidite depocentres (Fig. 16b to d) were forced to migrate westward by the growth of the Méлина Anticline in the east (Fig. 16c-d). Turbidite sedimentation in the western part of the Grand Coyer outlier is schematically projected along this cross-section east of this anticline. The stratigraphic boundaries in this area are represented by dashed lines as they are rather indicative. In particular, onlap geometries on backward limb are not well represented by this Trishear modelling. Nevertheless, evidences of westward confinement, consisting in overlapping contact on the 8-15°E Globigerina Marl slope (Hilton & Pickering, 1995) and current interaction with slope (Stanbrook, 2003) are observed in the members up to D. We propose therefore that the topographic expression of this anticline remained sufficiently high to disconnect turbidite sedimentation in the Annot and Grand Coyer depocentres at least until the deposition of member D. Furthermore, we suggest that the crest is not covered by members E and G based on the thickness observed on both sides (Annot and Grand Coyer).

If the cross-section in Figure 16d is carefully analysed, it can be seen that it is actually the depocentre and not the hinge that migrates. The depocentre corresponds to the trough point, defined as the lowest point of a folded surface (Ramsay, 1967). The trough point is offset toward the foreland from the synclinal hinge point in an asymmetrical foreland verging fold, as it has been similarly observed in monoclinical folds (Poblet et al., 2004).

Two models are proposed to explain the final (post Annot Sandstone) westward migration of the Annot synclinal axis to its present-day position. Both models simulate the uplift of the Méлина anticline in the east. The first model (Fig. 16e1) requires the reactivation (as a westward verging thrust) of a pre-existing fault (perhaps a Permian normal fault) below the syncline. In this model the old and the present synclinal hinges are distinct and belong to two different tectonic episodes. In the second model (Fig. 16e2) the Méлина thrust flattens into a detachment level within the Cenomanian black marls. The broadening of the overlying anticline forces the Annot synclinal hinge to migrate to the west. This second model is favoured here because (a) only a flat detachment in the Cenomanian marls can explain the present high altitude of the Grand Coyer depocentre (Fig. 16e2) and (b) where exposed east of Annot, the Cenomanian marls record sub-horizontal shear, typical of a detachment level (Lawson, 1987; Hamiti, 1994; Fry 1989). In this model, this depocentre was passively transported above the flat in the Cretaceous marls and now lies on the crest of a large anticline east of the Annot Syncline. The onlap geometries on this crest presented in the modelled cross-section do not look like the observed ones. As already mentioned, backlimb geometries are not well reconstructed using this thrishear modeller.

## Discussion

### *Origin and timing of the Annot Basin foreland basin topography?*

Some ambiguity has surrounded the nature of the tectonic regime during Annot turbidite

sedimentation. This may be due to the complexity of the structural template (Fig.2), for example, the presence of a syn-sedimentary normal fault within the syncline (Braux Fault), and the fact that most of the best known Annot Sandstone outcrops are not affected by significant deformation. The most referenced model for Annot Sandstone basin topography (NW of the Var) shows the turbidites passively infilling two sub-circular sub-basins (Annot and Trois Evêchés) linked by a NNW-SSE trending trough (Grand Coyer; Sinclair, 2000; figure 5). Using new structural data, we have demonstrated unequivocally that deposition of the Nummulitic Trilogy was synchronous with (1) regional WSW directed alpine compression (folding), (2) local structures related to strike-slip movement and, (3) gentle E-W folds interpreted as Pyrenean-Provencal structures reactivated during early alpine deformation. This result is in agreement with several previously published regional studies (Apps, 1987; Lawson, 1987; Lickorish and Ford, 1998). We show that the Braux normal Fault is a scissor fault, locally generated within the left-lateral strike slip Rouaine-Ourgues Fault Zone.

We distinguish three main phases for basin topography evolution during turbidite deposition. (I) Members A and B gradually buried the significant intrabasinal relief created by structures active mainly during deposition of the Nummulitic Limestone (Fig. 8d) and Globigerina Marls. The vertical thickness map of member B (Fig. 11a) indicates that the Annot syncline closed to the north against the south limb of the E-W Peyresq anticline that dipped 8°S, and that the Fugeret anticline had limb dips of 11°N and 5°S.

(II) Member C infilled a significant (around 150 m) synclinal trough related to active NNW-SSE folding. The Annot depocentre remained closed to the north by the Peyresq anticline until end of Member C (Fig. 11a-b). While the northern closure of the Annot syncline has already been identified by previous authors (Apps, 1987; Sinclair, 1997; Pickering and Hilton, 1998), our study precisely constrains its timing and geometry.

(III) Members D to G were deposited on a smoother more open topography related to ongoing but decreasing alpine fold growth, as suggest by the bedding dip pattern. In addition to onlap geometries and paleobathymetric data, our analyses demonstrate the value of structural data in reconstructing growth fold evolution. This is particularly important because deformation continued after turbidite deposition. For instance, present day dips in northern Annot syncline (Fig. 5a) are considerably different (northern basin closure 15°S, limbs of the Fugeret anticline sub-horizontal and 20°S) recording slight fold tightening after deposition of the Annot Sandstone. Such a weak deformation may have been caused by the late westward migration of the Annot synclinal axis as described above and, above all, by the N-S compression that generated the Miocene Castellane fold belt further south (Laurent et al., 2000).

#### ***Tectonic origin for «fill and spill» model in foreland basin settings?***

Our study concluded that turbidite deposition in the Annot syncline was structurally controlled. This raises the question of the validity of the 2D depositional model for the Annot Sandstone Basin, proposed by Sinclair and Tomasso (2002). This model, derived from the “fill and spill” concept developed in the Gulf of Mexico by Prather et al. (1998), considers a N-S regional correlation between the Annot depocentre and the Trois Evêchés depocentre, passing through the Grand Coyer trough. Sinclair and Tomasso (2002) describe an ideal confined succession comprising four phases of progressive infill: flow ponding, flow stripping, flow bypass and flow blanketing. No deposits linked with the final phase occur in the Annot syncline. We propose that this succession of flow behaviour may be tectonic in origin. Our interpretation is based on the topographic evolution presented above.



Members A & B: flow ponding related to pronounced intrabasinal topography (Fig. 17a).

Members A and B present sedimentary characteristics of the flow ponding phase; they consist of thick, sheet-like sand-mud couplets. Slurried beds have been recorded along the Braux road (Callec, 2001; Patacci et al., 2008). Haughton (2000) has documented this particular feature in ponded turbidites accumulating in structurally-controlled depressions in the Tabernas Basin, SE Spain. We propose that in the Annot Syncline, flow ponding resulted from a pronounced confinement, due to oblique intrabasinal inherited structures and the NNW-SSE growing alpine syncline. In detail, early turbidite flows were trapped to the north by the intrabasinal Fugeret Anticline and the Peyresq anticline, to the west by the Puy de Rent anticline, to the east most probably the Melina anticline and to the south by the folds in the Rouaine-Ourgues fault zone (Fig. 2). Fine-grained turbidites can drape these confining slopes. Our thickness map and palaeocurrent compilation for member B (Fig. 11a) reveal a complex infilling of and interaction with this basin relief. These patterns are similar to those imaged on 3D seismic on the stepped slope of offshore Brunei (McGilvery and Cook, 2004b; Gee et al., 2007), or in the sand-rich Laingsburg Formation of the South African Karoo foreland basin (Grecula et al., 2003). Local depositional variations such as rapid change of bed thickness and variable direction of onlap in member B (Callec, 2004; Joseph et al., 2005a) reflect this 3D complex depositional topography.

Member C: flow stripping, climate or tectonic pulse (Fig. 17b)?

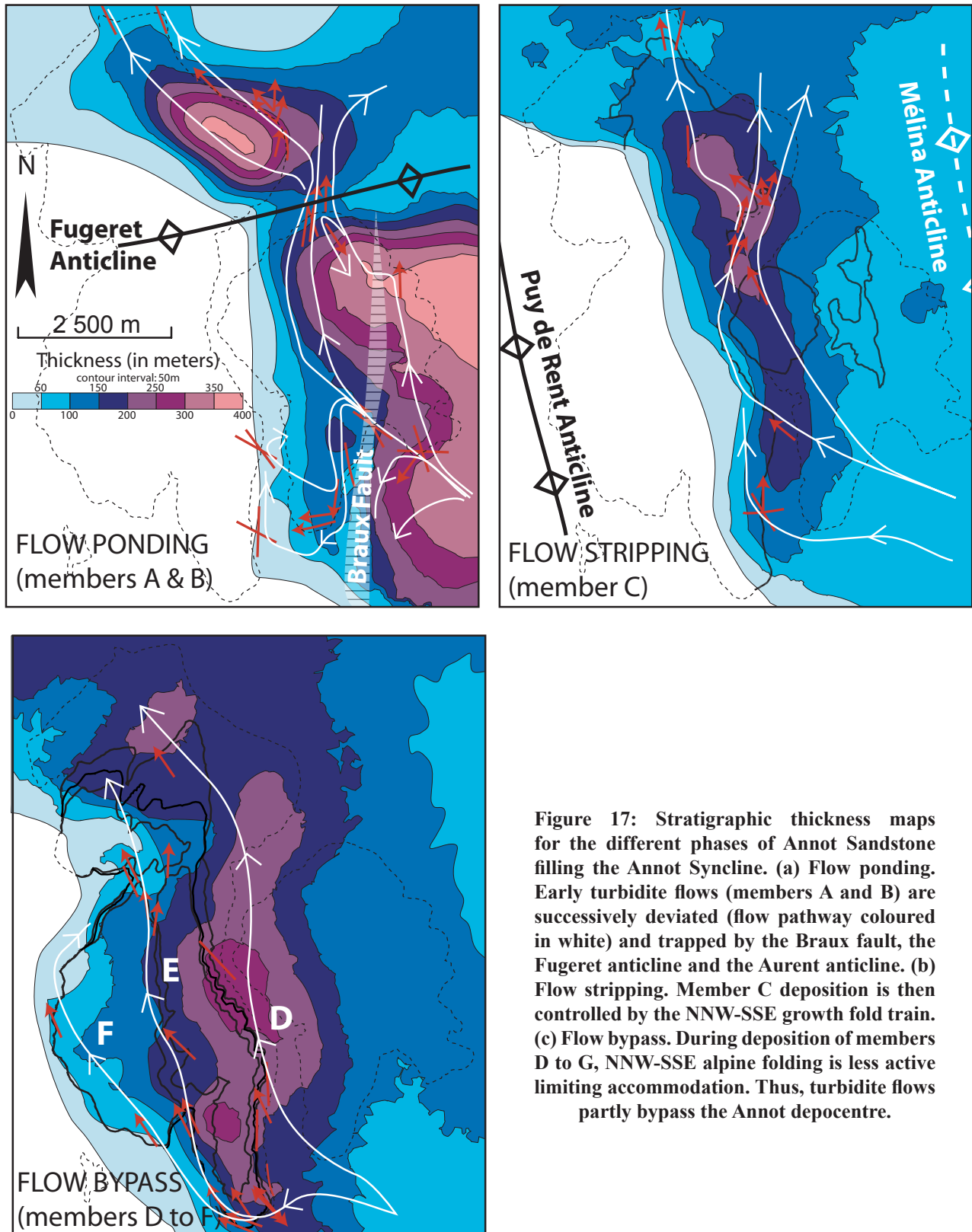
The flow stripping stage corresponds to an increase in sand content in the ponded Annot basin, while the finer fractions of the flow manage to spill over the barrier. The net to gross began to significantly increase in member C, which consists of a megaslump dated as earliest Oligocene (Du Fornel et al., 2004). The origin of this major depositional event may be explained by climate and/or tectonics (Joseph et al., 2005b). The base of the Oligocene corresponds to a major regression (Haq et al., 1987) and a strong global cooling event (Oi-1, Zachos et al., 2001; Gradstein et al., 2004), which may have triggered regional slope instabilities. On the other hand, the bedding dip pattern of the Annot Sandstone suggests that limb rotation accelerated at this time (assuming constant duration for all members). Increased fold activity is also recorded by an increase in creation of accommodation within the Annot syncline during deposition of members C and D. More data are needed to investigate in detail if the base of the Oligocene corresponds to a regional alpine tectonic pulse or a climate change or both.

Members D to G: flow bypass linked with decreasing structural activity (Fig. 17c).

Flow bypass caused incision in the proximal depocentre as observed in the upper deposits (members D and E; e.g. the incised channel, west Chambre du Roi cliff). Vertical thickness maps of members D, E and F indicate a less important channelizing of turbidite flows compared with previous members, at the scale of the whole syncline. In the same time, the bedding dip pattern records decreasing fold activity causing very low creation of accommodation in the Annot depocentre. This could explain bypass for late turbidite flows in this area.

This three phase depositional model mostly records a decreasing confinement during turbidite deposition. Our interpretation of the “fill and spill” phases as largely tectonic in origin provides an explanation for the Member C megaslump event, which has been lacking in previous studies. We must also question the applicability of the ‘fill and spill’ model at the larger basin scale, when we consider the irregular distribution of structures responsible for flow ponding, possible diachronism of deformation and variation in deformation rates. Previously published studies have already raised these questions. For instance, Covault and Graham (2008) highlight the first order influence of structure. Similarly, Morley and Leong (2008) show a lateral coexistence of fill and spill phases in

the same piggy-back basin and argue that fill and spill phases can only be defined locally and have no regional significance. Regional basin responses to structural reorganisation and their recognition in the stratigraphic record remain outstanding issues. The Annot Sandstone system remains an ideal case study in which to test alternative models to the “fill and spill” model such as that proposed recently by Gardner et al. (2008).



**Figure 17: Stratigraphic thickness maps for the different phases of Annot Sandstone filling the Annot Syncline. (a) Flow ponding.** Early turbidite flows (members A and B) are successively deviated (flow pathway coloured in white) and trapped by the Braux fault, the Fugeret anticline and the Aurent anticline. **(b) Flow stripping.** Member C deposition is then controlled by the NNW-SSE growth fold train. **(c) Flow bypass.** During deposition of members D to G, NNW-SSE alpine folding is less active limiting accommodation. Thus, turbidite flows partly bypass the Annot depocentre.

***Depocentre architecture related to multiple detachment levels in thrust belts***

Our study describes how turbidite geometry is controlled by a rolling synclinal hinge. This particular synclinal development creates a relative accommodation toward the forelimb and therefore tends to promote lateral rather than vertical stacking of different sand bodies during turbidite sedimentation. The Trishear kinematic model applied to the Annot case illustrates the influence of multiple detachment levels on turbidite depocentre evolution (Fig. 16). NNW-SSE fault-propagation folds detaching on basal Triassic salt can explain the turbidite deposition pattern in the Globigerina Marls and Annot Sandstone members A to D. Detachment in the higher Cenomanian marls explains late eastward fold hinge migration. These analyses demonstrate that the alpine fold and thrust belt of SE France exploited several detachments and does not record a simple foreland migration of deformation. Similar complex piggyback basin evolution with successive forelandward and hinterlandward depocentre migration has been described in both onshore and offshore fold and thrust belts, and has been related to multiple detachment activity (e.g. in the Subandean Zone in North Bolivia, Baby et al., 1995, Leturmy et al., 2000; in the Tertiary Tresp-Ager basin, Nijman, 1998; in the fold and thrust belt at the toe of the south Niger Delta, Corredor et al., 2005; offshore slope in Brunei, McGilverey and Cook, 2004a, Gee et al., 2007). Some characteristics of those systems developed above multiple detachment levels can be proposed from the present study and from the examples cited above. On a regional scale, these systems are characterised the juxtaposition or superposition of parallel fold systems whose distinctive wavelength is controlled by detachment depth. Piggyback basin evolution is marked by variations in time of depocentre size, often involving the merging of smaller depocentres into larger basins. Depocentre migration can be generated by simultaneous activity on several detachment levels. On the depocentre scale, the infill is typically characterised by internal (growth) unconformities and complex depocentre migration. The presence of multiple detachments may be detected by using bedding dip patterns observed along a vertical profile (e.g. dipmeter data along a borehole).

**Conclusions**

An approach combining field studies and 3D geometrical modelling was used to document the interaction between turbidite sedimentation and folding in the Annot depocentre. The data and analyses establish that the Annot syncline was a structurally active Tertiary depocentre. Turbidite deposition was controlled by a NNW-SSE trending gentle growth syncline. Vertical thickness maps and bedding dip patterns demonstrate a westward depocentre migration of about 3.5 km. The structures responsible for depocentre confinement are identified. Kinematic reconstruction of the syncline involving the whole Mesozoic succession illustrates that depocentre evolution was controlled by the alternating development of the two principal bounding anticlines, which requires activity on several detachment levels. The timing of activity on second order intrabasinal structures (e.g. E-W Fugeret anticline, N-S Braux normal Fault, E-W folds in and around the NE-SW Rouaine-Ourgues left-lateral strike-slip fault zone) is constrained to before, and at the very beginning of, turbidite deposition. This paper has also quite important implications outside the geology of the Annot Sandstone Basin. While most recent studies dealing with structural controls of deep-water sedimentation at the depocentre scale have been undertaken using high-quality 3D seismic data, the complimentary detailed sedimentology and stratigraphy is only available for outcropping analogues such as the Annot Sandstone Basin or the Ainsa Basin. This new study demonstrates that, by using advanced 3D geometrical modelling techniques, it is possible to reconstruct 3D geometric interactions of turbidite

sedimentation and tectonics using field data.

Another implication deals with the influence of multiple detachments in thrust belts. These systems present specific architectural features; (1) depocentre size is controlled by the depth of the active detachment; thus the evolution of depocentre size and history of depocentre connectivity is controlled by detachment activation history and (2) depocentre migration patterns are characterised by laterally displaced turbidite stacking patterns rather than vertical stacking.

## Acknowledgements

The authors thank TOTAL and CNRS for funding the doctoral work of Lise Salles. The French research funding agency (ANR) is acknowledged for its financial contribution to the field survey. The Paradigm Company is thanked for providing the gOcad software. Richard Allmendinger is thanked for providing Stereonet and FaultFold\_Academy softwares. CRPG Publication number 2003.

## References *(see bibliography at the end of the manuscript)*

## Conclusion du chapitre IV

L'analyse de nouvelles données structurales collectées sur les affleurements tertiaires à proximité du village d'Annot indique des déformations synsédimentaires. Le dépôt des Calcaires Nummulitiques et des Marnes à Globigérines est fortement contrôlé par des plis d'axe E-W et des failles normales N-S. Ces structures se développent dans un système décrochant senestre lié à la réactivation des failles de Rouaine et d'Ourgues lors de la compression alpine. Le plissement alpin, d'axe NNW-SSE, est présent dès la sédimentation des Calcaires Nummulitiques (cf. carte d'épaisseur), même si son influence par rapport aux structures liées au couloir décrochant de Rouaine-Ourgues est moindre. Les Grès d'Annot se déposent donc dans un synclinal pré-existant et toujours actif: nous pouvons donc utiliser le terme de dépo-centre pour les affleurements d'Annot. Aujourd'hui, ils affleurent sur le flanc oriental du synclinal mais leur contact en onlap vers l'ouest et leurs épaisseurs indiquent qu'ils se sont déposés sur le flanc occidental de ce synclinal. Leur étude cinématique détaillée montre en effet que leur dépôt est fortement contrôlé par une migration de la charnière synclinale vers l'ouest qui entraîne un déplacement du dépo-centre dans cette même direction. Les pendages mesurés dans les différents membres des Grès d'Annot montrent une rotation progressive des strates déposées sur le flanc occidental.

Les autres affleurements montrent-ils des indices d'un plissement alpin synsédimentaire aux Grès d'Annot? Si oui, un flanc oriental est-il conservé dans d'autres dépo-centres? Quelles sont alors les caractéristiques de la sédimentation turbiditique déposée sur ce flanc?





## Chapitre V

# Le Grand Coyer et ses alentours (Colmars et Chasse): sédimentation turbiditique sur des flancs orientaux?

### Sommaire

---

#### Introduction

Article en préparation pour *Marine and Petroleum Geology*: Turbidite deposition in axially fed asymmetrical synclines of an active wedge-top basin (Annot Sandstone of SE France)

1. Introduction
2. Previous studies of tectonic controls on wedge-top basin infill
3. The Annot Sandstone Basin, SE France
4. Annot depocentre: turbidite sedimentation on a gently dipping fold limb
  - 4.1. A depocentre controlled by a rolling hinge
  - 4.2. Local influence of an intrabasinal submarine high
5. NE Grand Coyer: turbidite sedimentation on a complex fold limb
  - 5.1. Erosive turbidites confined in synclines
  - 5.2. Active folding during turbidite deposition
6. Discussion
  - 6.1. Axially sourced wedge-top foreland basins
  - 6.2. 3D connections and their evolution
  - 6.3. Hinterland supplied and axially supplied wedge top basins
  - 6.4. Structural styles in wedge-top depocentres
7. Conclusions

#### Conclusion du chapitre V

---

*Les données de pendage et autres mesures structurales collectées au cours de ces travaux de thèse à l'intérieur et à proximité du dépo-centre du Grand Coyer sont présentées en annexe V.*

---

### Introduction

Le dépo-centre du Grand Coyer, situé au nord de celui d'Annot et au sud de Chalufy, est au centre de notre zone d'étude. Alors que la partie occidentale de ce sous-bassin est bien connue, peu de travaux concernent sa bordure orientale très déformée où les affleurements des Grès d'Annot sont de petite taille (centaine de mètres au maximum). Suite à nos travaux dans le dépo-centre d'Annot, nous avons cherché où pourrait être conservé un flanc oriental. De par sa situation, nous nous sommes intéressés à cette zone ainsi qu'à Chasse, situé à l'est de Chalufy. L'article ci-dessous présente le résultat de nos travaux dans cette zone et les intègre dans le thème plus général du contrôle des plis asymétriques sur la sédimentation turbiditique. La première partie reprend les principaux résultats du synclinal d'Annot et est redondante avec l'article du chapitre précédent.

# Turbidite deposition in axially fed asymmetrical synclines of an active wedge-top basin (Annot Sandstone of SE France)

Lise SALLES, Nancy Université, CRPG-CNRS, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.

Mary FORD (corresponding author), Nancy Université, CRPG-ENSG, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.  
mail: mary.ford@ensg.inpl-nancy.fr; phone number: 00 33 3 83 59 48 78; fax number: 0033 3 83 51 17 98.

Philippe JOSEPH, Geology-Geochemistry-Geophysics Direction, Institut Français du Pétrole, 228-232 Avenue Napoléon Bonaparte, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

## Abstract

In wedge-top basins, the control exercised by folded topography on turbidite depositional patterns at different scales (from limb slope to interconnected synclinal troughs) must be well-understood to develop depositional models. This is particularly the case for those systems with sediment supply parallel to the structural trend, for which little data is available. The present study proposes a 3D synthetic depositional model for these systems based principally on detailed field studies in the Upper Eocene - Lower Oligocene Annot Sandstone system of SE France. This basin was fed along strike by turbidites sourced from the Corsica-Sardinia Massif to the south. The study focuses on turbidites deposited on the western limb of a syn-depositional syncline preserved in the Annot outlier and on highly confined turbidites of the complex eastern synclinal limb exposed in NE Grand Coyer. In the Annot Sandstone depocentres turbidites controlled by first and second-order asymmetrical growth synclines present a particular stratal architecture characterised by lateral stacking, which is very different from geometries observed in the Apennines. Such creation of a relative accommodation toward the forelimb is interpreted as derived from a rolling synclinal hinge. Complex feeder pathways, as revealed by palaeocurrents and stratigraphic correlations are traced between successive downstream depocentres in space and time.

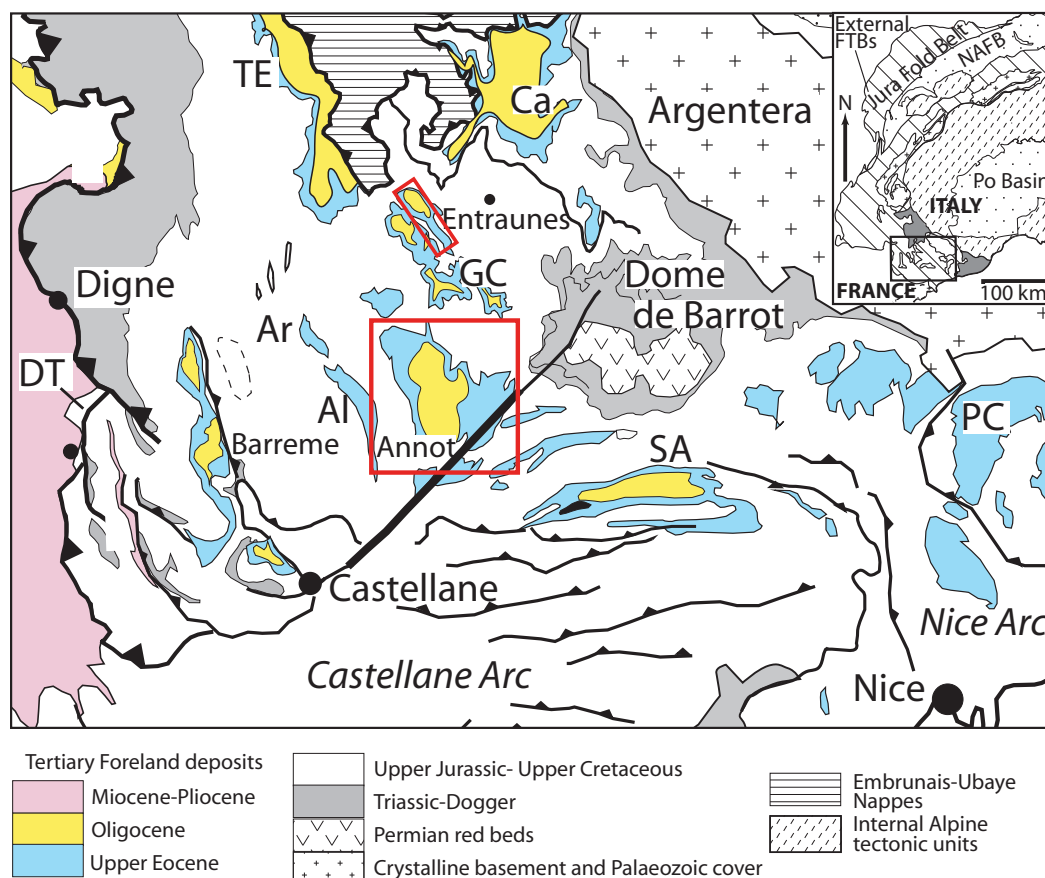
Keywords: wedge-top - asymmetrical depocentre – confined turbidite - growth fold - along-strike sediment supply - Annot Sandstone

## 1. Introduction

Since the end of the 1970's, when Mutti (1977) and Normark (1978) presented models for ancient and current submarine fans respectively, there have been ongoing attempts to describe and classify the different turbidite systems. Efforts to predict the facies distribution and the system architecture began. Reading and Richards (1994) classified the turbidite systems by the nature of the sediment supply and the feeder systems. Using this classification, outcropping turbidite systems were used as analogues in a more precise way (sand-rich or mud-rich systems / canyon-fed system or slope apron...). However, regional tectonics and the local structural influence on facies distribution have been underestimated in these depositional systems (e.g. see Covault et al., 2009; Bourget et al., in press). While models for the interaction between turbidite sedimentation and salt driven structures (e.g. "fill and spill", Prather et al., 1998) have been proposed for compressive systems created on passive margins, no totally adapted model exists for wedge-top basins developed in external orogenic belts, this is particularly true for systems where main sediment supply is parallel to the structural trend.

The Annot Sandstone in SE France is recognised as a world class example of a sand-rich turbidite system (Fig. 1). It is used as an analogue for sand-rich reservoirs deposited at delta-toes in deep-water settings (e.g. Brazilian margin, Moraes et al., 2004). Although these turbidites have been studied

since the 1960's, the global structural regime remains unclear due to co-existence of extensional and compressive structures recorded in the Annot Sandstone (Ravenne et al., 1987; Ritz, 1991; Hamiti, 1994). As a consequence, tectonic controls on deposition are frequently thought to be negligible (e.g. Pickering and Hilton, 1998; Sinclair and Tomasso, 2002) and published depositional models consider instead the filling of a complex inherited topography (e.g. Sinclair and Tomasso, 2002; Du Fornel et al., 2004; Euzen et al., 2004). However, our recent study in the Annot depocentre (Salles et al., in revision; Fig. 1) has documented turbidite deposition on the western limb of a pre-existing but still active syncline. In addition, new data reveal turbidite deposition across a complex eastern synclinal limb in NE Grand Coyer (Fig. 1). Using structural data, stratal turbidite architecture and palaeocurrent data observed in these two depocentres the principal aim of the present study is to propose a synthetic model for interaction of turbidite sedimentation and folds in wedge-top synclines. As discussed previously by Covault and Graham (2008) and Morley and Leong (2008), 2D "fill and spill" models are not appropriate for complex turbidite systems in active wedge-top basins. The structural template of the new model integrates (a) asymmetrical active folds with different wavelengths and (b) pre-existing transverse highs that generate complex connections between synclinal troughs. Incoming turbidites are fed along strike and gradually infill this template. This model is compared to transversely fed wedge-top systems (e.g. offshore Brunei, Gee et al., 2007, Morley and Leong, 2008; wedge-top depocenters of the Tertiary Molasse foreland basin system in Austria, Covault et al., 2009) and to the clastic wedge model described and developed in the Apennines by Ricci-Lucchi (1986).



**Figure 1: Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin. The studied outliers (Annot and Grand Coyer) are boxed. Abbreviations are as follows: Al, Allons; An, Annot; Ar, Argens; Ca, Cayolle; Ch, Champsaur; DT, Digne Thrust; FPT, Frontal Pennine Thrust; GC, Grand Coyer; PC, Peira Cava; SA, Saint Antonin; TE, Trois Evêchés. Inset: simplified geological map of the Western Alps showing principal tectonic units and location of the studied area in the Alpine arc. Abbreviation is NAFB, Northern Alpine Foreland Basin.**



## 2. Previous studies of tectonic controls on wedge-top basin infill

The influence of compressive deformation on turbidite deposition remains an ongoing issue, as shown by the great amount of recently published field based studies (e.g. Ainsa Basin in Pyrenees, Pickering and Corredigor, 2005; Apennines, Lucente, 2004, Conti et al., 2008; Austria, Covault et al., 2009; Karoo in South Africa, Grecula et al., 2003; see also reviews by Mascle and Puigdefàbregas, 1998, Vergés et al., 2002, Covault and Graham, 2008) and also subsurface studies (e.g. structurally controlled slopes of NW Bornéo, McGilvery and Cook, 2004b, Morley and Leong, 2008; Niger Delta, China and California, Shaw et al., 2004; Makran, Bourget et al., in press). Figure 2 summarizes the interaction of turbidite deposition and folds. Both models show active or inactive folds with different wavelengths and orientations, which provide different levels of confinement. Figure 2a represents principally transverse sediment supply while Figure 2b represents systems with sediment supply parallel to the structural trend. Depocentres in fold and thrust belts are most often fed by transverse systems (Fig. 2a): in foreland basins sourced from hinterland orogenic relief (e.g. Frontal Alps, Calcareous Alps, Brunei) in deepwater systems from delta slope (e.g. Niger Delta; Baram River in Brunei). In contrast, the Apennines and the Digne fold and thrust belt are examples of orogenic wedge-top basins fed by axial sediment supply derived from a relief positioned along strike (respectively, Alps to the north and Corsica-Sardinia blocks to the south) (Fig. 2b).

The structural framework can strongly influence deposition because (1) anticlines can act as flow barriers if they are sufficiently developed or active (e.g. Shaw et al., 2004; Morley and Leong, 2008) and, above all, (2) the location of passing points across these high zones (canyons developed at location of fold or thrust front offset by strike-slip zones, Covault et al., 2009, or above weak zones due to mud, Gee and Gawthorpe, 2006, Morley and Leong, 2008) and around these high zones (at periclinal fold terminations) is structurally controlled (Baas et al., 2005). System architecture in these settings is further controlled by complex feeder pathways (arrows in Fig. 2) as recorded by reflected and deflected palaeocurrents (e.g. Grecula et al., 2003) and by present-day seafloor imagery (e.g. McGilvery and Cook, 2004b). Even if sediment transport is from the hinterland to the basin in the more classic case of a hinterland sediment supply (Fig. 2a), flows (blue arrows in Fig. 2a) are usually deflected into synclinal troughs and become axial (red arrows in Fig. 2a). In this way, a non negligible part of the initial sediment supply is trapped in proximal fold-related depocentres. Turbidite deposition in these areas is characterised by a complex facies distribution and poor vertical and lateral continuity. These complex patterns are revealed by logged sections of outcropping turbidite systems deposited on and around active and inherited structures (e.g. Grecula et al., 2003; Lucente, 2004) and, by isochron and seismic facies maps derived from 3D seismic data (e.g. Morley and Leong, 2008). However, these patterns of turbidite sedimentation across folds may be understood in terms of variations in flow energy along the feeder pathways. Figure 2a considers two feeder channels with different flow energies, which illustrate contrasting interaction with folds (adapted from morphologic studies of the channel-levee complexes in the Brunei slope, Haji Ahmad et al., 2000, McGilvery and Cook, 2004a; see also depositional organisation of the sand-rich Orinoco turbidite system described by Callec et al., in press). While Channel 1 is trapped and deflected by Anticline A2, the higher energy Channel 2 erodes across the same fold (Fig. 2a). Beyond the point of deflection, Channel 1 becomes much wider, rather sinuous and related turbidite sedimentation mainly consists in well developed levees, crevasse splays and quite circular terminal lobe deposits. This pattern is interpreted as the result of a decreasing current velocity flowing through the channel in response to deflection against the A2 anticline limb. Channel 2 erodes straight across the crest of A2 and deposits a lobe on the down-stream side of the

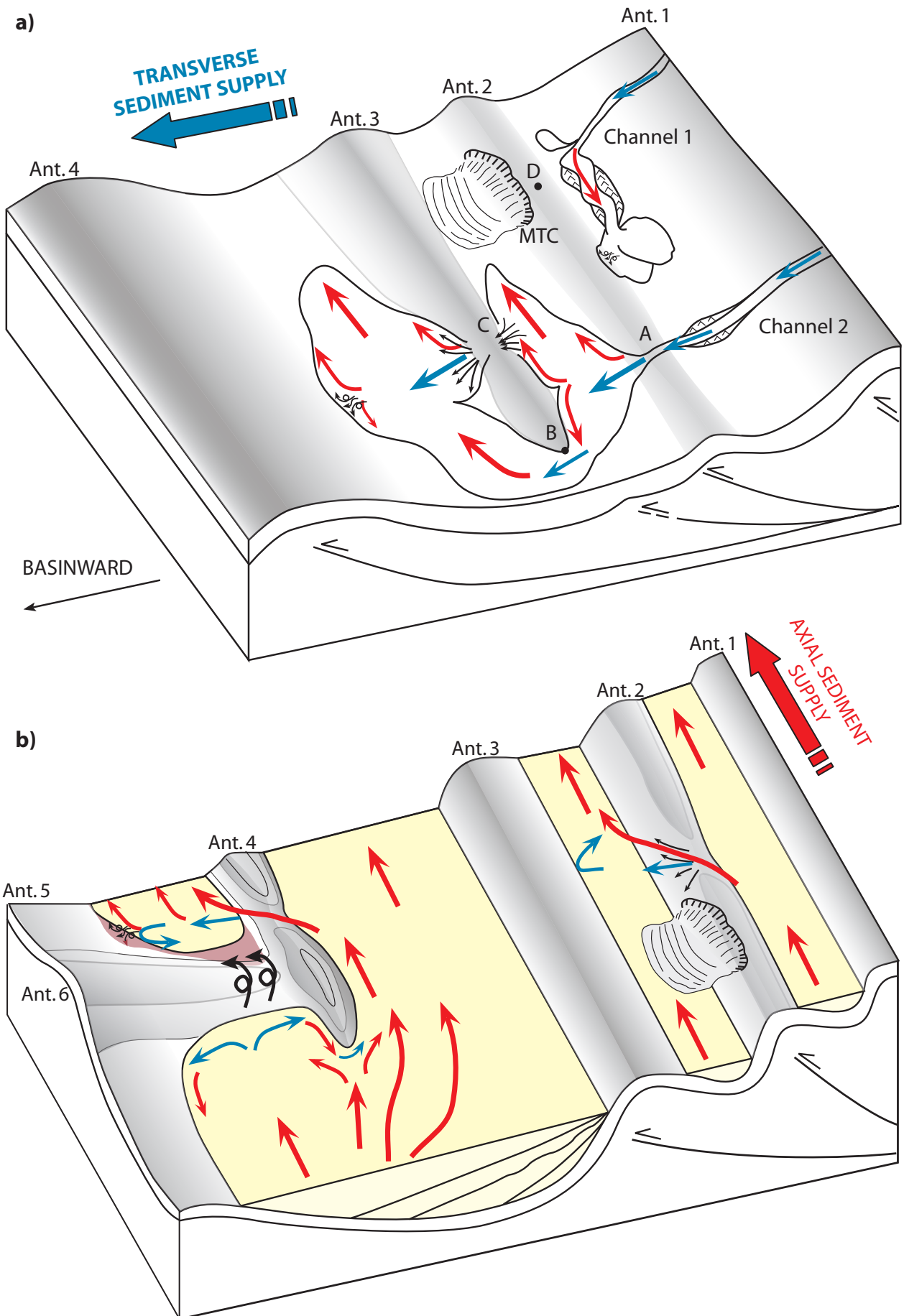


Figure 2: Perspective views of interaction between turbidite sedimentation and folding in three-dimensional wedge-top depocentres (for figure caption, see next page).

**Figure 2: Bloc diagram (a) considers transverse sediment supply from the hinterland to the basin, while the folded system is sourced along strike in the bloc diagram (b). The model for transversely sourced folded depocentres (a), adapted from the Brunei slope and from the sand-rich Orinoco turbidite system, presents the depositional pattern of two channels, the low energy Channel 1 and the high energy Channel 2, across successive downstream growth synclinal troughs with different wavelength. The Anticline A3 is plunging toward the foreground: its periclinal termination is located in A. Note the convergent flows just upstream the passing point B and the flow expanding at the limb slope just downstream. See text for further description and interpretation. The model representative for synclinal depocentres sourced along strike (b) is based on field study of the Annot Sandstone system, presented in this paper. The topography consists in active folds of different wavelength and an oblique inherited anticline plunging to the right. Depositional model of two successive downstream depocentres (D1 and D2) will differ if the 3D fold dimension is taking or not into account. While depocentres D2 seem to be fed from the foreground by overspill from D1 along the 2D section S, it is actually sourced across the anticline from the right. The represented stratal architecture within turbidite depocentre indicates lateral stacking rather than vertical stacking and is very different from this observed in the Apennines. See text for further information.**

anticline due to a hydraulic jump and/or dilution at the channel toe (e.g. Niger Delta, Adeogba et al., 2005). At their base, some of these fans show spectacular kilometre-long furrows expanding from the A2 canyon (e.g. in Brunei, Morley and Leong, 2008), testifying to divergent and depletive flow linked with the slope decrease at the limb base (Kneller, 1995). Convergent and accumulative flows occur on the up-stream side and on the crest of the A3 anticline, where flow is constricted and passes to the next down-stream syncline (Kneller, 1995).

In axially sourced systems (Fig. 2b), flows interact with relief on inherited oblique structures (A6) and on anticlinal saddles and terminations, but also with confining fold limbs. The influence of inactive slopes on parallel incoming density currents and on depositional patterns has been previously investigated using numerical modelling (Kneller, 1995; Amy et al., 2004) and field observations, especially from the Annot Sandstone (in the Annot depocentre, Sinclair, 1994; Kneller and McCaffrey, 1999; in Peira Cava depocentre Amy et al., 2004). These studies show that depositional patterns depend on slope dip and flow characteristics. High-angled slopes (30° for Kneller, 1995) generate at their base a pronounced sediment thickening (of three or four times) and a distinct sedimentation (base of slope sandstones of McCaffrey and Kneller, 2001). Deposits related to surge-type waning flows obstructed by gentle dipping slopes ( $\leq 10^\circ$ ; e.g. western margin of Peira Cava depocentre), are characterized by bed thinning (sometimes with bed fining) downstream and away from the lateral slope (type I beds of Amy et al., 2004), interpreted as the result of dissimilar rates of expansion and of sedimentation close to and away from the slope. Amy et al. (2004) also describe deposits that thicken away from the slope (type II beds), derived from fast and highly energetic flows.

Analyses of isochron maps (e.g. Morley and Leong, 2008) demonstrate that a complete turbidite deposition pattern evolves through time in response to fold growth and/or sediment supply. These changes have also been documented in outcropping turbidite systems, using thickness maps combined with palaeocurrents (e.g. in the Karoo Basin, Greccula et al., 2003). This reorganisation is mainly caused by creation or destruction of the passing points through anticlinal crests and of accommodation space in synclines. For instance, a syncline may become perched as the result of activity on the underlying thrust, promoting a dramatic drop of the accommodation space and thus of sedimentation. In the case of hinterland sediment supply, transverse flows by-pass this synclinal trough and frequently erode the previously deposited sediments to restore an equilibrium profile across the slope (Ferry et al., 2005). In axially sourced folded basins, such cannibalisation of perched synclinal basins is rare because uplifted synclines are no longer crossed by turbidite flows. Nevertheless, it might occur as rare huge slides on secondary folded limbs of a first-order anticline.

By increasing slope gradients, structural growth can indeed trigger chaotic sediment supply derived from fold limbs; the largest of these features, visible in seismic data, are named mass transport complexes (MTC). Recent studies in the Northern Apennines and in the Ainsa Basin present some characteristics of these chaotic sediments (Lucente, 2004; Pickering and Corredigor, 2005; Conti et al., 2008). In the Apennines, these large units are located just ahead of intrabasinal thrusts and record the synsedimentary growth of the related folds (Lucente, 2004; Conti et al., 2008). In the Ainsa basin, Pickering and Corredigor (2005) define three kinds of mass transport complex in tectonically-driven fans. Tectonic pulses trigger instabilities and collapses of the deep-water fold slopes but also of the uppermost slope – shelf that generate respectively Type I MTCs (sediment slides and debris flows at the base of fans) and Type II MTCs (coarse units with sand, gravel and extraformational material derived from the proximal area, redeposited in older part of fans).

### 3. The Annot Sandstone Basin, SE France

The Annot Sandstone Basin (Eocene-Oligocene: 40-32 Ma) corresponds to the Tertiary Alpine foreland basin in SE France. It is preserved in isolated synclines of the Southern Subalpine Chains (Annot, Grand Coyer, Trois Evêchés, etc; Fig. 1). This study is focused on the Annot outlier and the north-eastern part of the Grand Coyer outlier (Fig. 1). They are both situated in the Digne thrust sheet, characterized by NNW-SSE trending alpine folds. These synclines are interpreted as fault-propagation folds (Apps, 1987; Lickorish and Ford, 1998; Salles et al., in revision; Salles et al., submitted) ; thrusts root mainly into the Triassic evaporites (Goguel, 1963; Siddans, 1979; Apps, 1987; Fry, 1989). The Annot outlier and the NE Grand Coyer area are respectively located on a western gently dipping limb of a synclinal depocentre and an eastern steeper and more complex synclinal limb (Fig. 3b).

The Tertiary succession (Fig. 4) unconformably overlies a locally folded Cretaceous substratum, which, in the Annot and Grand Coyer area, consists of Santonian limestones and Campanian calcareous marls. This angular unconformity is related to the Pyrenean-Provençal orogeny (Flandrin, 1966; Siddans, 1979; Dewey et al., 1989). Alluvial deposits and marine conglomerates of the Poudingue d'Argens Formation locally occur at the base of the Tertiary succession (Apps, 1987). In the Grand Coyer massif, infranummulitic deposits almost systematically occur below the Nummulitic Limestone. A specific local facies, named “Mort de l'Homme Formation” by Apps (1987) consists of bored pebbles and rounded Cretaceous limestone pebbles in a Nummulite-rich carbonate cement. It was deposited in a littoral environment and records an sub-aerial erosion of the Cretaceous substratum. During the Late Eocene and Early Oligocene, the “Nummulitic trilogy” (Boussac, 1912; Bodelle, 1971, Fig. 4) was deposited in the Alpine foreland basin. This consists of the transgressive Nummulitic Limestone (Sinclair et al., 1998), the deep-water Globigerina Marls and the turbiditic Annot Sandstone sourced from the south (Stanley, 1961). Compared to the Annot outlier, the Nummulitic Limestone in Grand Coyer is globally richer in fauna (shark teeth, Nummulites...), indicating a shallower water depth. The carbonate content of the Globigerina Marls also varies between the two areas. In Grand Coyer, the carbonate composition (60-70%, Ravenne et al., 1987) allowed steeper depositional slopes (15-20°) that can explain the steeper dip of some onlaps (Stanbrook and Clark, 2004).

The Annot Sandstone Formation is subdivided into seven members labelled A to G (Albussaïdi



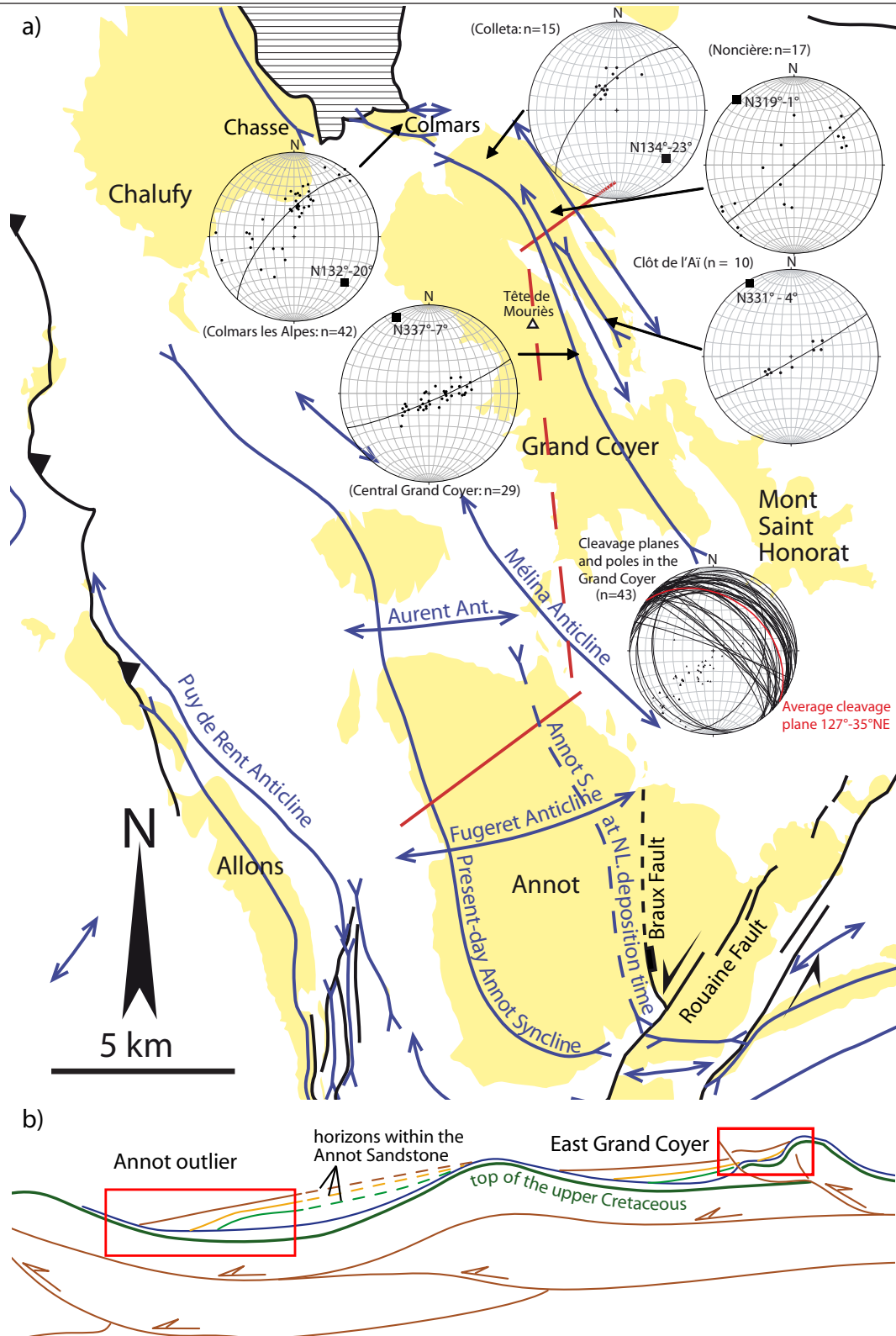


Figure 3: a) Structural map of the studied area, showing the Tertiary outliers (yellow) in their structural framework. Main fold axial traces are indicated. The position of the Annot synclinal axial trace during deposition of the Nummulitic Limestone (dashed line) is derived from 3D geometrical modelling (Salles et al., in revision). Insets: stereoplots (lower hemisphere, equal area as are all the stereoplots presented in this paper) of poles to bedding in different locations of the Grand Coyer outlier (Colmars-les-Alpes, Central Grand Coyer, Clôt de l'Aï, Noncière, Colleta) and stereoplot of cleavage planes and poles for the whole Grand Coyer area. The mean axial trace curves from NNW-SSE to WNW-ESE northwards. The average cleavage plane dips NE, which indicates an asymmetrical SW-verging folding. b) Conceptual locations of the two studied areas across an asymmetrical fold. These asymmetrical depocentres are created above thrusts that exploited two detachment levels indicated by brown line. Location of this section is indicated by a red line in (a).



and Laval, 1984; Joseph and Lomas, 2004, Fig. 4). In the Annot outlier, members A and B correspond to sheet sands alternating with marls. These low and high-density turbidites are interpreted as lobe deposits. The member C (“Gastres megaslump”) consists of micro-conglomerates with an erosive base and locally contains 10cm-diameter granite pebbles. This exceptional slump event occurred at the Eocene-Oligocene boundary (Fig. 4; Du Fornel et al., 2004). Members D to G comprise very massive sandstones (more than 90% sand) corresponding to stacked channels. Some channels (Member E) are very erosive and can incise 60 m (Callec, 2001; Sinclair and Tomasso, 2002). At the base of member D medium to high-density turbidites alternate with marls that correspond to overbank deposits (Joseph et al., 2005). Other lithostratigraphic names in the Annot syncline for members A to G (Callec, 2001; Du Fornel, 2003) are given in Figure 4.

In the Grand Coyer outlier, alternation of low-density turbidites and marls, named lower and upper Brown Marls, occurs respectively under and above the Annot Sandstone Fm.. The Annot Sandstone succession is subdivided into six members that have been correlated with sandstone members at Annot (Fig. 4, Du Fornel et al., 2004). The member B is mainly made of heterolithic layers that onlap onto the Globigerina marls and are frequently affected by tilting, slumping and synsedimentary faults (notably at the Sommet de la Mole and Tête de Mouriès sections). The member C is a very massive unit that is composed of thick-bedded conglomerates with cm to dm-scale pebbles and cobbles. It deeply erodes previously deformed member B (see cross-sections in figure 10 of Du Fornel et al., 2004). This unconformity has been correlated with the erosive surface between members B and C at Annot because of the same evidence of synsedimentary deformation, the coeval arrival of conglomerates and the same dating of member B (basal Oligocene: P18-NP21 foraminifera-nannoplankton zone; Du Fornel, 2003). Member D is a massive sandstone unit with high-density turbidites and member E exhibits an alternation between sandy units and heterolithic levels that correspond to compensating channel systems (Du Fornel et al., 2004). Members F and G are organized in tabular and unconfined lobe deposits. The succession is capped by the Noncière formation preserved in NE Grand Coyer (Fig. 4) and described here for the first time. Its lower part consists of a 150 m-thick sequence of siltstones with thin slumped sandstone beds (fine grained, rich in micas and in load features). Following an interval of some tens of metres of no exposure, the upper section is characterized by a 75 m succession of finely bedded fine grained sandstones (without slumping) and siltstones. An outstanding feature is the presence of micritic limestone rafts that lie parallel to bedding, that are up to tens of meters long and about 0.6 m thick. They are interpreted as olistoliths derived from the hangingwall of an important growing thrust to east and correspond to either Upper Cretaceous limestone, Nummulitic Limestone or, most probably, Globigerina Marls.

In the Noncière area, this unit has been previously mapped as Schistes à Blocs. Due to its distinct internal stratigraphic organization and the clearly stratigraphical character of the contact between this formation and the Annot Sandstone, Inglis et al. (1981) described them as ‘autochthonous Schistes à blocs’. Similar successions have been documented at Chasse (Fig. 3) and close to Trois Evêchés by Kerckhove (1969) (Fig. 1). In order to avoid confusion with the highly tectonised character of the true Schistes à Bloc, we have assigned a new lithostratigraphic name to this unit. Stanbrook (2003) mapped the whole siltstone sequence as the Upper Brown Marls (Fig. 4) but did not identify limestone olistoliths.

#### 4. Annot depocentre: turbidite sedimentation on a gently dipping fold limb

The Annot outlier is used to study the interaction of axially sourced turbidites with the gentle dipping foreland limb of an active syncline (Figs 2, 3). Near the village of Annot, the Annot Sandstone is preserved in the NNW-SSE trending Annot syncline, bounded by the Puy de Rent and Mélina Anticlines (Fig. 3a). The present-day axial surface trace of the Annot Syncline lies at the western border of the outlier which preserved the WSW dipping eastern limb (10-15°). However the westward progressive onlap contact and the eastward thickening of the Annot Sandstone (Fig. 5) indicates that at the time of sandstone deposition the depocentre axis was located east of the present day synclinal hinge (Salles et al., in revision).

##### 4.1. A depocentre controlled by a rolling hinge

The Annot Sandstone in the Annot syncline presents a specific pattern of bedding dip that can be related to fold development and fold axis migration. Over 200 bedding dips collected across the southern Annot syncline were combined with published data and statistically analysed for each Annot member A-G (Fig. 5b). Bedding pole plunges increase from members A to D. Bedding poles for the upper members (E, F, G), lie globally in the same position but, their mean poles have a slightly steeper plunge than the mean pole of member D (Fig. 6).

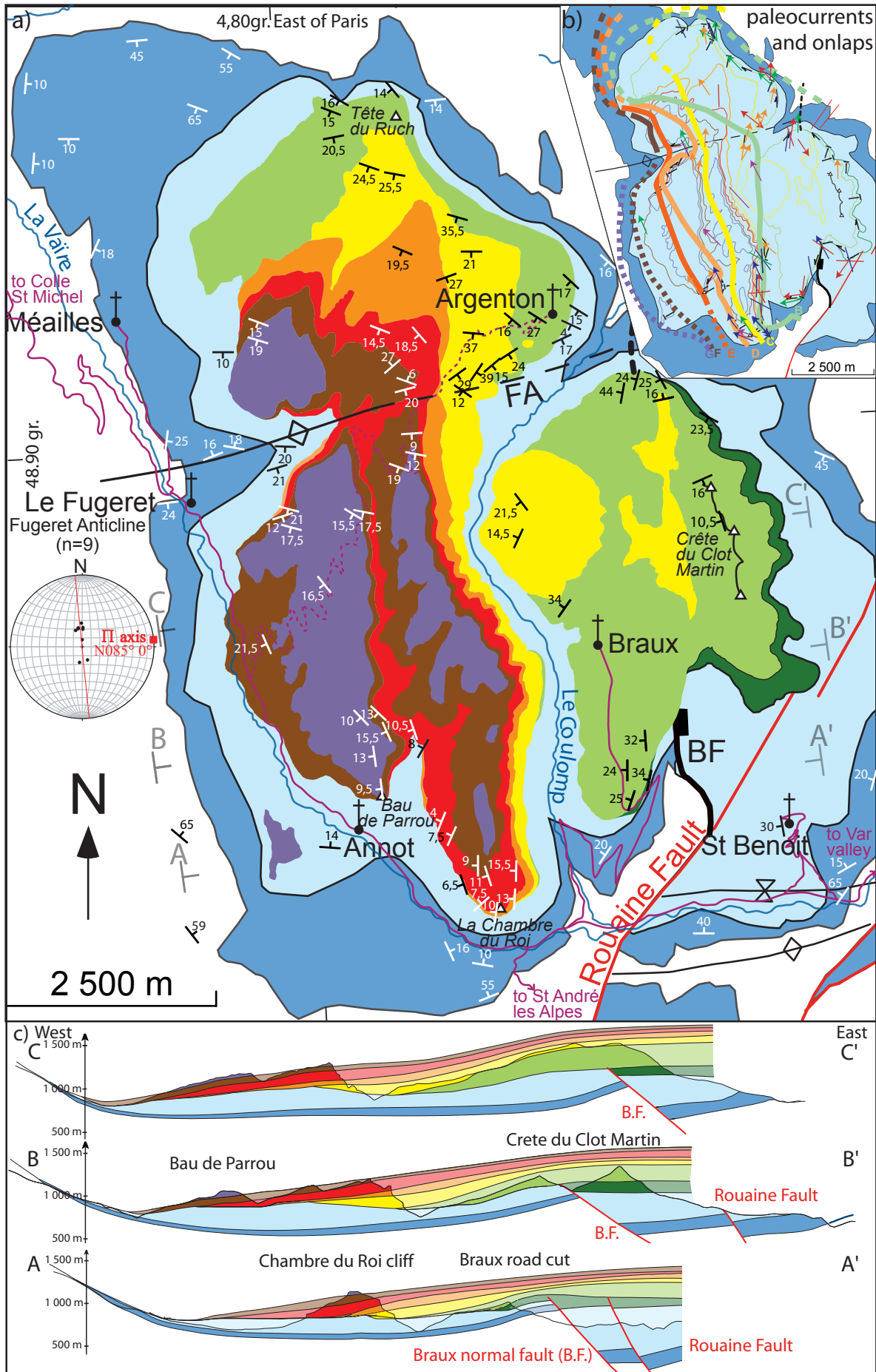
Using field data and strike line constructions, three E-W cross-sections define growth geometries (Fig. 5c). The AA' transect cuts through two spectacular and well-known outcrops: the Braux road cut and the "Chambre du Roi" cliff, where onlap geometries and member boundaries are very well constrained. These three sections illustrate the bedding dip pattern described just above. They also show that the westward onlap recorded by Annot Sandstone members is associated with a westward migration of maximum unit thickness (Fig. 5c).

We propose that the internal stratal architecture observed within the Annot Sandstone members is the result of sedimentation in a migrating growth syncline.

Idealised scenarios in which sedimentation interacts with folding and subsequent fold tilting in a synclinal depocentre are investigated (Fig. 7): (1) passive filling of an inactive syncline, (2) filling of a non migrating but active syncline and (3) filling of a migrating growth syncline. Each of these situations leads to a different bedding dip pattern and thickness distribution. In the third case, successive members are deposited during continuous migration leading to a westward migration of maximum thickness values. Dips decrease from older to younger strata on a horizontal and on a vertical section, except in the close vicinity of the hinge. These geometric characteristics globally correspond to those observed in members A to D of the Annot syncline.

**Figure 5 (next page): Geological map of the Annot syncline (key on Fig. 4) compiled from Albussaïdi and Laval (1984), Callec (2001), Puigdefàbregas et al. (2004) and author's own work. a) Synthetic structural map of the Annot syncline showing bedding dips (values correspond to local averages). Inset: stereoplot of poles to bedding of Nummulitic Limestone and Globigerina Marls around the EW Fugeret Anticline. Locations of cross-sections presented in (c) are indicated. b) Paleocurrent directions (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001; Puigdefàbregas et al., 2004), true and apparent onlaps (Albussaïdi & Laval, 1984; Callec, 2001) and interpolated western pinchout lines for each members of the Annot Sandstone compiled with our own data. This reconstruction shows that the Annot Sandstone members onlap progressively westward onto the Globigerina Marls. Main roads are shown in solid purple lines and forest tracks in dashed purple lines. c) EW section lines AA', BB' and CC' across the Annot depocentre showing the influence of the Braux normal fault on the Globigerina Marls and the westward decreasing dip from older to younger members in the Annot Sandstone. The vertical throw of the Braux normal fault decreases northward (from AA' to CC'). A 3D thickness model of the Nummulitic Limestone, based on measured outcrop thicknesses shows that the early axial trace lay approximately 3-3.5 km east of the present-day axial trace (Salles et al., in revision).**





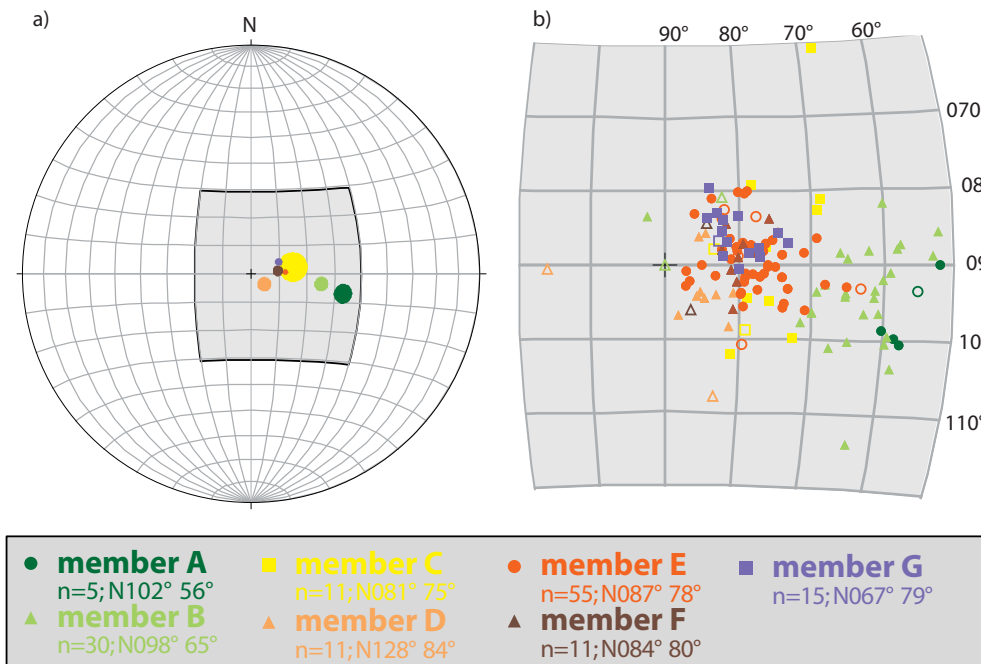


Figure 6: Stereographic projection of (a) mean bedding poles and (b) all bedding poles for Annot Sandstone members (distinguished by colours as presented in Fig. 3) from the southern Annot syncline. Open symbols have a higher uncertainty. For the mean poles in (a), the size of the circle depends on the data scatter. The azimuth and plunge of the mean poles are given in the legend. The migration from poles A to poles D, shown by the red arrow, indicates a bedding pattern corresponding to a migrating growth syncline (Fig. 7).

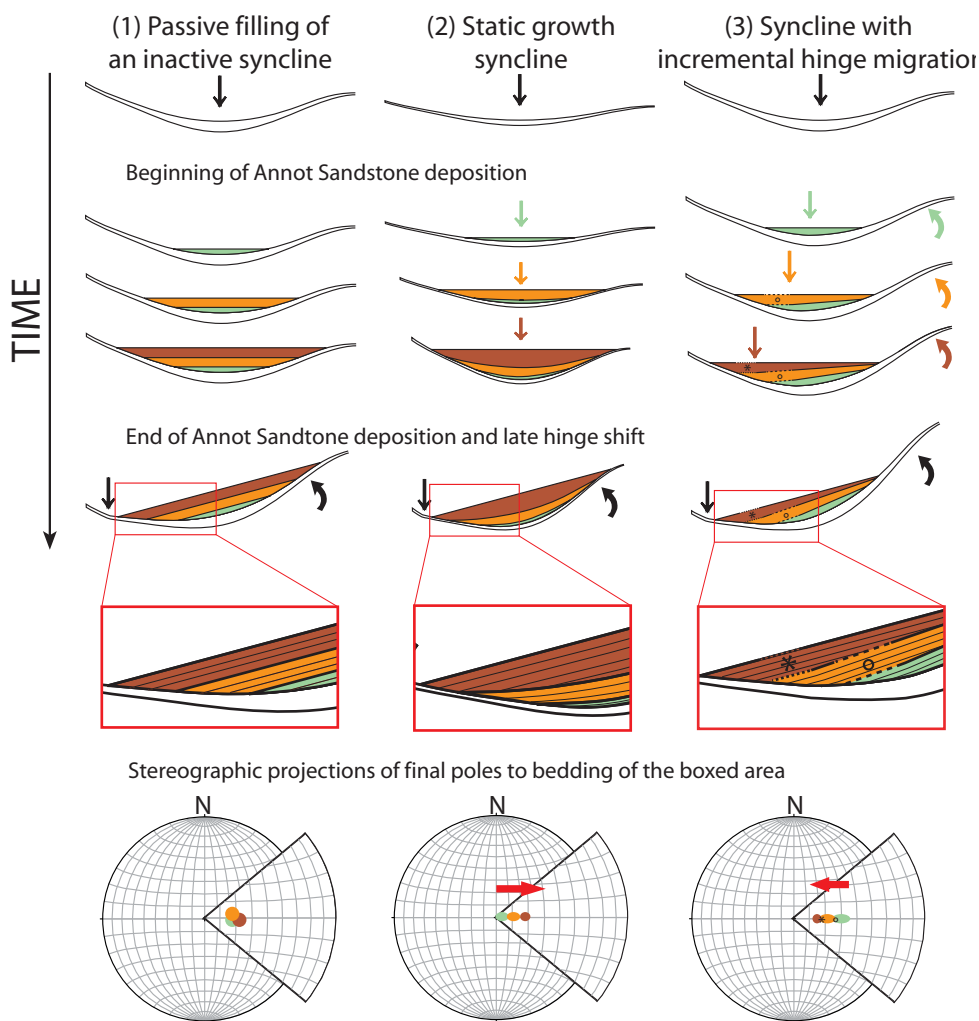


Figure 7: Three case-studies to illustrate in 2D possible interactions of sedimentation and synclinal folding. All are followed by tilting. These cases are (1) passive filling of an inactive syncline, (2) a static growth syncline and (3) a migrating growth syncline. A five-step forward model is presented for each case-study. Each case terminates with a late hinge shift. The position of the incremental hinge for each step is shown by an arrow. A stereographic projection of simplified bedding poles for all data in the boxed area is presented below each model for a N-S fold. Bedding pole colours correspond to successive stratigraphical units. The red arrow shows the migration from oldest pole to youngest pole.

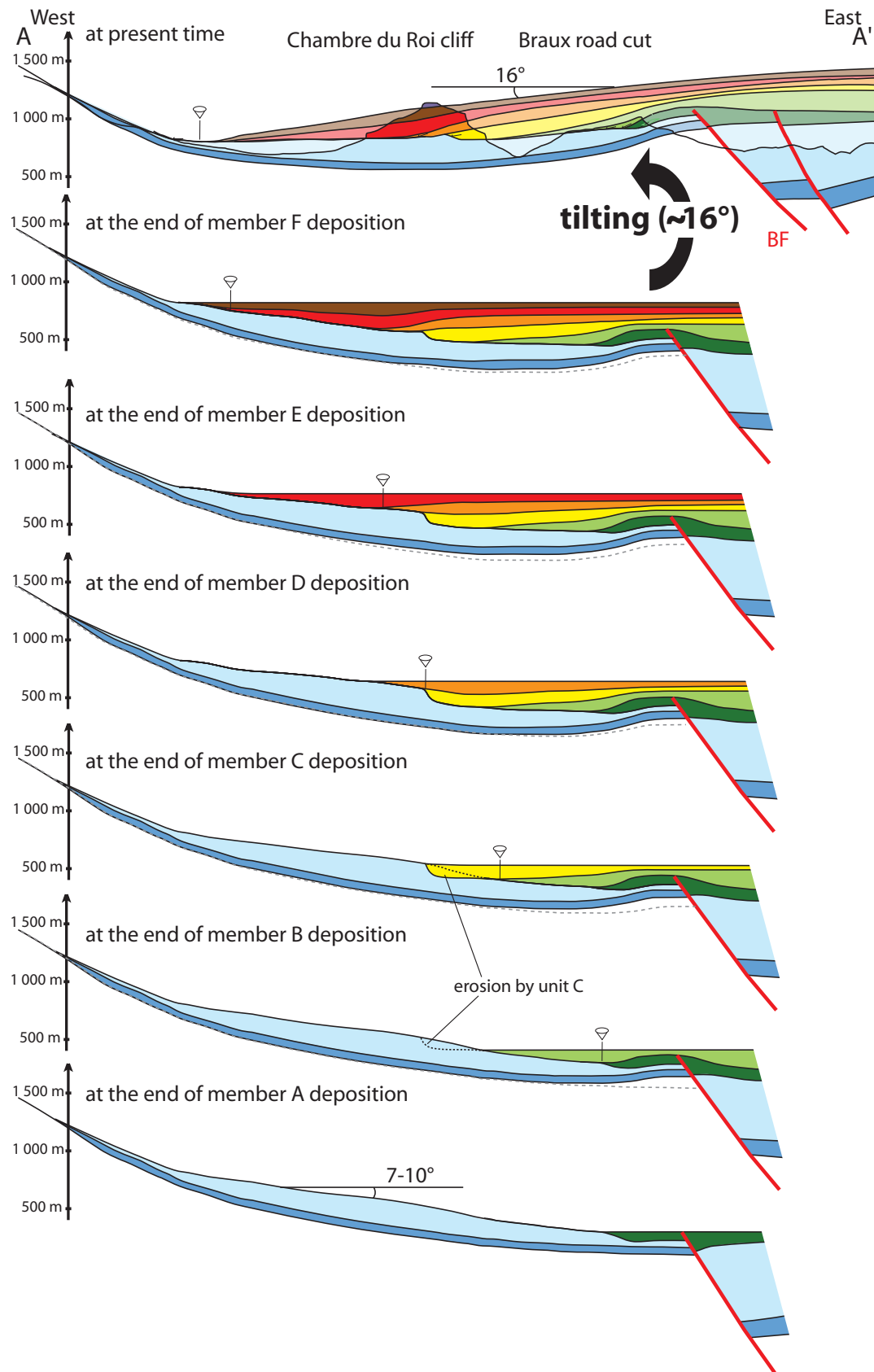
The sequential restoration of the AA' cross-section, using area and line length conservation and assuming a sub-horizontal turbidite top, illustrates this process (Fig. 8). The pin points correspond to successive onlap points. Decompaction is not considered because of the high net to gross. This restoration reveals a cumulative westward depocentre migration of 2.3 km from member A to F and a progressive but subtle westward tilting of the eastern part of the early eastern limb. The restoration also shows that Annot Sandstone members were deposited onto an 8-10°E dipping slope of the Globigerina Marls, in agreement with observations of Puigdefàbregas et al. (2004). The two other cross-sections (B-B' and C-C'; Fig. 5c) present similar results.

#### ***4.2. Local influence of an intrabasinal submarine high***

Tectonic controls were addressed in 3D, using vertical thickness maps of the Annot Sandstone members, derived from the 3D geometric model (Fig. 9). Considering the low dip values of the Annot Syncline, these vertical thicknesses are close to true thicknesses. Palaeocurrent data, compiled from Albussaïdi and Laval (1984), Callec (2001), Puigdefàbregas et al. (2004) and the authors own work, were superimposed on the map of each member and provide insights on the detailed interaction of turbidite flow and active structures (Fig. 9).

The vertical thickness of member B (Fig. 9a) varies across the E-W high created by the Fugeret anticline from a maximum of 300 m to the north and south, to 50 m on the anticline crest. Apart from one south-directed paleocurrent on the south limb, interpreted as the result of flow reflection, paleocurrents mainly traverse the anticlinal crest. These readings may however record deposition of the upper beds of member B only. The Fugeret Anticline was a remnant topography inherited from earlier gentle growth folding during the deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls. After being buried by Member B deposition, this structure was no longer a topographic feature. Thickness variations of Member B reveal an ongoing topographic expression of the Braux normal fault (an east-dipping cliff), even if this fault was inactive at that time. This is also supported by the complex distribution of member B palaeocurrents (Fig. 9a). According to Ravenne et al. (1987), Annot turbidites mainly entered the basin around point X at that time (Fig. 9a). They arrived perpendicular to the Braux fault and therefore were partly deflected by fault-related topography (Joseph et al., 2005). Palaeocurrents were further deflected by slopes created by the Rouaine fault zone structures (Figs 3a, 9a) and the western limb of the Annot syncline.

Vertical thickness maps of overlying members C to F (Fig. 9b-e) describe a NNW-SSE trending zone of maximum thickness marking the position of the growth syncline. Successive maps document a westward migration of this depocentre. Western limb pinchout lines also migrate west. Annot Sandstone members were deposited onto the gently deformed Globigerina Marls, which can be locally eroded (Fugeret anticline, Callec, 2001). A remnant topographic expression of the Fugeret anticline is seen in successive pinchout lines. In contrast to younger members but similar to member B, the member C thins toward the north of the Annot outlier (Fig. 9b), indicating an ongoing topographic expression of the Aurent Anticline until the end of Member C deposition. The youngest member F presents less variation, suggesting less active folding (Fig. 9e). Palaeocurrents measured in members B to G are globally oriented toward the NNW, parallel to the depocentre trend, however other orientations (e.g. towards W-NW; Fig. 9a,b,d) occur at the southern extremity of the Annot Syncline. In the central part of the Annot outlier, NE directed palaeocurrents in member C correlate with a deviation in the thickness trend (Fig. 9b). This deviation of turbidity currents probably occurred around a local topographic high created by the intersection of the inactive E-W Fugeret anticline and the active NNW-SSE Annot syncline.



**Figure 8: Sequential restoration of the AA' cross-section for each member of the Annot Sandstone. Note the progressive rotation of the Nummulitic Limestone immediately to the west of the Braux fault (for each step, previous position of Nummulitic Limestone is indicated by a dashed line). At each stage, the initial slope of the Globigerina Marls is around 10°E, as documented by Puigdefàbregas et al. (2004). Sandstone deposition is controlled by the active syncline. To the west of the Braux normal fault, cumulative westward displacement of the depocentre is around 2.3 km. Deposition of the older members A and B is also influenced by the Braux normal fault.**



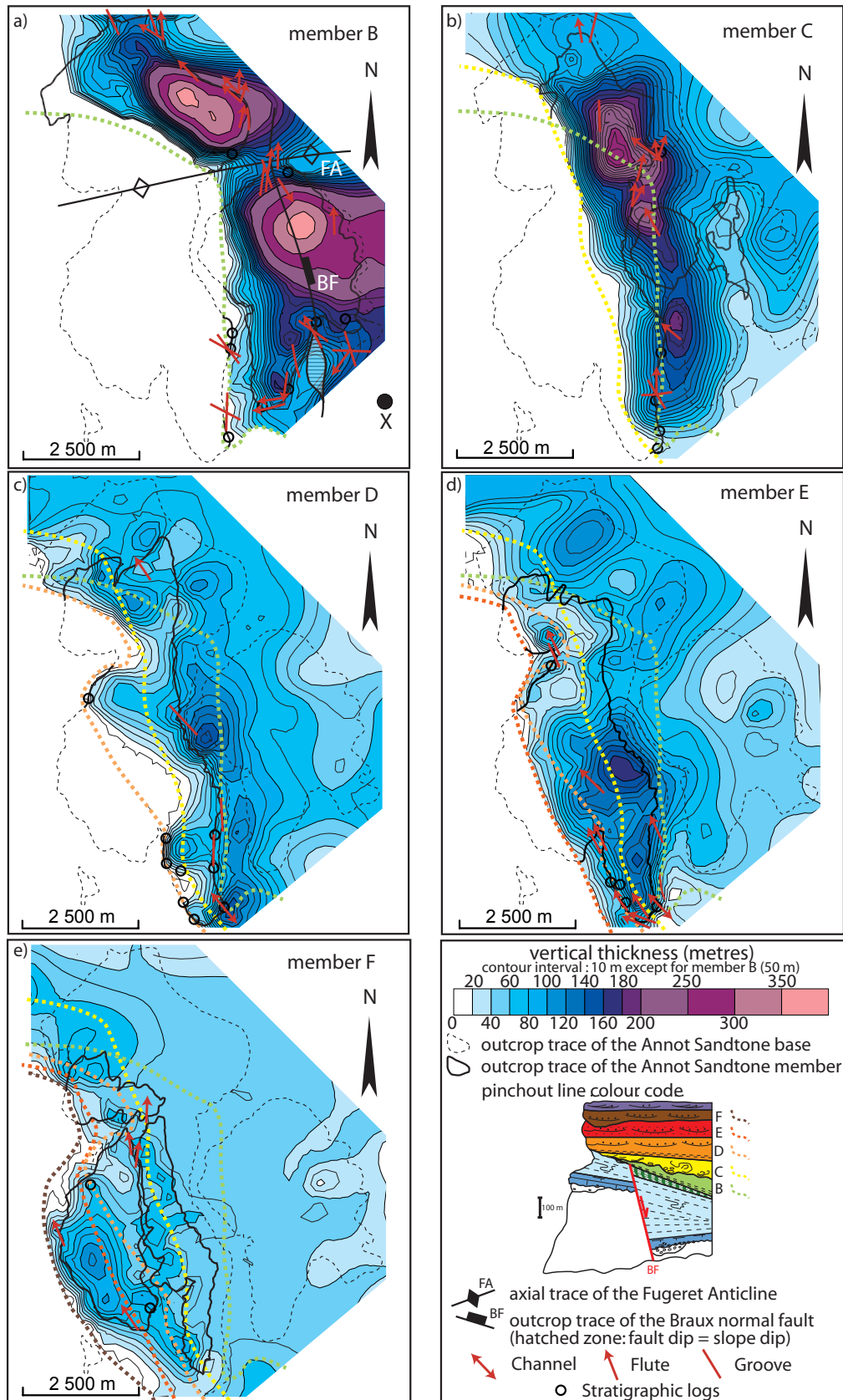


Figure 9: Vertical thickness maps for Annot Sandstone members (excluding A) in the Annot outlier. These maps are derived from 3D modelling in gOcad. Western pinchout lines and palaeocurrent directions for each unit are shown. While member thickness clearly indicates the presence of a NNW-SSE trough for the upper members, thickness variations and palaeocurrent directions in the member B are more complex. Deposition of this member has been influenced by the pre-existing but inactive EW Fugeret Anticline (FA) and the Braux normal fault (BF). Abbreviation is RF, Rouaine Fault.

## 5. NE Grand Coyer: turbidite sedimentation on a complex fold limb

The eastern part of the Grand Coyer outlier is used to study the interaction of axially sourced turbidites with the complex hinterland limb of an active syncline (Figs 2, 3). Figure 10 shows the main structures in the Grand Coyer syncline. It integrates previous geological maps drawn by Schlund (1950), Inglis et al. (1981), Stanbrook (2003) and our own observations in the NE part where there are significant differences between previously published maps. At the scale of the whole fold, stereographic projections of the poles to bedding indicate a NNW-SSE trending fold (axis plunges  $7^\circ$  toward N335°). At its northern termination, the periclinal fold curves to NW-SE (N135°24' at Noncière and N130°-25' at Colmars-les-Alpes; Fig. 3). The NNW-SSE direction is coherent with the alpine folding in the Digne thrust-sheet. The distribution of the bedding dips and cleavages affecting Tertiary rocks also show that (1) this syncline is asymmetrical facing WSW and that (2) the eastern limb is highly folded and faulted (Figs 3, 10c). Its structural complexity is exposed along the E-W trending valley between the Sommet de Noncière and the Montagne du Grand Paul (Figs 10, 11). Three zones can be observed on both sides, from base to top (west to east). (a) In the west, the massive Annot Sandstone of the Barre des Baussée is overlain by the Noncière formation. Bedding becomes overturned in the intermediate footwall of a west verging thrust (Fig. 10c), here named the “NLR thrust” (Noncière - Lignin - les Reynières thrust). (b) The central area, bounded to the west by the NLR thrust and to the east by the steep “NPA fault” (Noncière - Pas de l’Ane fault), is characterised by highly faulted and folded Annot Sandstone. In this zone, the Annot Sandstone presents a heterolithic level (black dashed line in Figs 10c, 11), which may correspond to the shaley key level present in the Sanguinière area (“Vire” of Jean, 1985; Ravenne et al., 1987). Dips are sub-vertical and sometimes overturned. Between the faults, only anticlines are preserved (mean  $\pi$  axis  $1.4^\circ$ - N319°). Axial planes (red dashed lines in Fig. 11) steepen from west to east: the easternmost anticline is overturned and the vergence is towards the east. These features may be explained by (1) a strike-slip component or (2) a late tilting of thrust imbricates by passive transport above a ramp (Figs 3b, 10b). (c) East of the NPA fault, the western limb of an anticlinal structure incorporates Nummulitic Limestone to Annot Sandstone.

Stratigraphic variations indicate that the NLR thrust is the main thrust with the spectacular NPA fault confined to its hangingwall. Both down-dip striae and sub-horizontal shear indicators (at Clot de l’Aï) indicate both down dip and dextral displacement on the NPA fault. This steep W-verging fault was previously interpreted as the major structure of the eastern Grand Coyer outlier with a 500 m normal throw in the Noncière area (the Noncière-Cairas-Lignin Fault of Stanbrook, 2003). However, we interpret this fault as the trailing edge thrust of an dextrally transpressive imbricate system that was overturned by passive transport above a steep ramp on the younger NLR thrust (Fig. 10). Our estimation of the present-day throw (50 m; Fig. 10c) is considerably less than that of Stanbrook (2003).

While the NPA fault has been previously traced southwards, we propose that the NLR thrust continues south to lie west of the Clôt de l’Aï outlier and above the overturned Annot Sandstone in Les Reynières area. This interpretation derives from a 3D fault reconstruction. Second order faults and related folds in the imbricate system disappear rapidly southwards. At Clôt de l’Aï, 3.5km south of Noncière, there is only one gentle syncline with an axis plunging  $4^\circ$  towards N330° (Figs 3a, 10). Such dramatic along-strike variations have been already described in transpressive thrusts (e.g. Alice Anticline in Papua New Guinea, Mason, 1997; in Central Western Taiwan, Lee et al., 2002).

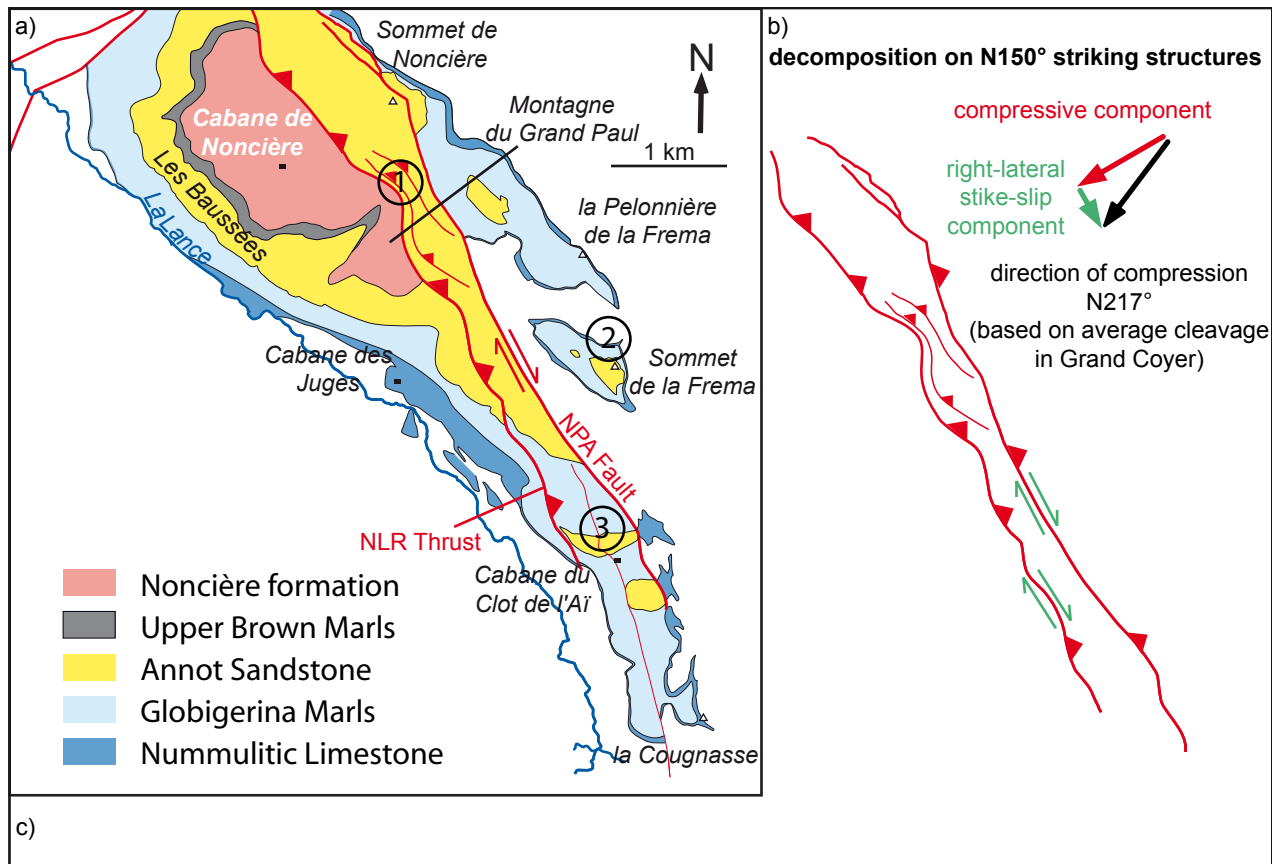


Figure 10: a) Structural map of the NE Grand Coyer area. Bedding dips data correspond to local averages. The direction of the main synclinal axis changes northwards, as shown by the local values derived from stereographic analysis. Circled numbers indicate locations of the studied outcrops: 1 Sommet de Noncière and Montagne du Grand Paul, 2 Sommet de la Fréma and 3 Clôt de l'Air. b) Decomposition of the N217° directed compression along fault structures with a N150° strike in compressive and right-lateral strike-slip components. c) Schematic E-W cross-section of the Grand Coyer area passing through the Sommet de Noncière.



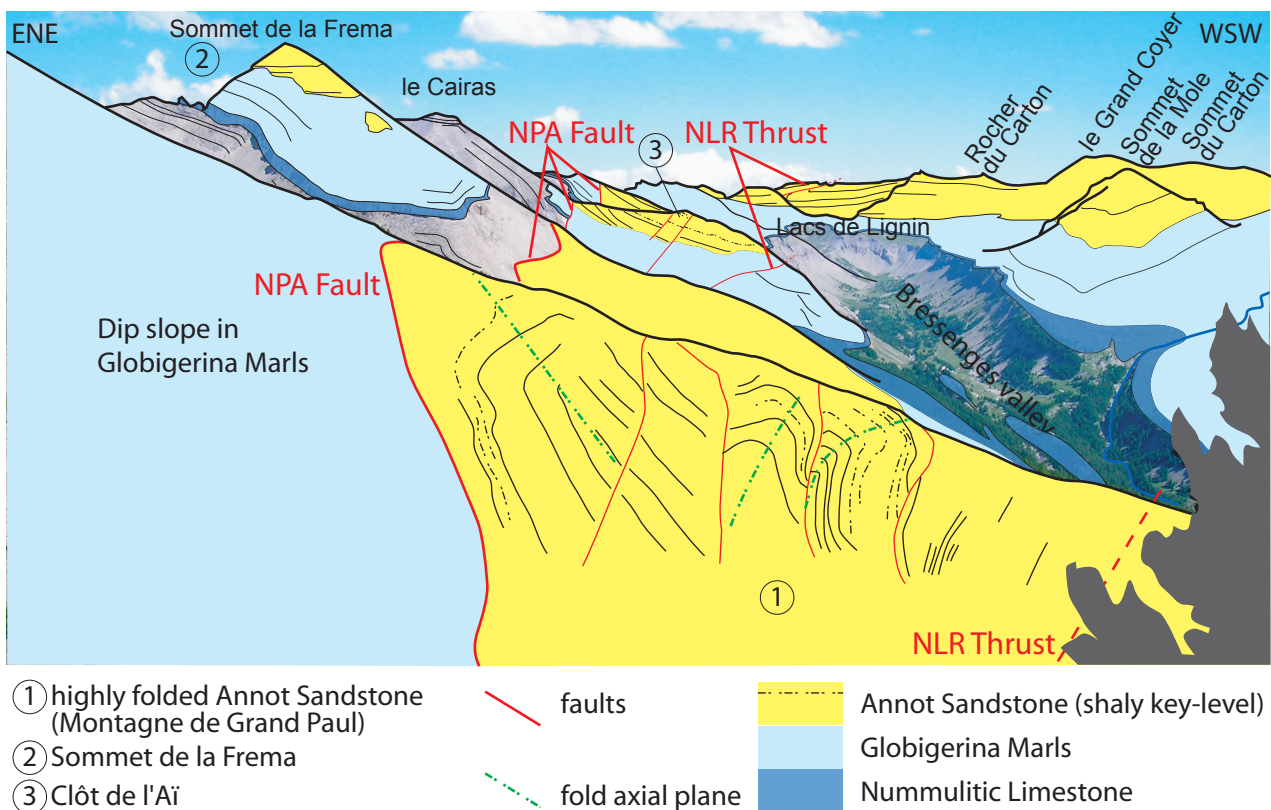
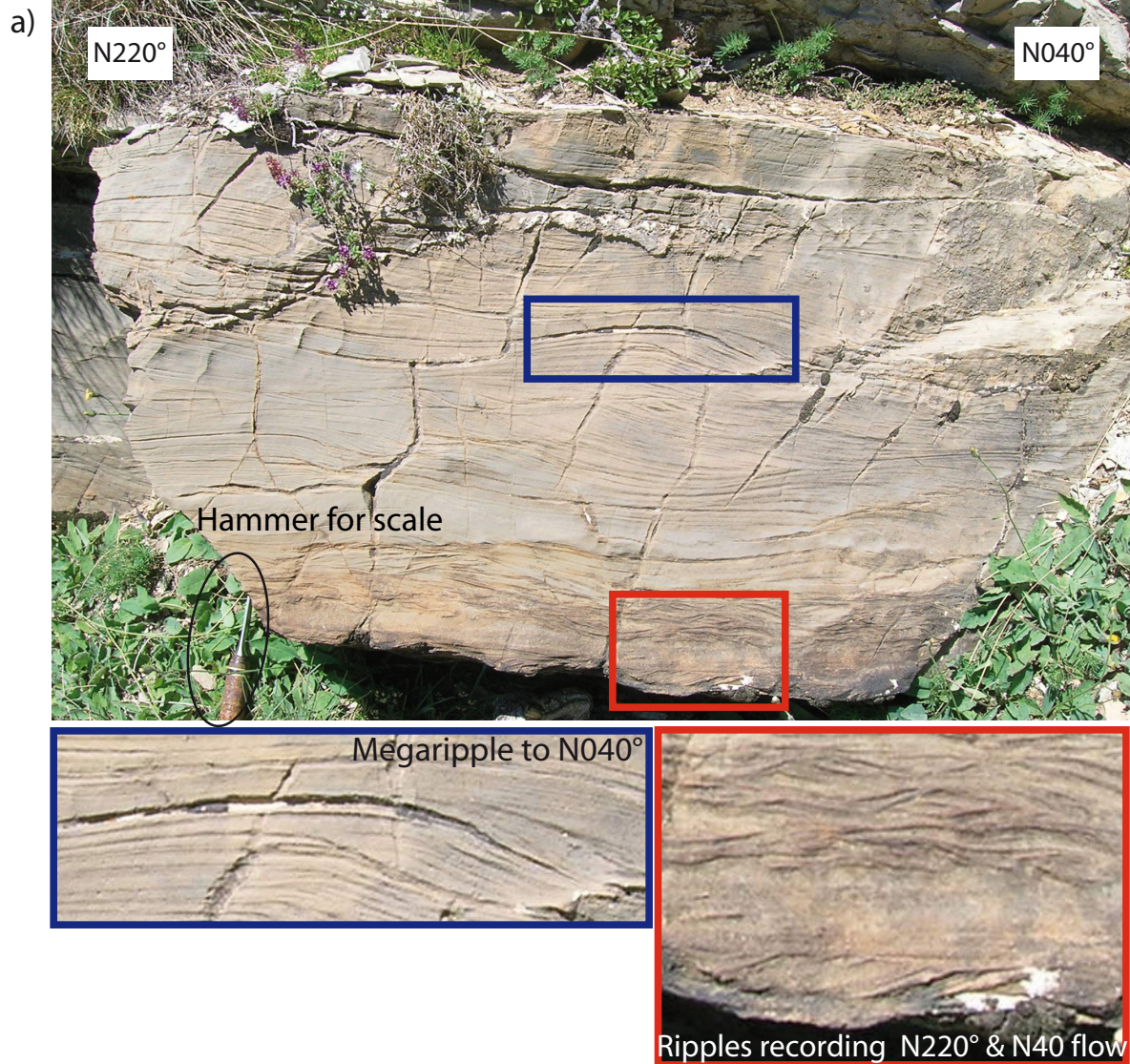


Figure 11: Details of folds in the Montagne du Grand Paul (location 1; Fig. 10). The line-drawing highlights the intensity of the deformation in the Annot Sandstone. The shaly key level is shown by a black dashed line. The dip of the axial planes (red dashed lines) increases from WSW to ENE.

Figure 12 (next page): a) Picture of a turbidite bed of the Noncière Formation (location 1; Fig. 10), showing ripples and a megaripple recording inverse senses of palaeocurrents. Hammer for scale (40cm). b) Rose diagram of the palaeocurrent measurements collected at Sommet de Noncière (location 1; Fig. 10), indicating SW-NE flow directions, orthogonal to the mean fold axis (green arrow). SW palaeocurrents (N220°) are interpreted as flow reflected on fold limbs. c) Rose diagram of palaeocurrent measurements collected at Clôt de l'Ai (location 3; Fig. 10), showing two groups. The first, including the flute casts (in red), indicates a direction parallel to the fold, while the second is almost perpendicular (N045-225°). They are respectively interpreted as evidence of flow channelled along the synclinal trough and resulting from reflexion on the limb slopes.

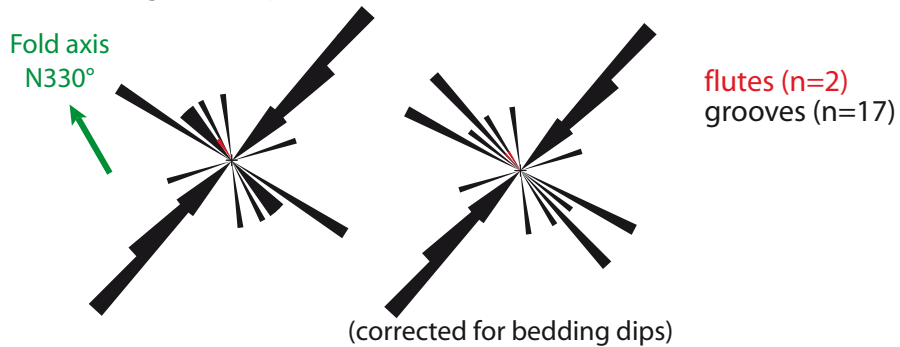




b) Rose diagram of paleocurrent measurements measured at Noncière



c) Rose diagram of paleocurrent measurements measured at Clot de l'Ai





### 5.1. Erosive turbidites confined in synclines

The interaction between turbidite sedimentation and folding has been investigated in three Annot Sandstone outcrops located in the fold hinge and along the complex eastern limb. These are the Sommet de Noncière, the Montagne du Grand Paul, Sommet de la Fréma and the Clôt de l'Aï also called the Juges section (Tomasso, 2001; Stanbrook, 2003; Fig. 10a).

Palaeocurrent data (584 data) collected on the western limb of the Grand Coyer record a consistent paleoflow direction toward  $N336^\circ$  (Stanbrook and Clark, 2004), which corresponds to the main fold trend (Figs 3, 10a). In contrast, preliminary palaeocurrent data collected at Noncière and Clot de l'Aï (Fig. 12) record complex interactions between basin slopes and turbidity flows. Palaeocurrents, measured in a turbidite bed of the upper Noncière formation indicate SW-NE directions, orthogonal to the fold axis (Fig. 12b). Furthermore, unidirectional indicators (ripples and megaripple) within a single bed show flow towards the SW ( $N220^\circ$ ) at the base and toward the NE ( $N40^\circ$ ) in the middle of the bed (Fig. 12a). This palaeocurrent pattern records flow reflexion on slopes (fold-related). At Clot de l'Aï, nineteen sole features measured in the Annot sandstone are mostly non-directional (17 groove casts, 2 flute casts; Fig. 12c) with 2 preferential orientations,  $N045^\circ$ - $225^\circ$  and  $N320^\circ$ - $N350^\circ$ , which is close to the fold axis. The NNW direction is documented by the flute casts. The first group is interpreted as flow reflexion on the limb slope and the second corresponds to the result of flow confined to synclinal troughs.

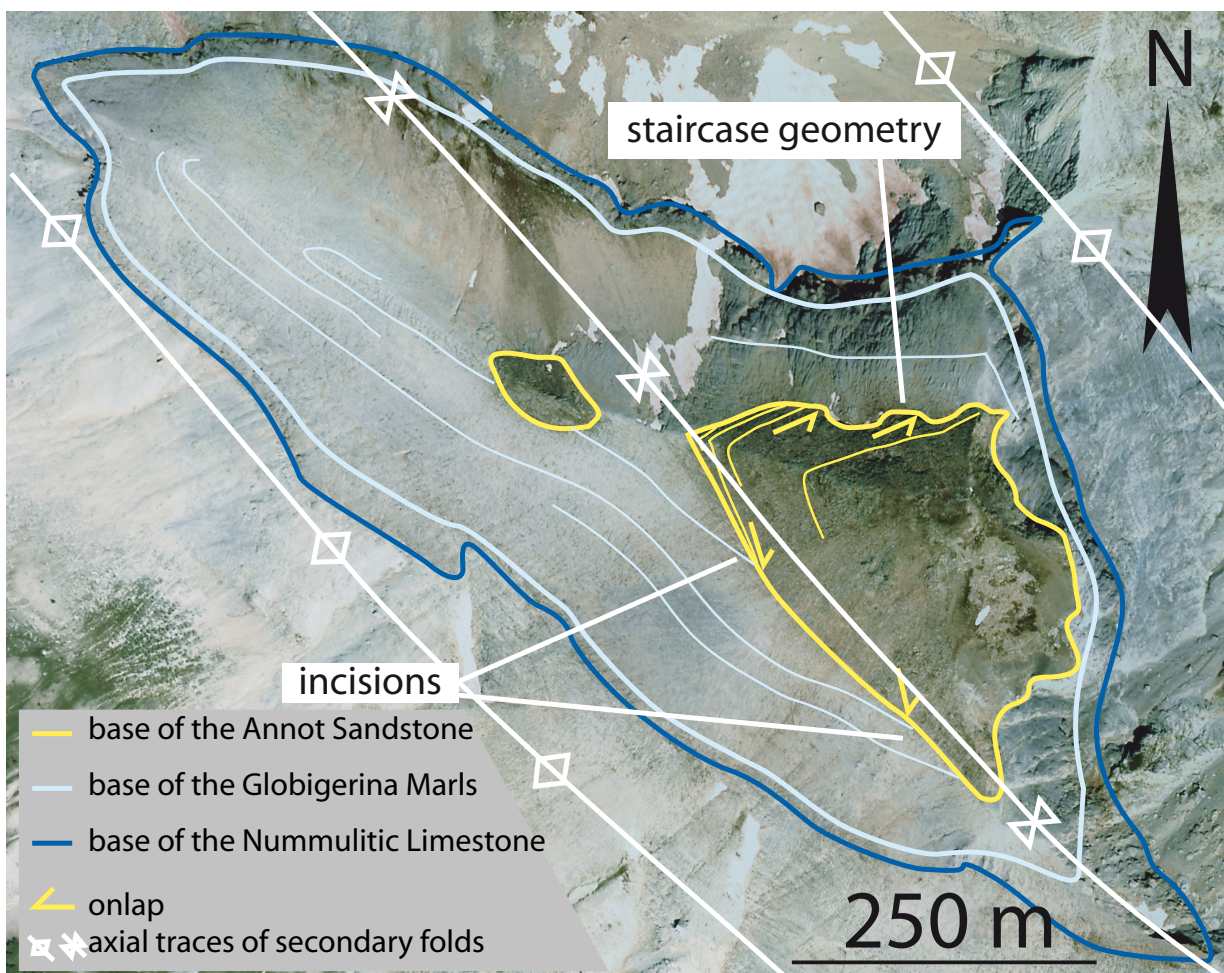


Figure 13: Interpretation of orthorectified aerial photograph of the Sommet de la Fréma (location 2 Fig. 10), showing Annot Sandstone onlaps with a staircase geometry and incisions in the Globigerina Marls. Fold axial traces are indicated by white lines. The Annot Sandstone lies in the synclinal gutter.

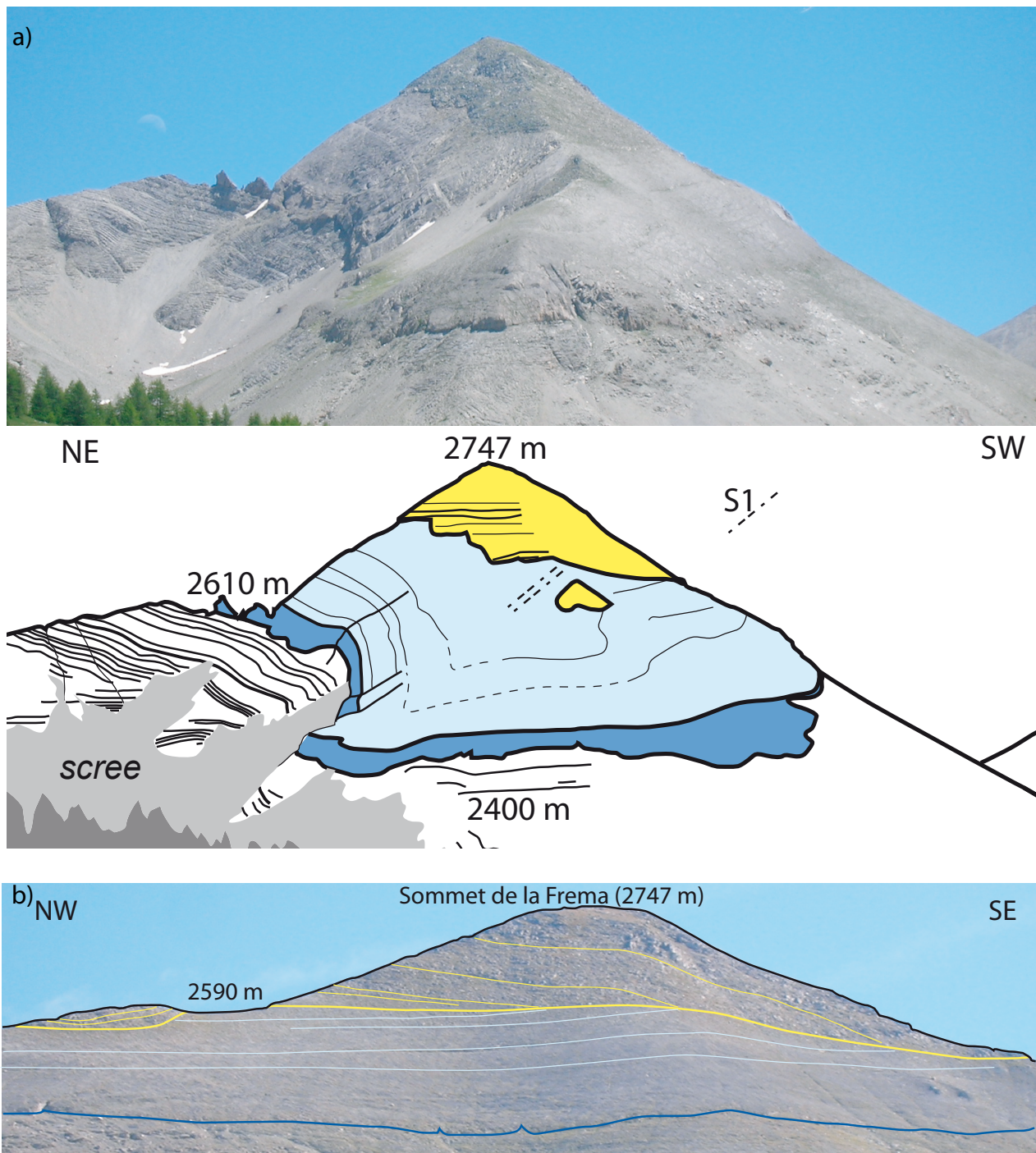


Figure 14: a) Photographic panel of the northern faces of the Sommet de Fréma, showing secondary folds in the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls. Annot Sandstone onlap onto the Globigerina Marls with a staircase geometry. b) Photographic panel of the South-western face of Sommet de Fréma along the main structural trend, showing incision into Globigerina Marls and growth strata in the Annot Sandstone. The angle of onlap increases toward the SE.







## 6. Discussion

### 6.1. *Axially sourced wedge-top foreland basins*

The sand-rich Annot Sandstone, sourced from the south (Corsica-Sardinia), was deposited in NNW-SSE trending asymmetrical synclines within a gently deforming wedge-top foreland basin. Even though the deformation was gentle to moderate during turbidite sedimentation, interaction with inherited structures and active NNW-SSE trending folds of different wavelengths generated a highly complex 3D topography for turbidite flows. Most of the interactions illustrated in Figure 2b can be observed and studied in this area. The Annot outlier represents the gentle foreland limb of the main syncline S3 that closes downstream against a pre-existing oblique anticline (A6, Fig. 2b). In-coming turbidite flows are thus deflected and reflected. Early sediments are trapped upstream of this high. As the topographic expression of the anticline decreases, the finest grained part can overflow and be deposited downstream (coloured in brown; Fig. 2b), while coarser material remains trapped upstream of the anticline. The eastern limb of the NE Grand Coyer outlier represents the more complex hinterland limb of the main syncline. Turbidite flows are confined in a series of second-order synclinal troughs (S1 and S2). Transverse flows are recorded on fold limbs and may be related to oblique entry points. Constriction of the syncline generates highly erosive currents. A syncline can become isolated from the depositional area (perched) in response to activity on an underlying thrust (T1).

### 6.2. *3D connections and their evolution*

In order to illustrate and discuss the progressive interaction of deformation and sedimentation in an axially sourced wedge top foreland basin, the infill of the Annot and Grand Coyer depocentres are reconstructed in four time slices (Fig. 16). This model illustrates the critical role of the 3D structural framework in controlling turbidite flow pathways

Figure 16 considers three NNW-SSE trending synclines (Annot, Grand Coyer and Mont Saint Honorat). The Annot syncline corresponds to the Annot and Peyresq Tertiary outliers. The Grand Coyer syncline groups the Chalufy-Chasse outliers, the western part of Grand Coyer and its southern extrapolation to the Rouaine fault (not preserved). The Mont-Saint-Honorat syncline corresponds to the Mont-Saint-Honorat outlier to the south, the Colmars depocentre to the north and the NE part of Grand Coyer, located nowadays between the NLR thrust and NPA fault (Fig. 10).

Reconstructions are based on Annot Sandstone thickness maps for the Annot outlier (Fig. 9; Salles et al., in revision), stratigraphical sections and palaeocurrent data from published studies for the main syncline of the Grand Coyer outlier (Stanbrook, 2003; du Fornel, 2003...) and the authors' own work for the NE Grand Coyer area.

At the very beginning (Fig. 16a) of turbidite deposition, the synclinal troughs of Annot and Grand Coyer were filled without being connected. No sediments were deposited into the Mont-Saint-Honorat syncline. The Annot syncline was sourced from the SE by a passing point in the Rouaine-Ourgues fault zone, which probably corresponded to a relay between two fault segments. Turbidite flows expanding from this point were deflected by the Rouaine fault, the Braux normal fault, the E-W trending Fugeret anticline and, by implication, by the southern termination of the NNE-SSW trending Mélina anticline. Most sediments were trapped in this area as shown by thick, sheet-like sand-mud couplets and slurried beds that characterize flow ponding. However, sparse sediment deposits to the west of the Braux fault (along the Braux Road cut; Callec, 2001; Du Fornel, 2003) indicate some passing points in the Braux normal fault at the end of Member A deposition. The Lower Brown Marls located under the Member B at the northern termination of the Annot outlier (Stanbrook, 2003) may represent laterally equivalent very fine turbidites that overflowed the Fugeret Anticline. In this

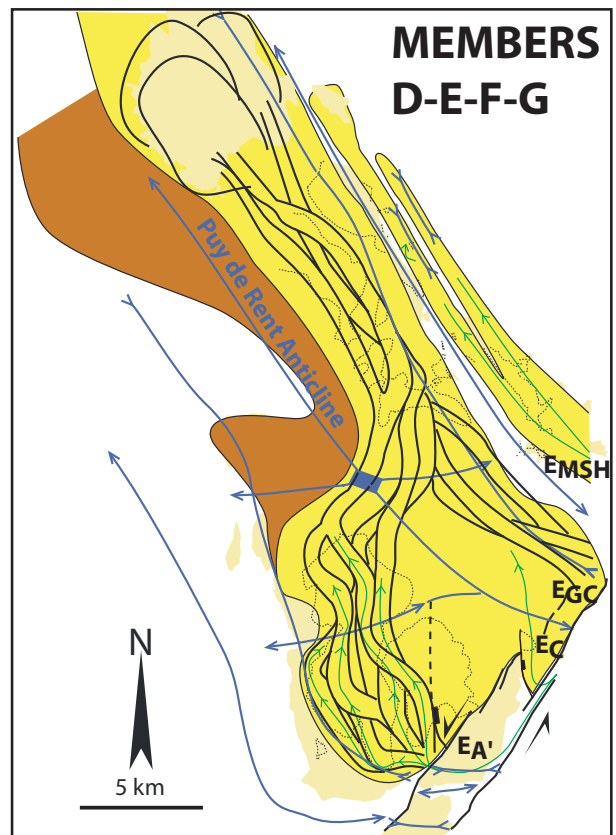
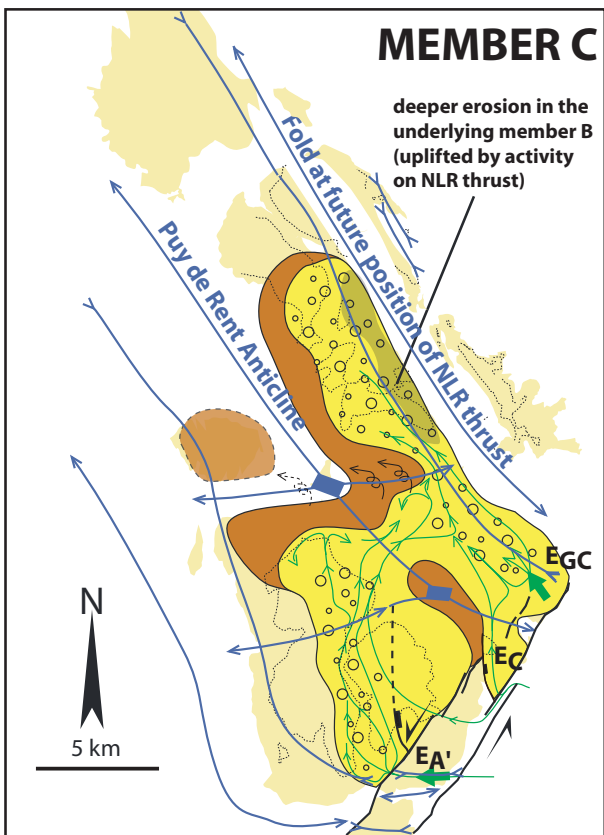
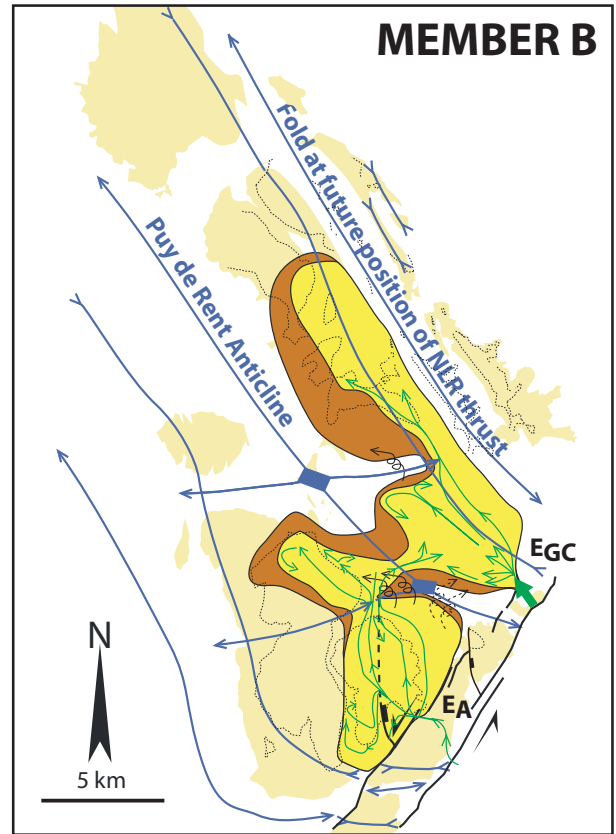
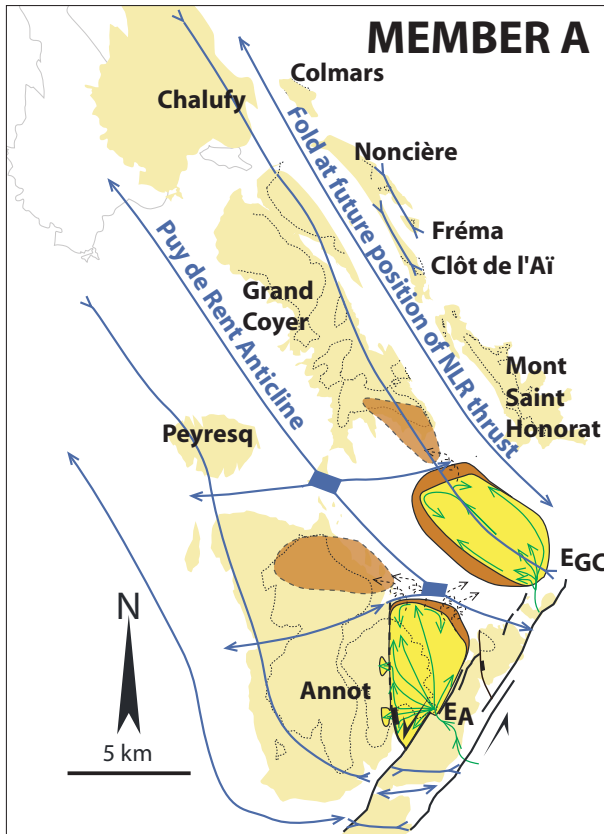


Figure 16: Evolution of the Annot Sandstone in the depocentres of Annot and Grand Coyer. See text for further explanation.

reconstruction, we propose that the Grand Coyer synclinal trough was fed by an independent passing point along the Rouaine fault (EGC). Member A filled this depocentre bounded by two NNW-SSE anticlines (Melina and NLR). The oblique Aurent anticline generated flow splitting: while the finest material overspilled and deposited Lower Brown Marls in the southern part of the Grand Coyer outlier, the coarser material remained trapped upstream.

During the deposition of member B (Fig. 16b), connections between the Annot and Grand Coyer synclines may have occurred but were restricted to the southern part of these troughs. The Annot syncline remained fed by the same entry point along the Rouaine fault. Thickness and palaeocurrent data (Fig. 9a) indicate that the Fugeret anticline and the Braux normal fault presented ongoing topographic features that highly influenced the earliest flows. The related sediments present the characteristics of flow ponding. Flow splitting due to the Fugeret anticline and overspill of the finest material of early flows may also have contributed to deposition of the Lower Brown Marls in the northern part of the syncline. The thickness map also indicates that the Aurent anticline remained a barrier to the north (Fig. 9a) and suggests that most flows were deflected west and, above all, east, where they crossed first the Mélina anticline and joined the incoming flows from the feeder point of the Grand Coyer syncline. We propose that sediment passage across the Aurent anticline into the Grand Coyer depocentre occurred at its intersection with the Grand Coyer synclinal hinge. Flow splitting across the Aurent anticline caused deposition of Lower Brown Marls that are restricted to SW Grand Coyer.

During deposition of Member C, the southern part of the Annot and Grand Coyer synclines became highly connected (Fig. 16c). In the Annot outlier, this period is characterized by a change in the position of the main sediment entry: a new passing point in the Rouaine-Ourgues fault zone about 3 km to the south of the previous one. The Annot depocentre was therefore sourced from the south instead of from the SE. Incoming flows were only slightly affected by the Fugeret anticline as suggested by the local change of palaeocurrent data and thickness trend. The northern confinement due to the Aurent anticline significantly decreased, which led to flow spilling into the south Grand Coyer. The coarser material was deflected to the east where it joined the flows coming from the passing point EGC and those from Castellet-lès-Sausses. To the west, Lower Brown Marls, derived from spill-over of the fine material, continued to be deposited. To explain the much coarser and more erosive conglomerates of Member C in Grand Coyer compared to Annot, we propose that the entry point of the Grand Coyer syncline EGC delivered flows that were more energetic and contained coarser material than the other entry points (EA, EA' and Ec). In addition, the Aurent anticlinal crest, which became wider, continued to restrict northward flow into the Grand Coyer depocentre. Deposition of member C was coeval with an important tectonic activity. In the Annot depocentre, the bedding dip pattern of the Annot Sandstone suggests that limb rotation accelerated at this time (assuming constant duration for all members). Increased fold activity was also recorded by an increase in creation of accommodation within the Annot syncline during deposition of members C and D. In the Grand Coyer depocentre, Member C eroded into member B that had been tilted. During the same period, the depocentre migrated significantly westward.

During deposition of the later turbidites (Members D to G; Fig. 16d), the three synclinal troughs were filled. Due to the total burial of the Aurent anticline by the end of Member C deposition, flows deposited across both the Annot depocentre and the Grand Coyer. Channels developed in these two depocentres and fed terminal lobes in the Chalufy area.

Our reconstructions explain observations that appear incoherent on a simple 2D N-S section

passing through the preserved outliers (Sinclair and Tomasso, 2002). In particular, flow ponding for Member B and at least for the early turbidites of member C in the Annot depocentre is incompatible with the presence of these members in Grand Coyer, especially as they are sometimes represented by coarser sediments (e.g. about 80 m thick at Rocher du Carton and at Sommet du Carton in south Grand Coyer; du Fornel et al., 2004). Defining the 3D structural framework is therefore essential for understanding the infill of successive downstream depocentres in axially sourced wedge top foreland basins. A more general 3D conceptual model is represented in our synthetic block diagram (Fig. 2b). For example, the syncline D2 appears to be fed by turbidite currents coming from the depocentre D1 to the south (Fig. 2b), but in fact, most sediment obliquely traverses the anticlinal crest A4 to reach D2.

### ***6.3. Hinterland supplied and axially supplied wedge top basins***

Figure 2 clearly indicates that, whatever the sediment supply direction (hinterland or axially derived), inherited and active structures strongly determine the 3D connections between synclinal troughs, variations of the slope gradient and thus control the depositional pattern. However, these systems also present some important differences. If, for example, two parallel synclinal troughs have comparable hinge elevation, they can be independently filled in the case of a laterally sourced basin, while in the transversely sourced basin, no sedimentation can occur in the downstream syncline until the upstream trough is filled and/or the anticlinal crest is eroded. More generally, in the case of a hinterland sediment supply, sedimentation will occur at first in the upstream syncline and then in the lower downstream syncline. As a consequence, the anticlinal crest can collapse due to sediment loading in the syncline located just upstream if sediment supply is particularly important (e.g. the giant mass transport complex of the Brunei slope; Gee et al., 2007). This is not possible in axially sourced systems, where perched (or uplifted) synclines are not (or no longer) fed, which explains why most mass transport complexes (MTC) in these systems are restricted to the flanks of synclines just ahead of intrabasinal thrusts (e.g. Apennines, Lucente, 2004, Conti et al., 2008). In this type of system, the sediment supply fills the low areas and therefore decreases slope instability created by tectonics, whereas it can significantly amplify the instability and even trigger mass-transport complexes in hinterland sourced systems. Consequently, sands previously deposited in the upstream synclinal trough can be remobilised in a MTC. In axially sourced wedge-top basins, MTCs deposit consist in almost marly sediments that derived from pelagic sedimentation that draped fold crests (e.g. in the Apennines; Lucente, 2004). MTCs have therefore not the same reservoir quality.

### ***6.4. Structural styles in wedge-top depocentres***

Fold development in the study area does not obey a simple foreland propagation model. We have shown that the evolution of the Annot depocentre was controlled by a westward progressive tilt of the east synclinal limb and a westward progressive hinge migration. Consequently, the depocentre migrated westward during turbidite sedimentation. The same evolutionary model is proposed here for the second order Clot de l'Aï syncline and possibly for the main Grand Coyer synclinal depocentre where the highly deformed and slumped nature of the turbidite member B suggests synsedimentary tilting of the eastern limb. Development of rolling hinge depocentres in wedge top basins requires deformation on several detachment levels. This style of deformation is characterised by the juxtaposition or superposition of parallel fold systems with different wavelengths related to detachment level, variation in the size of depocentres with possible merging of smaller depocentres



and complex depocentre migration. Multi-detachment deformation has been described in the fold and thrust belt at the toe of the south Niger Delta, (Corredor et al., 2005), in the offshore slope in Brunei (Gee et al., 2007), in the Subandean Zone in North Bolivia, (Baby et al., 1995; Leturmy et al., 2000) and in the Tertiary Tresp-Ager basin of the South Pyrenees (Nijman, 1998).

The Annot wedge top depocentres, as described in this paper, contrast markedly in character with the standard concept of syn-tectonic depocentres in foreland basins (piggyback basins, thrust-sheet-top basins, “satellite” basins) as classically described in the Apennines by Ori and Friend (1984) and Ricci-Lucchi (1986). Their depositional model represents wedge-top depocentres as highly asymmetrical clastic wedges above progressively tilting thrust sheets with vertical stacking and progressive unconformities onto foreland thrust sheet crests. Apennine depocentres are first infilled with syn-thrusting packages overlain by a succession that passively fills remnant accommodation space. Individual depocentres are static and become progressively younger toward the foreland as thrusting migrates. The Annot wedge top evolution model differs in three major ways. Firstly, thrust related folding controls depocentre development. Secondly, individual depocentres are not static but are characterised by rolling synclinal hinges. Thirdly, deformation and depocentres do not migrate in an orderly fashion toward the foreland. These differences demonstrate that the style and kinematics of compressive structures significantly control wedge-top depocentre architecture.

The lack of folding processes in the Apennine model may however, be due to poor imaging of steep hinterland limbs of synclinal depocentres. In depocentres that seem to resemble the Apennine model, highly dipping reflectors are imaged more clearly on steep limbs using recent high resolution seismic data, for example in the Brunei fold and thrust belt (Morley et al., 2003). These geometries suggest a continuous compressional deformation during sedimentation.

## 7. Conclusions

This work combines field data collected in two Annot Sandstone outliers and published studies to document the interaction between turbidite sedimentation and folds at the scale of interconnected synclinal troughs. In NE Grand Coyer, new data and analyses reveal the presence of an eastern limb deformed by second-order folds and show that the Grand Coyer Syncline was structurally active during turbidite sedimentation. The Annot outlier preserves the western limb of a large syn-depositional syncline. Together, Annot and Grand Coyer outliers illustrate the effects of asymmetrical growth folding of different wavelengths on confined, axially sourced turbidite deposition. Palaeocurrent data observed in the Annot outlier indicate interaction axial flow with oblique structures (EW trending Fugeret Anticline; southern closure linked with the Rouaine-Ourgues strike-slip system), while in Grand Coyer oblique palaeocurrents are mainly related to flow reflection on second order fold limb slopes. Thickness variations and palaeocurrent data document complex feeder pathways that are also necessary to explain the stratigraphic correlations between the Annot and Grand Coyer depocentres. Turbidites deposited in these two asymmetrical depocentres present a characteristic stratal architecture produced by a rolling synclinal hinge; bedding dip decreases upward and forelandward, turbidites onlap gentle fold limbs and the location of maximum thickness in turbidite packages migrates progressively forelandward. This depositional geometry related to lateral and not vertical creation of accommodation space in growth synclines is totally different from the model proposed for wedge top depocentres in the Apennines. The 3D geometry and kinematics of the fold system are critical parameters for developing reliable depositional models in wedge-top basins. Comparison to wedge-top depocentres developed in deep-water delta-slope indicates that sediment supply can provide more stability to the slope or trigger large slope failures depending on its direction relative to the fold trend. While mass transport complexes in axially-sourced systems

are tectonically-driven, sediment load due to deposits being trapped in upstream perched synclines in transversely sourced systems can contribute significantly to slope instability. This paper highlights the need for a review of the depocentre geometries in wedge-top basins and their origins.

## **Acknowledgements**

The authors thank TOTAL and CNRS for funding the doctoral work of Lise Salles. The French research funding agency (ANR) is acknowledged for its financial contribution to the field survey. Richard Allmendinger is thanked for providing Stereonet software.

## **References** (*see bibliography at the end of the manuscript*)

## **Conclusion du chapitre V**

La bordure orientale du Grand Coyer conserve un flanc oriental d'un synclinal synsédimentaire aux Grès d'Annot. Cette zone est beaucoup plus déformée que le dépo-centre d'Annot où seul le flanc occidental est préservé, ce qui s'explique par la cinématique des plis du bassin d'avant-pays. En effet, il s'agit de plis par propagation et donc asymétriques. La sédimentation turbiditique varie selon la position à l'intérieur du pli. Les courants semblent plus érosifs et plus canalisés dans la partie orientale. Des phénomènes de migration de dépo-centre turbiditique en liaison avec une migration de la charnière sont observés aussi bien dans le dépo-centre d'Annot que de celui du Grand Coyer. Il faut noter aussi l'existence de plusieurs longueurs d'onde de pli au Grand Coyer. Nous les interprétons comme le résultat de l'existence de plusieurs niveaux de détachements (Trias et Cénomaniens). Le détachement dans les Marnes Cénomaniennes ne semble être exprimé en surface qu'à l'est du Grand Coyer, même s'il est nécessaire pour expliquer le remplissage du dépo-centre d'Annot (cf. modélisation cinématique Trishear, Chapitre IV).



# Chapitre VI

## Le sous-bassin de Sanguinière

### Sommaire

---

#### Introduction

#### VI.1. Cadre structural du sous-bassin de Sanguinière

VI.1.1. Les modèles géométriques en 3D du sous-bassin de Sanguinière

VI.1.2. Les failles normales du sous-bassin de Sanguinière

VI.1.3. Les plis du sous-bassin de Sanguinière

#### VI.2. Résultats préliminaires des études thermochronologiques utilisées pour tracer la provenance des sources

VI.2.1. Echantillonnage et caractérisation pétrographique

VI.2.2. Méthodes géochimiques utilisées

VI.2.3. Résultats

#### Conclusion

---

*Les données de pendage et autres mesures structurales collectées au cours de ces travaux de thèse à l'intérieur et à proximité du dépo-centre de Sanguinière sont présentées en annexe VI.*

---

### Introduction

Le sous-bassin de Sanguinière, situé en bordure de l'Argentera dans le département des Alpes Maritimes, correspond au dépo-centre le plus septentrional et le plus oriental de cette étude (Figure 1a). Il couvre une superficie de 360 km<sup>2</sup> (20 km du SW au NE x 18 km du SE au NW) et se situe sur les cartes géologiques au 1:50 000 d'Allos, de Barcelonnette, de Larche et de Saint Etienne de Tinée (BRGM, 1967; BRGM, 1970; BRGM, 1974; BRGM, 1978). Il se distingue par plusieurs aspects des sous-bassins présentés précédemment. Tout d'abord, il est affecté par de nombreuses failles normales (Figure 1b). Il présente aussi les affleurements des plus vieux Grès d'Annot de notre secteur d'étude. Enfin, les nappes de l'Embrunais-Ubaye ainsi que les Schistes à Blocs, olistostromes situés à leur base, peuvent y être observés au sommet des Grès d'Annot (Figure 1c).

Avant le début de cette thèse, la partie méridionale de ce sous-bassin avait déjà fait l'objet de nombreuses modélisations structurales en 3D sous gOcad dont celle réalisée dans le cadre du projet de recherche de ma seconde année de master en 2005-2006 (Modèle de Mondésert, 2005; Modèle du Bec de Marseille de Poirier, 2005; Modèle de G. Caumon présenté à l'AAPG par Ford et al., 2005; Modèle de Salles, 2006). Ces modèles avaient été construits en utilisant des coupes sériées. Suite à l'acquisition de données complémentaires lors d'une mission de terrain en octobre 2006, un nouveau modèle a été réalisé en suivant l'approche développée à Annot et décrite dans le chapitre III. Plus récemment, des tests ont été menés pour ce dépo-centre faillé en utilisant le nouveau logiciel de modélisation implicite Skua (<http://www.pdgm.com/skua/products.aspx>). Si les modèles structuraux en 3D du sous-bassin de Sanguinière sont plus incertains que celui réalisé à Annot du fait du plus grand nombre de failles et de la configuration des affleurements, ils n'en demeurent pas moins utiles pour étudier les différents épisodes de déformation et leur contrôle sur la sédimentation turbiditique. Ils ont permis entre autres (1) de contraindre le rejet des failles et (2) d'apporter de



nouveaux arguments à la discussion concernant le contrôle structural de ce sous-bassin. En effet, la bibliographie fait état de contrôle par des failles synsédimentaires de direction diverses mais aussi par des plis, ce qui soulève un véritable débat sur le régime tectonique régnant lors du remplissage du bassin d'avant-pays. Dans la première partie, nous présentons brièvement les modèles géométriques

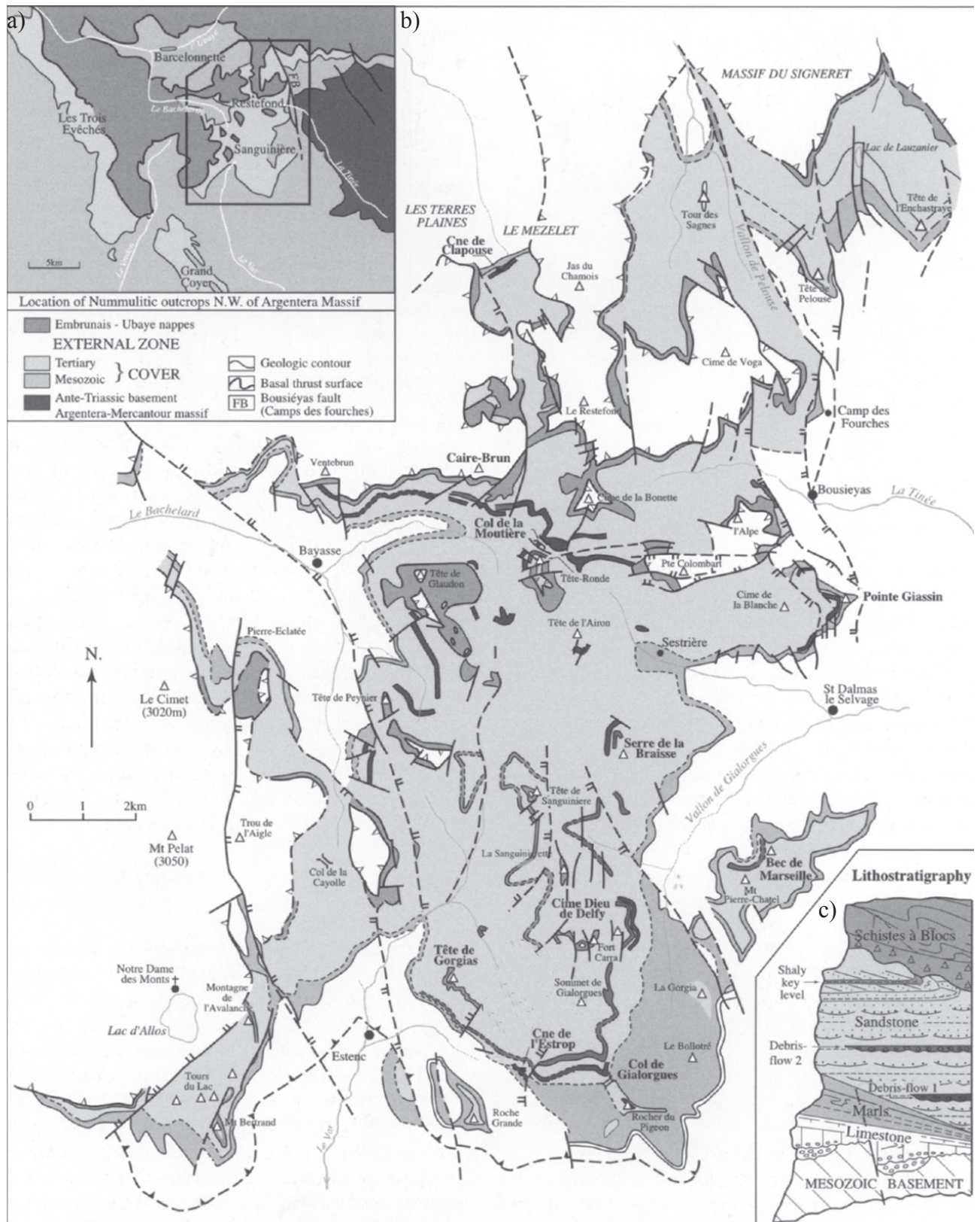


Figure 1 (figure 2 de Broucke et al., 2004, modifiée d'après Jean, 1985): (a) Carte de localisation du sous-bassin de Sanguinière dans le SE de la France. (b) Carte géologique du dépocentre de Sanguinière. (c) Lithostratigraphie de la succession tertiaire à Sanguinière. Les étoiles indiquent les échantillons de l'étude chronologique et thermochronologique.

du sous-bassin de Sanguinière ainsi que les principaux apports de notre travail sur l'étude des failles et des plis.

La seconde partie présente une étude thermochronologique menée dans ce dépo-centre pour caractériser la ou les sources de sédiments des Grès d'Annot et discuter la possibilité d'une provenance alpine. Pour être vraiment concluante, cette étude nécessite plus d'échantillons et doit être étendue à l'ensemble des sous-bassins. Néanmoins, les résultats préliminaires nous semblent intéressants à discuter.

## VI.1. Cadre structural du sous-bassin de Sanguinière

### VI.1.1. Les modèles géométriques en 3D du sous-bassin de Sanguinière

Le sous-bassin de Sanguinière est le dépo-centre qui a fait l'objet du plus grand nombre de modèles géométriques. Cette section présente le tout dernier modèle construit sous gOcad en suivant la méthodologie décrite au Chapitre III, qui intègre pour partie le résultat d'une modélisation sous Skua, réalisée en utilisant les mêmes données. Le choix de faire un modèle «hybride» est lié à la volonté d'utiliser au maximum les avantages de ces deux logiciels de modélisation géométrique. Ceux de gOcad ont déjà été développés au chapitre III. Nous rappellerons ici, deux d'entre eux, à savoir le respect des données d'entrée et une possible édition manuelle du résultat de l'interpolation. Dans ce même chapitre III, nous avons évoqué la modélisation implicite et déjà cité le logiciel Skua à cette occasion. En plus de la construction simultanée des différents horizons en intégrant les données relatives à tous ces niveaux stratigraphiques, Skua présente un autre grand avantage au niveau des failles. En effet, il est possible de contraindre le type de rejet (normal, inverse, inconnu...). Cette option est particulièrement intéressante dans le cas du sous-bassin de Sanguinière, très faillé et très sous-contraint au niveau des failles majoritairement à rejet normal. Par contre, les tests de modélisation en utilisant Skua mettent en évidence clairement les limites d'un tel logiciel pour construire un modèle à partir de données de terrain. Elles sont liées à l'inadéquation d'un maillage homogène à traiter des données ponctuelles réparties de façon complètement inhomogène (très denses au niveau des limites d'affleurement et quasi inexistante partout ailleurs). En d'autres termes, la modélisation sous Skua étant de type implicite, il est nécessaire de travailler dans un volume maillé (dans le cas présent avec des tétraèdres). Il est possible de définir une résolution verticale et horizontale de ce maillage (maillage fin pour tenir compte au mieux des données mais pas trop pour limiter les temps de calcul) mais celles-ci restent constantes dans tout le volume. Notre expérience montre qu'en pratique, il est plus intéressant d'entrer en données de départ des petits rubans de surfaces de quelques kilomètres de large de part et d'autre de la limite d'affleurement, construit classiquement sous gOcad à partir de cette limite et des pendages. Ceci permet de lisser légèrement les données et surtout d'uniformiser leur résolution au moins par zone.

Le modèle du sous-bassin de Sanguinière est constitué de cinq surfaces comprenant deux bases d'unités stratigraphiques (Calcaires Nummulitiques et Grès d'Annot) et trois marqueurs internes aux Grès d'Annot (deux coulées de débris et un niveau argileux nommé «Vire»; Jean, 1985; Ravenne et al., 1987; Figure 1c). L'épaisseur de l'intervalle Calcaires Nummulitiques + Marnes à Globigérines n'étant pas assez importante (30 m sauf au niveau du Vallon de Gialorgues), la base des Marnes à Globigérines n'est pas modélisée. La Figure 2 présente les limites stratigraphiques et les traces de failles utilisées pour construire le modèle; elles ont été simplifiées par rapport à la carte géologique du sous-bassin de Sanguinière (Figure 1b).



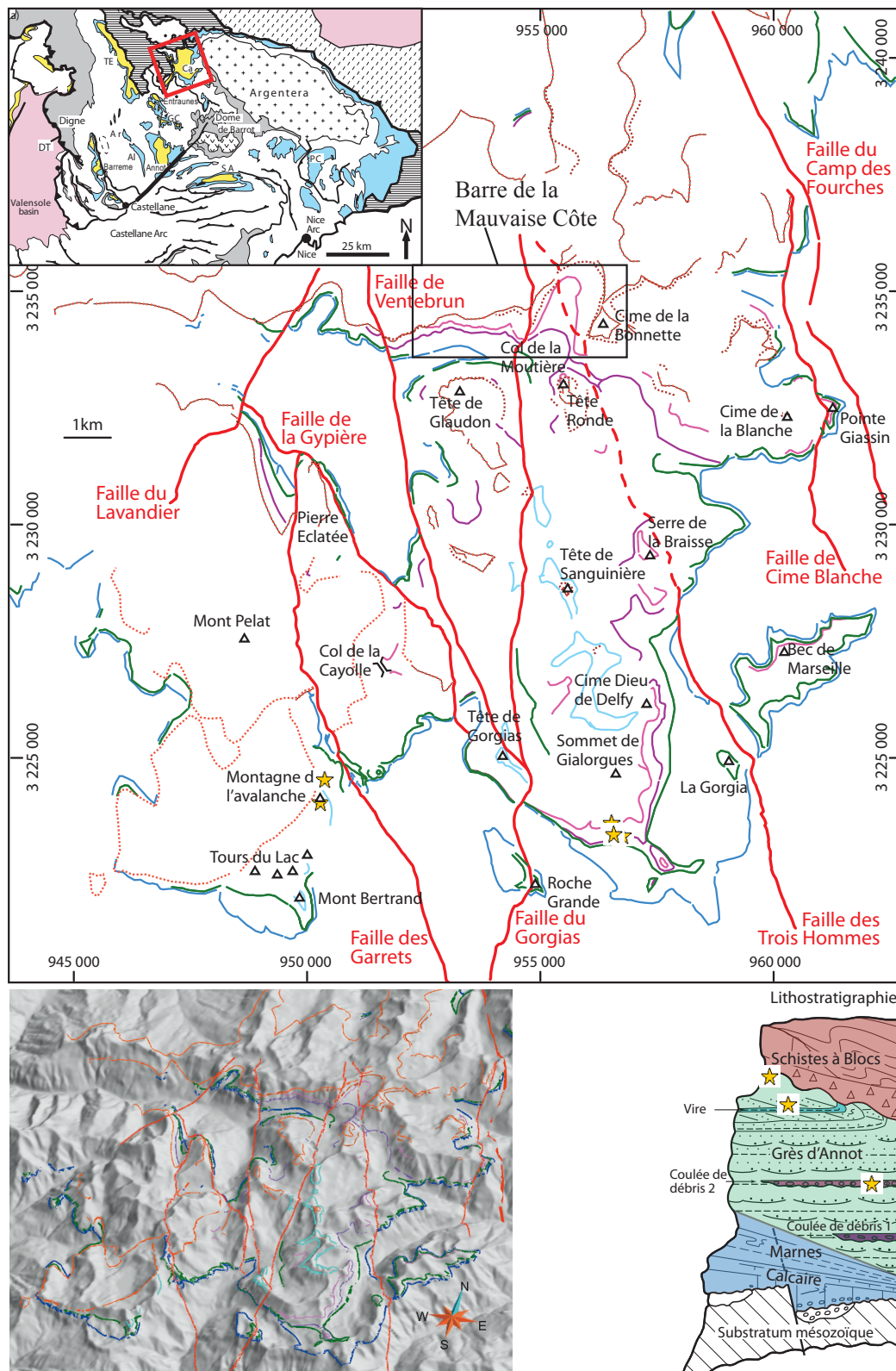


Figure 2 : (a) carte de localisation du sous-bassin de Sanguinière dans le SE de la France. (b) Carte géologique du dépocentre de Sanguinière, compilée à partir de nos travaux et des cartes de Bobba (1982), de Jean (1985) et de Kerckhove (communication personnelle). Le système de coordonnées utilisé est le Lambert zone III. Les lieux d'échantillonnage de l'étude géochimique présentée dans la seconde partie de ce chapitre sont indiqués par des étoiles. (c) Vue du modèle 3D montrant les limites stratigraphiques et des failles utilisées pour le construire. (d) Lithostratigraphie de la succession tertiaire à Sanguinière (Jean, 1985; Ravenne et al., 1987). Les positions stratigraphiques des échantillons de l'étude géochimique présentée dans la seconde partie de ce chapitre sont indiquées par des étoiles.

Comme à Annot, le résultat de la modélisation géométrique en 3D fournit des informations intéressantes sur le cadre structural. En effet, la base des Calcaires Nummulitiques en 3D (Figure 3) permet de visualiser les principales structures du sous-bassin, à savoir les failles bien visibles sur le terrain mais aussi des plis d'axes NW-SE de longueur d'onde différente. Nous interprétons ces deux familles de plis comme le résultat de l'existence de deux niveaux de décollement actif: le plus superficiel, situé dans les marnes cénomaniennes, serait responsable des plis de petite longueur d'onde (3-4 km) alors que les plis de plus grande longueur d'onde (7-8 km) s'enracineraient dans le niveau de décollement profond, situé dans les évaporites triasiques. Cette interprétation est compatible avec notre modèle cinématique à deux niveaux de décollement expliquant le remplissage syn-tectonique du dépo-centre d'Annot (cf. Chapitre IV.2). Elle a été aussi avancée pour les plis de second ordre affleurant dans le NE du Grand Coyer (cf. Chapitre V). Ces plis de petites longueur d'onde ne seraient pas présents dans le dépo-centre d'Annot du fait d'un changement de la stratigraphie mécanique et d'une rampe majeure entre les deux niveaux de décollement à l'est du synclinal d'Annot (cf. coupe régionale Chapitre VII).

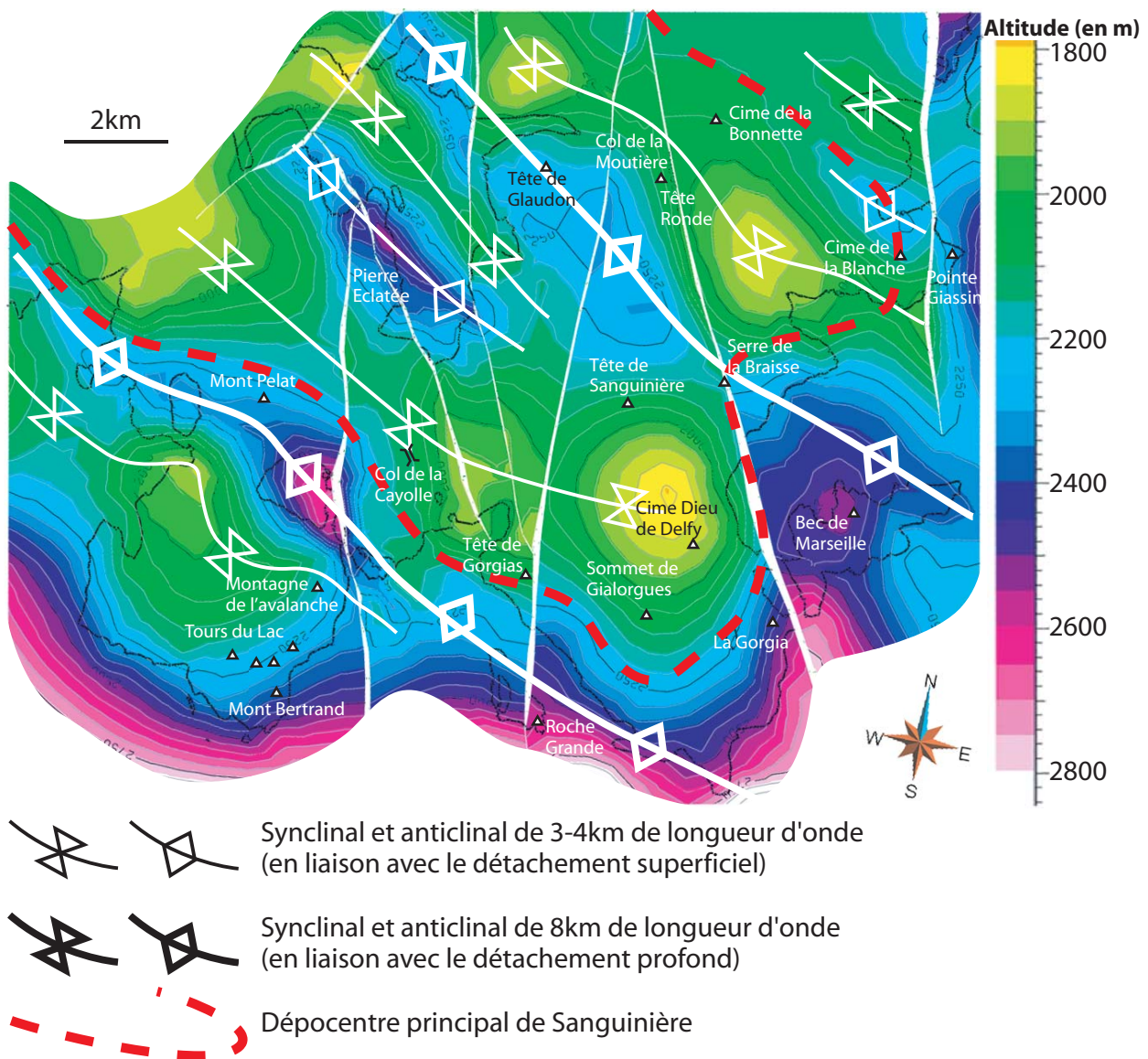


Figure 3: Base des Calcaires Nummulitiques dans le modèle 3D. Les couleurs représentent l'altitude en mètre de cette surface stratigraphique.



Les résultats présentés dans les deux prochaines sections s'appuient largement sur ce modèle géométrique en 3D.

### VI.1.2. Les failles normales du sous-bassin de Sanguinière

La quasi-totalité des failles du dépocentre de Sanguinière présente actuellement un rejet normal. Ces failles ont des directions diverses : NE-SW, E-W mais aussi N-S à NW-SE (Figure 4; Bouroullec et al., 2004). Cette dernière direction est celle des failles dominantes. A l'échelle régionale, Labaume et al. (1989) et Ritz (1991) décrivent deux directions d'extension dans le SW de l'arc alpin: NW-SE à N-S pour la première et NE-SW à E-W pour la seconde au Miocène. L'extension E-W, exprimée uniquement à l'ouest du massif de l'Argentera, est liée à l'exhumation de ce massif cristallin externe au cours du Mio-Pliocène. Plusieurs études (Jean, 1985; Ravenne et al., 1987; Pochat, 2003; Broucke, 2003; Bouroullec et al., 2004) ont mis en évidence une activité synsédimentaire de certaines d'entre elles au moment du dépôt de la Trilogie Nummulitique.

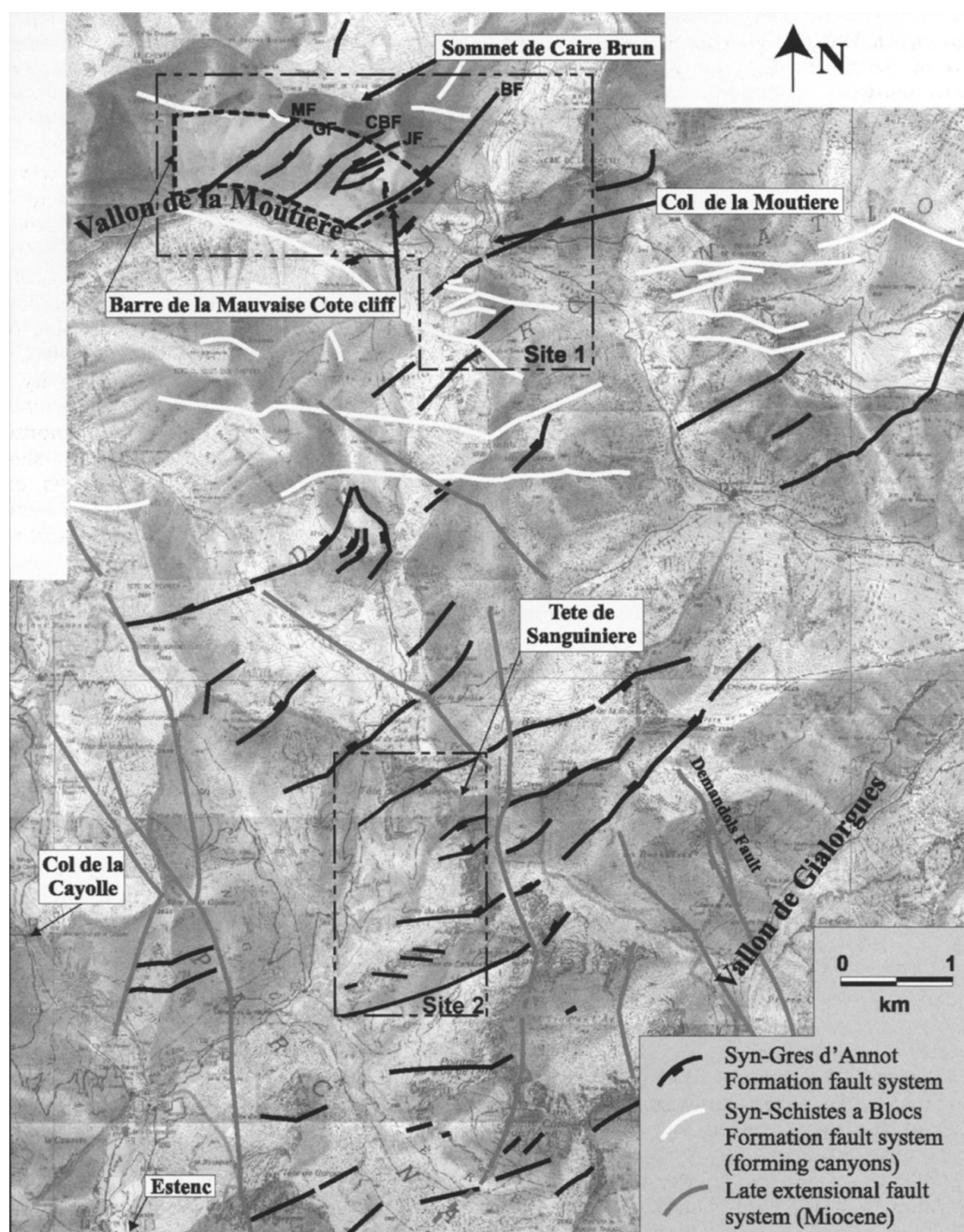
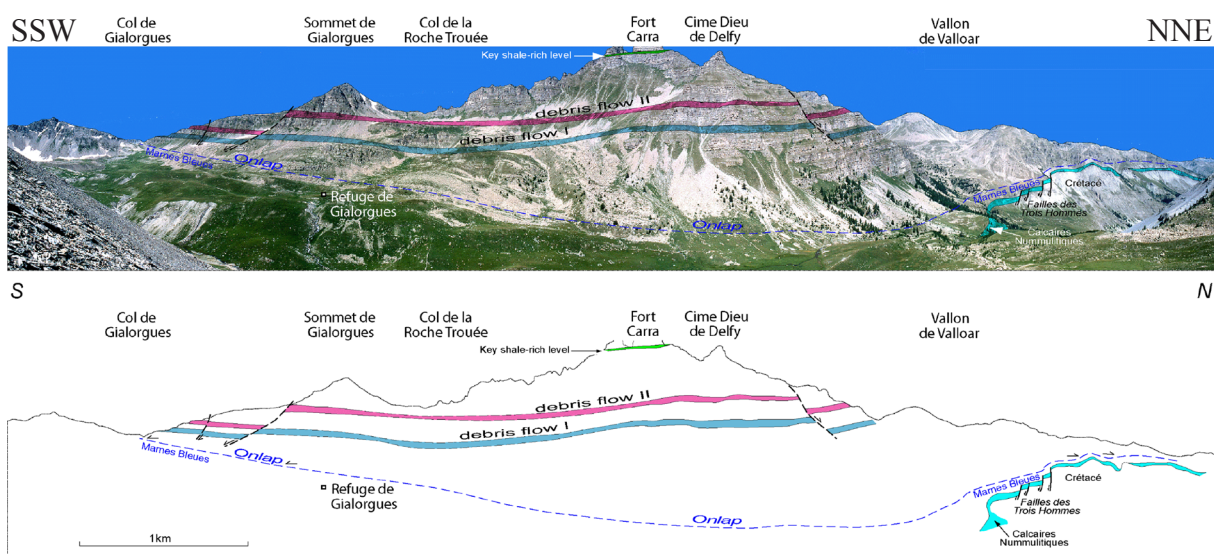


Figure 4 : Carte détaillée des différentes familles de failles normales dans la partie centrale du dépocentre de Sanguinière (figure 2 de Bouroullec et al., 2004). Pour la localisation, se reporter à la Figure 1.

La faille des Trois Hommes et les failles synsédimentaires au Calcaire Nummulitique

Le secteur de Gialorgues (Figure 1b) est affecté par de nombreuses failles normales synsédimentaires aux formations nummulitiques. Parmi elles, les failles des Trois Hommes à pendage occidental correspondent à une structure extensive majeure du sous-bassin de Sanguinière (Figure 2). Notre travail s'effectuant à l'échelle du dépo-centre, nous considérerons par la suite une seule faille synthétique, nommée faille des Trois Hommes. Au niveau du Col des Trois Hommes, alors que son rejet vertical au niveau de la base du Calcaire Nummulitique est de 300 m environ, il n'est plus que de 100 m à la base des Grès d'Annot. Corrélativement, l'épaisseur de l'ensemble Calcaire Nummulitique + Marnes à Globigérines varie de 190 m dans le compartiment occidental à 60 m à l'Est de la faille (Salles, 2006). Ces valeurs sont en accord avec celles de Jean (1985), c'est-à-dire une épaisseur supérieure à 150 m pour le Haut Vallon de Gialorgues à l'Ouest et de 70 m au Bec de Marseille à l'Est (Figure 1b). L'évolution verticale du rejet ainsi que l'épaississement observé dans le hanging-wall indique que la faille des Trois Hommes était active pendant le dépôt du Calcaire Nummulitique et des Marnes à Globigérines et en a fortement contrôlé la sédimentation. Mais qu'en est-il dans les Grès d'Annot ? Les affleurements du vallon de Valloars (Figure 2b) situés au nord du vallon de Gialorgues nous ont permis de contraindre l'extension verticale de la faille dans les Grès d'Annot. Juste à l'entrée du vallon, dans le prolongement de la faille des Trois Hommes, il est possible d'observer un ensemble de petites failles normales décalant le Calcaire Nummulitique (Figure 5; Guillocheau et al., 2005). Dans le fond de ce vallon, nous avons identifié et suivi vers l'est la coulée de débris n° 2, un des marqueurs stratigraphiques définis dans le dépo-centre de Sanguinière (Bobba, 1982; Jean, 1985; Ravenne et al., 1987). Bien que les affleurements soient par moments interrompus, ce banc a été retrouvé à des altitudes très similaires, au niveau et de part et d'autre de la zone de failles. De plus, aucune faille majeure n'a été observée dans cette zone. Nous en concluons que la faille des Trois Hommes n'est donc plus active au moment de la mise en place de ce dépôt. L'implication cartographique de cette observation est la disparition à l'affleurement de la faille des Trois Hommes au nord du vallon de Gialorgues (Figure 2b). En utilisant le modèle 3D, nous avons localisé approximativement la sortie de son éventuel prolongement septentrional dans le vallon de la Moutière (Figure 2b). Le modèle met en évidence une diminution rapide du rejet vers le nord et moindre vers le sud (Figure 6).



**Figure 5 : Panorama commenté du Haut Vallon de Gialorgues (Joseph et al., 2005), montrant des onlaps de direction apparente vers le sud et un épaississement de l'intervalle des Grès d'Annot situé sous la première coulée de débris (marqueur vert).**

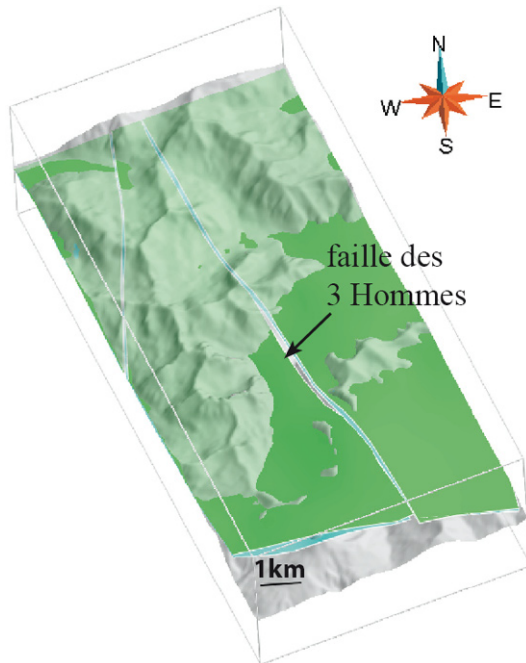
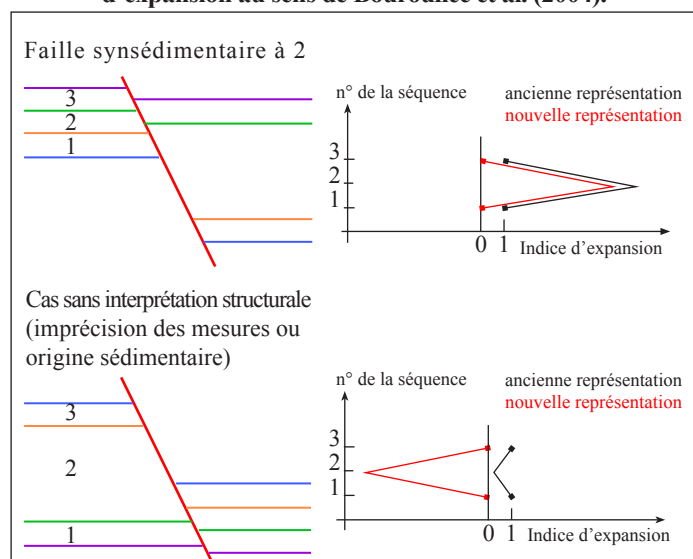
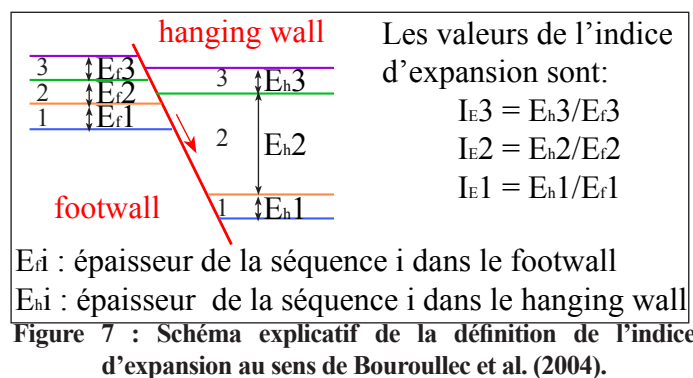


Figure 6 : Vue du modèle géométrique en 3D du sous-bassin de Sanguinière, montrant le rejet le long de la faille « des Trois Hommes ». Le rejet diminue rapidement vers le Sud et le Nord

Des failles normales synsédimentaires aux Grès d'Annot ?

En se basant essentiellement sur une analyse fine de la stratigraphie de part et d'autre de quatre failles du nord de Sanguinière (Barre de la Mauvaise Côte, Figure 1), Bouroullec et al. (2004) concluent à l'existence de failles normales synsédimentaires à la formation des Grès d'Annot d'orientation NE-SW. Sans remettre en cause la qualité de ce travail, il nous semble cependant que cette interprétation soit quelque peu rapide.

Nous proposons une représentation différente de l'indice d'expansion (noté IE dans la Figure 7). Ils le définissent comme l'épaisseur relative d'une séquence dans le hanging-wall (épaisseur notée  $E_h$  dans la Figure 7) par rapport à celle de la même séquence dans le footwall (épaisseur notée  $E_f$  dans la Figure 7). Si la séquence considérée est plus épaisse dans le footwall (rejet vertical inverse), cet indice est compris entre 0 et 1. Dans le cas contraire, indiquant un rejet vertical normal, il est supérieur à 1. Nous préférons une définition alternative qui permette une représentation symétrique des variations d'épaisseur indépendamment du fait que l'épaississement se fasse dans le footwall ou dans le hanging-wall (Figure 8). Les variations sont aussi centrées autour de 0, afin de visualiser plus facilement encore la distribution des épaisseurs. Dans notre définition, la valeur de l'indice (noté  $\Delta_E$ ) est liée à l'épaississement alors que son signe indique le côté épaissi : négatif pour le





footwall, positif pour le hanging-wall (Figure 8). Considérons les épaisseurs d'une même séquence dans le footwall et le hanging-wall, notées respectivement  $e_f$  et  $e_h$ . La définition mathématique de notre indice est  $\Delta_E = (E_h - E_f) / \min(E_f, E_h)$ . Il peut être calculé à partir de l'indice d'expansion ( $I_E$ ) utilisé par Bouroullec et al. (2004) en utilisant les formules ci-dessous :

- si  $I_E$  est supérieur à 1,  $\Delta_E = I_E - 1$ ,
- si  $I_E$  appartient à l'intervalle  $]0 ; 1]$ ,  $\Delta_E = -1/I_E + 1$ .

La Figure 9 montre en parallèle les mêmes données (179 au total) mais représentées sous forme différente. L'impression visuelle donnée en utilisant notre représentation (Figure 9b) est complètement différente. Si l'on considère des failles normales, les épaissements dans le footwall (valeurs négatives de l'indice d'expansion indiquant un rejet vertical inverse) n'ont pas d'explication structurale et résultent soit d'erreur de mesure soit de variation réelle d'épaisseur inhérente à la sédimentation (biseau stratigraphique...). Elles peuvent être considérées comme un «bruit» sur la mesure (partie grisée sur la Figure 9b). Par ailleurs, le nombre de valeurs positives de l'indice d'expansion, explicables potentiellement par un caractère synsédimentaire des failles normales, n'est pas largement supérieur à celui des valeurs négatives. En réalité, seules sept des 80 valeurs positives peuvent être considérées comme significatives, si l'on reporte le bruit (partie grisée sur la Figure 9b), déterminé préalablement à partir des valeurs négatives.

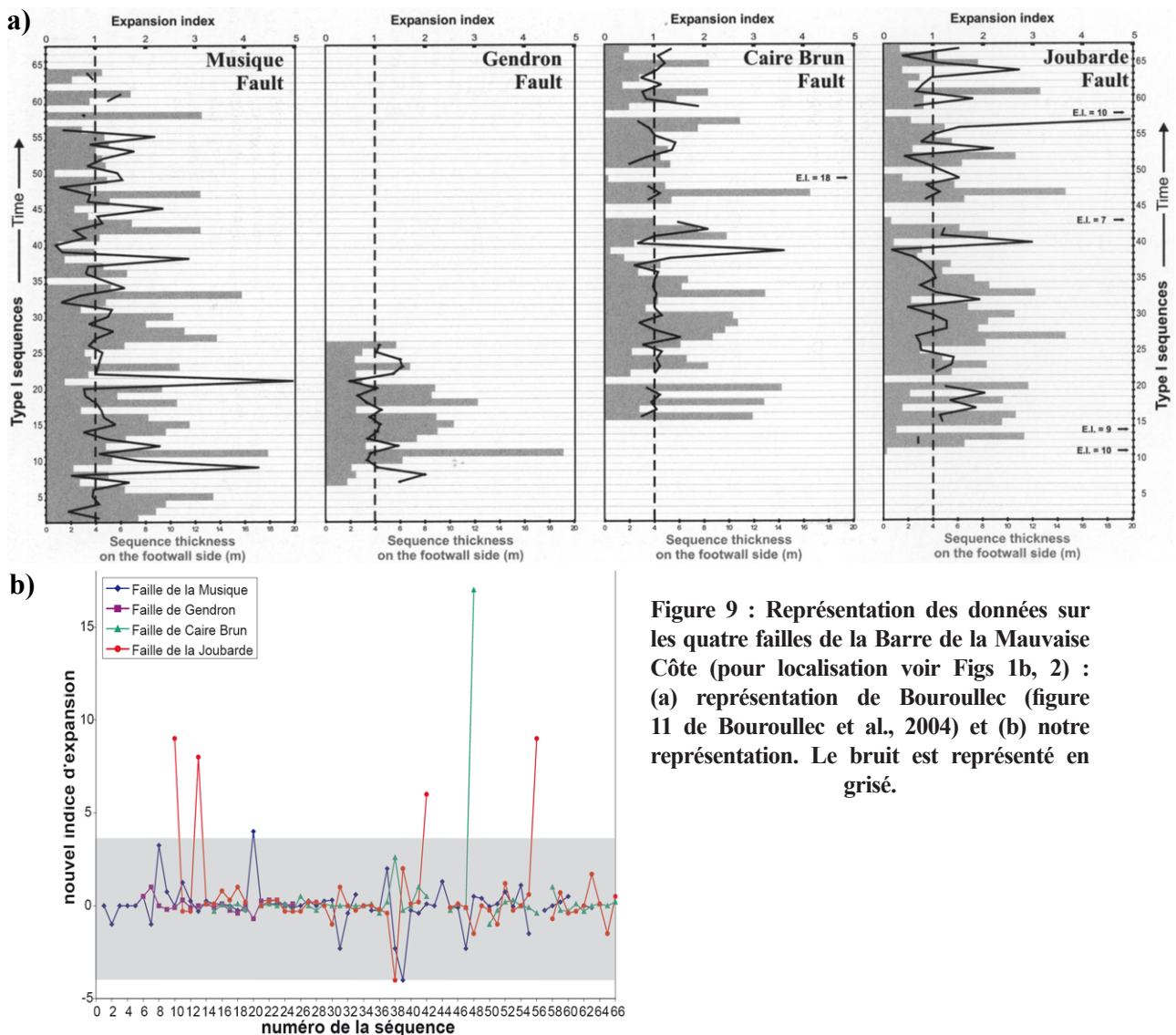


Figure 9 : Représentation des données sur les quatre failles de la Barre de la Mauvaise Côte (pour localisation voir Figs 1b, 2) : (a) représentation de Bouroullec (figure 11 de Bouroullec et al., 2004) et (b) notre représentation. Le bruit est représenté en grisé.



Dans un second temps, les nouvelles valeurs de l'indice d'expansion sont représentées en fonction de l'épaisseur des séquences dans le footwall (Figure 10). Systématiquement, les indices d'expansion élevés correspondent à de faibles épaisseurs, inférieures ou égales à 2 m (Figure 10), où l'erreur relative sur les mesures est la plus importante.

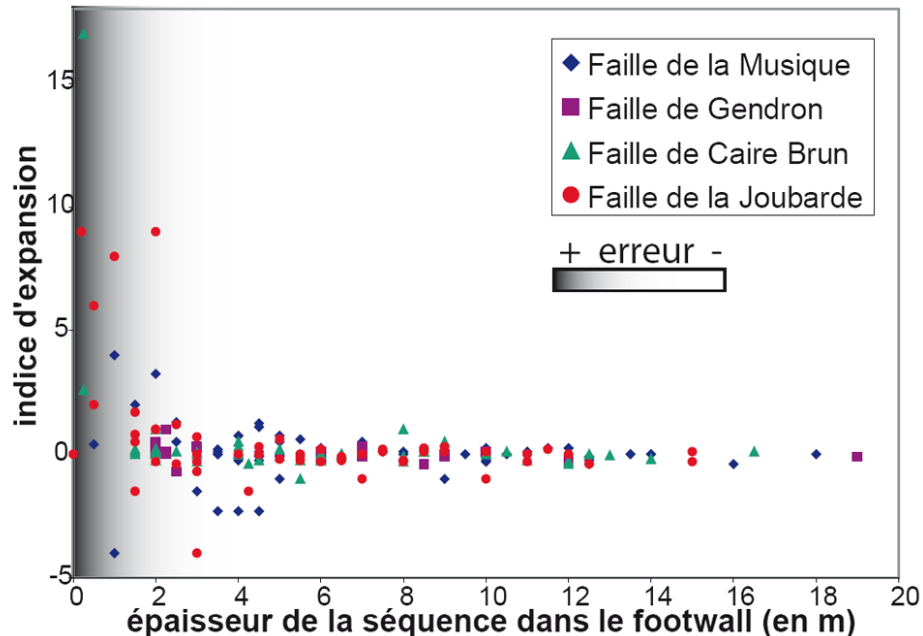


Figure 10 : Liaison entre l'indice d'expansion et l'épaisseur de la séquence considérée dans le footwall.

En retraitant les données de Bouroullec et al. (2004), en particulier en adoptant une représentation différente de l'indice d'expansion, il semblerait que les épaissements dans le hanging-wall, indiquant un rejet normal synsédimentaire, ne soient guère plus nombreux que ceux dans le footwall, témoignant d'un rejet inverse synsédimentaire. Cette remarque soulève des questions quant à la conclusion proposée par Bouroullec et al. (2004). En absence de mesures cinématiques sur des plans striés, ne faut-il pas mieux considérer ces failles d'orientation NE-SW comme des décrochements ? Rappelons que les failles décrochantes composant le faisceau du Var présentent cette orientation (cf. failles de Rouaine-Ourgues, paragraphe IV.1.2.).

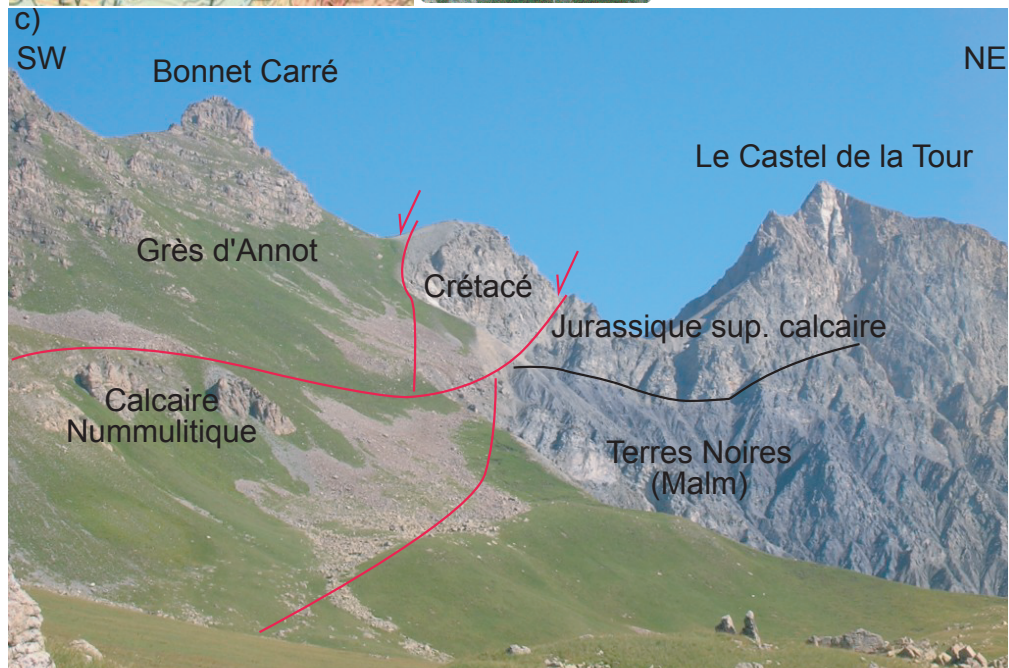
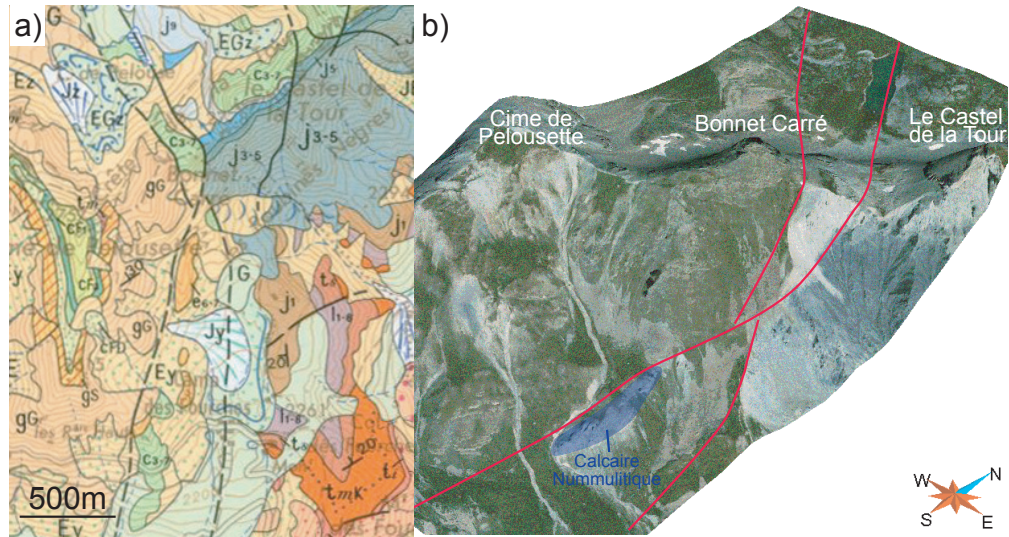
#### Les failles normales postérieures aux Grès d'Annot

La bibliographie fait état de failles normales d'orientation E-W synsédimentaires au Grès d'Annot (refs). Par exemple, au sud du Col de Moutière (Figures 1b, 4), les Schistes à Blocs entaillent profondément les Grès d'Annot sur plus de 100 m. Ce type de contact entre Grès d'Annot et Schistes à Blocs fut initialement décrit comme des canyons par Inglis et al. (1981). Néanmoins, en y regardant de plus près, les Schistes à Blocs remplissent en fait un graben délimité par des failles d'orientation E-W.

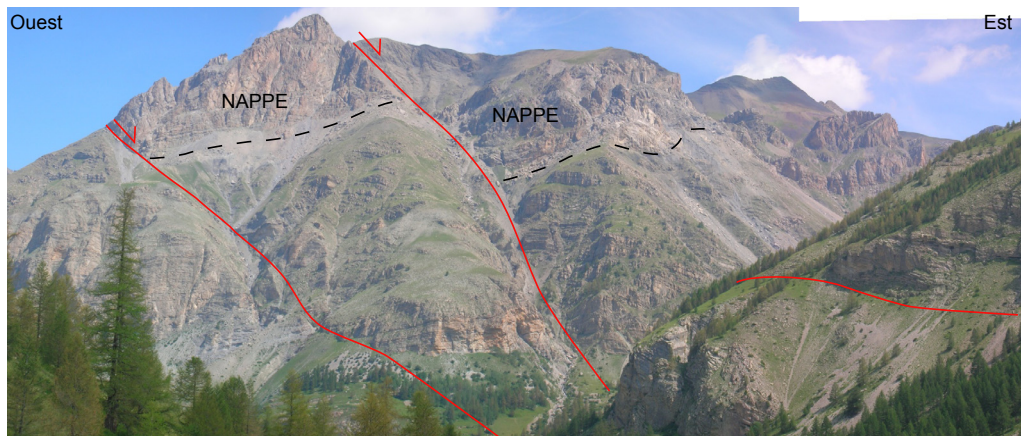
Les failles normales tardives d'orientation N-S constituent la majorité des failles caractérisées par une extension et un rejet importants. La plus spectaculaire d'entre elles peut être observée au niveau du Camp des Fourches, d'où elle tire son nom (Figure 1b). A cet endroit, les séries jurassiques du compartiment oriental font face aux Grès d'Annot du bloc occidental, suggérant un rejet vertical au moins kilométrique (coupe Gas; Figure 11). Au NE de notre zone d'étude, cette faille correspond à la limite entre les sous-bassins de Sanguinière et du Lauzanier (Figure 1). Dans le dépoint de

Sanguinière, ces failles comme celles de la Tête de la Gypière, des Garrets, du Gorgias, de Ventebrun et de Cime Blanche, du Camp des Fourches (Figure 1b) affectent les nappes de l'Embrunais-Ubaye, ce qui témoigne de leur caractère tardif par rapport au remplissage du bassin d'avant-pays incluant les Grès d'Annot (Figure 12).

**Figure 11 :**  
Panorama commenté de la bordure NW du Massif de l'Argentera depuis le Col du Camp des Fourches, montrant la faille du Camp des Fourches.



**Figure 12 :**  
Panorama commenté des falaises de Ventebrun, montrant des failles normales tardives affectant la nappe.





La faille dite «des Garrets» (Figure 2b) est particulièrement intéressante car elle se situe entre le dépo-centre principal du sous-bassin de Sanguinière et celui de la Montagne de l'Avalanche (Figure 2b). De ce fait, elle a fait l'objet d'une analyse microtectonique présentée ci-après. Cette faille affecte toutes les formations de la trilogie Nummulitique ainsi que les terrains des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Unités du Lac d'Allos et du Mont Pelat). Elle a été étudiée en deux localités, situées dans le footwall à deux niveaux stratigraphiques différents : (1) au Pas du Lausson (Figure 2b), 16 plans striés dans la formation du Calcaire Nummulitique (premier stéréonet de la Figure 13a) et (2) en rive septentrionale du Lac de la Petite Cayolle (Figure 2b), 10 mesures de plans striés dans les terrains transportés par la nappe (premier stéréonet de la Figure 13b). Les données ont été traitées à l'aide de deux logiciels stéréographiques : StereoWin 1.2. et FaultKinWin 1.2.2. (Allmendinger, 1998). Le premier sert à calculer le plan moyen de la faille (deuxième colonne de la Figure 13), qui est très proche de celui proposé dans la solution fournie par le second logiciel (moins de 2° sur la direction et le pendage entre les deux valeurs ; troisième colonne de la Figure 13). Ce dernier est plus adapté à l'étude des failles et permet d'en déterminer le plan mais aussi les paléo-contraintes associées (axes Pression P et Tension T puis le tenseur des contraintes). Les axes P et T appartiennent par définition au plan de mouvement passant par la strie et le pôle du plan strié. Sur ce plan, ils sont situés à 45° de part et d'autre du pôle. Connaissant le secteur des axes P et T, il est possible de proposer des contraintes en se basant sur les travaux d'Angelier et Mechler (1977) selon lesquels l'orientation de  $\sigma_1$  tombe en majorité dans le quadrant P.

Au Pas du Lausson (Figure 13a), la faille des Garrets (Figure 2b) est orientée NW-SE (N320°) et présente un pendage de 48° vers le NE. La direction d'extension (point noté 2 sur le troisième stéréonet de la Figure 13a) est WSW-ENE et le raccourcissement (point noté 1) est proche de la verticale : la faille est donc à dominante normale mais du fait de cet angle par rapport à la verticale, il existe une composante décrochante dextre.

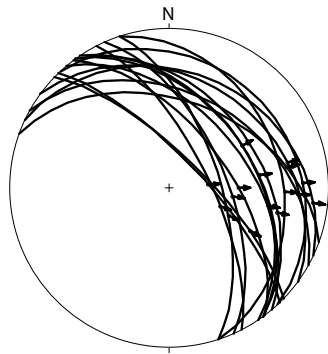
Au Lac de la Petite Cayolle (Figure 13b), cette même faille est N-S (N353° ou N356°) avec un pendage proche de 45° vers l'est. Le raccourcissement se fait verticalement (84.9°). La direction d'extension est E-W (N260°). Le deuxième terme du tenseur est subhorizontal. Il s'agit d'une faille normale.

En conclusion, la faille des Garrets (Figure 13) est une faille normale légèrement courbe présentant un changement de direction de trente degrés et un pendage proche de 45° vers l'est, ce qui est en accord avec l'estimation faite sur le terrain (faille normale NNW-SSE faiblement pentée). Les directions d'extension, déterminées sur les deux ateliers, sont similaires (N255°±5°), ce qui est cohérent avec un jeu normal pure pour la partie septentrionale de la faille orientée N-S (Lac de la Petite Cayolle) et un jeu normal décrochant sur sa partie méridionale orientée NW-SE (Pas du Lausson). Le pendage est particulièrement faible pour une faille normale et pourrait être hérité d'une faille inverse (cf. paragraphe dans la section suivante VI.1.3.). Il est envisageable que la faille des Garrets actuelle est réactivée au sud une faille inverse au niveau du Pas du Lausson dans le cadre d'une extension oblique et se soit propagée à partir de cette faille vers le nord en respectant strictement le régime des paléocontraintes à cet endroit.

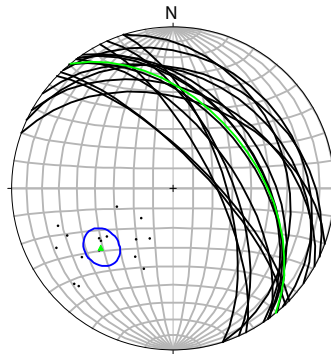
---

**Figure 13 (page suivante): Données et analyse des deux ateliers de microtectonique situés le long de la faille des Garrets (localisation Fig. 2b) : (a) au Pas du Lausson, (b) au Lac de la Petite Cayolle. (c) Regroupement des deux ateliers de microtectoniques de la faille des Garrets.**

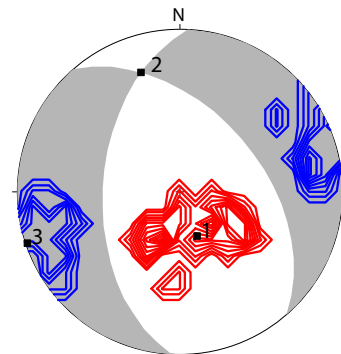
a) Faille des Garrets au Pas du Lausson



Représentation stéréographique des données  
16 plans striés  
→ mouvement de l'hanging wall

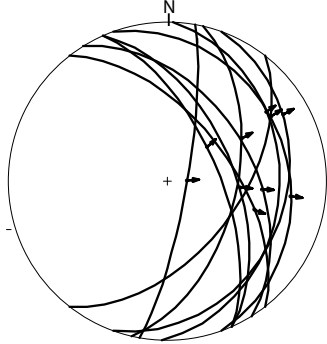


Calcul du plan moyen (N=16):  
N320.6 48.4E  
— plan moyen  
(en utilisant StereoWin1.2.)

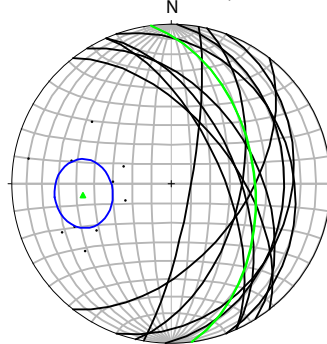


Solution calculée par *FaultKinWin* 1.2.2 (N=16)  
plans nodaux :  
plan de faille N319.1 48.6E  
autre plan N183.0 50.7W  
contour à 1% des axes P  
contour à 1% des axes T  
 $\sigma_1$  N158.8 66.2S  
 $\sigma_2$  N341.9 23.8N  
 $\sigma_3$  N251.4 subhorizontal (1.1E)

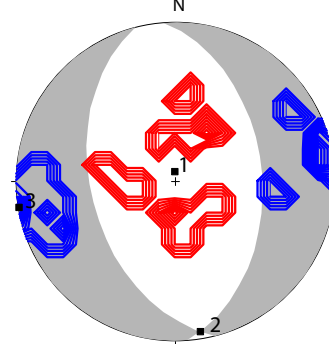
b) Faille des Garrets au Lac de la Petite Cayolle



Représentation stéréographique des données  
10 plans striés  
→ mouvement de l'hanging wall

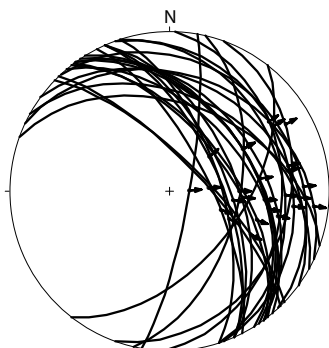


Calcul du plan moyen (N=10):  
N352.6 46.7E  
— plan moyen  
(en utilisant StereoWin1.2.)

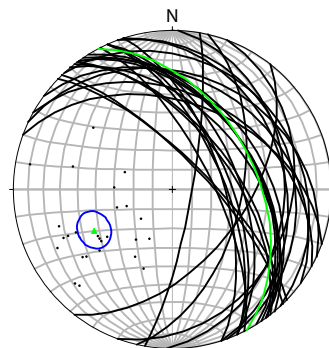


Solution calculée par *FaultKinWin* 1.2.2 (N=10)  
plans nodaux :  
plan de faille N355.7 44.7E  
autre plan N165.6 45.7W  
contour à 1% des axes P  
contour à 1% des axes T  
1  $\sigma$  N356.3 subvertical (84.9N)  
2  $\sigma$  N170.6 subhorizontal (5.0S)  
3  $\sigma$  N260.6 subhorizontal (0.5E)

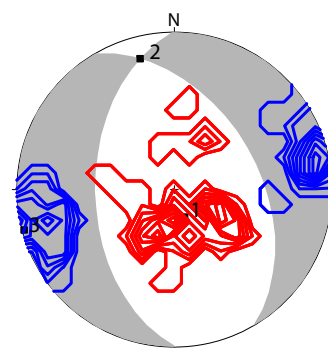
c) Regroupement des ateliers de la faille des Garrets



Représentation stéréographique des données  
26 plans striés  
→ mouvement de l'hanging wall



Calcul du plan moyen (N=26):  
N332.1 46.3E  
— plan moyen  
(en utilisant StereoWin1.2.)



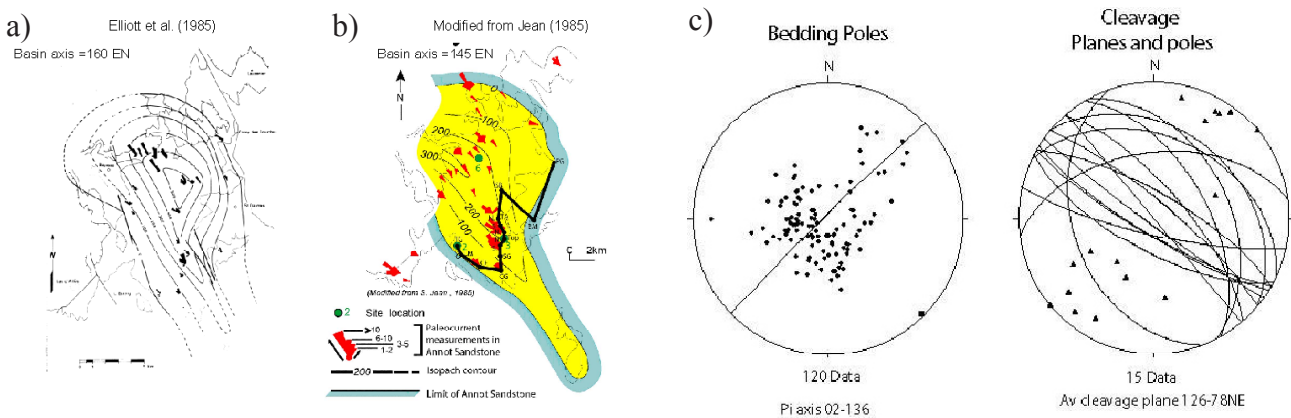
Solution calculée par *FaultKinWin* 1.2.2 (N=26)  
plans nodaux :  
plan de faille N330.0 45.6E  
autre plan N179.2 48.3W  
contour à 1% des axes P  
contour à 1% des axes T  
 $\sigma_1$  N159.7 74.8S  
 $\sigma_2$  N345.3 15.1N  
 $\sigma_3$  N255.0 subhorizontal (1.4E)



### VI.1.3. Les plis du sous-bassin de Sanguinière

#### Un déposécentré principal contrôlé par un pli ?

Les modèles de cartes d'épaisseur des Grès d'Annot dans le sous-bassin de Sanguinière (Elliott et al., 1985; Jean, 1985; Figure 14a-b) s'accordent sur l'existence d'une gouttière sédimentaire d'axe NW-SE à NNW-SSE (de N160° d'après Elliott et al., 1985; de N145° d'après Jean, 1985). Une différence dans l'intervalle turbiditique considéré par ces deux études est à l'origine de ces différences dans la direction de l'axe du sous-bassin et des maxima d'épaisseur. Alors que seuls les Grès d'Annot situés en dessous de la première coulée de débris (Figure 1c) sont pris en compte par Jean (1985), l'étude d'Elliott et al. (1985) considère un intervalle plus long, comme le montre l'évasement des isopaques. L'analyse en parallèle des deux cartes et spécialement la localisation différente des déposocentres suggèrent une migration vers l'est des maxima de dépôts au cours de la sédimentation des Grès d'Annot. Mais ce déposocentre est-il contrôlé par un pli ou seulement par la faille normale des Trois Hommes ?



**Figure 14 : Cartes d'épaisseur des Grès d'Annot (a: Elliott et al., 1985; b: Jean, 1987) et stéréonet du déposocentre principal du sous-bassin de Sanguinière (Ford et al., 2005).**

Précédemment, nous avons montré que la faille des Trois Hommes d'orientation N160° avait contrôlé la sédimentation des Calcaires Nummulitiques et Marnes à Globigérines et qu'elle était scellée par la seconde coulée de débris. Cette structure majeure a donc fortement influencé le premier tiers de la sédimentation turbiditique (intervalle situé sous les coulées de débris, Figure 14b). Néanmoins, il semblerait que le déposocentre soit aussi contrôlé dans une moindre mesure par un pli. En effet, l'orientation de la gouttière et surtout sa partie SW (Jean, 1985) est comparable avec celle du synclinal d'axe N125-135°, déterminée à partir de données de pendage et de schistosité collectées dans la partie méridionale du sous-bassin de Sanguinière (plongement de l'axe  $\pi$  de 2° vers N136° et plan de schistosité moyenne N126° 78° NE ; Figure 14c). Des indices d'interaction entre pli et sédimentation turbiditique sont visibles dans le Haut Vallon de Gialorgues (Figure 1b). La photographie (Figure 6) montre un affleurement N-S de Grès d'Annot avec un contact en onlap sur les Marnes à Globigérines et une augmentation, vers le nord, de l'épaisseur de l'intervalle gréseux situé en dessous des coulées de débris. Grâce au modèle 3D, il est possible de déterminer la direction réelle et non plus apparente de l'épaississement. Il se fait vers le NE, suggérant un flanc à N130°. Ces observations à elles seules ne permettent pas de distinguer un pli synsédimentaire ou un relief plissé hérité ; des données de pendages et une distribution des épaisseurs sont nécessaires pour conclure (voir les différentes interactions pli – sédimentation turbiditique, chapitre IV). Malheureusement les incertitudes sur le modèle géométrique sont trop importantes pour analyser avec confiance les variations entre les cartes des différents intervalles dans les Grès d'Annot. Par contre, le modèle 3D

a mis en évidence des plis d'orientation N130° de longueur d'onde plus petite (environ 3-4 km) dans ce déposé principal (Figure 3).

#### Déposé de la Montagne de l'Avalanche et anticlinal du Lausson

Un déposé synclinal de taille plus réduite (demi longueur d'onde 2,2 km du SW au NE, contre près de 10 km pour la gouttière principale) se situe à l'ouest du déposé principal au-delà de la faille du Pas du Lausson (Figures 1b et 3). Dans cette partie, le modèle 3D est construit sur un pointé très précis des différents horizons clés (bases des Calcaires Nummulitique et des Grès d'Annot ainsi que la «Vire» argileuse; Figure 15a). Du fait de sa composition hétérolithique, la Vire est beaucoup plus facile à suivre que les deux coulées de débris. La Figure 15b présente une vue en coupe du modèle 3D de ce déposé, montrant le contact en onlap des Grès et un important épaissement entre la base de ceux-ci et la Vire. Cette variation d'épaisseur se fait dans un synclinal situé dans le footwall de la faille des Garrets. Du fait du faible pendage de cette dernière, nous interprétons cette actuelle faille normale comme réactivant à cet endroit une ancienne faille inverse (cf. section précédente).

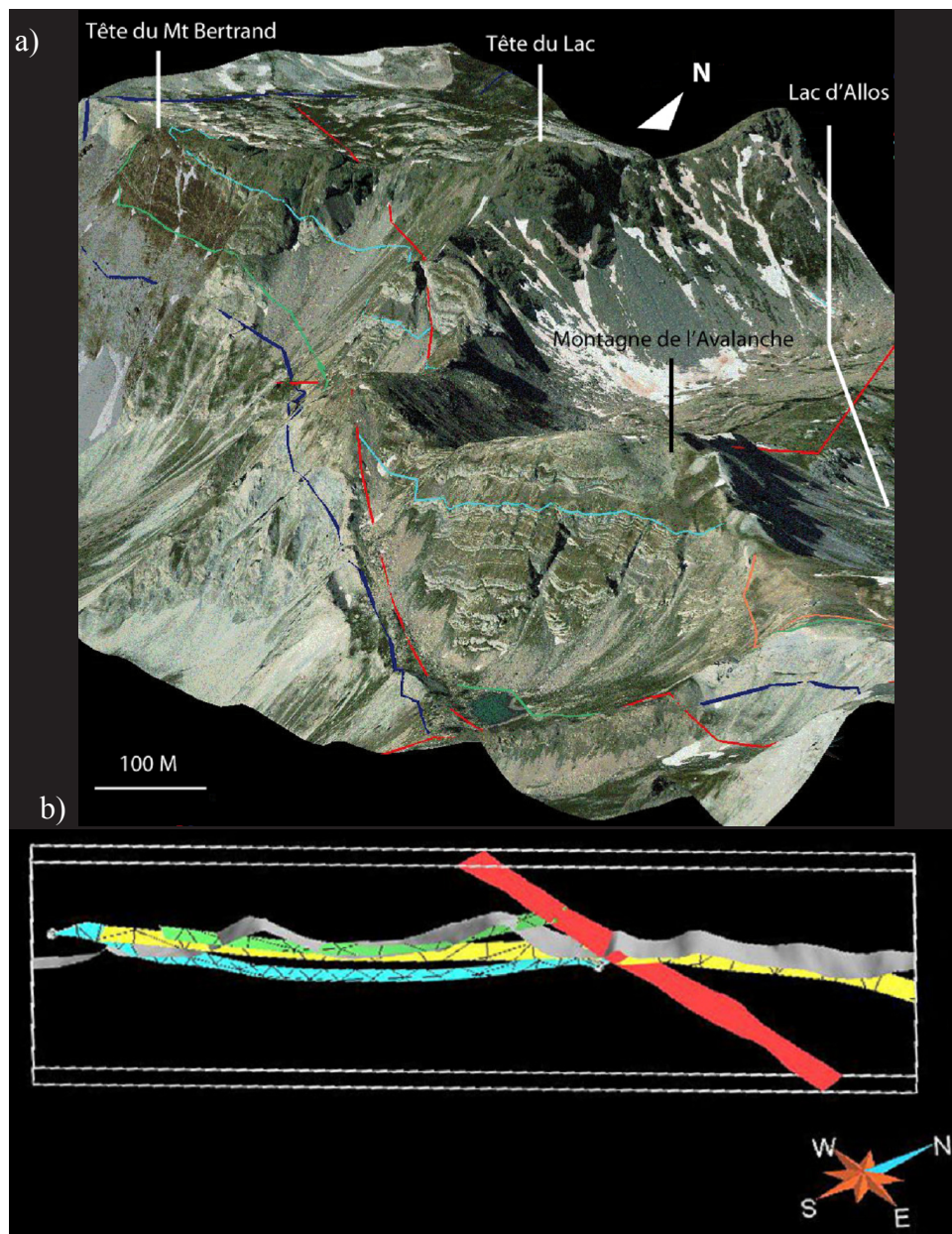


Figure 15 : a) Vue du modèle 3D montrant le secteur de la Montagne de l'Avalanche. b) Coupe SW-NE passant par le déposé de la Montagne de l'Avalanche. Remarquer les onlaps au niveau de la Tête de Bertrand et l'épaississement de l'intervalle des Grès d'Annot sous la vire dans le synclinal de la Montagne de l'Avalanche.

## VI.2. Résultats préliminaires des études thermochronologiques utilisées pour tracer la provenance des sources

La provenance des sédiments clastiques ainsi que le nombre de sources constitue le cœur d'un débat de longue haleine dans le bassin des Grès d'Annot. Une synthèse de toutes les sources envisagées ainsi que des études menées sur cette thématique (Figure 16) est présentée et détaillée par du Fornel (2003).

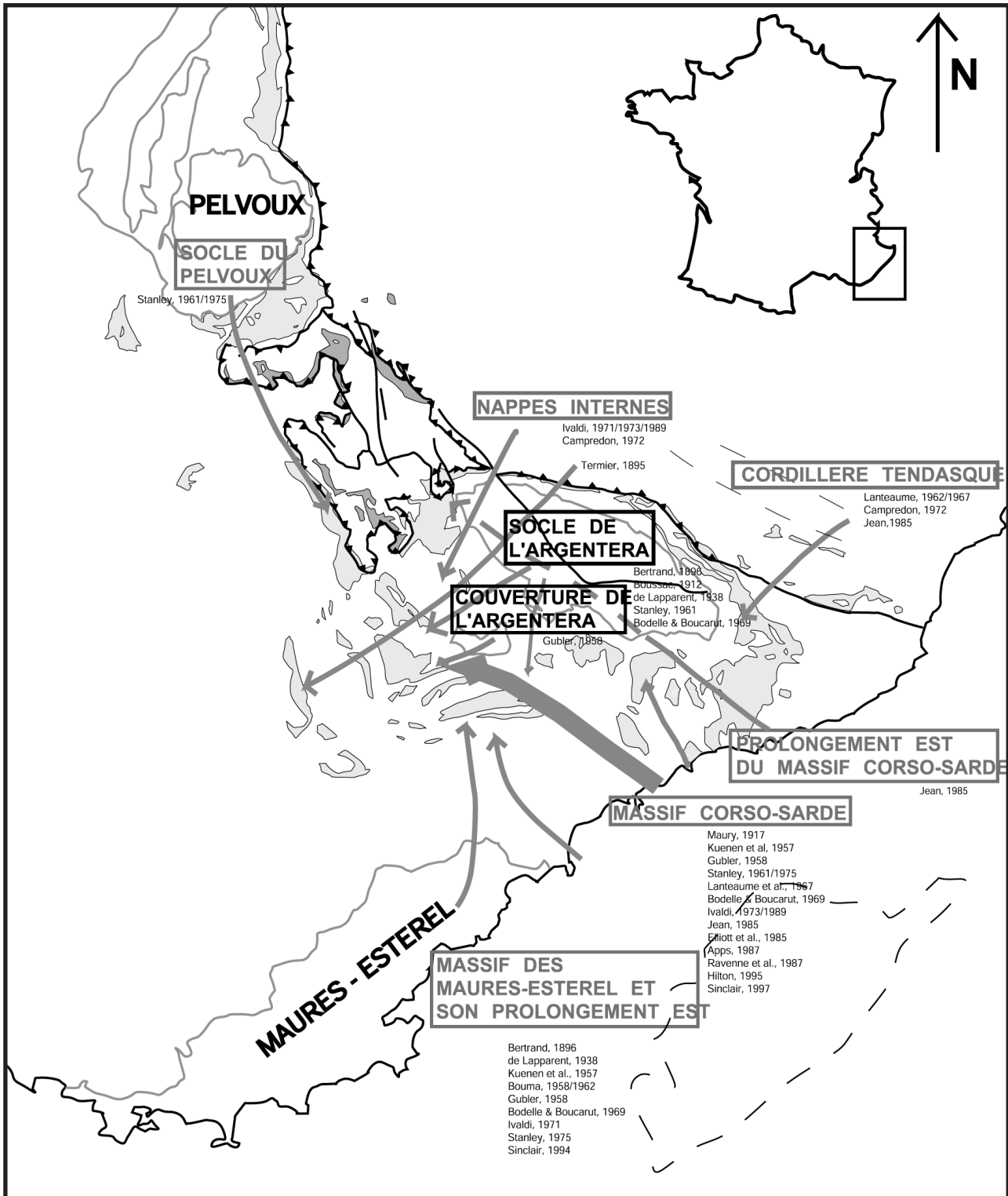
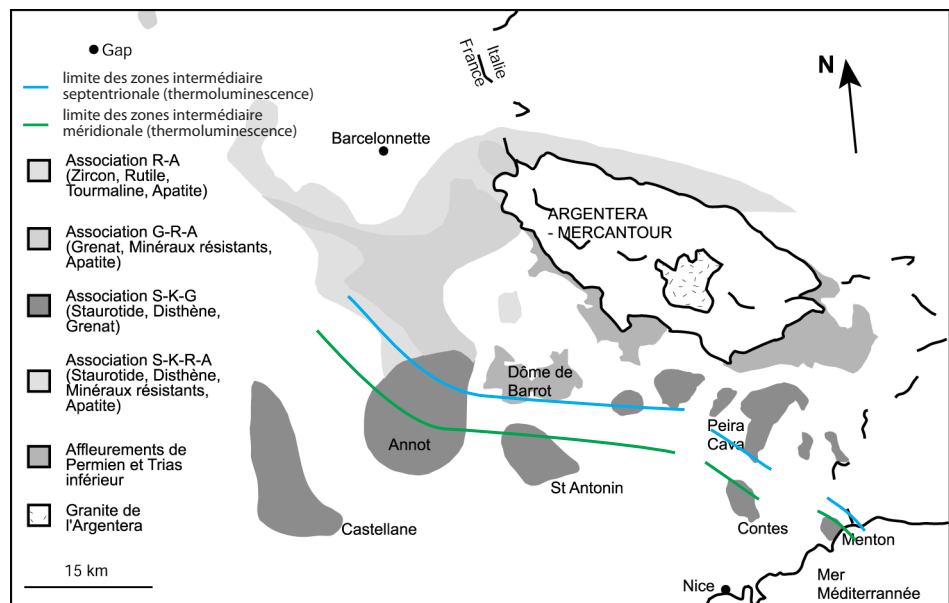


Figure 16 : Carte synthétique des différentes origines envisagées pour le matériel composant les Grès d'Annot (du Fornel, 2003).



Nous ne rappellerons ici que les principaux faits marquants. Malgré une multitude d'approches (Figure 16) concernant soit des roches totales et galets (pétrographie, associations de minéraux lourds, sédimentologie) soit des minéraux (thermoluminescence du quartz, typologie de zircons, géochimie des zircons), là où les sources du matériel détritique à l'origine des Grès d'Annot ne sont pas clairement identifiées. Les associations de minéraux lourds (Gubler, 1958; Stanley, 1961; Stanley, 1965) et la thermoluminescence du quartz (Ivaldi, 1971; Ivaldi, 1973) montrent une distribution en trois zones, suggérant l'existence de deux sources situées au SSW et au NE se mélangeant dans la zone centrale (Figure 17). Actuellement, il y a consensus autour du bloc corso-sarde comme étant la source méridionale principale. Dans les dépocentres méridionaux, les auteurs s'accordent sur une participation secondaire des massifs des Maures, du Tanneron et de l'Estérel. Aussi, si la question de l'alimentation de la partie sud du bassin des Grès d'Annot semble à peu près élucidée, elle se pose toujours dans les bassins septentrionaux.

**Figure 17 : Carte de répartition des minéraux lourds (Gubler, 1958 ; Stanley, 1961, 1965) et des zones définies à partir des valeurs de thermoluminescence du quartz (Ivaldi, 1973) dans la formation des Grès d'Annot.**



La provenance du matériel détritique est aussi lourde de sens pour les reconstitutions paléogéographiques et l'évolution géodynamique du sud est de la France. En effet, si le bassin des Grès d'Annot est alimenté latéralement par le bloc corso-sarde et non par les produits du démantèlement et de l'érosion de la chaîne alpine elle-même, la formation et l'évolution de ce bassin ne correspondent pas à la vision classique d'un bassin d'avant-pays. Il ne faut pas oublier non plus les incertitudes existantes sur la position de la Corse et de la Sardaigne dans les modèles d'évolution géodynamiques durant la période allant du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur (cf. Chapitre II).

Ici, nous proposons d'utiliser une approche chronologique (datations U/Pb) et thermochronologique (datation U/He, température de clôture  $\sim 180^{\circ}\text{C}$ ) sur une population de mono-grains de zircons issue d'un niveau de la formation des Grès d'Annot. Ceci dans le but de caractériser l'âge des massifs sources ainsi que la dynamique de dénudation des reliefs environnant le bassin. Cette étude, consistant en des doubles datations conduites sur les mêmes grains de zircon, a été menée dans les laboratoires de sonde ionique et des gaz rares du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques à Nancy (CRPG).



### VI.2.1. Echantillonnage et caractérisation pétrographique

Le sous-bassin de Sanguinière a été choisi pour mener cette étude thermochronométrique car il correspond au plus septentrional des dépocentres étudiés et est donc le plus à même d'être alimenté par une éventuelle source alpine. La présence de deux coulées de débris dans ce sous-bassin a aussi contribué à ce choix. Ces niveaux conglomératiques sont très mal classés (Figure 18). Ils sont constitués d'une matrice grésopélitique (80%) et de granules et galets (20%) de taille pluri-centimétrique à pluri-décimétrique (Jean, 1985). Ces galets constitués majoritairement de roche endogène (80% avec 50% de roches plutoniques acides) sont arrondis mais non symétriques (Jean, 1985). Par nature, ils se révèlent donc particulièrement intéressants car il est possible d'y analyser plusieurs éléments (galets et matrice) et de déterminer s'il existe une source unique ou non et aussi si les galets proviennent de la même source. Les résultats de l'étude pétrographique et sédimentologique menée par Jean (1985) semblent indiquer une source différente pour ces deux matériels : la typologie des zircons du matériel magmatique en galets indique une origine inconnue avec toutefois quelques affinités avec des faciès granitiques de l'Argentera, très faiblement exposés à l'affleurement, alors que les zircons du matériel magmatique des grès présentent des similitudes avec ceux du massif corso-sarde.



Figure 18 : Photographie d'une coulée de débris dans le vallon de la Moutière (Figure 1b), montrant des bancs slumpés et des galets de roches endogènes dans une matrice sableuse.

Onze échantillons, comprenant huit blocs de grès grossiers et trois galets de roche endogène, ont été prélevés au niveau des deux coulées de débris, juste au-dessus de la « Vire » argileuse (Figure 1c; Jean, 1985; Ravenne et al., 1987) ainsi qu'au sommet de la série gréseuse. Les lieux de prélèvement (étoiles de la Figure 1b) correspondent au fond du Vallon de l'Estrop, pour la coulée de débris 1, au Col de Gialorgues pour la coulée de débris 2, à l'Est du Col du Pas du Lausson, pour la Vire et sur la Montagne de l'Avalanche à 2758 m d'altitude, juste au-dessus d'un banc de calcaire repéré par C. Kerckhove (communication personnelle), pour la partie sommitale des Grès d'Annot.

Dans un premier temps, une caractérisation pétrographique rapide de ces échantillons a été réalisée à partir de l'observation de lames minces. Les grès grossiers, avec une proportion de feldspaths presque équivalente au quartz (environ 40% contre 50%), sont des arkoses. Les roches endogènes prélevées correspondent elles à des granites. La composition des feldspaths plagioclases a

été déterminée en utilisant la méthode de Michel Lévy et celle dite de la « double macle » (définitions données en Annexe VI-3). La population dominante de plagioclases (42 et 50 %mol An.) dans les grès arkosiques correspond à des andésines. Une occurrence d'oligoclase (27%mol An.) a été relevée. Concernant les granites, les plagioclases ont aussi des compositions d'oligoclase et d'Andésine mais présentent une population d'anorthite beaucoup plus riche en Ca. Les données sont présentées dans l'Annexe VI-3.

Suite à des contraintes temporelles, seuls les échantillons de la première coulée de débris (2 galets de granite nommés A06 2d-e et la matrice sableuse A06 2b) ont été sélectionnés pour la double datation.

### ***VI.2.2. Méthodes géochimiques utilisées***

Cette étude a porté sur des grains de zircon, néosilicate de formule chimique  $ZrSiO_4$  qui présente des substitutions fréquentes de U et Th au niveau du site Zr. Ce minéral est, de ce fait, un bon candidat pour les datations U-Pb et U-Th/He, le plomb et l'hélium initialement présents pouvant être négligés. Il présente aussi une température de fermeture, pour le système U-Th/He plus élevée que celle de l'apatite, 185°C (de 175°C à 196°C ; Dodson, 1973) contre 70°C (de 65°C à 80°C). Or des analyses faites sur des apatites dans le sous-bassin de Sanguinière révélèrent que le thermochronomètre « traces de fission » de certains de ces minéraux avait été remis à 0 suite à l'enfouissement lié aux nappes de l'Embrunais-Ubaye (Groupe A de Souquière et al., 2005; Labaume et al., 2008). D'après ces auteurs, les températures maximales auraient dépassé les 110°C et même atteint les 200°C (arguments pétrologiques, Labaume et al., 2008). Le système U-Th/He sur zircon, avec sa température de fermeture plus élevée, est aussi un bon candidat pour s'affranchir autant que possible des effets de la nappe et ainsi d'avoir des informations sur la source.

### Datation U-Pb sur zircons

Cette datation est basée sur le rapport des isotopes radiogéniques du Pb,  $^{207}Pb$  et  $^{206}Pb$ , issus respectivement des désintégrations en chaîne des isotopes radioactifs de l'uranium,  $^{235}U$  et  $^{238}U$ . Cette valeur permet de déterminer le temps écoulé depuis la fermeture du système. En pratique, du fait des pollutions au Pb et de la plus forte compatibilité des éléments fils, les résultats sont présentés dans un diagramme montrant l'évolution du rapport  $^{206}Pb/^{238}U$  en fonction de celle de  $^{207}Pb/^{235}U$ . Dans le cas idéal, l'évolution de ces rapports se fait selon une courbe graduée en âge appelée concordia. La réouverture du système par un épisode métamorphique entraîne des pertes en Pb, élément plus incompatible que l'U. Ces pertes affectent indifféremment les rapports  $^{206}Pb/^{238}U$  et  $^{207}Pb/^{235}U$ , ce qui se traduit par une évolution selon une droite appelée discordia. Elle recoupe la concordia en deux points qui correspondent pour l'intersection inférieure à l'âge de la réouverture du système (métamorphisme) et pour l'intersection supérieure à l'âge de la formation du minéral.

Les concentrations et compositions isotopiques de l'uranium et du plomb ont été mesurées à la sonde ionique en utilisant une source à oxygène, un courant primaire de l'ordre de 15 à 20 nA pour une taille des spots de 20 à 30  $\mu m$ . Nous avons utilisé comme standard le zircon G91500 décrit par Wiedenbeck et al. (1995).

### Datation U-Th/He sur zircons appliquée aux sédiments clastiques (Figure 19)

Cette datation consiste à déterminer l'âge de refroidissement de certains minéraux au passage d'une isotherme de basse température lors d'une phase de surrection ou d'exhumation (U-Th/He sur apatite; Zeitler et al., 1987; sur zircon, e.g. Reiners et al., 2003; Pik et al., 2003). Cette méthode est basée sur la quantification des particules  $\alpha$  ( $^4\text{He}$ ) produites au cours du temps par les chaînes de désintégration radioactives de l'U et du Th (Strutt, 1905), ces particules n'étant retenues dans le minéral que pour des températures inférieures à la température de fermeture ou de clôture (Hurley, 1954). La valeur de cette dernière peut varier en fonction de la diffusion, de la taille des grains et de la vitesse de refroidissement. D'autre part, plusieurs phénomènes, comme les effets de bord par éjections de particule du fait de l'énergie cinétique, de zonation chimique (Hourigan et al., 2005) et d'abrasion lors du transport des grains détritiques (Rahl et al., 2003), doivent être pris en compte et entraînent des corrections. Les effets de bords dépendent de la géométrie du grain et diminuent quand la taille de ce dernier augmente. L'He initial a pu être piégé dans des inclusions et des imperfections du grain. Il est donc conseillé de sélectionner les grains selon des critères de forme (taille > 60  $\mu\text{m}$ ) et de pureté (Reiners, 2005).

Pratiquement, la répartition des âges U-Th/He dans chacun des niveaux analysés permet de déterminer des pics correspondant à des périodes d'exhumation et de détecter d'éventuels âges apparents liés à un séjour long dans la zone de rétention partielle (Figure 19). Une attention toute particulière est portée au «lag time», temps écoulé entre l'ouverture du système U-Th/He et le dépôt, pour avoir une idée du dynamisme de l'exhumation (Figure 19).

Le protocole expérimental est présenté en Annexe VI-4. Cette étude a été réalisée avec l'aide de Raphaël Pik. Plus ponctuellement, de nombreuses personnes ont pris part à sa réalisation : Emmanuel Davy pour le broyage et les séparations (liqueurs denses puis Frantz), Denis Mangin et Etienne Deloule pour la correction des mesures faites à la sonde ionique, Bouchaib Tibari et Baptiste Pelhate pour les mesures aux gaz rares (He) et Christophe Cloquet pour les mesures U et Th. Je suis intervenue dans les phases de tri et préparation de la bague (porte échantillon pour la sonde ionique), dans l'analyse à la cathodoluminescence au Microscope à Balayage Electronique et dans l'acquisition des données à la sonde ionique.

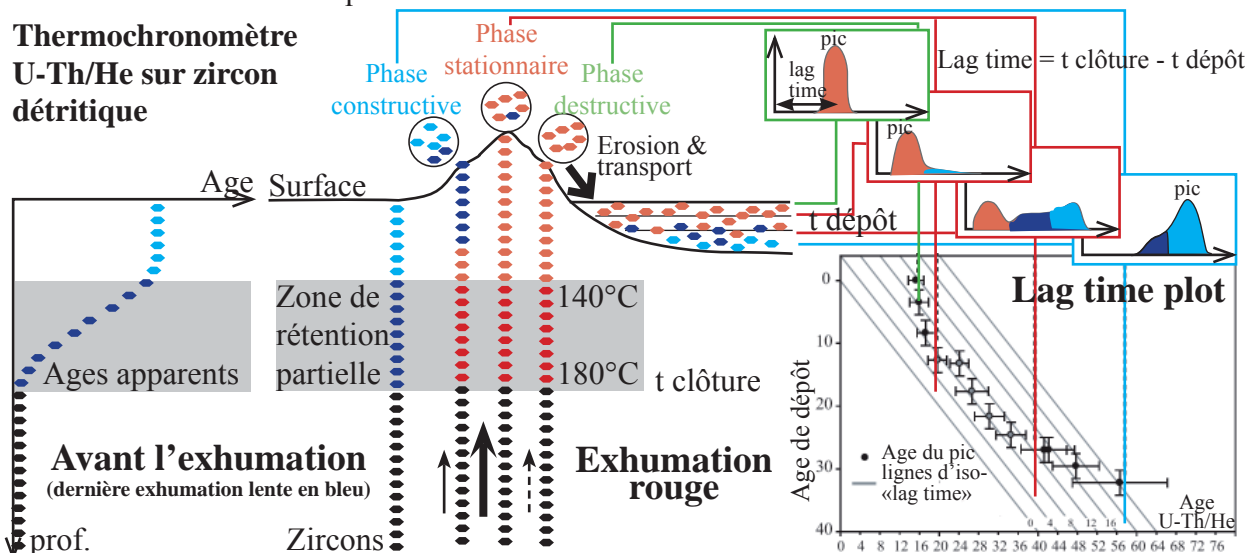


Figure 19: Thermochronomètre U-Th/He sur zircon détritique. Il commence à fonctionner au passage de l'isotherme 180°C. L'âge U-Th/He des zircons est constant (pic) lors d'une période d'exhumation rapide (rouge) alors qu'il peut s'étaler (âges apparents en bleu foncé) en cas d'exhumation très lente (bleue) et donc de séjour prolongé dans la zone de rétention partielle (en gris). L'analyse de plusieurs niveaux dans le bassin (évolution de la répartition des âges et du lag time), présentée schématiquement à droite permet d'étudier la dynamique de l'orogénèse: apparition d'un pic d'âge lié à l'exhumation étudiée (en rouge) et variation du lag time d'abord important dans la phase constructive puis minimal dans la phase stationnaire avant de réaugmenter lors de la phase destructive.

### VI.2.3. Résultats

#### Résultats et interprétations de la datation U-Pb sur zircons (résultats bruts en Annexe VI-5)

Sur 122 points analysés à la sonde ionique, 98 mesures réalisées sur 36 zircons, dont 8 dans 4 grains (C1, C7, C16, C19) issus des galets granitiques, ont été conservées. Les erreurs et aberrations observées sur les 24 restants sont principalement dues à un dérèglement du faisceau de la sonde et au dysfonctionnement d'un collecteur. Les âges U-Pb obtenus sur ces zircons se trouvent sur la concordia (cf. section précédente VI.2.2.).

La répartition des âges U-Pb (histogramme de fréquence de la Figure 20) s'étale du Crétacé supérieur ( $93 \pm 26$  Ma, zircon A14) au Paléoprotérozoïque ( $1981 \pm 77$  Ma, zircon A14) avec cependant deux regroupements importants entre 250 et 300 Ma (plus du quart des analyses) et entre 400 et 500 Ma (18 mesures). Ces périodes correspondent respectivement à la fin du cycle hercynien et au cycle calédonien. Une analyse plus fine des différents pics et de leurs proportions relatives a été menée en utilisant une déconvolution en fonctions gaussiennes de la courbe de densité de probabilité obtenues pour nos données (utilisation d'outils de la macro Excel Isoplot, développée par Ludwig (2003), à partir d'un algorithme de Sambridge et Compston (1994) pour la déconvolution). Les résultats sont présentés en Figure 20.

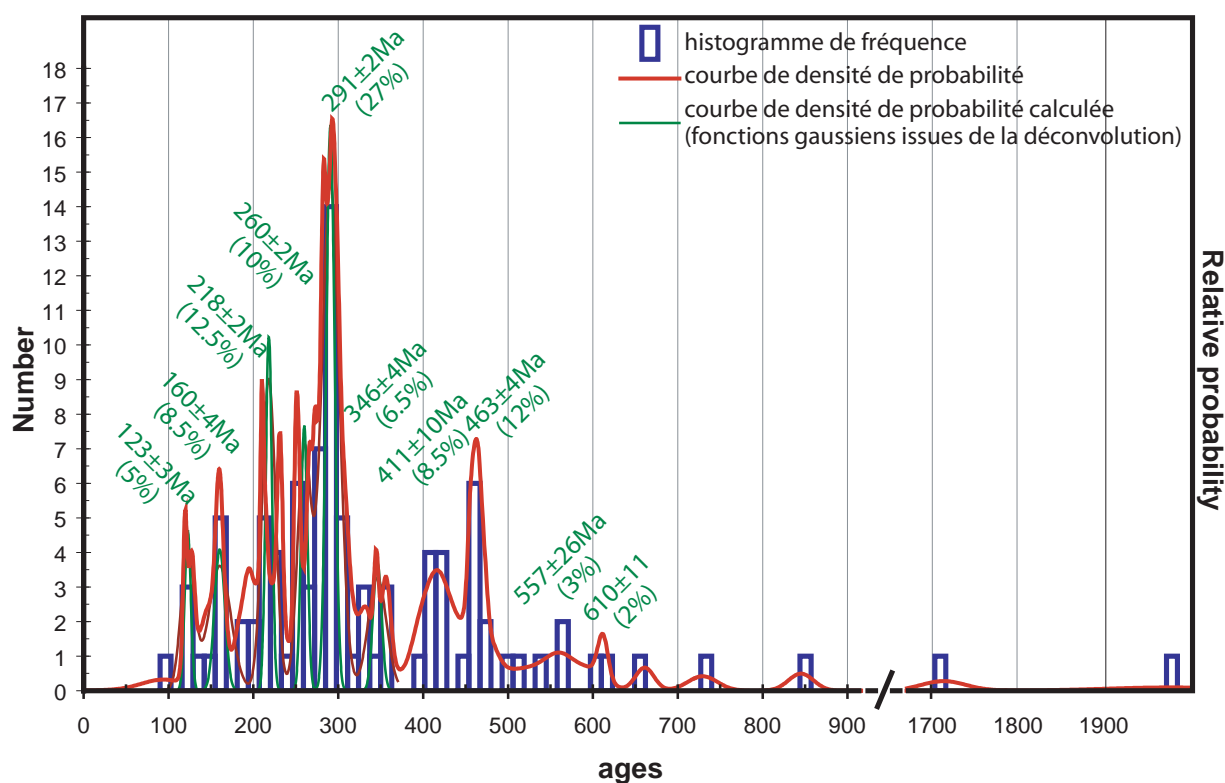


Figure 20 : Graphe de fréquence des âges U-Pb des zircons détritiques des Grès d'Annot. Les pics ont été calculés en utilisant la macro Excel nommée Isoplot (voir Annexe VI-6). L'erreur des pics est de type  $2\sigma$  (ce qui indique un intervalle de confiance à 95%).

La Figure 21 présente une compilation des âges (très majoritairement U-Pb sur zircon, sinon indiqué), des massifs de l'Argentera (Rb/Sr sur roche totale, Ferrara et Malaroda, 1969 ; Lombardo et al., 1997), des Maures et du Tanneron (Innocent et al., 2003; sur monazite, Demoux et al., 2008; Rolland et al., 2009), de la Corse (Paquette et al., 2003; Cocherie et al., 2005) et de la Sardaigne (Helbing et Tiepolo, 2005; Giacomini et al., 2006). Certaines données viennent aussi des articles de synthèses de Debon et Lemmet (1999), de Corsini et Rolland (2009) et de Rossi et al. (2009). Cette



compilation non exhaustive des sources potentielles a une distribution proche de celle observée dans nos échantillons, avec notamment les deux même pics. Concernant les zircons très âgés (>600Ma) identifiés parmi nos échantillons, des âges équivalents ont été mis en évidence dans des zircons des sources (e.g. zircons hérités en Corse à  $0.6\pm 0.2$  Ga et entre 2.1 et 2.8Ga, Paquette et al., 2003; metabasalte cadomien dans les Maures  $747\pm 120$  Ma, Rossi et al., 2009) et ceux des séries détritiques anciennes (micaschistes) situées à proximité (e.g. Agriates en Corse,  $2.28\pm 0.09$  Ga, Presque-île de Giens dans les Maures,  $874\pm 51$  Ma et  $584\pm 7$  Ma; Rossi et al., 2009). Ils ne sont pas tous représentés dans la Figure 21. A priori, il n'est donc pas nécessaire d'envisager d'autres sources pour expliquer la distribution des zircons détritiques de Sanguinière (cf. discussion à la fin de cette section). Le cinquième pic à  $291\pm 2$  Ma semble indiquer une contribution importante de la Corse.

### Ages U-Pb des sources potentielles

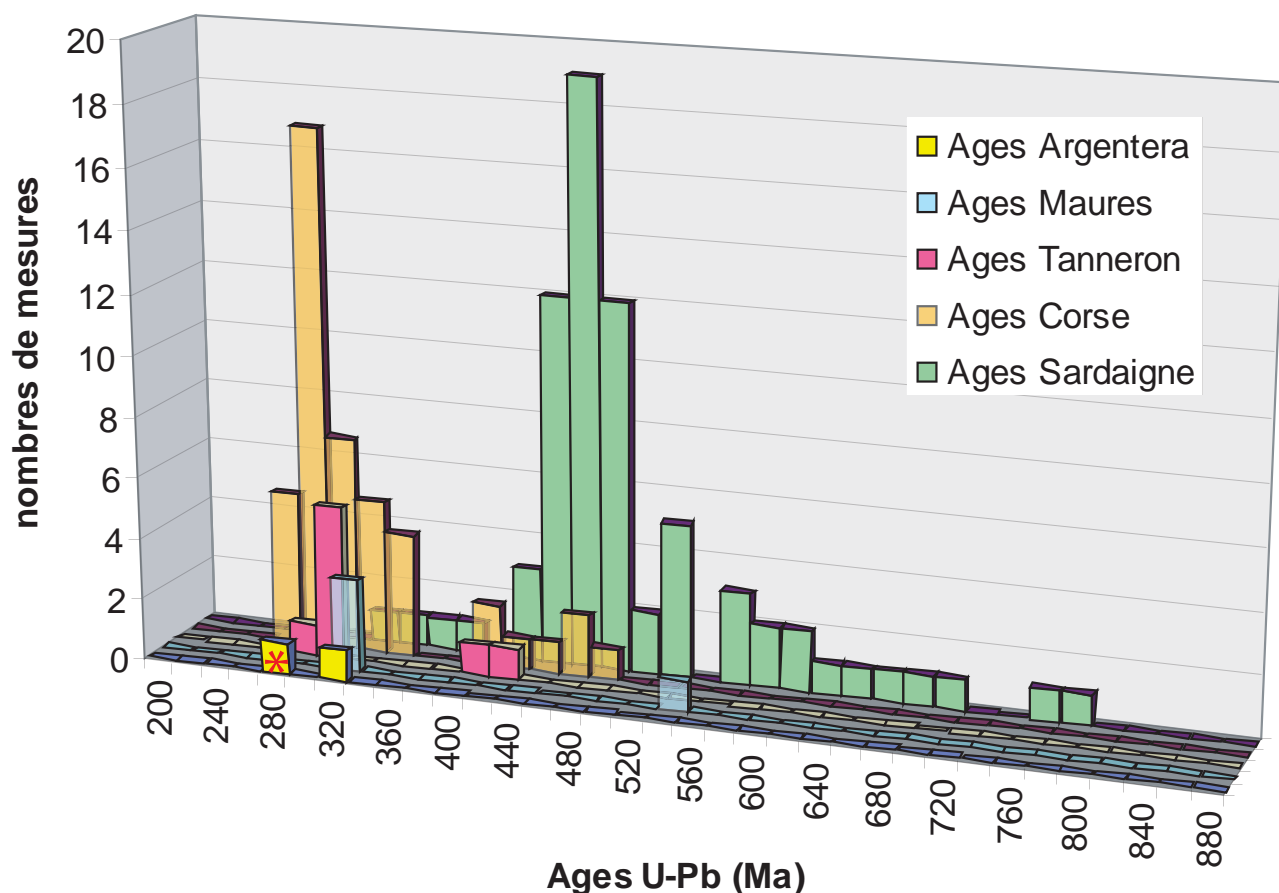


Figure 21 : Compilation des sources potentielles des Grès d'Annot. Il s'agit principalement d'âges U-Pb sur zircons (Lombardo et al., 1997; Debon et Lemmet, 1999; Innocent et al., 2003; Paquette et al., 2003; Cocherie et al., 2005; Helbing et Tiepolo, 2005; Giacomini et al., 2006; Corsini et Rolland, 2009; Rossi et al., 2009) mais aussi sur monazite (Demoux et al., 2008; Rolland et al., 2009) et Rb/Sr (\*) (Ferrara et Malaroda, 1969).

Concernant les zircons provenant des galets granitiques, deux grains, C7 et C19, sont datés aux environs de 340 Ma ( $334\pm 7$  Ma et  $345\pm 3$  Ma) et les 6 autres analyses menées sur C1 et C16 donnent des âges de  $456\pm 4$  Ma à  $471\pm 4$  Ma qui correspondent au deuxième pic. Or les zircons C1 C7 proviennent du galet A06 2e et C7 C19 de A06 2d. Ces granites enregistrent deux âges similaires, ce qui suggère soit (1) une source unique formée entre 455 et 470 Ma et affectée par du métamorphisme aux alentours de 340 Ma soit (2) une source unique formée aux alentours de 340 Ma, présentant des zircons hérités. Les âges des zircons B6, B23, C1, D17, D18, compris entre 450 et 475 Ma en tenant compte de leurs incertitudes, pourraient provenir de cette même source. En considérant l'hypothèse

(1), la Sardaigne (Nord-Est) pourrait être un bon candidat avec un événement magmatique daté du milieu de l'Ordovicien, entre 455-470 Ma (U-Pb) et un métamorphisme MP-MT à  $344 \pm 7$  Ma (Rb/Sr) (Corsini et Rolland, 2009). Dans le cas de l'hypothèse (2), les métamonzonites du complexe de Malinvern-Argentera avec leur âge à  $337 \pm 8$  Ma (Lombardo et al., 1997) peuvent aussi correspondre à une source.

Comme beaucoup des zircons analysés sont zonés en cathodoluminescence (Figure 22), nous avons procédé à plusieurs analyses sur le même grain quand leur taille était suffisante, afin de déterminer des liens éventuels entre périodes. Sur les 20 zircons concernés, les âges U-Pb obtenus sont uniformes dans 5 grains (zircons A10, A15, A16, B16, C16). Les autres grains présentent des variations faibles (8 zircons : A7 A12 A18 A23 B4 B11 C1 D5; Figure 23) et importantes entre le cœur et la bordure (7 zircons : A8 A11 A20 A24 A27 D11 D13; Figure 23).

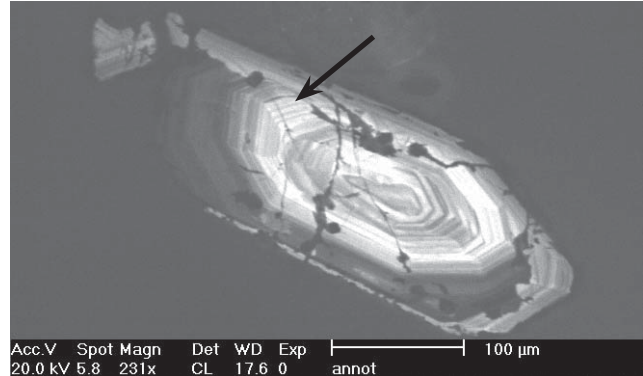


Figure 22: Cathodoluminescence sur le zircon A24 indiquant une zonation avec discordance (flèche).

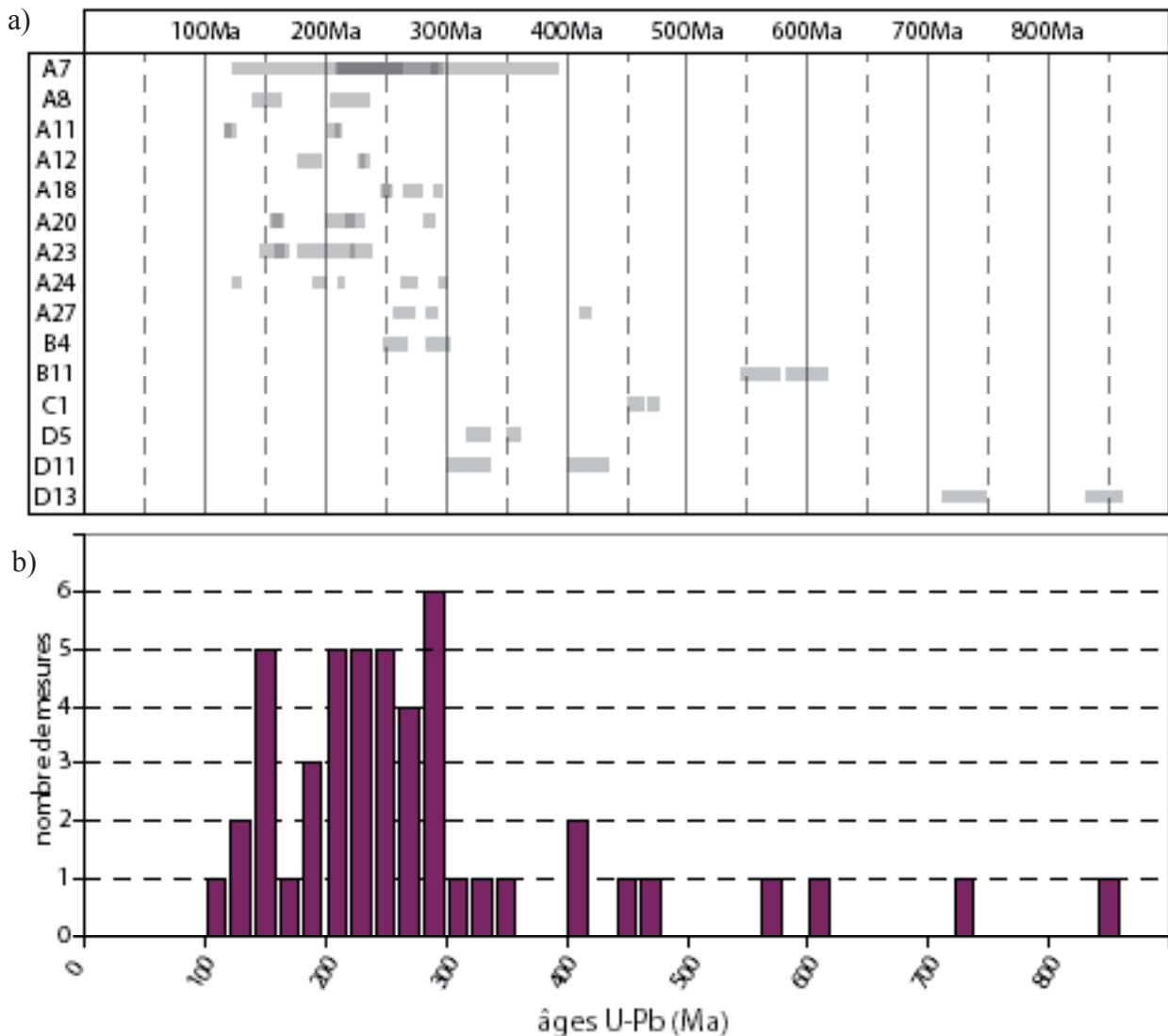


Figure 23 : Ages U-Pb dans les zircons zonés de cette étude ayant fourni plusieurs âges différents. a) Détails des âges dans les différents zircons. Chaque partie grise représente un âge et son intervalle de confiance à 68%; les parties plus sombres sont liées à la superposition de ces intervalles. b) Graphe de fréquence de ces zircons.

Il semble que certaines périodes puissent être associées.

- ❖ Pour les plus âgés d'entre eux, B11 et D13, une affinité avec le massif des Maures est envisageable. En effet, certaines roches magmatiques (complexe leptyno-amphibolitiques à 548Ma et metabasalte à  $747\pm 120$  Ma; Innocent et al., 2003; Rossi et al., 2009) et des séries détritiques anciennes (micaschistes de la Presque-île de Giens dans les Maures,  $874\pm 51$  Ma et  $584\pm 7$  Ma; Rossi et al., 2009) de ce massif présentent des âges similaires à ceux de ces zircons en tenant compte des fourchettes d'erreur.
- ❖ Les zircons enregistrant un événement autour de 120 Ma présentent aussi des âges autour de 190-210 Ma (zircons A11 et A24; Figure 23a). Sur ce dernier zircon, des âges plus anciens vers 270 et 300 Ma sont aussi documentés. Cette distribution d'âge pourrait correspondre à une source mise en place entre 280 et 300 Ma puis affectée ensuite par les événements thermiques, liés au Trias, à l'amincissement crustal dans un contexte de transtension précédent le rifting liasique de la Téthys (cf. Chapitre II) et à l'ouverture du Valaisan qui provoque la séparation de la Terrasse briançonnaise de la marge européenne au Crétacé inférieur (cf. Chapitre II). Par rapport aux autres grains ayant des âges plus vieux, ces zircons se caractérisent par des teneurs en Uranium plus élevées (Figure 24) ainsi que par une structure cristalline endommagée par les radiations (Figure 25). Il s'agit de zircons metamictes qui du fait de ces caractéristiques sont beaucoup plus sensibles à la perte de plomb (Cherniak et al., 1991; Mezger et Krogstad, 1997) et peuvent donc enregistrer des événements avec des conditions non extrêmes comme ceux décrits précédemment pour expliquer les âges jeunes. Toutes les sources envisagées ont été affectées par un amincissement crustal général dans le sud est de la France au Trias. Par contre, l'ouverture de la Téthys alpine se fait entre la Corse et la Sardaigne d'un côté et l'Afrique et l'Apulie de l'autre (Chapitre II). Selon les reconstructions (1 ou 2 océans), la Corse est soit en limite soit à l'intérieur du domaine briançonnais. De ce fait, même si l'ouverture du Valaisan était réduite (modèle à 1 océan), ce massif aurait pu être affecté par un événement thermique à cette période. Enfin, un événement magmatique très important à 280 Ma y est documenté. Pour ces différentes raisons, la Corse constitue le meilleur candidat parmi les sources envisagées pour expliquer la distribution des zircons A11 et A24.

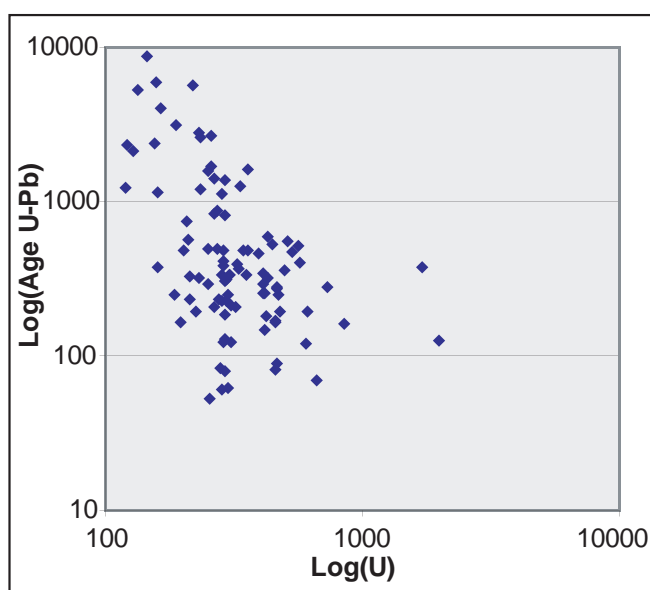


Figure 24: Liaison entre la concentration en U et les âges U-Pb mesurés. D'une manière générale, les zircons présentant les âges les plus jeunes sont riches en U.

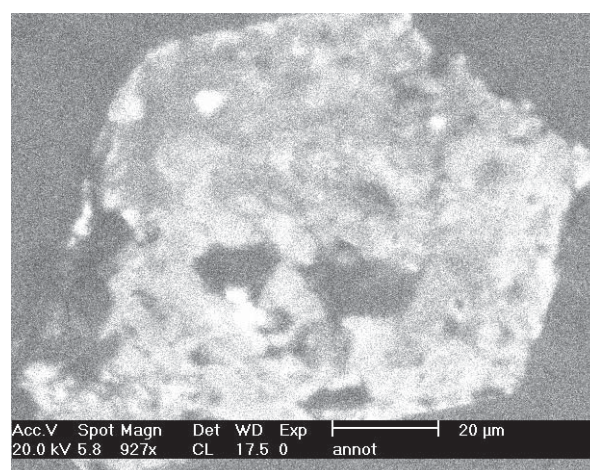


Figure 25: Zircon A6 vu en cathodoluminescence. Ce grain, très riche en Uranium (5292 ppm) a été fortement endommagé par les radiations. Il s'agit d'un zircon metamicté. Ce grain, daté à  $133\pm 6$ Ma, fait partie de ceux qui ont enregistré un âge jeune (probablement lié à un événement thermique lors de l'ouverture limitée ou non du domaine valaisan).

- ❖ Les zircons A7, A8, A12, A20 et A23 présentent des similarités dans leurs distributions (Figure 23a). Elles sont aussi proches de celles du groupe précédent. L'événement magmatique à 280Ma est mis en évidence dans A7 et A20 et l'événement thermique lié à l'effondrement de la chaîne hercynienne au cours du Trias dans A7, A8, A20 et A23. Le rifting et l'ouverture océanique de la Téthys au cours du Lias sont documentés dans les zircons A8, A20 et A23.

### Résultats de la datation U-Th/He sur zircons

Les résultats bruts des analyses U-Th/He menées sur 18 grains sont présentés en Annexe VI-7. Malgré un nombre limité d'échantillons étudiés, il est possible de faire quelques observations intéressantes.

Concernant tout d'abord la répartition des mesures, les âges U-Th/He s'étalent de 5,7 Ma pour le zircon A6 à 230,6 Ma pour le grain C7 (Figure 26). Néanmoins, la grande majorité des valeurs obtenues se concentre entre 35 et 91Ma avec notamment un pic à  $44.5 \pm 2.2$  Ma et peut être un autre vers  $72.9 \pm 3.3$  Ma (analyse Isoplot). Il faut des données complémentaires pour valider statistiquement l'existence de ce second pic.

Fréquence des âges U-Th/He mesurés dans les zircons détritiques des Grès d'Annot

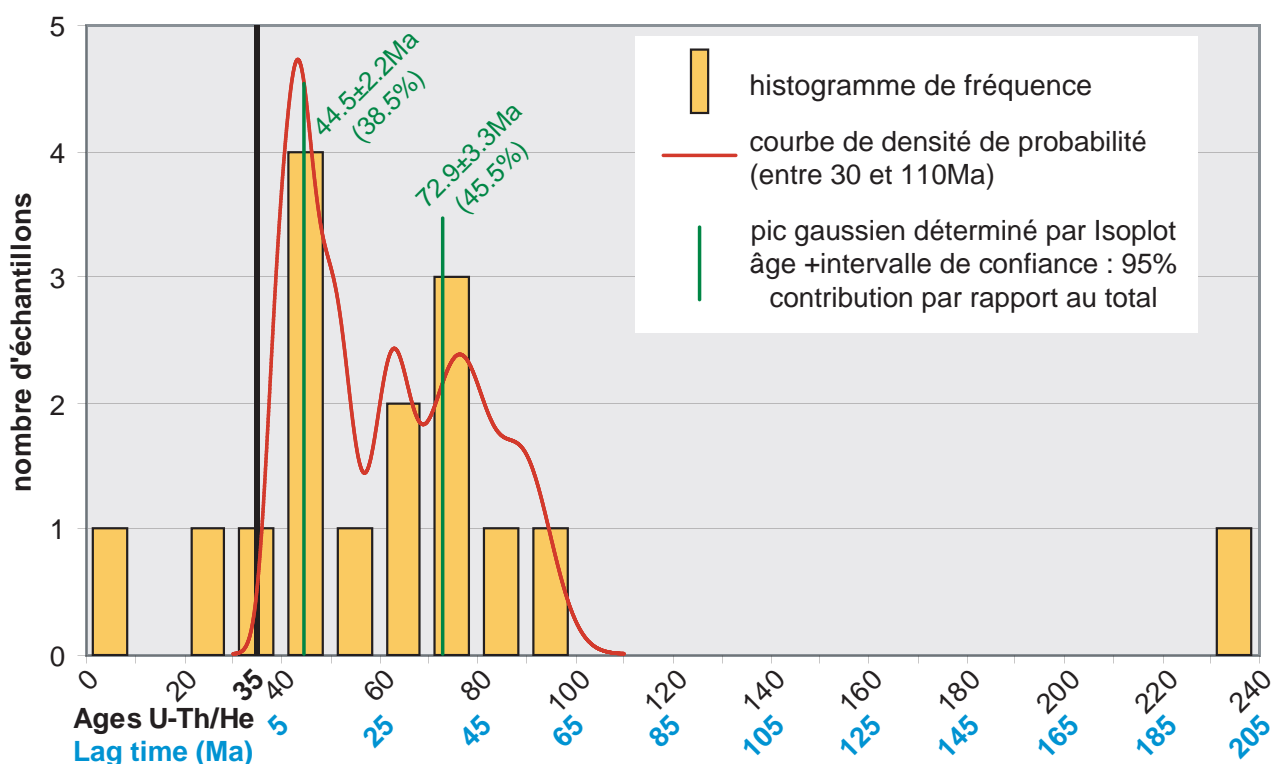


Figure 26: Graphe de fréquence des résultats de la datation U-Th/He sur zircon effectuée sur les Grès d'Annot du sous-bassin de Sanguinière. En abscisses sont représentés les âges U-Th/He et le lag time correspondant au temps écoulé entre le passage de l'isotherme de température de cloture et le moment du dépôt (ici 35 Ma).

Rappelons que le dépôt de la coulée de débris échantillonnée est daté à environ 35 Ma (zones P16 et NP19 ; du Fornel et al., 2004). Deux zircons, A6 et D5, présentent des âges plus jeunes, respectivement  $5,7 \pm 0,3$  et  $28,2 \pm 1,7$  Ma, ce qui est surprenant. Cependant dans le cas du grain A6, le thermochronomètre U-Th/He pourrait s'être remis à zéro suite à une augmentation de température lors de l'enfouissement par les nappes de l'Embrunais-Ubaye à l'Oligocène et daté en fait l'exhumation de Sanguinière parallèlement à celle des massifs cristallins externes à la limite Mio-Pliocène (trace de



fission apatite et zircon; Mansour, 1991; Mansour et al., 1992; Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002; Bigot-Cormier et al., 2000).

Pour les 16 autres valeurs, il est possible de calculer un « lag time » en soustrayant l'âge du dépôt aux âges U-Th/He (changement d'origine; axe des abscisses «lag time» de la Figure 26). Ce «lag time» correspond à la durée d'exhumation de la profondeur de l'isotherme 185°C (Température de clôture) jusqu'à la surface et au transport entre le massif source et le bassin sédimentaire. La répartition des âges U-Th/He avec deux pics à  $44.5 \pm 2.2$  Ma (lag time très court de moins de 10 Ma) et à  $72.9 \pm 3.3$  Ma (lag time d'environ 30 Ma) ainsi qu'un point à  $231 \pm 14$  Ma (lag time très long) indique soit (1) une provenance multiple liée à des reliefs plus ou moins vieux, ou illustre les variations d'exhumation d'une source unique au cours du temps. Il est important de noter que près de la moitié (cas 1) ou la totalité (cas 2) du matériel détritique se caractérise par un «lag time» très court et provient donc d'un relief jeune en pleine croissance. En considérant une provenance multiple et en supposant que les âges U-Th/He ne soient pas des âges apparents, la répartition suggère un maximum de trois types de massifs: (i) des massifs exhumés lors du rifting triasique (cf. Chapitre II) puis érodés (âge U-Th/He de  $231 \pm 14$  Ma), des reliefs créés à la fin du Crétacé supérieur (pic à  $72.9 \pm 3.3$  Ma) et les reliefs en pleine croissance lors de la sédimentation évoqués précédemment. A l'inverse, il est possible de considérer une source unique correspondant à un massif affecté par une exhumation précoce (âges très anciens) suivie d'une période de calme et plus récemment par une ou deux périodes d'exhumation importante; si les âges formant le pic à 73 Ma correspondent à des âges apparents (issus de zircons de la zone de rétention partielle), l'exhumation se fait seulement vers 45 Ma sinon vers 45 Ma et 73 Ma.

Alors que les données thermochronologiques des sources de type traces de fission (e.g. Mansour, 1991; Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002; Zarki-Jakni et al., 2004; Danišik et al., 2007) sont assez importantes, celles d'U-Th/He sur zircon sont quasiment absentes de la littérature. Néanmoins, il est possible d'utiliser les âges donnés par les traces de fission. Rappelons que la température de clôture du thermochronomètre U-Th/He sur zircon (entre 171°C et 196°C) est comprise entre les températures délimitant les zones de rétention partielle du zircon (220°C-320°C) et de l'apatite (60°C-120°C).

### Discussion et implications régionales

Les résultats préliminaires des doubles datations U-Pb et U-Th/He menées sur des zircons provenant du sous-bassin de Sanguinière peuvent être expliquées, sans exception, par une provenance méridionale constituée des massifs corso-sarde et des Maures-Tanneron. Les signatures de ces massifs en U-Pb sont assez semblables, même si, quelques particularités comme l'événement magmatique à 280 Ma en Corse, au cours de l'Ordovicien en Sardaigne et durant le Silurien dans les Maures-Tanneron, permettent de les distinguer. Ils sembleraient aussi que tous les massifs cristallins externes des Alpes, dont le Pelvoux et l'Argentera à proximité du sous-bassin étudié, partagent cette similitude. Néanmoins, ces massifs n'ont pas été considérés comme des sources, du fait de la direction globale, vers le NNW, des paléocourants enregistrées dans le bassin (e.g. Kuenen et al., 1957) et des évidences d'une exhumation tardive mio-pliocène de l'Argentera (Mansour, 1991; Bigot-Cormier, 2002; Bogdanoff et al., 2000). Par contre, les Grès d'Annot pourraient avoir été alimentés par un bassin détritique lui-même issu du démantèlement et de l'érosion des massifs corso-sarde et des Maures-Tanneron.

Nos datations suggèrent une contribution importante du nord de la Sardaigne et du sud de la Corse. A ce propos, il me semble intéressant de comparer les différentes reconstitutions géodynamiques. Dans les modèles à deux océans (e.g. Stampfli, Frysche, Rosembaum...), la Corse et la Sardaigne, séparées de la marge européenne par la connexion des océans Valaisan et Atlantique, se retrouvent de l'autre côté de la partie interne du prolongement oriental des Pyrénées à l'Eocène moyen. Inversement, dans les modèles à un seul océan, la Sardaigne, la Corse et le massif des Maures-Tanneron restent groupés. Cette dernière configuration, qui minimise la distance et le relief entre le bassin détritique et le bloc corso-sarce, est beaucoup plus favorable à l'alimentation du bassin des Grès d'Annot par ces massifs. Il faut aussi noter que dans la reconstitution de Stampfli, l'espace compris entre la Corse et la Provence à l'Eocène moyen et après l'ouverture du Golfe du Lyon, reste sensiblement le même, ce qui n'est pas sans poser problème.

Bien que peu nombreuses, les datations U-Th/He suggèrent deux résultats importants qui nécessitent tout de même des données supplémentaires pour être vérifiés. Tout d'abord, la remise à 0 de ce thermo-chronomètre dans un grain révèle un enfouissement très important lié aux nappes de l'Embrunais-Ubaye, ce qui est en accord avec les températures proches de 200°C estimées d'après des analyses pétrologiques dans le secteur de collecte (Labaume et al., 2008). Le deuxième résultat concerne l'exhumation de la partie méridionale de la Corse. Si les âges de 45 et 50 Ma des grains A18 et A20 sont bien liés à l'exhumation et non à une remise à zéro partielle du chronomètre et qu'ils proviennent du sud de la Corse, l'exhumation de cet endroit a commencé très précocement au Crétacé pour connaître une accélération brutale au cours de l'Yprésien-Lutétien.



## Chapitre VII

# Synthèse régionale: Initiation et évolution structurale du bassin d'avant pays du SE de la France

### Sommaire

---

Résumé présentation de l'article en préparation pour l'International Journal of Earth Sciences

Structural evolution of a wedge-top foreland basin, southern subalpine fold and thrust belt of SE France

Abstract

Introduction

Previous work: Stratigraphy

Structure of the Digne Fold and Thrust Belt and the Castellane Arc

Evidence for halokinesis

The Late Cretaceous problem

New Balanced cross-section

Timing of the Deformation and Paleogeographical Reconstruction of the Tertiary Annot Sandstone Basin

Structural heritage and palaeotopography of the Tertiary Annot Sandstone Basin

Structural controls during deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls

Structural controls during deposition of the Annot Sandstone

Post-Annot Sandstone deformations

Discussion

Inheritance linked with the Tethyan passive margin

Influence of the previous salt basin

New insights into the Late Cretaceous paleogeography and tectonics

Conclusions

---

*Les données de pendage et autres mesures structurales collectées au cours de ces travaux de thèse pour une étude régionale sont présentées en annexe VII.*

---



## Structural evolution of a wedge-top foreland basin, southern subalpine fold and thrust belt of SE France

Lise SALLES, Nancy Université, CRPG-CNRS, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France. mail : lsalles@crpg.cnrs-nancy.fr

Mary FORD, Nancy Université, CRPG-ENSG, 15 rue ND des Pauvres, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

Philippe JOSEPH, Geology-Geochemistry-Geophysics Direction, Institut Français du Pétrole, 228-232 Avenue Napoléon Bonaparte, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France

### Abstract

The Southern Subalpine Chains deform the stratigraphy of the Mesozoic Tethyan passive margin and thus illustrate the frequent superposition of compressive foreland orogenic systems on older passive margins. This paper focuses on the Tertiary alpine foreland basin infilled by the well-studied turbiditic Annot Sandstone and its deformed substratum. A detailed compilation of published stratigraphical studies, combined with new structural data and analyses, indicate a significant influence of the pre-existing evaporitic basin on the development of the fold-and-thrust belts. In contrast to previous studies, our new balanced cross-section across the southern Digne thrust sheet considers early salt movement in the passive margin and later salt tectonics to explain abrupt thickness variations and complex structures observed in the imbricate system front of the Digne thrust sheet. Even though its occurrence explains the early and synchronous development of alpine structures during Middle-Late Eocene times in the whole foreland basin, the influence of the Triassic salt decreases eastwards as the thickness of the passive margin sedimentary succession increases. The presence of Triassic salt has therefore significantly influenced the development of the wedge-top basin within which the upper Eocene-Oligocene Annot Sandstone was deposited. Our previous work in the Annot and Grand Coyer depocentres interpreted the stratal architecture in the turbidite-filled synclines as being the result of a rolling-hinge model. A 2D forward kinematic model demonstrated that at least synchronous or alternating activity on two detachments was necessary to produce such geometries. The presence of a multi-detachment system is supported by the superposition of different fold wavelengths in the eastern part of the Digne thrust sheet where the stratigraphy is thinner and marl-rich. The western and eastern parts of the cross section accommodated most of the 26 km shortening along the 80 km-long transect (total 32%). This definition of the structural framework and the deformation timing led to an alternative evolution for the Annot Sandstone wedge-top basin, which considers large and narrower synclinal depocentres linked by 3D connections evolving through time.

Keywords (4-6) Annot Sandstone, Early Alpine Foreland Basin, salt margin inversion, Upper Cretaceous deformation

## Introduction

Most orogenic fold and thrust belts deform older passive margins (e.g. Variscides, Oncken et al., 1999; Western Alps, Bernoulli et al., 1979, de Graciansky et al., 1989; Taiwan, Lee et al., 2002; Algeria, Yelles et al., 2009, Kherroubi et al., 2009). The influence and inversion of inherited extensional structures on the development of compressional systems has been widely described (e.g. McClay, 1989; McClay and Buchanan, 1992; Welbon and Butler, 1992; Butler et al., 2006). The mechanical stratigraphy varies along the passive margin, as thickness and facies evolution derive from tectonics and thermal subsidence.

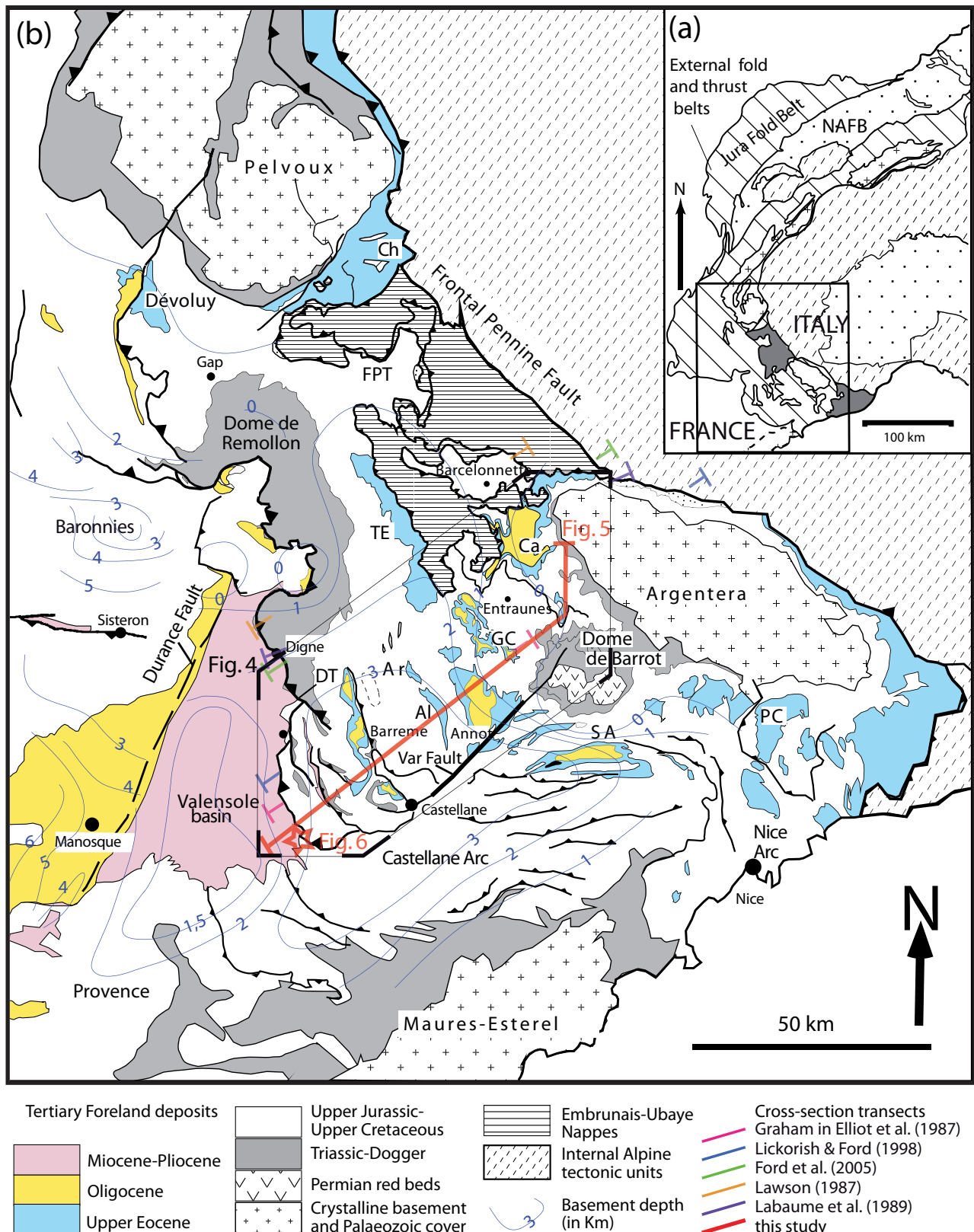
In the Southern Subalpine Chains of the Western Alps (Fig. 1; de Graciansky et al., 1989) the European Tethyan passive margin was deformed by SW to SSW directed alpine compression and, at the same time, subsided to form a Tertiary wedge-top foreland basin. Thickness and facies variations of the passive margin are well documented across the frontal Digne thrust sheet where they define three paleogeographical domains (BRGM, 1978; BRGM, 1981 and references herein; Debrand-Passard et al., 1984). Inverted normal faults and other features of the passive margin structure are proposed or defined by local studies (e.g. Estéron and Gourdan-Vial Faults in the Alpes Maritimes, de Graciansky et al., 1989; Var Fault, Delpech, 1988; Fig. 1) as well as by regional studies (e.g. Lickorish and Ford, 1998). The structural inheritance of the alpine foreland basin is not limited to extensional structures, as indicated by large thickness variations and deformation recorded in the Upper Cretaceous series immediately below the Tertiary basal unconformity (El Khôly, 1972; Kerckhove et al. 1978).

The principal objective of this study is to investigate, both in detail and at a regional scale, the influence of the stratigraphic and structural template on the development of an external orogenic system including its associated foreland basin.

This paper uses published stratigraphy and new structural field data to produce a balanced cross section across the southern Digne thrust sheet. This 80 km long SW-NE transect from the South Valensole Basin to the Tinée Valley (West of the Argentera Massif) is located south of previously published cross-sections (Elliott et al., 1985, Lawson, 1987, Lickorish and Ford, 1998, Ford et al., 2005). Particular care was taken to respect detailed stratigraphic thickness variations and to identify the role of inherited stratigraphic architecture and mechanical stratigraphy in particular the presence of evaporitic strata. Changing mechanical stratigraphy generates a lateral variation in structural style of the wedge-top basin that controlled the deposition of the Annot Sandstone. A structural framework of the turbidite-filled synclines and its evolution at various time from Late Eocene to Oligocene that integrates reactivation and inversion of inherited extensional structures and pre-alpine deformation is then proposed.

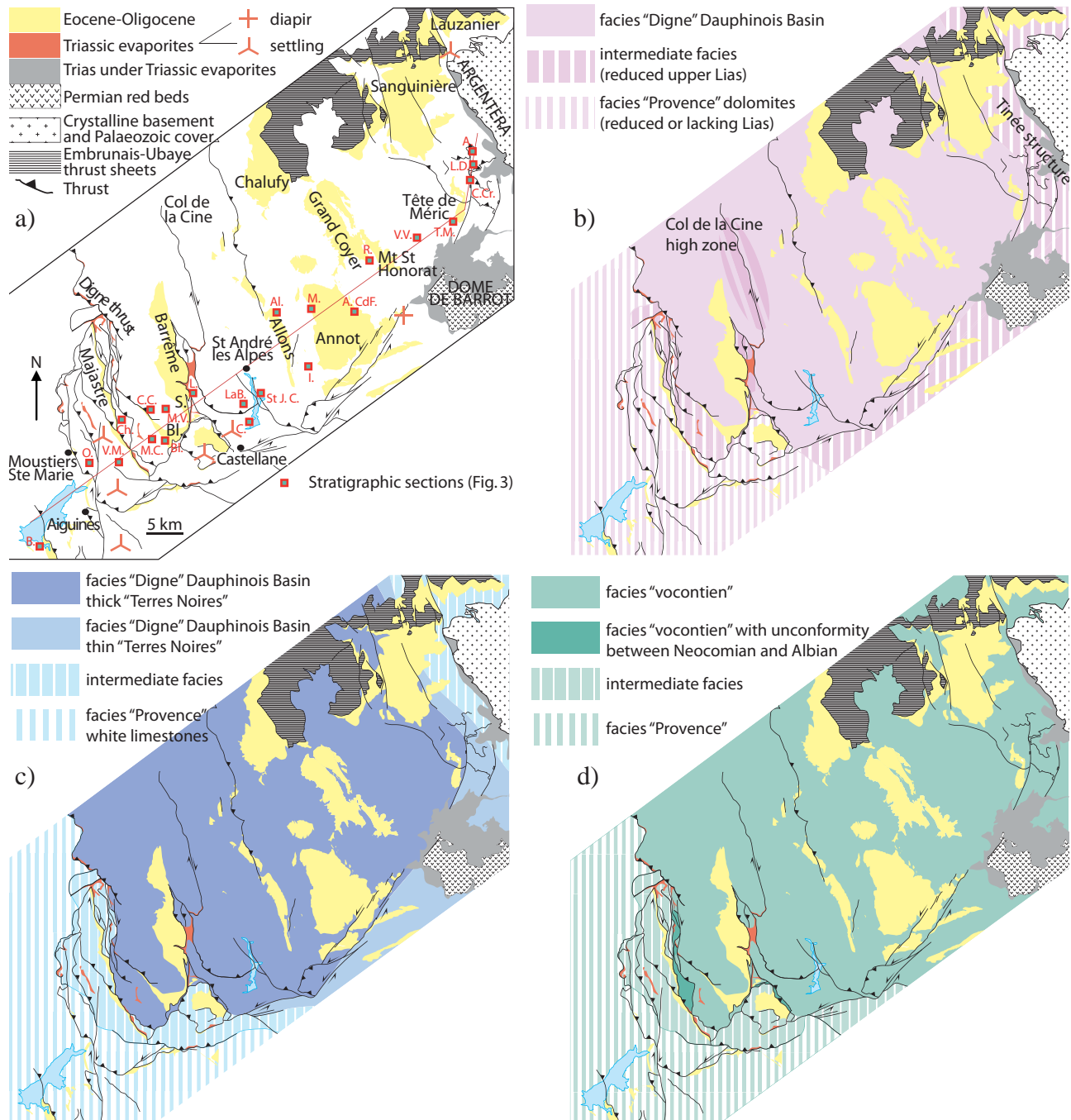
## Previous work: Stratigraphy

The stratigraphic succession of the Southern Subalpine Chains consists of Permian continental sediments lying unconformably above Variscan crystalline basement and overlaid by the Mesozoic Tethyan passive margin succession followed by the Tertiary Alpine foreland basin sequence. Variscan basement is exposed in the Pelvoux, Argentera and Maures-Esterel massifs (Fig.1). Under the Valensole Basin top of basement is estimated at between 1.5 and 2 km depth and at 3 km depth under the Digne thrust sheet using gravity data (Fig. 1; Ménard, 1979). The overlying Permian succession is particularly thick (>900 m) in Dome de Barrot (Fig.1) and along the west side of the Argentera Massif where normal faulting controlled deposition of aeolian, lacustrine and fluvial sediments interrupted by several volcanic events (Delteil et al., 2003; Vinchon, 1984).



**Figure 1:** a) Map of the principal tectonic units of the Western alpine arc. Abbreviation NAFB is Northern Alpine Foreland Basin. b) Simplified geological map of SE France showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin and the Digne thrust sheet. Abbreviations are as follows: Al, Allons; An, Annot; Ar, Argens; Ca, Cayolle; Ch, Champsaur; DT, Digne Thrust; FPT, Frontal Pennine Thrust; GC, Grand Coyer; PC, Peira Cava; SA, Saint Antonin; TE, Trois Evêchés. Basement depth is indicated by blue coloured lines and relative numbers are in km. Coloured straight lines indicate the transects of previously published cross-sections. The studied zone is boxed.

During the Triassic (Muschelkalk, Keuper), thick evaporites were deposited (see Annexe VII-3). While evaporitic facies are absent or very thin under the Valensole Basin, thickness estimates vary from 100 to 400 m inside the Digne thrust sheet (Fig. 2; Courel, 1984). A major alpine detachment occurs within this Triassic evaporitic succession.



**Figure 2** (for larger version see Annexe VII-4): a) Map of the studied area boxed in Figure 1, showing the outliers of the Tertiary Alpine foreland basin and evidences for halokinesis (diapir, accumulation at tectonic junction, settling related to dissolution; Goguel, 1984). Abbreviations of Tertiary outliers are as follows: Bl, Blioux and S, Senez. Composite sections presented in Figure 3 are located. Abbreviations are as follows: A., Auron; Al., Allons; A.CdF., Argenton Col du Fa; B., Bauduen; Bl., Blioux; C., Castillon; Ch., Chiran; C.C., Coulet de Calasse; C.Cr., Combe de Crous; I., Iscle; L., Lioux; LaB., La Beaume; L.D., Las Donnas; M., Méailles; M.C., Mourre de Chanier; M.V., Montagne de Vibres; O., Ourbes; R., La Reynière; StJ.C., St Julien Crénon; T.M., Tête de Méric; V.V., Vallée du Var. Maps of facies distribution across platform and basin of the passive margin during the (b) Liassic Dauphinois Basin, (c) Late Jurassic Vocontian Basin and (d) Cretaceous Vocontian Basin. Palinspatic restoration is not considered.



The overlying Jurassic-Cretaceous succession was deposited on the proximal European passive margin of the Tethys Ocean (Lemoine et al., 1986; de Graciansky et al. 1989). Rifting started in the Sinemurian (Loup, 1992; Borel, 1995; Stampfli et al., 2002) continuing until the Bajocian-Bathonian when ocean spreading began, as recorded by the oldest preserved Tethyan gabbros and radiolarites in alpine nappes (Bill et al., 1997; De Wever et al., 1987). This age also marks the onset of thermal subsidence on the passive margin (Bernoulli and Jenkyns, 1974; de Graciansky et al., 1989; Borel, 1997). Syn-rift and post-rift successions consist respectively of Lias-Upper Dogger and Upper Dogger-Cretaceous marine carbonates. Thickness and facies were controlled by block faulting on the passive margin (Fig. 2). Two major deep basinal areas developed during the Mesozoic, the Lower Jurassic Dauphinois basin and the Upper Jurassic – Early Cretaceous Vocontian basin. The main western Dauphinois basin lay between the Cévennes and Durance Faults (Fig. 1; “Bassin Subalpin” of Mouterde, 1984; Arnaud, 1988) but also continued east into the present day Digne thrust sheet. While thick marls and alternating marls and limestones were deposited in the Dauphinois basin from Toarcian to Oxfordian, the Provençal platform to the south was eroded down to the Rhetian. The second zone of high subsidence, the Vocontian basin, was initiated later in the Jurassic and was partially superimposed on the Dauphinois basin. This Vocontian basin is bounded by the Provençal (to the south and west) and Vercors (and north) carbonate platforms. From the Late Dogger to the Malm, a thick marl-rich succession (“Terres Noires”) was deposited in this basin, while sedimentation on the adjacent Provençal shelf was characterised by a succession of platformal facies, 5 to 10 times thinner. The “Terres Noires” facies is identified as a detachment level (Lawson, 1987). During the Early Cretaceous, sedimentation mainly consisted of alternating marls and limestones and evolved toward marl-rich facies during Albian-Cenomanian times. This level is also interpreted as a detachment level (Lawson, 1987; Lickorish and Ford, 1998; Apps et al., 2004). Figure 2 shows the location of the three main Mesozoic basinal domains in the studied area. Thickness and facies can also vary within these three zones of the passive margin (Fig. 3). These local changes are linked with structurally controlled highs, such as the Col de la Cine – Gevaudan zone (Fig. 2; Renaud, 1986; Beaudoin et al., 1986; Chabert-Pelline, 1996) or the Tinée structure (Fig. 2; Dardeau, 1984).

The Upper Cretaceous facies are not well preserved, as is the case elsewhere in the Alps. In the southern subalpine chains, they consist of marine limestones alternating with marls, whose summit mainly belongs to the Campanian, even if Maastrichtian ages are locally recorded to the southeast of the study area in the Alps Maritimes (Campredon and Porthault, 1971).

The Tertiary succession unconformably overlies a folded Mesozoic substratum, which on the Provençal platform, consists of Malm platformal limestones or Neocomian limestones, whereas further east, in the Annot, Grand Coyer and Sanguinière areas the Tertiary overlies deformed Santonian limestones and Campanian calcareous marls (BRGM, 1978; 1980). This major angular unconformity is interpreted to record the Pyrenean-Provençal orogeny (Flandrin, 1966; Siddans, 1979; Dewey et al., 1989). Alluvial deposits and marine conglomerates of the Poudingue d’Argens formation locally occur between the Cretaceous substratum and the Tertiary succession (Apps, 1987). During the Late Eocene and Early Oligocene, the “Nummulitic trilogy” (Boussac, 1912; Bodelle, 1971) was deposited in the Alpine foreland basin consisting of the transgressive Nummulitic Limestone (Sinclair et al., 1998), the deep-water Globigerina Marls and the turbiditic Annot Sandstone sourced from the south (Stanley, 1961).

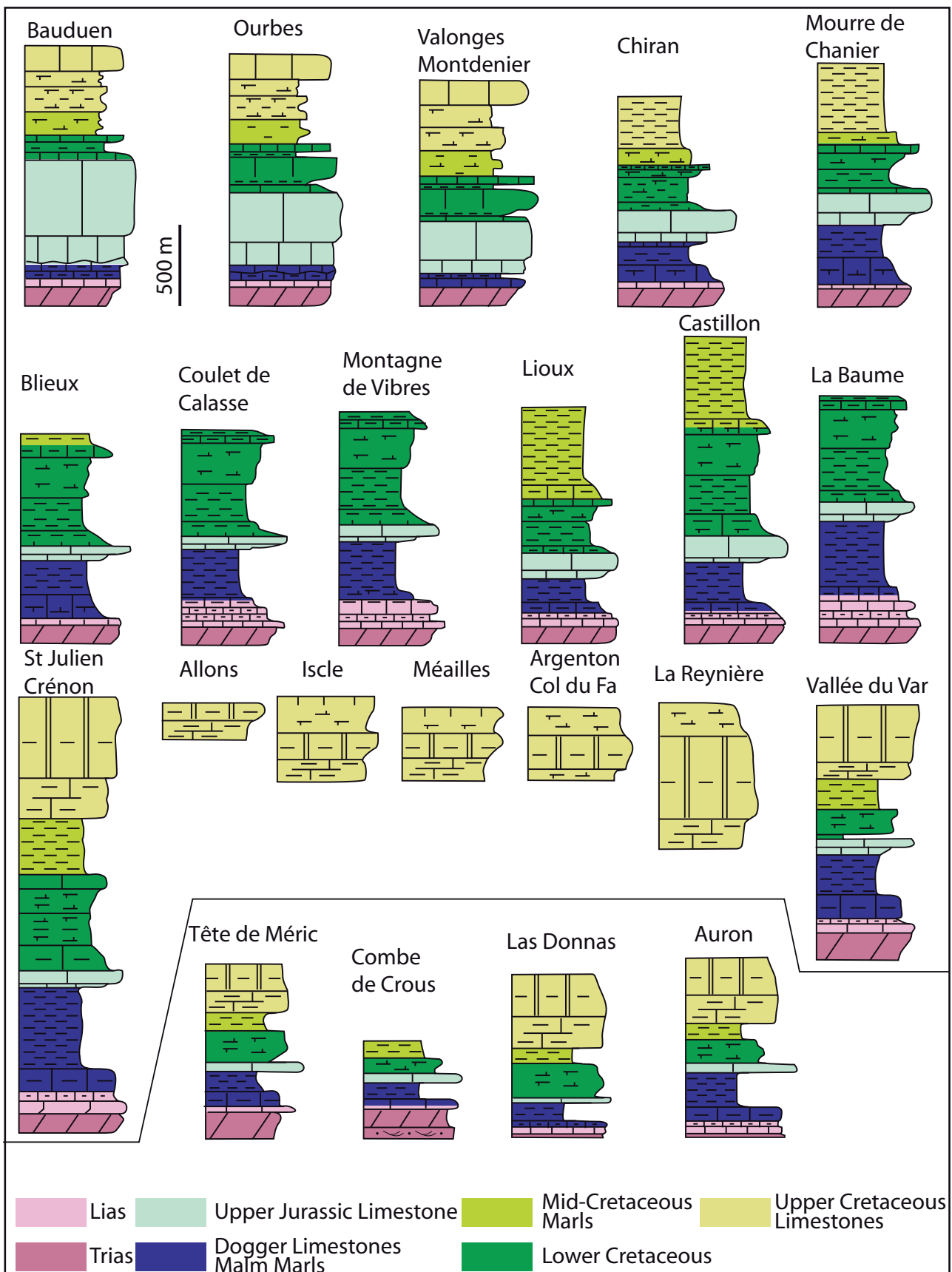


Figure 3: Detailed template of the Mesozoic passive margin stratigraphy. Composite sections, compiled from BRGM maps and El Khôly (1972) are presented from WSW to ENE. Locations are indicated in Figure 2. See also the stratigraphic template presented in Annexe VII-5.

## Structure of the Digne Fold and Thrust Belt and the Castellane Arc

SE France was deformed by two Tertiary orogenic events, Pyrenean-Provençal and Alpine. The E-W striking Pyrenean-Provençal orogen was created by the anticlockwise rotation of Iberia and its collision with Europe from Late Cretaceous (Biju-Duval et al., 1978; Olivet, 1996; Schettino and Scotese, 2002) to Paleocene (Tempier, 1987). E-W folds of this age have been identified in the Dévoluy, Baronnies and particularly in Provence (Fig. 1). In the Digne thrust sheet, large scale E-W folds occur in the Var valley near Entraunes (Lawson, 1987) and in the Barcelonnette window (Figs 1 and 4, Plan, 1968). These folds are as yet poorly documented; their exact age and geometrical relations with the later alpine event are problematic.

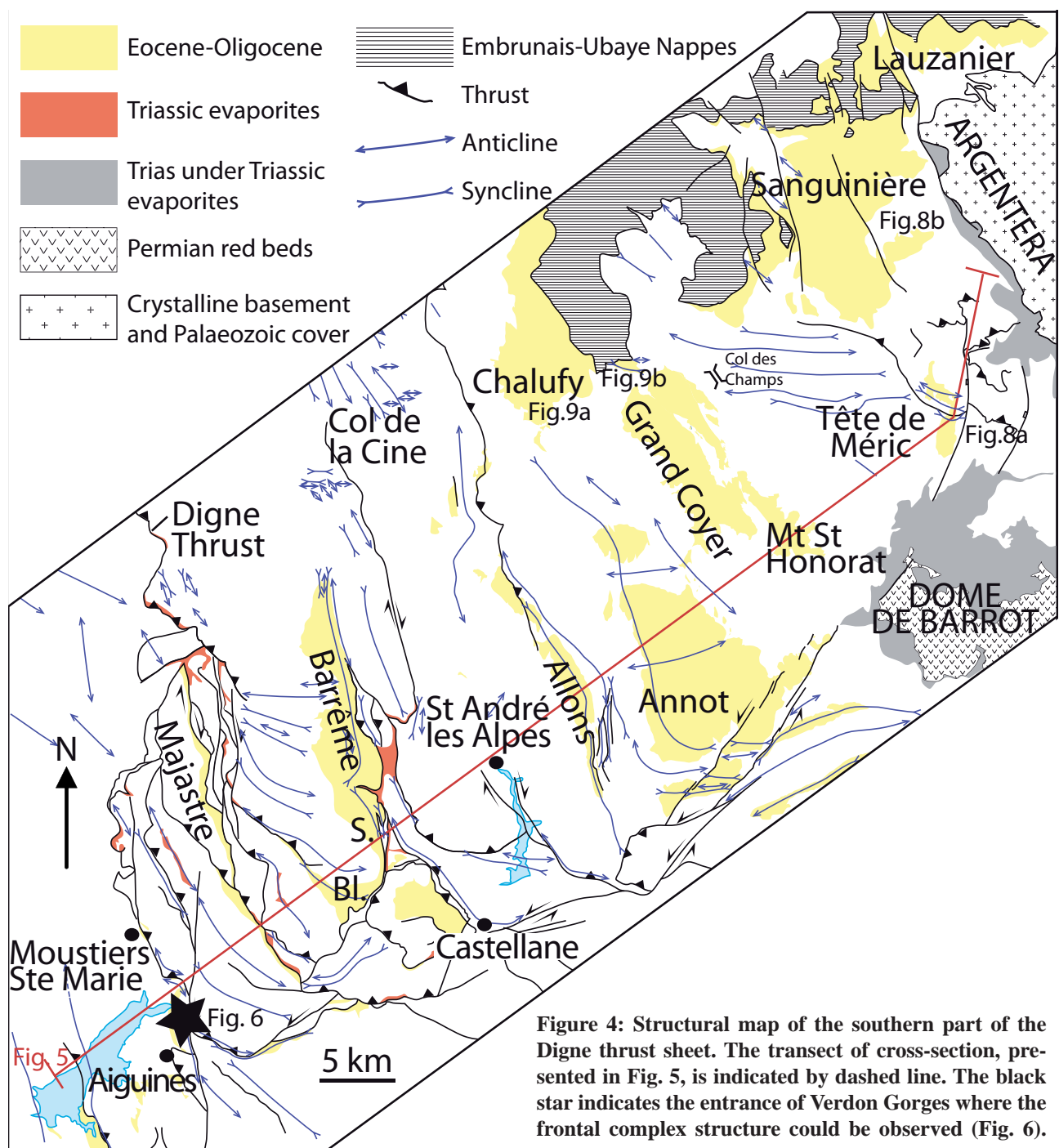


Figure 4: Structural map of the southern part of the Digne thrust sheet. The transect of cross-section, presented in Fig. 5, is indicated by dashed line. The black star indicates the entrance of Verdon Gorges where the frontal complex structure could be observed (Fig. 6).

From the Middle Eocene to the Quaternary, Alpine orogenesis caused moderate to gentle deformation across the external zones of SE France (Lickorish and Ford, 1998). Alpine structures strike E-W in the Castellane fold system and NNW-SSE in the Digne fold and thrust belt. Further east, they tend to trend NW-SE and even WNW-ESE (e.g. N140° axis for Sanguinière, Jean, 1985; N100° for Tête de Méric, versus N155-175° in Barrême and in Grand Coyer area; Fig. 1). This observation hassled to a change in our cross-section orientation to the East. SW-SSW shortening estimates in the Digne thrust belt vary from about 21-26 km (<24%) (Labaume et al., 1989; Lickorish and Ford, 1998; Ford et al., 2005) to 55 km (47%) (Lawson, 1987) and even 65 km (>50%) (Graham in Elliott et al., 1985). Previous sequentially restored cross-sections (Lickorish and Ford, 1998; Ford et al., 2005) indicate that one half of the total alpine shortening occurred in Late Eocene – Middle Oligocene during the early foredeep phase and the emplacement of the Embrunais-Ubaye thrust sheets. This deformation is detached at the Triassic evaporitic level. The emplacement of the Digne thrust sheet and frontal imbricates over the Valensole Basin, in association with late basement uplift phase, accounts for the second half of the total alpine shortening (Lickorish and Ford, 1998). In the studied area, crystalline basement and its local Palaeozoic cover are exposed in the Argentera Massif and the Permian red beds in the Dôme de Barrot. While the uplift of the Dôme de Barrot is badly constrained and controversial (early for Apps et al., 2004; refolded folds suggest a late uplift, J. Letouzey, pers. communication), exhumation and denudation history of the Argentera Massif is well known thanks to fission track thermochronology (Mansour, 1991; Mansour et al., 1992; Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002). Significant exhumation of the Argentera massif began at around 29 Ma (Mid-Oligocene), except for the NW region, where it started earlier (Late Cretaceous), as suggested by pre-Turonian erosion (Gidon, 1973) and zircon FT ages (Bigot-Cormier, 2002). Exhumation rate increased at around 22 Ma, in Early Miocene, (1.3 mm/yr; Bigot-Cormier, 2002) and at around 3.5 Ma, in Pliocene, (>1.1 mm/yr; Mansour, 1991; Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002), as indicated by relations between, respectively, zircon and apatite FT ages versus altitudes. The first pulse is interpreted as an erosional denudation and resulted from Miocene thrust tectonics. This period, in particular the Late Miocene, also corresponds to major folding and thrusting in the outer part of the Digne thrust sheet (e.g. emplacement of the thrust front and frontal imbricates over the Valensole Basin; Lickorish and Ford, 1998) and of the Castellane Arc (Laurent et al., 2000). Shortening linked with basement thrusting in the inner part of the Digne thrust sheet is therefore thought to have been transferred forward on the Triassic detachment to cause deformation in the outer part (Lickorish and Ford, 1998; Tricart, 2004). Transpressional tectonics along the internal-external arc boundary, which causes right-lateral movement along the Bersézio fault (Sturani, 1962; Vernet, 1965; Labaume et al., 1989) and thrusting of the NE part of the Argentera Massif onto the southern part, is thought to be responsible of the Pliocene second pulse (Tricart, 2004). This major basement thrusting, recorded by offset in the apatite FT ages on both sides of the thrust fault, occurred in association with out-of-sequence thrusting in the sedimentary cover, in particular the formation of the Nice Arc to the South (Laurent et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002).

Thermochronologic studies in the Argentera Massif and in the Annot Sandstone outliers also provide ranges for maximum burial of the basement and of the foreland succession below the Embrunais-Ubaye thrust sheets. Estimates of maximum burial for the crystalline Argentera massif vary from 8 to 10 km based on resetting of zircon and apatite FT systems (Bigot-Cormier, 2002; Bogdanoff et al., 2000). Conditions of alpine metamorphism described by Corsini et al. (2004) indicate a minimum value at around 14 km for the crystalline Argentera massif. Thermochronologic and petrographic analyses of the Annot Sandstone from the Annot outlier to the Pennine Fault (Labaume et al., 2008) suggest a palaeo-maximum temperature distribution and derived maximal



this SW-NE transect, from around 60°C in the Annot area (less than 2-2.5 km) up to around 200°C in its NE extremity (8-10 km).

The infill of the Tertiary Alpine foreland basin is nowadays preserved in isolated synclines of the Southern Subalpine Chains (Annot, Grand Coyer, Trois Evêchés, etc.; Figs 1 and 2).

### **Evidence for halokinesis**

The Southern Subalpine Chains overprints a Triassic evaporitic stratigraphic unit, which was exploited as a major detachment. In the outer part of the fold and thrust belt, mobilised and altered evaporitic facies, locally known as Cagneules occur widely as lenses along thrusts (Fig. 2). These facies can form important accumulations at thrust branch points and reactivated normal faults (e.g. Gevaudan, Castillon; Fig. 2). Salt diapirs or domes are very often associated with passive margin normal faults (e.g. Early to Middle Jurassic salt domes near the raised edge of the tilted block at Perron des Encombres east to the Alpine Belledone Massif restored by de Graciansky et al., 1989, figure 11; La Popa structure in Mexico, Giles and Lawton, 1999). Physical laboratory experiments reproduce such a localisation along the graben borders of salt diapirs or walls (e.g. Brun and Nalpas, 1996).

Salt diapirs and domes have been recognized in the Southern Subalpine Chains (see Annexe VII-3; Goguel, 1984). At Rocher de Hongrie, 10 km north of Sisteron (west of the Digne thrust, Fig. 1), early development of a salt diapir has been proposed to explain abrupt thickness variations and facies evolution in the Liassic succession (Mouterde et al., 1984). Another diapir occurs at Sausses village SW of the Dôme de Barrot (Fig. 1). A salt dome has been identified and well studied at depth below Manosque (Fig. 1; Goguel, 1984). Several collapse features resulting from dissolution are reported in SE France (e.g. north of Castellane, Camp des Fourches at the NW border of Argentera; Goguel, 1984). Salt tectonics was therefore given a major role in the construction and interpretation of our balanced cross section.

### **The Late Cretaceous problem**

In the eastern part of the studied area, very few studies have focused on the thick Late Cretaceous limestone succession because of poor accessibility. The dating, based on few biostratigraphic analyses, is therefore quite problematic, as illustrated by the disagreement on the assignment of the formation in the bounding zones of BRGM maps. The Late Cretaceous series of Fig. 3 is based on the stratigraphical sections and biostratigraphical dating by El Khôly (1972). Even though the thickness varies from 150 m to 1 km, all stages from Turonian to Campanian are recognized in complete sections (e.g. from 475 m at Gorges de St Pierre to less than 200 m at Encombrette on the two sides of the Col des Champs located on Fig. 4). This implies that thickness variations do not result from erosion but are real syn-sedimentary variations, probably tectonic in origin.

Deformation affecting the Late Cretaceous but predating the Late Eocene is reported in SE France. In the studied area, it corresponds to the E-W pyrenean-provençal folds described in the Var Valley near Entraunes (Fig. 4; Kerckhove et al., 1978; Lawson, 1987). More regionally, pre-Turonian folding occurs in the Baronnies and in particular in Dévoluy (Lory, 1895; Mercier, 1958; Kerckhove, 1969; Kerckhove et al., 1978; Ford, 1996). However, the origin of these compressive structures remains controversial. Classically, it was interpreted as a manifestation of the eoalpine event in the Western Alps (Glangeaud and d'Albissin, 1958; Debelmas and Kerckhove, 1980). Dévoluy folds were also considered as created in a NE-SW sinistral transpressive system (Ford, 1996), which affected the European passive margin from the mid-Cretaceous during early Pyrenean orogenesis (Vialon, 1974; Lacombe and Jolivet, 2005). Finally, Michard et al. (1986) argue for a major south directed gravity-driven collapse event on the Tethyan passive margin.

## New Balanced cross-section

The transect cuts through the Tertiary outliers of Majastre, Blieux, Sénez (southernmost part of the Barrême syncline), Allons, Annot, Mont-St-Honorat and Tête de Méric (Figs 1 and 4). The overall structural style changes from control by a single major detachment in Triassic evaporites in the west to a multi-detachment system to the east. The Albian-Cenomanian Marls act as a regionally significant detachment east of the Allons syncline and the «Terres Noires» facies are exploited east of the Var valley (Figs 4 and 5). These detachments ramp down into the main Triassic detachment level. Major ramps between detachment levels are located below the Grand Coyer area and the Las Donnas summit, west of the Tinée Valley (Figs 4 and 5). The basement is faulted but Triassic evaporites decouple its deformation from folding and thrusting of the overlying sedimentary cover. The main structures represented on the cross section are described from west to east.

In the Valensole Basin, the cross-section shows two gentle anticlines, buried by Mio-Pliocene strata. These folds correspond to the southward periclinal terminations of the anticline bounding to the east the Bauduen Syncline and the Aiguines Anticline (Fig. 5). The depth of the base of the Tertiary succession in this part of the Valensole Basin is based on estimations from geophysical surveys indicated on the Moustiers-Ste-Marie map (BRGM, 1978).

The profile crosses the frontal part of the Digne thrust sheet south of Moustiers-Ste-Marie. The 10-km-wide frontal imbricate system of Moustiers-Ste-Marie (Moustiers, Montdenier-Barbin, Chiran and Hauteur-Mourre de Chanier imbricates; BRGM, 1978) affects the relatively thin Mesozoic “intermediate facies” above a major detachment level in Triassic evaporites. This stratigraphy includes the characteristic 500-m-thick “White Limestones” facies (Late Kimmeridgian to Berriasian) (Bauduen composite section, Fig. 3). The complex structure of the thrust front (A, Moustiers structure, Fig.5) is illustrated by a photographic panel (Fig. 6b) at the entrance to the Verdon Gorges (WSW of Aiguines; Fig.4), which lie just south of the section line. The “White Limestone” cliffs outcrop three times, due to two superimposed anticlines, the upper anticline being upright to overturned to the west (Fig. 6). We adapt the model of Sans and Vergés (1995) to show how a fish-tail structure could continue to evolve to give the observed geometry (Fig. 6c; Sans and Vergés, 1995). Typically, fish-tail structures develop above salt layers and are often located in areas of salt thickness variation as shown in the model for the Verdon Gorges area (Fig. 6c).

On the western limb of the Majastre syncline, bedding is steep (on section line) to overturned to the east (north of the transect). The doubling of Cenomanian marls on this fold limb argues for another fish-tail geometry that exploits these marls as the upper detachment level (Fig. 5).

The two anticlines located between the Majastre and Sénez synclines (B and C, Fig. 5) present box-fold geometries with steep to overturned eastern limbs. Stratigraphic thicknesses require that these are salt-cored anticlines, as also suggested by their doubly vergent geometries (Wiltshko and Chapple, 1977; Davis and Engelder, 1985; Letouzey et al., 1995; Sans and Vergés, 1995). The Mesozoic stratigraphy changes across these anticlines. In particular, the “Terres Noires” facies thickens eastward (see corresponding composite sections in Fig. 3). The Liassic succession becomes five times thicker just east of the Blieux syncline (see corresponding composite sections in Fig. 3). These abrupt thickness changes imply that these anticlines and associated thrust developed on paleo-normal faults, which controlled Jurassic sedimentation. When traced south (Fig.1) the Digne thrust dies out as displacement is transferred onto the imbricate zone, and it cuts our cross section on the eastern limb of the Blieux syncline (C on Fig. 5). This fold limb corresponds to the paleogeographic limit between the Vocontian and intermediate facies domains (Fig. 3) implying that the Digne thrust corresponds to a major reactivated normal fault.

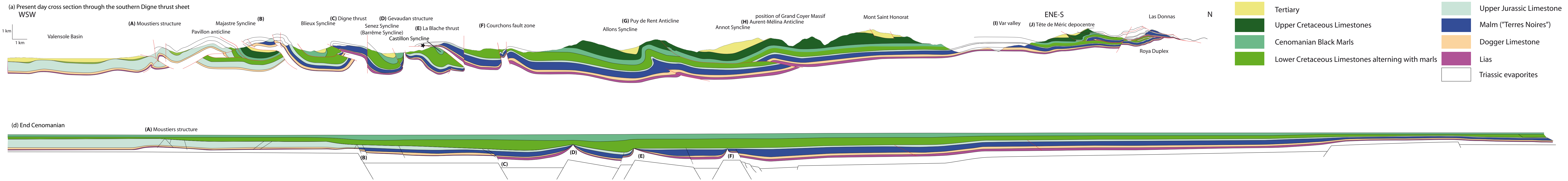


Figure 5: Balanced and sequentially restored cross-section through the southern part of the Digne thrust sheet from the Valensole basin to the Argentera Massif. (a) Present-day section; (b) Complete restoration to the end of the Cenomanian Black Marls showing the Tethyan passive margin before alpine compression. Note the early salt movement.



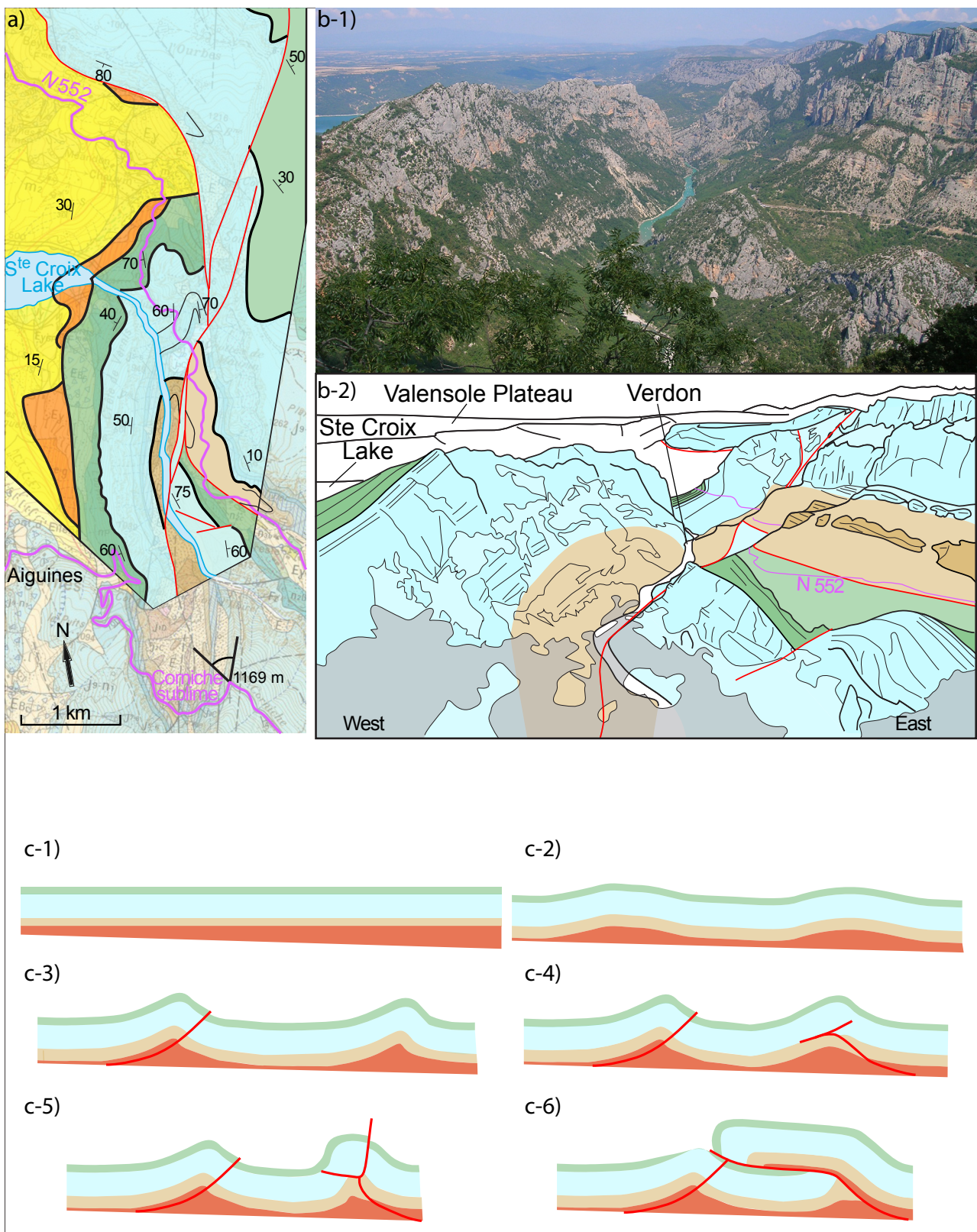


Figure 6: (a) Simplified geological map of the entrance of the Verdon Canyon in the moustiers-Ste-Marie area (location is indicated by a black star in Figure 5). (b-1) Photographic panel of the frontal structure viewed northward from Corniche Sublime (located in a). (b-2) Interpretation of the photographic panel. (c) Evolution of the Digne thrust front developed above salt.



The eastern limb of the WSW-verging Senez syncline is cut by the Gevaudan structure (D on Fig. 5), which is a major N-S trending fault zone, forming a corridor up to 3 - 4 km wide incorporating lenses of remobilised evaporite (gypsum), Liassic and Hauterivian to Cenomanian sedimentary rocks. To the north of the cross section an important accumulation of Triassic gypsum occurs at Gevaudan along the fault line, which is here interpreted as indicating the presence of a Triassic diapir. In the “Les Pointus” area (just NNE of the road crossing D21-N85), the Albo-Cenomanian Marls are directly in contact with a lens of Liassic limestone at the western border of the Gevaudan evaporite corridor. Rock lenses might correspond to the plug of sediments located just above a rising diapir. On our cross section we interpret these observations as indicating the presence of a long lived Triassic diapir that incorporates many lenses of surrounding rocks and which may have been sealed by the Albo-Cenomanian marls. The abrupt thinning of the Vocontian trough succession in this area is interpreted as due to the continuous growth of this diapir, which was transpressively deformed during alpine shortening.

The westward prolongation of the “La Blache” thrust sheet (E on Fig. 5) is constrained by the presence of a Liassic tectonic klippe (star on Fig. 5) overlying Neocomian strata of the Castillon syncline. Significant outcrops of remobilised evaporitic rocks are found along the La Blache thrust, indicating that the Triassic evaporites acted as a major detachment as shown on Figure 5. On the lower eastern limb of the Castillon syncline, thickness variations in the Lias to Dogger sediments reveal a paleo normal fault (Fig. 5).

The Courchons fault zone (F on Fig. 5) is associated with major abrupt variations in stratigraphic thicknesses. Present-day right-lateral strike-slip faults limit a very deformed zone affecting a reduced stratigraphic succession, suggesting that this zone correspond to a reactivated horst.

The thickest and deepest water succession of the Vocontian trough is exposed just east of Courchons as shown in the synthetic St Julien Crénon section (Fig. 3). No sediments older than Turonian outcrop across 25 km of the section from west of Allons to east of Mont St Honorat (F to I, on Fig. 5). A complete section is again exposed in the Var Valley (Fig. 3). The central part of the cross section therefore represents the deepest part of the Vocontian trough and is affected by gentle to open asymmetrical SW verging folds with largest wavelengths between 10 and 15 km. Fold evolution is illustrated by a detailed study of the Annot syncline presented in Salles et al. (in revision) Annot Sandstone growth strata record fold growth which can be reproduced by modelling two fault-propagation anticlines (Puy de Rent and Méлина) that grew alternately and sometimes coevally on either side of the syncline. To explain the observed westward synclinal hinge migration, Salles et al. (in revision) propose that the eastern anticline (Méлина) evolved into a fault-bend fold that exploited the Cenomanian Marls as an upper detachment level.

East of the Var Valley (I on Fig. 5), in the Tinée region, the Mesozoic succession remains thin, around 1 km-thick. The orientation of the cross-section changes from SW-NE to SSW-NNE following variation of the structural trend (fold axis at around N120°). This strange orientation could result from tilting of fold axes due to the late uplift of the Dôme de Barrot. Below and east of Tête de Méric (J on Fig. 5) the structural style is totally different and is characterized by several thrust sheets with secondary folding. A duplex (Roya duplex) accommodates 1 km of shortening between the top of the Malm “Terres Noires” and the base of the Cenomanian Marls in the vicinity of the Roya hamlet.

In other localities the summit of the Cenomanian Marls are very deformed within a 10-15 m thick shear zone. The Tinée thrust below this Neocomian imbricate accounts for 5.5-6 km of shortening.

The present-day west-dipping detachment in the Triassic evaporitic level results from the late uplift of the Argentera Massif. Thermochronologic studies presented previously (Bogdanoff et al., 2000; Bigot-Cormier, 2002; Labaume et al., 2008) constrain maximal burial linked with the Embrunais-Ubaye thrust sheets and so provide a configuration with an east-dipping detachment (roughly about 2-3° taking into account structural restoration) at deformation time.

The total shortening along this transect is 26 km, which corresponds to 33% of the entire cross-section. This value lies between results derived from previous reconstructions (65 km Graham in Elliott et al., 1985; 21.5 km Lickorish and Ford, 1998; 25 km Ford et al., 2005; 55 km Lawson, 1987). It has to be noticed that Graham's and Lawson's sections and our own do not reach the frontal Pennine Fault. This different estimate of total shortening is mainly due to use or not of a constant stratigraphic thickness. While Graham in Elliott et al. (1985) proposes a significant stratigraphic repetition above the basement in the frontal part of the Digne thrust sheet, the shortening is considerably reduced in cross-section by Lickorish and Ford (1998), as they consider a single thrust sheet with a more accurate stratigraphy above a basement uplift. Our result is based on a very detailed stratigraphy with thickness and facies variations and so is more in line with Lickorish and Ford (1998) or Ford et al. (2005) estimates. However, our estimate of total shortening is higher, because our section takes into account the salt tectonics in the outer part of the Digne thrust sheet and the imbricate stacks at Roya hamlet in the east.

The amount of shortening is not constant along the transect. Most of deformation is concentrated in the frontal and outer structures of the Digne thrust sheet in the west and, to the east, on the Tinée thrust and Roya duplex. The shortening in the section from Valensole to the Digne thrust sheet is 14 km (6.25 km in Lickorish and Ford, 1998). Ford et al. (2005) estimate a 19 km displacement on the Digne thrust, which is in line with the minimum value of 15 km proposed by Lawson (1987). Along our section, the Roya Duplex and the Tinée thrust accounts for 5.5 to 6 km shortening. This result is in line with the 5.5 km displacement on the Tinée Thrust proposed by Lickorish and Ford (1998).

### **Timing of the Deformation and Paleogeographical Reconstruction of the Tertiary Annot Sandstone Basin**

The Tertiary foreland basin in SE France resulted from the NW advance of the Apulian indenter over the European passive margin (Lickorish et al., 2002) In Late Eocene to early Oligocene times, this basin and the Northern Alpine Foreland were connected and evolved similarly (Sinclair, 1997; Ford et al., 1999). This early stage of the foreland basin (underfilled flexural basin) was characterized by deposition of a deepening upward succession, recognized all around the alpine arc (North Helvetic Flysch Group in Switzerland, Matter et al., 1980; the "Flysch subalpins" in the Northern Subalpine Chains, Pairis et al., 1984; Nummulitic Trilogy in Southern Subalpine Chains, Boussac, 1912, Bodelle, 1971; Sinclair, 1997). These stratigraphic successions consist of the transgressive Nummulitic Limestone, the deep-water Globigerina Marls and overlying turbiditic formation, known in SE France as the Annot Sandstone in the studied area and as the Champsaur Sandstone along the southern border of the Pelvoux Massif. Reconstructions of the Nummulitic Limestone transgression (Sinclair, 1997; Ford et al., 1999) and biostratigraphic dating within these foreland successions (e.g.

for the SE France; Campredon, 1977; Callec, 2001; du Fornel, 2003) demonstrates the NW migration of the flexural basin at various times from mid to late Eocene. The uplift of the Corsica-Sardinia block to the SW in Eocene times provided clastic sediments (Annot Sandstone turbidites) and restricted the flexural basin in SE France.

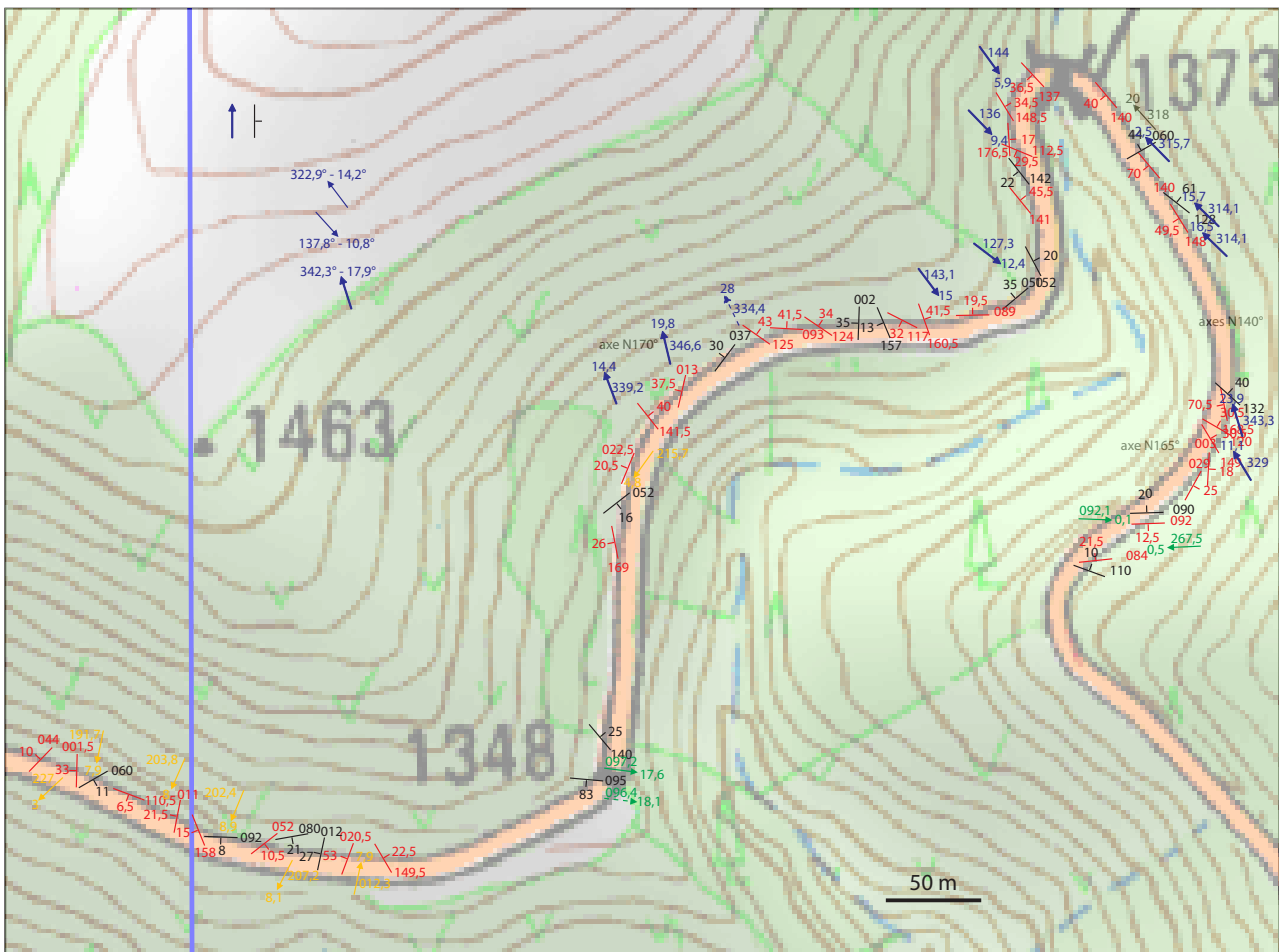
From Oligocene times onward, the frontal Northern Alpine Foreland Basin and the foreland system in SE France were geodynamically decoupled by a NW-SE oriented strike-slip system along the western edge of the orogenic Alpine wedge, which led to a different evolution in the two areas (Lickorish et al., 2002). While flexure continued to migrated NW in the Northern Alpine Foreland Basin ahead of the NW migrating orogenic wedge, it stopped in SE France, which became an abandoned sidewall with predominantly fluvial sedimentation confined to small active thrust-sheet-top basins (e.g. Barrême syncline; Callec, 2001). In the early Rupelian, the Embrunais-Ubaye nappes were emplaced by gravitational gliding over the foreland basin of SE France (Kerckhove, 1969; Butler et al., 1986; Ford et al., 1999). The olistostromic Schistes à Blocs at the base of the nappes are interpreted to indicate an emplacement below sea level (Kerckhove, 1969; Merle and Brun, 1984). Later marine sedimentation in SE France was restricted to the Manosque half-graben during Aquitanian and then to the Valensole basin. Early and Mid Miocene marine and marginal marine facies are found along the eastern and northern margins of this basin and at Majastres (Crumeyrolle et al., 1991). Deformation became more important at that time as shown by the spectacular growth geometries of the Vélodrome near Digne (Gidon and Pairis, 1992) and by gentle WNW-ESE to NNW-SSE trending folds in the centre of the basin, interpreted as developing above reactivated Pyrenean-Provençal structures (Gigot et al., 1974.).

In the late Miocene and Pliocene, reactivation of the Digne thrust sheet in association with basement uplift of the Pelvoux and Argentera Massifs provided conglomeratic and sandy material to the Valensole Basin (Evans, 1987).

While precise evolution at various times during the Late Eocene to present is known for the western part of the studied area (frontal imbricates, Valensole-Majastres basin and Barrême syncline; Lickorish and Ford, 1998), deformation timing and structural inheritance of the early foreland basin remains quite unconstrained. Isolated remnants of this basin, named “Annot Sandstone Basin” in the following, are preserved within the NNE-SSW trending synclines of the Digne fold and thrust belt, developed from late Eocene to Pliocene times and characterized by a Triassic evaporitic detachment (Goguel, 1963; Lemoine, 1973; Siddans, 1979; Fry, 1989). The aim of our cross-section and of our structural reconstruction is to highlight the importance of pre-nummulitic deformation, which was previously underestimated and to characterize the structural evolution of the Annot Sandstone Basin (orientation and relative timing). New structural data were collected into the Upper Cretaceous series between the Annot Sandstone Basin outliers (Annot, Grand Coyer, Chalufy, Sanguinière and Tête de Méric) to reconstruct a structural template onto which this basin developed. Timing of the deformation of this basin was constrained by precise structural analysis of growth strata geometries observed in the Nummulitic Trilogy combined with available biostratigraphic dating within the Globigerina Marls and the Annot Sandstone, and the stratigraphic correlations proposed by du Fornel et al. (2004). Main results are summarized below and incorporated in new paleogeographic reconstructions.

**Structural heritage and palaeotopography of the Tertiary Annot Sandstone Basin**

Folds and unconformities within and above the Upper Cretaceous sediments were studied to define Late Cretaceous - Middle Eocene deformation and to constrain structural controls on palaeotopographic trends. These Upper Cretaceous series are not homogeneously deformed through the whole studied area. While km-wide zones present tabular subhorizontal bedding (e.g. Aurent sector), other outcrops concentrate deformation (e.g. intersecting folds with wavelength of 1 to 10 m; kink-folded sediments). As an example, Figure 7 presents a series of superimposed mesoscopic folds in a 1 km<sup>2</sup> area located in the hinge zone of the NNW-SSE trending Puy de Rent anticline, between Allons and Annot syncline (Fig. 4). Three main axial orientations were distinguished in this location, NNW-SSE, E-W and ENE-WSW. But what regional significance and relative timing for these folds?



**Figure 7: Map of superimposed mesoscopic fold axis between Annot and Allons depocentres, showing the complexe deformation recorded by late Cretaceous strata. Arrows represent fold axis. Four groups (different colours) can be identified. Blue folds could derived from the SW-verging alpine folding. Regional E-W folds, which occur in Entraunes area, can explained the green group. E-W folding also happened late to the Annot Sandstone deposition (Salles et al., in revision) The orange group is linked with faults and correspond to local deformation.**

Two unconformities have been identified which constrains timing of deformation. The early one lies at the base of the Turonian facies and truncates mesoscopic folds in the underlying late Cenomanian strata. It has been observed in the Demandols Valley and probably also exists in the Tête de Méric area (Fig. 8). The second unconformity, located at the base of the Tertiary succession, affects E-W to ENE-WSW mesoscopic folds in the Upper Cretaceous series. Folds erosively truncated by this unconformity can be observed in the Mal Ubac area, south of Chalufy (Fig. 9a), below the



Fort de France at Colmars les Alpes (Fig. 9b) and on the cliffs below Tête de Méric (Fig. 8a). It is important to note that the Tertiary unconformity is a marked erosive surface that shows no evidence of tectonic movement. Identification of these two unconformities suggests that the Upper Cretaceous strata recorded at least two folding events predating deposition of the foreland basin succession: (1) pre-Turonian and (2) pre-nummulitic (Late Eocene) which can be attributed to the Middle Eocene Pyrenean-Provençal event.

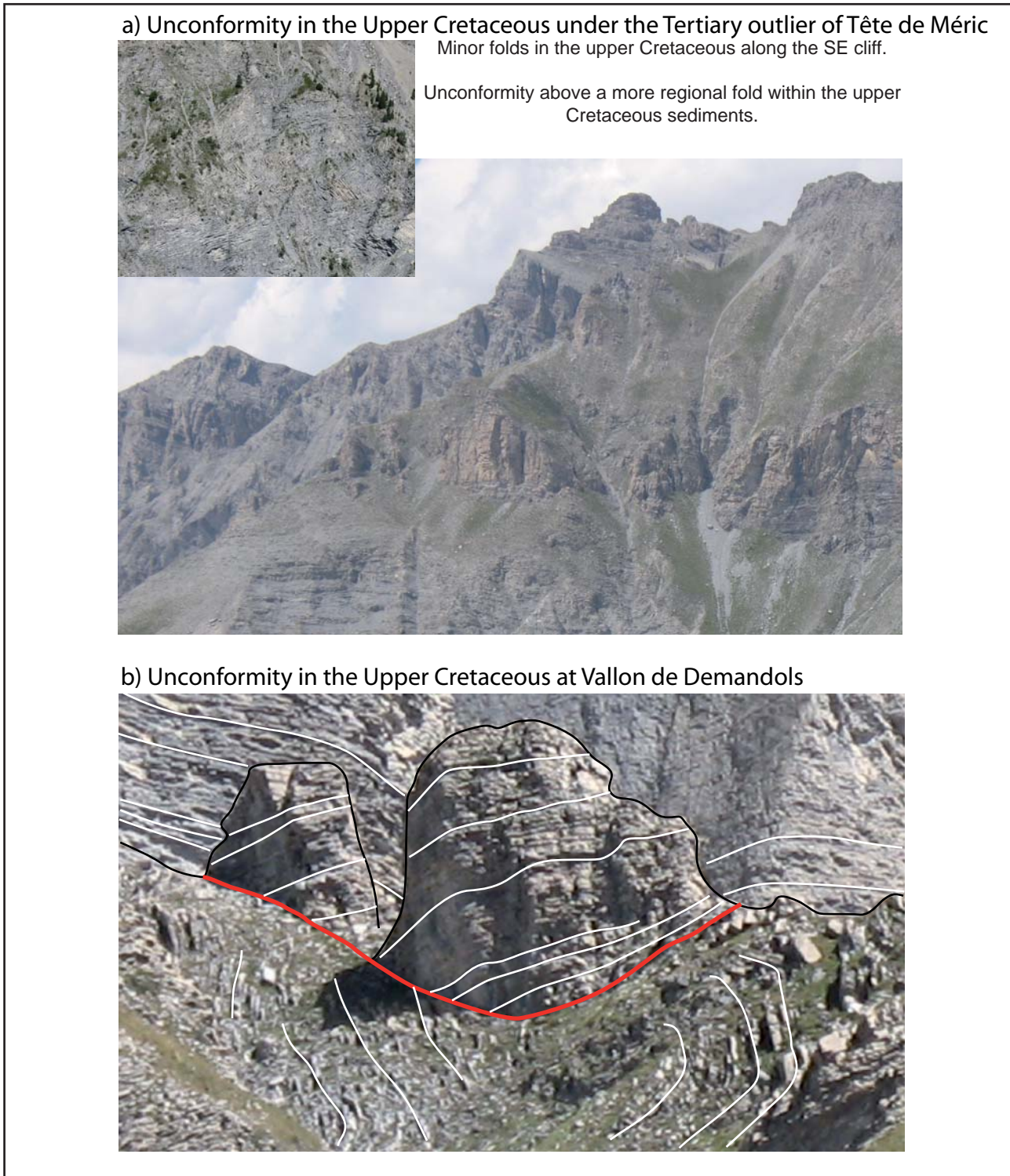


Figure 8: Internally deformed Upper Cretaceous (a) Tête de Méric (b) Vallon de Demandols



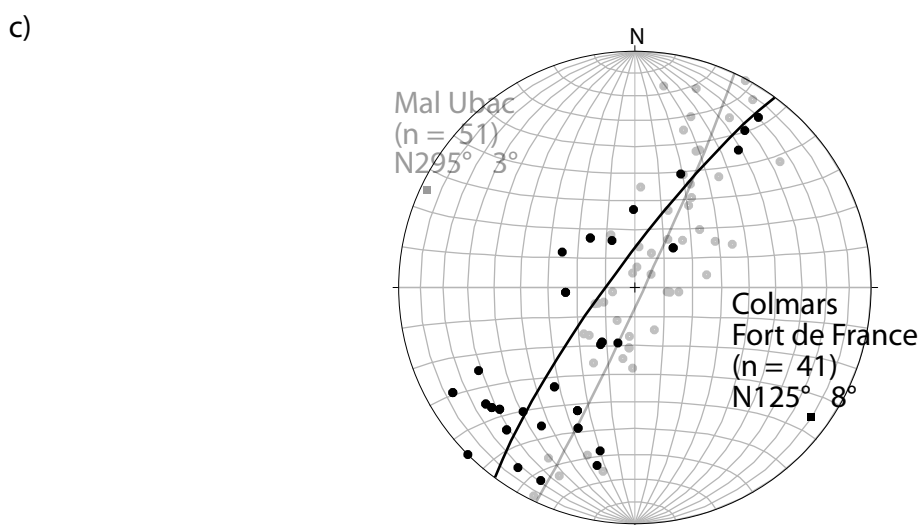
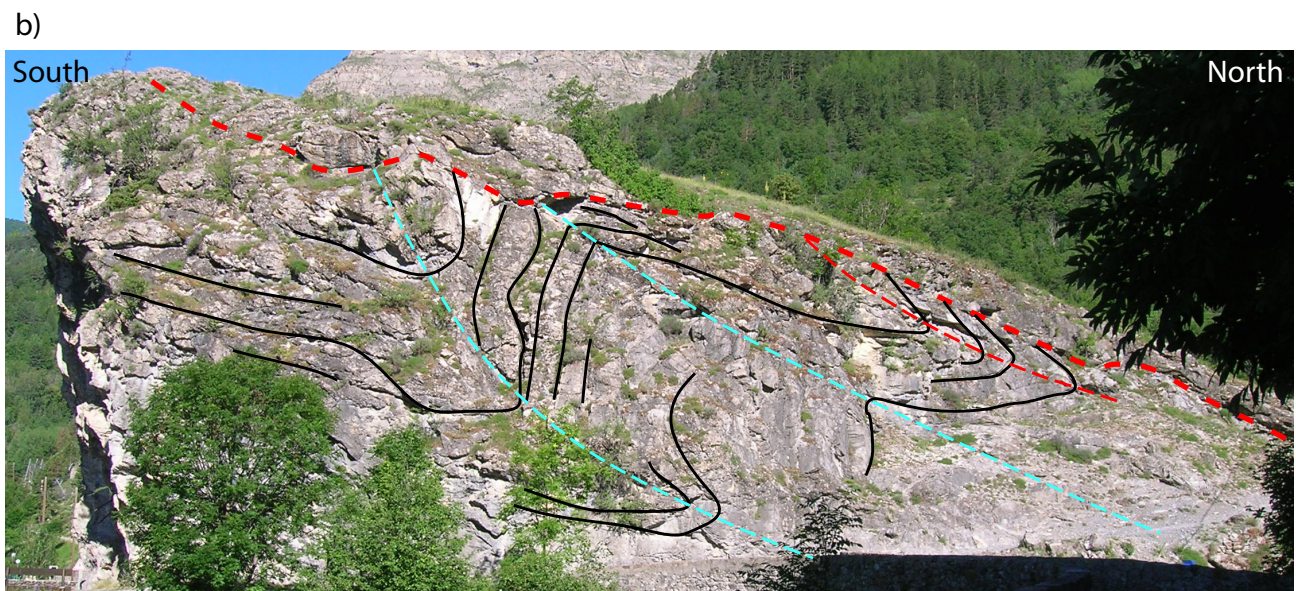
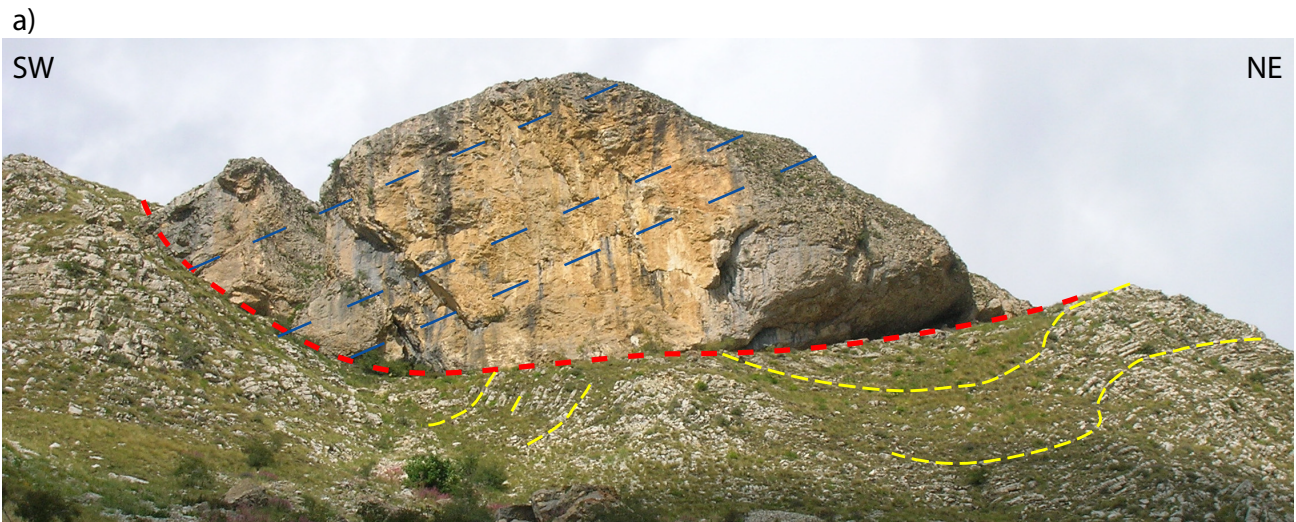


Figure 9: Folds in the Upper Cretaceous cut by the Tertiary basal unconformity. (a) Mal Ubac. (b) Colmars les Alpes. (c) Stereographic projections.

Kinematics of eroded folds below the Tertiary unconformity were precisely studied in the Mal Ubac area south of Chalufy (Fig. 9a) and below the Fort de France at Colmars les Alpes (Fig. 9b). In Mal Ubac, secondary folds are quite symmetric (“M type”), implying location in the hinge of a major fold, and the mean fold axis trends WNW-ESE (N115-295°; Fig. 9a-c). Below the Fort de France in Colmars-lès-Alpes, the mean fold  $\pi$ -axis plunges 8° toward N125° (Fig. 9c). Asymmetry of SSW-verging secondary folds (Fig. 9b) indicates a major anticlinal hinge toward the NNE. A major S to SW-verging synclinal hinge predating the Tertiary sediments is observed along the Tête de Meric cliffs.

Paleorelief on the Tertiary basal unconformity is recorded by the sedimentological characteristics of immediately overlying deposits, for example, the presence of the Palaeogene infra-Nummulitic conglomerates (regionally named “Poudingues d’Argens”; Apps, 1987) that are alluvial deposits. No evidence of displacement has been found on this contact, confirming an erosional origin for this pre-Nummulitic relief (Apps, 1987). These clast-supported conglomerates, composed of locally derived Cretaceous micritic limestone and chert pebbles, were deposited around palaeohighs by steep-gradient gravel-dominated river systems (Elliott et al., 1985). Furthermore, in the uppermost part of the sequence, some palaeosols have been noted (Evans and Elliott, 1999) and a specific facies, named “Mort de l’Homme facies” (Apps, 1987), can occur at the contact with the Nummulitic Limestone, which consists of a thin horizon of clasts bored by lithophaga bivalves in a Nummulite-rich matrix. This facies is interpreted as due to shoreface erosion, or a ravinement surface (Evans and Elliott, 1999). The infra-Nummulitic conglomerates therefore indicate a coastal depositional environment and at least a partial emersion of high zones exposed to sub-aerial erosion. NNW-SSE growth folding is locally recorded in the Poudingue d’Argens (Ravenne et al., 1987).

In the Annot area, an important N-S paleorelief located along the present-day Braux normal Fault is evidenced by basal breccias of reworked Upper Cretaceous sediments and high angularity with the transgressive Nummulitic Limestone (Pairis, 1971). This relief resulted from N170° trending faulting, developed in association with inherited N40° Var Faults by a N30° compression (“en coins” tectonics; Pairis, 1971).

To conclude, the inherited palaeotopography predating the initiation of the Annot Sandstone basin (Fig. 10) is certainly more complex than previously thought and was derived from erosion of E-W Pyrenean-Provençal folds (E-W Entraunes anticlinorium, WNW-ESE Mal-Ubac anticline) and NNW-SSE rising folds (Aiguilles de Pelens anticline, Gorges Saint Michel anticline). Deformation was also locally generated by activity on major faults within strike-slip system (Rouaine Fault).

### ***Structural controls during deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls***

Present-day Tertiary outliers correspond to preserved alpine synclinal depocentres, implying that the Tertiary foreland basin succession was deposited across an active wedge-top basin. Fig. gives an idea of this structured substratum before turbidite onset.

The syn-depositional nature of these regional alpine folds has been demonstrated by detailed analyses of Salles et al. (submitted). They show that in the Annot outlier, the Nummulitic Limestone thickens into the NNW-SSE alpine growth syncline. More local and gentler variations in thickness suggest coeval growth of the E-W trending Fugeret and Aurent Anticlines that, respectively, traverses and bounds the northern Annot syncline. Furthermore, onlapping geometries of the base of the Annot Sandstone onto the Globigerina Marls along the western Annot synclinal limb clearly indicate that



alpine folding was active before the onset of turbidite deposition and continued during turbidite deposition. While the western margin(s) of Tertiary synclinal depocentres are exposed at numerous locations (Annot, Grand Coyer...), the eastern limbs of these depocentres are rarely preserved. A new field survey in the NE Grand Coyer outlier, Colmars and the Chasse area (East of Chalufy Fig. ??) documents the structure and stratigraphy along the eastern limb of a NNW-SSE trending synclinal depocentre (Salles et al., 2009; Salles et al., soumis.). This steep limb is highly deformed by secondary folds. WSW-ENE directed palaeocurrents, derived from current reflection processes of both fold limbs, and erosion-incision of the Globigerina Marls slope (e.g. staircase geometry contact at the Sommet de la Frema, Salles et al., soumis) reveal that these structures acted as conduits during Annot Sandstone deposition.

The strongest structural control on deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls was imposed by N-S normal faults and E-W folds, within with the NE-SW trending, left-lateral, Rouaine-Ourgues fault zone (1-2 km wide; Fig.1). In the Annot outlier, the east-dipping Braux Fault (Ravenne et al., 1987; “Gros Vallon Fault” of Pairis, 1971; “Saint Benoît Fault” of Campredon et al., 1975; Elliott et al., 1985; Maillart, 1991; Tomasso and Sinclair, 2004; “Le Savelet Fault” of Puigdefàbregas et al., 2004) and the east-dipping Castellet-lès-Sausses Fault grew within the Rouaine fault. Both correspond to normal scissor faults, dying out rapidly northward (Salles et al., submitted). In the Saint Benoit area, where throw on the Braux Fault is about 400m, facies and thickness of the Globigerina Marls and the Nummulitic Limestone vary abruptly across the fault (Pairis, 1971; Albussaïdi and Laval, 1984; Ravenne et al., 1987; Tomasso and Sinclair, 2004): the Globigerina Marls are more than 3 times thicker in the hanging wall. The Nummulitic Limestone is particularly affected by syn-depositional E-W folds within the fault zone, showing vertical thickness variations from 30 m to more than 300 m (Apps et al., 2004; Callec 2001; Salles et al., submitted).

In the Sanguinière outlier, the N-S trending, west-dipping “Trois Hommes” fault also had a strong influence on deposition of the Nummulitic Limestone and Globigerina Marls (Jean, 1985).

### ***Structural controls during deposition of the Annot Sandstone***

NNW-SSE alpine folding was active before, during and after Annot Sandstone deposition. The influence of N-S normal faults was predominant during the early Annot Sandstone.

In Sanguinière area, the “3 Hommes” fault was sealed by the top of Annot Sandstone Member 2 (above the Member A; Joseph et al., 2005). In the Annot outlier, the Braux normal fault constituted a western barrier along which older deposited turbidites, Unit A, were trapped. Thickness distribution of the Unit B in this area indicates an influence of palaeotopography relative to this fault, although the base of this turbidite unit sealed the fault itself (Salles et al., submitted). In the area of Col du Fa, planes of secondary antithetic faults of the Braux normal fault suggest a reactivation by left-lateral motion. This is in line with previously published interpretation (Tomasso and Sinclair, 2004).

The syn-depositional growth of the alpine folds during the Annot Sandstone deposition has been shown by thickness maps and bedding dip pattern (Salles et al., in revision). In the Annot outlier, they show that the Annot Sandstone gently overlapped westward onto a slope of Globigerina Marls and were continuously tilted, while the depocentre progressively migrated westward. The Clôt de l’Aï outcrop along the eastern limb of the Grand Coyer sub-basin presents a similar bedding dip pattern (an upward and westward decrease) and synclinal hinge migration. In both these locations, only the western limb of an early syncline is preserved. Gentle deformation consisting of limb rotation and depocentre migration is interpreted as the result of coevally and/or alternatively developed fault



propagation anticlines, both sides of the syncline. For the Annot syncline, Salles et al. (in revision) also suggest two active detachment levels (Triassic evaporates and Cenomanian marls) to explain observed hinge migration in the Annot outlier (Salles et al., submitted). The rose diagram of measured palaeocurrents in the NE Grand Coyer reveals two preferential directions, which correspond to current reflection on the limb slopes and flow channelling along the fold troughs (secondary folds in the Noncière area, Salles et al., submitted). N045-225° and an interval between N320° and N350°, which is documented by the flute casts and parallel to the fold axis. In the NE Grand Coyer and in the Chasse valley, olistoliths, consisting in 10m-long individual micritic limestone blocks, sourced from uplifting anticlines, are incorporated in the turbidite succession. In the western part of the Sanguinière sub-basin, the synclinal depocentre of the Montagne de l'Avalanche, separated from the main depocentre by the Lausson anticline, was formed in the footwall of the Garrets fault during the Annot Sandstone deposition, as suggested by thickening of the Annot Sandstone.

The corridor of soft deformation that lies between Grand Coyer and Chalufy outcrops in the area of Colmars and Beauvezer may have developed during the Annot Sandstone deposition and remained active after. In this area, fold axis are curved, suggesting a left-lateral strike-slip soft deformation. In Grand Coyer, cleavage direction is quite large (Fig. 3) and slightly differ from fold axis, determined from bedding dips. This situation might be interpreted as linked with progressive rotation in a transpressive area, bounded by the left-lateral strike-slip zones of Rouaine-Ourgues and Colmars-Beauvezer. The soft corridor of Colmars may be superposed above an early normal fault, as in the case of the Rouaine-Ourgues fault zone.

### ***Post-Annot Sandstone deformations***

The strongest deformation postdating the Annot Sandstone deposition consists in normal faulting related to Argentera uplift in Mio-Pliocene times. These structures are mainly expressed in the Sanguinière outlier, where the reverse Garrets fault has been reactivated as a normal fault. These faults cut all the foreland units including the Embrunais-Ubaye nappes.

A slight tightening of EW folds after deposition of the Annot Sandstone has been documented in the northern part of the Annot area (Salles et al., in revision). This weak deformation may be caused by the N-S compression that generated the Miocene Castellane fold belt further south (Laurent et al., 2000).

The thrust, which affects the Annot Sandstone in the Grand Coyer area (NLR Thrust; Salles et al., submitted), remained active after turbidite deformation.

## **Discussion**

### ***Inheritance linked with the Tethyan passive margin***

While the development of the late alpine folds and thrusts is strongly controlled by the structure of the Tethyan passive margin, the structural style also varies, from west to east, due to lateral changes of the mechanical stratigraphy of the Mesozoic succession. Large scale facies variations occur, especially in the Malm and younger strata from the Malm, that were deposited on the margin in response to thermal subsidence. Thrusts dominate the eastern part of the fold and thrust belt where the succession is thinner and, above all, mud-dominated. In contrast, western and central parts were affected instead by folding. In the western part and in particular in the frontal area, anticline spacing highly depends on passive margin structure. Actually, the present anticlines are superposed to inversed normal faults, as evidenced by thickness and facies variations. Previous balanced cross-

sections also show structure inversion in this frontal part (Lawson, 1987; Ritz, 1991; Lickorish and Ford, 1998; Ford et al., 2005). However, while the shortening in frontal area estimated by Lawson (1987) and Ford et al. (2005) (15 to 19 km) is quite comparable to our estimation (14 km), it appears that its repartition differs between authors. On the sections of Lawson, (1987) Ford et al., (2005), which lie to the north of the present section, shortening in the frontal zone is accommodated only by displacement on the Digne thrust whereas it is more continuously partitioned on different structures along the section of Figure 5. The Digne thrust is interpreted as a reactivated major normal fault of the tethyan passive margin, while at its southern termination shortening was distributed on several parallel faults. Complementary sections, located between transect of Ford et al. (2005) and our own, such as the profile by Lickorish and Ford (1998), are needed to propose a detailed reconstruction of the passive margin. However, as Lickorish and Ford (1998) do not consider salt tectonics the shortening in front of the Digne thrust is under-estimated (6.25 km) and thus their restoration cannot be integrated with the present study.

### ***Influence of the previous salt basin***

We propose that the structural style of the western Digne thrust sheet and of the complex imbricate system was markedly influenced by salt tectonics. Based on a detailed stratigraphic template, our reconstruction indicates that most of the present-day compressive structures in this area were localised not only on pre-existing normal faults, but also on early extensional diapirs. These salt features are not thought to be formed during later alpine compression. Instead, they are interpreted as originally resulting from salt movement during the passive margin stage, as suggested by significant thickness variations of the Mesozoic sedimentary succession around them. Their evolution is comparable with diapirs located on the transition zone of the salt rich passive margin of offshore Angola (Fort et al., 2004). These diapirs were then squeezed during later stages of compression. Deformation localized on pre-existing diapirs is well illustrated by analogue models (Vendeville and Nilsen, 1995; Letouzey et al., 1995; Letouzey and Sherkati, 2004).

The Triassic salt basin of SE France influenced the whole alpine foreland evolution. Triassic evaporites acted as a basal detachment level during the development of a “thin-skinned” fold and thrust belt. The weakness of such a detachment causes pervasive deformation during the early compression (Costa and Vendeville, 2002). In SE France, a broad distribution of early deformation has been already recognized (early deformation in frontal area). Triassic salt is also responsible for synchronous and/or alternating activity on anticlines that bound the Annot syncline instead of a simple forelandward migration of deformation. The presence of a weak evaporitic level at the base of the passive margin succession therefore favoured the development of a wedge-top basin that controlled deposition of the whole Nummulitic Trilogy.

### ***New insights into the Late Cretaceous paleogeography and tectonics***

Deformation predating deposition of the foreland basin succession in SE France has previously been underestimated. The Annot Sandstone was deposited in NNW-SSE trending wedge-top synclines superimposed to a deformed and eroded Upper Cretaceous substratum. Structural data collected in these Cretaceous layers reveal superposition of several fold phases. Two pre-Late Eocene events have been identified and documented in the internal Digne thrust sheet. Detailed kinematic analyses, reveal a N115-125° axial direction for folds cut by the Nummulitic basal unconformity. Our study also reveals pre-Senonian folds; folds of the same age have documented elsewhere in SE France (Dévoluy, Baronnies, Pelvoux; Lory, 1895; Glangeaud and d'Albissin, 1958; Kerckhove,

1969; Sue et al., ). In the Devoluy area, Michard et al. (1986) interprets these folds as giant Mass transport complexes generated on the slopes of the mesozoic Vocontian trough. Their existence across the Digne thrust sheet, that is to say, in the centre of the basin and as well as on its slopes, indicates favours of a global tectonically-driven event during the Late Cretaceous. More regional geodynamic reconstructions are as yet poorly constrained for this period, however most of them do not support an interpretation of this deformation event as an early phase of pyreneo-provençal orogenic deformation. Thermal geochronological dating in NW Argentera indicates early uplift during the Late Cretaceous (Bigot-Cormier, 2002).

## Conclusions

Structural inheritance played a particularly important role in the evolution of the Southern Subalpine Chains. Key elements include the normal faults of the Mesozoic Tethyan passive margin and the compressive structures generated during, at least, two pyreneo-provençal events. Late alpine folds and thrusts were highly influenced by pre-existing normal faults, which trended sub-perpendicular (maximum 70°) to the WSW-directed compression. The new balanced cross-section presented here illustrates the inversion of normal faults, especially in the frontal area. Concerning the pyreneo-provençal deformation, this study documents its complexity and its importance. The trend of these folds is oblique to the Late Eocene to Oligocene alpine compression and consequently to the proposed balanced cross-section. Therefore, the 33-km of estimated shortening along the section does not correspond to the whole compressional deformation that occurred in SE France. Further work is needed to quantify the Late Cretaceous deformation on N-S trending balanced cross-sections.

This study also highlights the impact of salt occurrence on passive margin inversion. Passive margin sedimentation is influenced by early salt movements, such as diapirs, that promote abrupt thickness variations. The thin skinned fold and thrust belt developed above a weak detachment and the early diapirs were cut through by thrusts and then squeezed. The presence of salt favoured the early and synchronous development of alpine structures during Middle-Late Eocene times. However, salt structures are nowadays only observed in the imbricate system at the front of the Digne thrust sheet.

## Acknowledgements

The authors thank TOTAL and CNRS for funding the doctoral work of Lise Salles. The French research funding agency (ANR) is acknowledged for its financial contribution to the field survey. Richard Allmendinger is thanked for providing Stereonet software.

## References *(see bibliography at the end of the manuscript)*

## Conclusion générale

L'étude structurale détaillée de plusieurs dépocentres tertiaires du bassin des Grès d'Annot a permis de fournir un cadre structural aux nombreuses études stratigraphiques et sédimentologiques menées dans la région. Très vite, il est apparu qu'il était nécessaire d'étudier les déformations antérieures notamment celles enregistrées dans le Crétacé supérieur pour comprendre les connections entre les différents dépocentres et leur évolution structurale. Si ces travaux de thèse ont largement contribué à une meilleure connaissance de l'héritage structural et de l'évolution tectonique du bassin tertiaire des Grès d'Annot, il ne faut pas oublier non plus leurs résultats concernant la géométrie et la déformation de la marge passive. En dehors du domaine de la géologie alpine, ces travaux concernent l'importance des structures et de la stratigraphie d'une marge passive pour son inversion ainsi que les contrôles structuraux sur la sédimentation dans les bassins de type wedge-top, alimentés axialement. Enfin, cette thèse a aussi été l'occasion de tester les apports de la modélisation géométrique en 3 dimensions dans les études de terrain. Les paragraphes suivants reviennent en détail sur les apports de ces travaux dans chaque domaine.

### *Sur les apports des modèles géométriques en 3 dimensions*

Trois dépocentres tertiaires ont été modélisés au cours de cette thèse. La construction de tels modèles permet (1) d'intégrer la plupart des données disponibles et (2) de vérifier leur cohérence, le tout dans un cadre tridimensionnel. Ces toutes premières étapes, plutôt rapides, sont très utiles pour planifier ultérieurement des études de terrain efficaces. En effet, les zones malcontraintes ou présentant des données incohérentes sont rapidement identifiées. Dans des zones au relief accidenté comme celles concernées par cette étude, il est aussi possible de contraindre a priori l'azimut et le pendage d'une faille en connaissant seulement sa trace à l'affleurement. L'étape finale de la construction des horizons stratigraphiques à partir de données de terrain s'avère compliquée d'autant plus si le dépocentre est très faillé (cas de Sanguinière, Chapitres III et VI). D'expérience, le modèle géométrique en 3D d'un dépocentre construit à partir de données de terrain est en continuelle évolution du fait de sa nature sous-contrainte. Le modèle géométrique en 3D constitue donc un outil de travail évolutif. De nouvelles interprétations structurales (lien entre segments de faille, pli mal connu dans la bibliographie...) peuvent être proposées, puis éventuellement validées sur le terrain. Les modèles plus aboutis fournissent des informations de 1<sup>er</sup> ordre, notamment les cartes d'épaisseur des différents membres gréseux et les résultats de la restauration en 3D, pour comprendre et caractériser le remplissage du dépocentre et son évolution structurale (e.g. synclinal d'Annot, cf. chapitre IV).

Actuellement, la construction de tels modèles à partir de données de terrain puis leur utilisation scientifique restent assez confidentielles dans la communauté scientifique. Le fait que les méthodes soient en cours de développement constitue une limite importante à l'utilisation généralisée de la modélisation géométrique en 3D à partir de données de terrain. De plus, malgré des avancées significatives (comme l'avènement de la modélisation implicite, cf. Chapitre III), la construction de tels modèles est longue et nécessite toujours un savoir-faire important. Il est impératif de décider au préalable les horizons qui vont être représentés dans le modèle et d'adapter ses objectifs selon l'échelle choisie. Dans les travaux de modélisation menés au cours de cette thèse, les modèles représentaient chacun un dépocentre tertiaire et montraient en détail la géométrie interne du remplissage. Il serait tout à fait envisageable de construire un modèle régional incluant les différents dépocentres préalablement



modélisés. Néanmoins, cette représentation n'apportera pas d'informations significatives pour caractériser le remplissage des dépo-centres. Par contre, la restauration séquentielle en 3D d'un modèle régional moins précis, basé sur une simplification des modèles préexistants, mais incluant quelques niveaux clés dans la succession mésozoïque, pourrait fournir une reconstitution de la topographie de tout le bassin au cours de la sédimentation turbiditique.

### ***Sur la ou les source(s) des Grès d'Annot***

Les doubles datations (U-Pb et U-Th/He) menées sur des zircons détritiques du sous-bassin de Sanguinière n'apportent pas de réelles avancées à l'identification des sources des Grès d'Annot. Elles confirment les résultats des études précédentes, à savoir : une contribution importante de la Corse hercynienne et de la Sardaigne sans exclure les massifs granitiques provençaux et l'Argentera. Par contre, elles sont intéressantes pour contraindre l'évolution géodynamique du bassin versant. Les résultats des datations U-Pb et l'âge U-Th/He à 240 Ma indiquent que ce bassin est largement constitué de massifs granitiques hercyniens et qu'il a été affecté par l'extension triasique qui se termine par le rifting liasique de la Téthys. Plus récemment, il semblerait que deux événements, le premier à la fin du Crétacé supérieur et le second à l'Eocène moyen (cf. pics des âges U-Th/He sur zircon, Chapitre VI), soient à l'origine de reliefs. L'épisode plus récent peut être relié sans problème à l'orogénèse pyrénéenne, largement documentée dans le secteur d'étude. Pour le plus ancien, daté du Maastrichtien, l'origine n'est pas connue avec certitude : orogénèse pyrénéenne, phase éoalpine ?

### ***Sur le Crétacé supérieur dans le SE de la France***

La période du Crétacé supérieur est assez énigmatique dans le SE de la France. L'existence de plis d'axe E-W antérieurs à la compression alpine dans cette région est connue et très bien documentée depuis longtemps (fin des années 1960). Mais le nombre de phases et leurs origines demeurent mal contraints. Dans la bibliographie, ces déformations anté-nummulitiques sont liées à la, voire les, phase(s) pyrénéo-provençale(s) dont les limites temporelles sont assez floues (Sénonien à Eocène moyen). Les travaux entrepris dans le Crétacé supérieur lors de cette thèse ont confirmé l'existence de plusieurs phases de plissement (au moins deux) anté-lutésiennes :

- le plissement anté-turonien jusqu'alors bien documenté dans le Dévoluy et les Baronnies affecte aussi notre secteur. Par exemple, les marno-calcaires turoniens reposent en discordance sur des strates plissées dans le vallon de Demandols (cf. Chapitre VII). Ces plis précoces n'ont pas fait l'objet d'une étude microstructurale. L'origine de cette déformation est discutée. Néanmoins, l'extension au-delà du Dévoluy et des Baronnies dans le SE de la France mais aussi dans le bassin d'Aquitaine et les bassins inversés d'Europe du Nord (Kley, 1999) plaident pour un événement tectonique global lié aux mouvements précoces de l'Ibérie.

- un plissement plus tardif, lié à l'orogénèse pyrénéenne, est à l'origine de plis secondaires dans le Crétacé supérieur calcaire (Turonien à Campanien) tronqués par la base des sédiments tertiaires (Lutésien pour les Poudingues infra-nummulitiques, Priabonien pour la série nummulitique). Une analyse microstructurale de ces plis a permis de préciser leurs axes, de direction non pas E-W mais plutôt comprise entre N115° et N125°. Du fait de l'importante lacune sédimentaire sous la discordance nummulitique, cet épisode de déformation est mal daté et pourrait en regrouper plusieurs. Sur la base des résultats préliminaires des datations thermochronométriques, nous pouvons proposer deux pics d'activité tectonique vers 73 Ma et 45 Ma qui correspondraient aux deux pics d'exhumation. Ceci n'est valable que si l'existence de deux pics est bien avérée par des données supplémentaires.

Les autres données microstructurales récoltées dans le Crétacé supérieur mais pas directement dans les strates plissées tronquées révèlent d'autres orientations de plis. Parmi eux, les plis alpins d'axe NNW-SSE qui affectent les sédiments tertiaires mais aussi des plis orientés E-W dont l'âge est particulièrement difficile à déterminer. En effet, la schistosité de certains d'entre eux semble avoir été replissée par des structures à N120° (plis E-W du Col des Champs vers Entraunes, Figure présentée en Annexe du chapitre VII). Ces plis seraient donc antérieurs aux plis à N120°. Par contre, l'étude du déposé d'Annot indique que des plis E-W se sont développés plus tardivement soit en liaison avec des mouvements décrochants le long des failles de Rouaine-Ourgues soit par réactivation de structures E-W lors de la compression alpine pour l'anticlinal du Fugeret. Enfin, une compression N-S tardive pourrait expliquer le basculement vers le Sud de la partie septentrionale du déposé d'Annot.

Toutes les structures plissées présentant une orientation différente des plis alpins d'axe NNW-SSE à NW-SE ne sont donc pas forcément plus anciens. De ce fait et aussi à cause de l'érosion anté-nummulitique, l'héritage structural du bassin est particulièrement complexe. Néanmoins, nous avons essayé d'en tracer les principaux traits en intégrant les données tectoniques acquises et des informations issues de la bibliographie (épaisseurs des différents étages du Crétacé supérieur, faciès des sédiments recouvrant la discordance...). Le résultat est présenté sous forme d'une carte synthétique (Fig. 10 de l'article de l'IJES).

### ***Sur le contrôle structural des déposés du bassin des Grès d'Annot: un bassin compressif de type wedge-top***

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que les déposés tertiaires se développent sur un substratum constitué de plis E-W à ESE-WNW érodés. Dans les différents déposés étudiés, des indices (variations d'épaisseur du Calcaire Nummulitique et des Marnes à Globigérines, onlaps, réflexion et déviation de courants...) montrent que les plis alpins d'orientation NNW-SSE sont déjà formés lors de la sédimentation des Grès d'Annot. De plus, l'étude menée dans le secteur NE du déposé du Grand Coyer révèle une sédimentation sur le flanc oriental d'un synclinal. Il semble que cela soit aussi le cas au niveau du hameau de Chasse à l'est de Chalufy et à Colmars (coupe en Annexe du Chapitre V). Le bassin des Grès d'Annot correspond donc à un bassin de type wedge-top et non à un bassin flexural simple déformé par la suite. La répartition actuelle des Grès d'Annot dans les chaînes plissées subalpines de la nappe de Digne (affleurements d'Annot, Grand Coyer, Chalufy, Sanguinière...) résultent dès lors d'une préservation de déposés synclinaux au sein desquels les turbidites se sont déposées.

Ces travaux de thèse fournissent aussi des preuves d'une compression vers le WSW synsédimentaire au dépôt des Grès d'Annot : migration progressive de charnières synclinales, données de pendages indiquant un basculement progressif à Annot et Grand Coyer (cf. Chapitres IV et V). Ils permettent aussi de proposer une explication pour des failles normales synsédimentaires: leur existence est due à la proximité avec une zone décrochante. Ainsi, les failles N-S de Braux et de Castellet du déposé d'Annot sont contrôlées par un mouvement senestre le long des failles de Rouaine et d'Ourgues, orientées à N60° (cf. Chapitre IV). Le modèle géométrique en 3 dimensions de ce secteur indique que leur rejet est maximal au niveau de leur embranchement avec les failles de Rouaine-Ourgues et diminue rapidement vers le nord : ce sont des failles en ciseau. Ce mouvement senestre est aussi responsable des plis E-W très prononcés de petites longueurs d'onde développés à proximité. Ces systèmes associés à des décrochements ont fortement contrôlé le tout début de la

sédimentation turbiditique (cf. cartes d'épaisseur des différents membres des Grès d'Annot ; Fig. de l'article soumis au Bulletin de la Société Géologique de France, Chapitre IV.2.).

Pour conclure, les dépocentres tertiaires du bassin des Grès d'Annot ont été contrôlés par les plis alpins actifs et localement par des structures (plis et failles) liées à des mouvements décrochants le long de grands accidents. La compression alpine s'est poursuivie bien après la sédimentation des Grès d'Annot provoquant une déformation ultérieure de ces synclinaux. Les structures plissées de cet avant-pays correspondant à des plis par propagation, les flancs orientaux des dépocentres ont été beaucoup plus affectés, plus soulevés, ce qui explique leur préservation beaucoup plus partielle que celle des flancs occidentaux.

### ***Sur la déformation et les structures du bassin d'avant-pays alpin : l'inversion de la marge passive de la Téthys.***

Une nouvelle coupe équilibrée à travers les chaînes subalpines méridionales passant par notre secteur d'étude a été réalisée au cours de ce travail de thèse. Elle intègre une reconstruction très détaillée de la stratigraphie de la marge passive (épaisseur et faciès). Elle tient aussi compte de la présence de sel triasique et de ces effets sur le développement des structures. L'estimation du taux de raccourcissement à travers le bassin d'avant-pays alpin dans notre secteur d'étude est de 33% (26 km sur 80 km). Le bassin présente un profil de type « thin-skinned », le sel triasique constituant un niveau de décollement basal. Néanmoins, le style structural varie le long de cette coupe. Dans la partie occidentale et frontale, les séries fines sont affectées par des structures caractéristiques de la présence de sel (« fish-tail », plis coffrés...). Au centre de la coupe et sous le dépocentre d'Annot, les séries sédimentaires atteignent leur épaisseur maximale et sont faiblement déformées dans des plis par propagation. Enfin la partie orientale est caractérisée par le développement d'autres décollements dans les marnes du Malm et du Cénomaniens. L'existence de deux niveaux de détachement entraîne une superposition de plis présentant des longueurs d'onde différente. Une rampe majeure rejoint les deux niveaux de décollement à l'est d'Annot. Cette rampe explique la position haute du dépocentre du Grand Coyer.

L'état restauré de cette coupe montre que beaucoup de structures compressives se sont développées au niveau des anciennes failles normales et les ont plus ou moins réactivées, voire inversées. Il faut noter aussi la présence de déformations précoces liées aux mouvements du sel. Cette coupe met en exergue l'influence des variations stratigraphiques sur le développement des structures compressives. Le faciès calcaire du Malm à l'ouest laisse place à des marnes vers l'est où il devient un niveau de décollement. De même, les marnes cénomaniennes agissent comme niveau de décollement dans la partie orientale où elles sont beaucoup plus développées.

### ***Sur les caractéristiques du remplissage d'un synclinal asymétrique***

Dans la partie interne de la nappe de Digne, la déformation n'est pas répartie uniformément et se concentre principalement sur les flancs occidentaux des anticlinaux alpins. Ceci est lié à leur cinématique (plis par propagation) mais il arrive qu'une composante décrochante existe à cet endroit. Les synclinaux qui ont contrôlé la sédimentation des Grès d'Annot sont donc asymétriques : ils présentent des flancs occidentaux longs et peu pentus, alors que leurs flancs orientaux sont plus raides et parfois affectés par des plis de second ordre. La sédimentation turbiditique y est différente. Sur les flancs occidentaux, peu déformés, les turbidites reposent en onlap sur les Marnes à Globigérines. Le maximum d'épaisseur des membres gréseux migre progressivement vers l'avant-pays au sein du

synclinal et le pendage des membres turbiditiques diminuent au cours de la sédimentation turbiditique. La reconstitution cinématique en utilisant le modèle Trishear nous montre que ce remplissage correspond à une migration de la charnière synclinale qui est due à l'activité concomitante ou en alternance de plusieurs niveaux de décollement. Sur les flancs orientaux, plus déformés, les turbidites sont canalisées dans les gouttières formées par les plis de second ordre. De ce fait, elles ont un caractère beaucoup plus érosif : érosion et incision du substratum marneux mais aussi à l'intérieur des grès. Sur ces flancs, les courants turbiditiques interagissent plus avec les pentes latérales formées par les plis comme le montre les diagrammes de rose des paléocourants.

### ***Sur les contrôles structuraux de la sédimentation turbiditique dans un bassin d'avant-pays de type wedge-top***

Notre travail a montré qu'une étude structurale détaillée entre les dépo-centres était nécessaire pour proposer un modèle de remplissage et d'évolution du bassin des Grès d'Annot. Ce modèle tient compte de l'influence du plissement alpin beaucoup plus que les modèles précédents. Cette étude comme de nombreuses autres menées dans les bassins de type « wedge-top » (avant-pays ou parties compressives des marges passives) remet en cause l'application du modèle dit de « fill and spill » défini dans le Golfe du Mexique aux chaînes plissées. Elle montre l'importance de connaître les structures et leurs variations spatiales pour proposer des modèles de remplissage valide. Les points de passage entre différents dépo-centres synclinaux peuvent ainsi être identifiés. Il est aussi particulièrement important de repérer les structures obliques qui jouent un rôle de barrières au sein même des synclinaux qui canalisent les écoulements turbiditiques. La comparaison entre Annot et le NE du Grand Coyer indique une influence de la longueur d'onde des plis sur la sédimentation ; plus elle est petite, plus l'écoulement est confiné, canalisé et donc érosif. Au cours de ces travaux, nous avons vu que la direction principale des apports sédimentaire par rapport à celles des structures de la chaînes plissées avait une influence sur les interactions tectonique-sédimentation. Nous avons donc proposé dans cette thèse un nouveau modèle synthétique d'interaction plis-sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées alimentées le long des structures. Ce modèle est cependant différent de celui développé dans les Apennins, autre avant-pays plissé présentant une alimentation sédimentaire axiale. Ceci montre l'importance de la cinématique (type de structure, épaisseur du substratum...) dans le développement et le remplissage de ces dépo-centres.

## **Perspectives**

### ***Sur le Crétacé supérieur dans le SE de la France***

Une étude structurale du Crétacé supérieur a été entreprise au cours de ces travaux de thèse. Les déformations s'y sont révélées très complexes et il reste du travail pour caractériser toutes les phases de déformations. Il semblerait que les déformations anté-nummulitiques aient été sous-estimées. Mais par-dessus tout, des travaux de stratigraphie incluant des datations sont nécessaires pour mener à bien l'interprétation structurale et répondre à la question de l'origine des grandes variations d'épaisseur observées dans les séries du Crétacé supérieur. En effet, peu de données de ce type ont été collectées dans notre zone d'étude, entraînant un désaccord dans l'affectation des terrains entre les cartes du BRGM. Les coupes stratigraphiques levées par El Khôly (1987) indiquent des résultats différents. La série particulièrement voire anormalement épaisse, présente sous le Mont Saint Honorat, doit faire l'objet d'une étude biostratigraphique avec un pas d'échantillonnage très petit pour vérifier s'il existe une répétition des étages liée à un chevauchement important.



---

***Sur les dépoctrés tertiaires du bassin des Grès d'Annot***

Difficile d'accès, la zone du Mont-Saint Honorat reste quasiment inexplorée. Au terme de nos travaux de thèse, nous l'interprétons comme une gouttière synclinale différente du synclinal principal du Grand Coyer. Les affleurements du Clôt de l'Aï et de Noncière, dont les structures ont été étudiées en détail dans ces travaux, sont la continuation septentrionale de cette gouttière. Dans ce nouveau dépoctré, il est nécessaire de mener des datations biostratigraphiques dans les Marnes à Globigérines et dans les niveaux hétérolithiques des grès afin de tester l'évolution proposée pour le remplissage de ces deux synclinaux mais aussi du dépoctré de Sanguinière. Alors que la sédimentologie des Grès d'Annot déposés dans la gouttière principale du Grand Coyer est bien connue, elle doit être entreprise pour les affleurements turbiditiques du bord oriental de ce dépoctré (Noncière, Fréma, Clôt de l'Aï... puis Mont Saint Honorat). Ce travail permettrait de définir d'autres caractéristiques propres aux turbidites déposées le long des flancs plus raides et parfois déformés des synclinaux asymétriques. Concernant maintenant le synclinal principal du Grand Coyer, il faut absolument identifier le matériel micritique formant les olistolithes dans la formation de Noncière.

***Sur la modélisation de l'axe de dépôt Saint-Antonin – Annot – Grand Coyer – Chalufy***

Le remplissage successif des dépoctrés d'Annot, du Grand Coyer et de Chalufy fait l'objet de nombreuses études. Une des conclusions de cette thèse est l'inadéquation du modèle bidimensionnel du « fill and spill » pour expliquer l'évolution du remplissage de ces dépoctrés. Il se trouve que les dépoctrés de Grand Coyer et d'Annot ont fait l'objet d'une modélisation géométrique en 3D. Dans le cas d'Annot, ce modèle a été restauré séquentiellement et a permis d'obtenir les topographies existantes avant le dépôt de chaque membre. Actuellement, une étude est menée à l'IFP pour reconstruire le remplissage du dépoctré d'Annot en se servant de ces surfaces comme paramètres d'entrée. Le même type de travail pourrait être entrepris dans le synclinal principal du Grand Coyer pour ensuite considérer le remplissage en parallèle puis via le dépoctré d'Annot de ce synclinal. En parallèle, pour mieux comparer les résultats obtenus par la modélisation basée processus avec les affleurements et valider cette méthode, des modèles réservoirs présentant l'architecture détaillée des modèles géométriques doivent être réalisés puis restaurés pour ces deux dépoctrés.

## Bibliographie

- Abascal, L.** 2005. Combined thin-skinned and thick-skinned deformation in the central Andean foreland of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **19**: 75-81.
- Adeogba, A.A., McHargue, T.R. and Graham, S.A.** 2005. Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. *AAPG Bulletin*, **89**: 627-643.
- Albussaïdi, S. and Laval, A.** 1984. *Nouvelles observations de la série Priabonienne Evolution latérale en relation avec la tectonique*. Unpublished Master thesis, Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, 86 pp.
- Allmendinger, R.W.** 1998. Inverse and Forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, **17**: 640-656.
- Amy, L.A., McCaffrey, W.D. and Kneller, B.C.** 2004. The influence of a lateral basin-slope on the depositional patterns of natural and experimental turbidity currents. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publication 221**, pp. 311-330. Geological society, London.
- Angelier, J. and Mechler, P.** 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**: 1309-1318.
- Apps, G.** 1987. *Evolution of the Grès d'Annot basin, SW Alps*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Liverpool.
- Apps, G., Peel, F. and Elliott, T.** 2004. The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications, 221**, pp. 65-96. Geological Society, London.
- Arnaud, H.** 1988. Subsidence in certain domains of south-eastern France during the Ligurain Tethys opening and spreading stages. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 725-732.
- Arthaud, F. and Matte, P.** 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right-lateral shear between the Appalachians and Urals. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 1305-1320.
- 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*, **23**: 51-63.
- Babeyko, A.Y. and Sobolev, S.V.** 2005. Quantifying different modes of the late Cenozoic shortening in the central Andes. *Geology*, **33**: 621-624.
- Baby, P., Colletta, B. and Zubietta, D.** 1995. Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**: 797-811.
- Basier, F., Durand-Riard, P. and Caumon, G.** 2009. Accounting for Decompaction during 3D Restoration using explicit and implicit Approaches. In: *29th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Beaudoin, B., Renaud, P., Cojan, I. and Desmason, Y.** 1986. Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du col de la Cine au long du Mésozoïque (région de Digne, SE de la France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **t.303, série II, 9**: 857-862.
- Beaumont, C.** 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **65**: 291-329.
- Beaumont, C., Kool, H. and Willet, S.** 2000. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: *Geomorphology and Global Tectonics* (Ed M.A. Summerfield), pp. 29-55. John Wiley & Sons, Chichester.
- Beccaluva, L., Chiesa, S. and Delaloye, M.** 1981. K/Ar age determinations on some Tethyan ophiolites. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **37**: 869-880.
- Bergerat, F.** 1985. *Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne*. Unpublished thesis, Paris, 317 pp.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.-P.** 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (Eds W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry and J. Hardenbol), *Special Publications*, **54**, pp. 129-212. SEPM.
- Bernoulli, D., Caron, C., Homewood, P., Kälin, O. and Von Stuijvenberg, J.** 1979. Evolution of continental margins in the Alps. *Schweiz. minerl.petrogr. Mitt.*, **59**: 165-170.
- Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C.** 1974. Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the Early evolution of the Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Special Publication*, **19**: 119-160.
- Bigot-Cormier, F.** 2002. *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-ligure: arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine*. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, 252 pp.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau, G. and Sosson, M.** 2000. Differential denudation of the Argentera Alpine external crystalline massif (SE France) revealed by fission track thermochronology (zircons, apatites). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **330**: 363-370.

- Bigot-Cormier, F., Sosson, M., Poupeau, G., Stephan, J.-F. and Labrin, E.** 2004???. The denudation history of the Argentera alpin External Crystalline Massif (France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Tectonophysics*.
- Biju-Duval, B., Letouzet, J. and Montadert, L.** 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. (Eds K. Hsü and L.e.a. Montadert), pp. 951-984.
- Biju-Duval, J.** 1953. *Description géologique du synclinal de St Antonin et du Dôme d'Amirat (Alpes Maritimes)*. D.E.S., Paris.
- Bill, M., Bussy, F., Cosca, M., Masson, H. and Hunziker, J.C.** 1997. High precision U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). *Eclogae geologicae Helvetiae*, **90**: 43-54.
- Bobba, M.** 1982. *Geologia e sedimentologica dei "Grès d'Annot" affioranti nei interni del Lac d'Allos e della Cime de Cartaret (regione del Col de la Cayolle)*. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Turin.
- Bodelle, J.** 1971. *Les Formations Nummulitiques de L'Arc de Castellane*. Unpublished Ph.D Thesis, Université de Nice, 540 pp.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M. and Poupeau, G.** 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, **12**: 117-125.
- Booth, J.R., DuVernay III, A.E., Pfeiffer, D.S. and Styzen, M.J.** 2000. Sequence stratigraphic framework, depositional models, and stacking patterns of ponded and slope fan systems in the Auger Basin: Central Gulf of Mexico slope. In: *Deep-Water Reservoirs of the World. Proceedings of the 20th Annual Research Conference, Gulf Coast Section SEPM Foundation* (Eds P. Weimer et al.), pp. 82-103.
- Borel, G.** 1995. Préalpes médianes romandes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, **83**: 293-315.
- Borel, G.** 1997. *Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias*. Unpublished Ph.D thesis, Lausanne.
- Bornhauser, M.** 1958. Gulf Coast tectonics. *AAPG Bulletin*, **42**: 339-370.
- Boucarut, M. and Bodelle, J.** 1969. Les conglomérats du synclinal de St Antonin. Etudes pétrographiques des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques. *Bulletin du BRGM série II*, **I**: 57-75.
- Bouma, A.H.** 1958. Flysch Oligocène de Peira Cava (Alpes Maritimes). *Ve Congrès International des Sédimentologues. Genève et Lausanne. Eclogae geologicae Helvetiae*, **51**: 893-900.
- Bouma, A.H.** 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publication*, **6**.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V. and Lallemand, S.** in press. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology*.
- Bouroullac, R., Cartwright, J.A., Johnson, H.D., Lansigu, C., Quemener, J.M. and Savanier, D.** 2004. Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: High-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting. In: *Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), pp. 241-266. Geological Society, London, Special Publications 221.
- Bousquet, R., Goffé, B., Vidal, O., Oberhänsli, R. and Patriat, M.** 2002. The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **114**: 207-225.
- Boussac, J.** 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de France*.
- Bowen, D.W., Weimer, P. and Scott, A.J.** 1993. The relative success of siliciclastic sequence stratigraphic concepts in exploration examples from incised valley fill and turbidite system reservoirs. In: *Siliciclastic sequence stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Memoir 58* (Eds P. Weimer and H.W. Posamentier), pp. 15-42.
- BRGM** 1967. Carte géologique de la France au 1 : 50 000, feuille 919 Allos.
- BRGM** 1970. Carte géologique de la France au 1 : 50 000, feuille XXXVI - 39 (920) St Etienne de Tinée.
- BRGM** 1974. Carte géologique de la France au 1 : 50 000, feuille XXXV - 39 (895) Barcelonnette.
- BRGM** 1978a. Carte géologique de la France au 1 : 50 000, feuille 896 Larche.
- BRGM** 1978b. Carte géologique de la France au 1:50 000, Moustiers-Ste-Marie XXXIV-42, Orléans.
- BRGM** 1980. Carte géologique de la France au 1 : 50 000, feuille 945 Entrevaux. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- BRGM** 1981. Carte géologique de la France à 1: 50 000, Digne XXXIV-41, Orléans.
- Broucke, O.** 2003. *Interactions Deformation - Sedimentation en Contexte de Sedimentation Gravitaire. Exemples Sismiques (Marge Angolaise) et de Terrain (Grès d'Annot)*. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Rennes 1, 354 pp.
- Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T. and Guillocheau, F.** 2004. The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle

- Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology*, **21**: 327-348.
- Brun, J.-P. and Nalpas, T.** 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, **15**: 677-687.
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P.** 1994. Syn to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Mode and structural consequences. *Géologie de la France*, **3**: 33-51.
- Butler, R.W.H.** 1992. Thrust kinematics in a basement cover imbricate stack: Eastern Pelvoux massif, French Alps. *Journal of Structural Geology*, **14**: 29-40.
- Butler, R.W.H., Matthews, S.J. and Parrish, M.** 1986. The NW external Alpine thrust belt and its implications for the geometry of the western Alpine orogen. In: *Collisional Tectonics* (Eds M.P. Coward and A.C. Ries), **Geological Society, London, Special Publications**, **19**, pp. 245-260.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E. and Grasso, M.** 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, **28**: 1893-1908.
- Byrne, D.E., Wang, W.-H. and Davis, D.M.** 1993. Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, **12**: 123-144.
- Callec, Y.** 2001. *La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint Antonin)*. Unpublished Ph.D thesis, Ecole des Mines de Paris, Paris.
- Callec, Y.** 2004. The turbidite fill of the Annot sub-basin (SE France): a sequence-stratigraphy approach. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications**, **221**, pp. 111-135. Geological Society, London.
- Callec, Y., Deville, E., Desaubliaux, G., Granjeon, D., Noble, M., Huyghe, P., Padron de Carrillo, C., Griboulard, R., Mascle, A., Mascle, G. and Schmitz, J.** submitted. The Orinoco Turbidite System: An Exemple Controlled by a Tectonically Mobile Substratum. *AAPG Bulletin*.
- Campredon, R.** 1977. Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Memoire hors série de la Société Géologique de France*, **9**.
- Campredon, R., Cotillon, P., Gigot, P. and Beaudoin, B.** 1975. Alpes méridionales françaises Reconstitution du bassin de sédimentation. In: *IX Congrès International de Sédimentologie, Excursion 7*, pp. 203-214, Nice.
- Campredon, R. and Porthault, B.** 1971. Sur la présence de Maestrichtien dans l'Autochtone des Alpes maritimes franco-italiennes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **272**: 1580-1582.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont and Eschard, R.** 2003. Fold control on the stratigraphic record; a quantified sequence stratigraphy study of the Pico des Aguila anticline in the South-western Pyrenees (Spain). *Basin Research*, **15**: 527-551.
- Caumon, G., Antoine, C. and Tertois, A.-L.** 2007. Building 3D geological surfaces from field data using implicit surfaces. In: *27th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S. and Sausse, J.** accepted. Teacher's aide : 3D modeling of geological structures. *Mathematical Geosciences*.
- Chabert-Pelline, C.** 1996. *Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines de Haute-Provence, France)*. Unpublished thesis, Géosciences Azur, Université de Nice-Sophia Antipolis, 198 pp.
- Chauveau, J.C. and Lemoine, M.** 1961. Contribution à l'étude géologique du synclinal Tertiaire de Barrême (moitié Nord) Feuille Digne au 1/50 000. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, **58**: 147-178.
- Cherniak, D.J., Lanford, W.A. and Ryerson, F.J.** 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1663-1673.
- Chester, J.S. and Chester, F.M.** 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, **12**: 903-910.
- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M. and Guerrot, C.** 2005. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, **82**: 185-219.
- Coleman, R.G.** 1993. *Geological Evolution of the Red Sea*. Oxford University Press, Oxford, 186 pp.
- Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. and Rudkiewicz, J.L.** 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: *Petroleum and Tectonics in mobile belts* (Ed J. Letouzey), pp. 81-100. Editions Technip, Paris.
- Conti, S., Fontana, D. and Lucente, C.C.** 2008. Sedimentary filling of a wedge-top basin and relationship with the foredeep (Middle Miocene Marnoso-arenacea Formation, northern Apennines). *Facies*, **54**: 479-498.
- Corredor, F., Shaw, J.H. and Bilotti, F.** 2005. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *AAPG Bulletin*, **89**: 753-780.
- 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 géosciences*, **341**: 214-223.
- Corsini, M., Ruffet, M. and Caby, R.** 2004. Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geol. Helv.*, **97**: 3-15.
- Costa, E. and Vendeville, B.** 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above



- weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1729-1739.
- Courel, L.C.** 1984. Trias. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France; Mém. BRGM 125* (Eds S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.-J. Lienhardt).
- Covault, J.A. and Graham, S.A.** 2008. Turbidite Architecture in Proximal Foreland Basin-System Deep-Water Depocenters: Insights from the Cenozoic of Western Europe. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **101**: 36-51.
- Covault, J.A., Hubbard, S.M., Graham, S.A., Hinsch, R. and Linzer, H.C.** 2009. Turbidite-reservoir architecture in complex foredeep-margin and wedge-top depocenters, Tertiary Molasse foreland basin system, Austria. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 379-396.
- Crumeyrolle, P., Rubino, J.-L. and Clauzon, G.** 1991. Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. In: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level changes at active margins* (Ed D.I.M. Macdonald), **Special Publication of the International Association of Sedimentologists**, **12**, pp. 373-390.
- Dahlen, F.A., Suppe, J. and Davis, D.** 1984. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 10087-10101.
- Dahlstrom, C.D.A.** 1970. Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **18**: 332-406.
- Danišik, M., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B. and Frisch, F.** 2007. Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics*, **26**: TC1001.
- Dardeau, G.** 1984. Alpes du Sud (arc de Nice, bordures du Barrot et du Mercantour). In: *Cahpitre Lias, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM 125* (Ed R. Mouterde).
- Dardeau, G.** 1987. Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Tethys. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **305**: 483-486.
- Davies, H., Suppe, J. and Dahlen, F.A.** 1983. Mechanics of fold-and-thrust-belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, **88**.
- Davis, D.M. and Engelder, T.** 1985. The role of salt in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, **119**: 67-88.
- De Donatis, M.** 2001. Three-dimensional visualisation of the Neogene structures of an external sector of the Northern Apennines, Italy. *AAPG Bulletin*, **95**: 419-431.
- de Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M. and Tricart, P.** 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: *Inversion Tectonics* (Eds M.A. Cooper and G.D. Williams), **Special Publications 44**, pp. 87-104. Geological Society, London.
- de Kemp, E.A.** 1998. Three-dimensional projection of curvilinear geological features through direction cosine interpolation of structural field observations. *Computers & Geosciences*, **24**: 269-284.
- de Kemp, E.A.** 1999. Visualization of complex structures using 3-D Bezier construction tools. *Computer & Geosciences*, **25**: 581-597.
- de Kemp, E.A.** 2000. 3D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Computer & Geosciences*, **26**: 509-530.
- de Lapparent, A.F.** 1938. Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, **XL**: 1-302.
- De Wever, P., Baumgartner, P.O. and Pollino, R.** 1987. Précision sur les datations de la base des Schistes Lustrés postpholiolithiques dans les Alpes Cottiennes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **305**: 487-491.
- Debelmas, J. and Kerckhove, C.** 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, **56**: 21-58.
- Debon, F. and Lemmet, M.** 1999. Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology*, **40**: 1151-1185.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. and Lienhardt, M.-J.** 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM 125*.
- DeCelles, P.G. and Decelles, P.C.** 2001. Rates of shortening, propagation, underthrusting, and flexural wave migration in continental orogenic systems. *GEOLOGY*, **29**: 135-138.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A.** 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, **8**: 105-123.
- Delpech, P.Y.** 1988. *Rifting jurassique sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises). évolution géodynamique d'un secteur de la marge nord-téthysienne*, Université Paris VI, 209 pp.
- Delteil, J., Stephan, J.-F. and Attal, M.** 2003. Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**: 481-496.
- Demoux, A., Schärer, U. and Corsini, M.** 2008. Variscan evolution of the Tanneron massif, SE France, examined through U-Pb monazite ages. *Journal of Geological Society*, **165**: 467-478.
- Dercourt, J. and al.** 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, **123**: 241-315.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielinck, B.** 1993. *Atlas Tethys, paleoenvironmental maps*. Gauthier-Villars, Paris, 307

- pp.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Karmin, V.C., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sburtschikov, I.M., Geyssant, J., Lèpvrier, C., Pechersky, D.A., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Laver, J.P. and Biju-Duval, B.** 1985. Présentation des 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 637–652.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., E., T., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D.** 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics* (Eds M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park), **Special Publications 45**, pp. 265-283. Geological Society, London.
- Dhont, D., Luxey, P. and Chorowicz, J.** 2005. 3-D modeling of geologic maps from surface data. *AAPG Bulletin*, **89**: 1465-1474.
- Dodson, M.H.** 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**: 259-274.
- Du Fornel, E.** 2003. *Reconstitution sédimentologique tridimensionnelle et simulation stratigraphique du système turbiditique éocène des Grès d'Annot (Alpes méridionales)*. Unpublished Ph.D thesis, Université de Rennes 1, 243 pp.
- Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Muller, C., Ravenne, C. and Sztrákos, K.** 2004. The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications 221**, pp. 137-160. Geological Society, London.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. and Fabre, R.** 2002. Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1741-1752.
- Dubois, R. and Fontes, J.C.** 1962. Sur le Crétacé supérieur du Dévoluy (Hautes-Alpes) et ses relations avec les régions voisines. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 607-611.
- Durand-Riard, P. and Caumon, G.** 2009. Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. In: *29th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Durand-Riard, P., Caumon, G. and Ford, M.** 2008. A step towards easy 3D restoration: relaxing the meshing constraints. In: *28th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Durand-Riard, P., Caumon, G., Salles, L. and Viard, T.** 2009. Balanced Restoration of Geological Volumes with Relaxed Meshing Constraints. In: *AAPG Annual Convention, Search and Discovery Article #40465*, Denver (Colorado).
- El Khôly** 1972. *Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute Provence)*. Unpublished Ph.D. thesis, Université Claude Bernard, Lyon, 115 pp.
- Elliott, T.** 2009. Failure Tracts in Deep-Water Settings Driven by Large-Scale Shelf Edge Failure. In: *AAPG Hedberg Research Conference "Deep Water Fold and Thrust Belts"* (Eds G. Apps, R.W.H. Butler, T. Meckel and F. Peel), Tirrenia, Italy.
- Elliott, T., Apps, G., Davies, H., Evans, M., Ghibaud, G. and Graham, R.H.** 1985. A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of southeast France. In: *International Symposium on Foreland Basins, Excursion Guidebook* (Eds P.A. Allen, P. Homewood and G. Williams), pp. 39-73. International Association of Sedimentologists, Fribourg.
- Erslev, E.A.** 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, **19**: 617-620.
- Euzen, T., Joseph, P., Fornel, E.d., Lesur, S., Granjeon, D. and Guillocheau, F.** 2004. Three-dimensional stratigraphic modelling of the Grès d'Annot system, Eocene-Oligocene, SE France. In: *Deep-water sedimentation in the Alpine Basin of SE France; new perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications 221**, pp. 161-180. Geological Society, London.
- Evans, M., Elliott, T., Apps, G. and Mange-Rajetzky, M.A.** 2004. The Tertiary Grès de Ville of the Barrême Basin: feather edge equivalent to the Grès d'Annot?, **Special Publications 221**, pp. 97-110. Geological Society, London.
- Evans, M.J.** 1987. *Tertiary sedimentology and thrust tectonics in the southwest Alpine foreland basin, Alpes de Haute-Provence, France*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Wales, UK.
- Evans, M.J. and Elliott, T.** 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin: The Tertiary Barrême basin, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 1617-1643.
- Farley, K.A., Wolf, R.A. and Silver, L.T.** 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochim Cosmochim Acta*, **60**: 4223-4229.
- Felletti, F.** 2002. Complex bedding geometries and facies associations of the turbiditic fill of a confined basin in a transpressive setting (Castagnola Fm., Tertiary Piedmont Basin, NW Italy). *Sedimentology*, **49**: 645-667.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O. and Marzo, M.** 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG Bulletin*, **88**: 1049-1068.

- Ferrara, G. and Malaroda, R.** 1969. Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massif (Maritime Alps). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **88**: 311–320.
- Ferry, J.-N., Mulder, T., Parize, O. and Raillard, S.** 2005. Concept of equilibrium profile in deep-water turbidite systems: effects of local physiographic changes on the nature of sedimentary process and geometries of deposits. In: *Submarine Slope Systems* (Eds D.M. Hodgson and S.S. Flint), **Special Publication 244**, pp. 181-194. Geological Society of London.
- Flandrin, J.** 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 376-386.
- 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**: 1093-1110.
- Ford, M.** 1996. Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. *Ecolgae geol. Helv.*, **89**: 269-295.
- Ford, M.** 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, **16**: 361-375.
- Ford, M., Bourlange, S., Caumon, G., Joseph, P., Le Solleuz, A. and Mondésert, E.** 2005. 3-D Structural Control on Turbidite Depocentres in a Foreland Basin Setting: The Sanguinière Depocentre, Grès d'Annot, Southeast France. In: *AAPG International Conference and Exhibition*, Paris.
- 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**: 815-826.
- Ford, M., Lickorish, W.H. and Kusznir, N.J.** 1999. Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic analysis. *Basin Research*, **11**: 315–336.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J. and Hardy, S.** 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **19**: 413-441.
- Fort, X., Brun, J.-P. and Chauvel, F.** 2004. Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. *AAPG Bulletin*, **88**: 1523-1544.
- Fox, F.G.** 1959. Structure and accumulation of hydrocarbons in southern foothills, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, **43**: 992-1025.
- Frank, T., Tertois, A.-L. and Mallet, J.-L.** 2007. 3d-reconstruction of complex geological interfaces from irregularly distributed and noisy point data. *Computers and Geosciences*, **33**: 932-943.
- Frisch, W.** 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, **60**: 121–139.
- Frisch, W.** 1981. Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. *Geologische Rundschau*, **70**: 402–411.
- Fry, N.** 1989. Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Eds M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park), **Special Publications 45**, pp. 83-109. Geological Society of London.
- Galloway, W.E. and Hobday, D.K.** 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*. Springer-Verlag, Berlin.
- Garcia-Castellanos, D.** 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. *Basin Research*, **14**: 89-104.
- Gardner, M.H., Borer, J.M., Romans, B.W., Baptista, N., Kling, E.K., Hanggoro, D., Melick, J.J., Wagerle, R.M., Carr, M.M., Amerman, R. and Atan, S.** 2008. Stratigraphic models for deep-water sedimentary systems. In: *28th Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference*.
- Gee, M.J.R. and Gawthorpe, R.L.** 2006. Submarine channels controlled by salt tectonics: Examples from 3D seismic data offshore Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 443-458.
- Gee, M.J.R., Uy, H.S., Warren, J., Morley, C.K. and Lambiase, J.J.** 2007. The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, **246**: 9-23.
- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C. and Guldbrandsen, H.** 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152**: 19-42.
- Gibbons, W., Waters, C. and Warburton, J.** 1986. The blueschist facies schistes lustrés of Alpine Corsica: a review. *Geological Society of America Memoir*, **164**: 301-302.
- Gidon, M. and Pairis, J.L.** 1986. La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales): origine, déplacements et signification régionale. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **303**: 981-984.
- Gidon, M. and Pairis, J.L.** 1992. Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, **85**: 327-359.
- Gigot, P., Grandjacquet, C. and Haccard, D.** 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la zone septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 128-139.
- Giles, K.A. and Lawton, T.F.** 1999. Attributes and evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, northeastern Mexico. *Geology*, **27**: 323-326.



- Glangeaud, L. and d'Albissin, M.** 1958. Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**: 675-688.
- Goguel, J.** 1963. Les problèmes des chaînes subalpines. In: *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot* (Ed M. Duvand Delga), pp. 301-307. Société Géologique de France.
- Goguel, J.** 1984. Rôle du Trias dans la tectonique. In: *Chapitre Trias, Synthèse géologique du SE de la France, Mémoire BRGM 125* (Ed L.c. Courel), pp. 110-111.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Cooper, R.A., Sadler, P.M., Hinnov, L.A., Villeneuve, M., McArthur, J.M., Howarth, R.J., Agterberg, F.P., Robb, L.J., Knoll, A.H., Plumb, K.A., Shields, G.A., Strauss, H., Veizer, J., Bleeker, W., Shergold, J.H., Melchin, M.J., House, M.R., Davydov, V., Wardlaw, B.R., Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Hooker, J.J., Monechi, S., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A., Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Schmitz, B., Laskar, J., Wilson, D., Gibbard, P. and van Kolfshoten, T.** 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pp.
- Grand, T.** 1988. Jurassic faulting in the Dauphiné palaeo-tilted blocks between Grenoble and La Grave. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 613-621.
- Graveleau, F. and Dominguez, S.** 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes rendus géosciences*, **340**: 324-333.
- Grecula, M., Flint, S., Potts, G., Wickens, D. and Johnson, S.** 2003. Partial ponding of turbidite systems in a basin with subtle growth-fold topography: Laingsburg-Karoo, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, **73**: 603-620.
- Grelaud, S., Sassi, W., Frizon de Lamotte, D., Jaswal, T. and Roure, F.** 2002. Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario. *Marine and Petroleum Geology*, **19**: 1127-1139.
- Gubler, Y.** 1958. Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud - Formation détritique de Barrême, Flysch «Grès d'Annot». *Eclogae Geol. Helv.*, **51**: 942-976.
- Guillocheau, F., Robin, C., Broucke, O. and Joseph, P.** 2005. Le Massif de Sanguinière. In: *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Éocène - Oligocène du Sud-Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés)*. Livret-guide de l'excursion ASF du 7 au 10 Octobre 2005 (Eds P. Joseph, Y. Callec, F. Guillocheau and C. Robin), **Publication ASF 54**, pp. 152. Association des Sédimentologues Français (<http://www.sedimentologie.com>).
- Haccard, D., Beaudoin, B., Gigot, P. and Jorda, M.** 1989. Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de la JAVIE (918), pp. 152p. BRGM, Orléans.
- Hadler-Jacobsen, F., Gardner, M.H. and Borer, J.M.** 2007. Seismic stratigraphic and geomorphic analysis of deep-marine deposition along the West African continental margin. In: *Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production* (Eds R.J. Davies, H.W. Posamentier, L.J. Wood and J.A. Cartwright), **Special Publications 277**, pp. 47-84. Geological Society, London.
- Haji Ahmad, Z., Okpere, E., Ibrahim, A.B., Tromp, J.P. and Demyttenaere, R.** 2000. Brunei Deep Water Exploration: From Sea-floor Images to Depositional Models in a Slope Turbidite Setting. In: *AAPG International Conference and Exhibition, Extended abstract*, Bali, Indonesia.
- Hamiti, M.** 1994. *Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synschisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises)*. Unpublished Ph. D thesis, Université d'Aix-Marseille, 195 pp.
- Haq, B.U., Hardenbold, J. and Vail, P.R.** 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences.*, **235**: 1156-1167.
- Hardy, S. and Ford, M.** 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, **16**: 841-854.
- Harrison, C.P. and Graham, S.A.** 1999. Upper Miocene Stevens Sandstone, San Joaquin Basin, California : Reinterpretation of a Petroliferous, Sand-Rich, Deep-Sea Depositional System. *AAPG Bulletin*, **83**: 898-924.
- Harrison, J.C. and Bally, A.W.** 1988. Cross-sections of the Parry Island fold belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: implications for the timing and kinematic history of some thin-skinned décollement systems. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, **36**: 311-332.
- Haughton, P.** 2000. Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. *Sedimentology*, **47**: 497-518.
- Haughton, P.** 2001. Contained turbidites used to track sea bed deformation and basin migration, Sorbas Basin, south-east Spain. *Basin Research*, **13**: 117-139.
- Helbing, H. and Tiepolo, M.** 2005. Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution. *Journal of Geological Society, London*, **162**: 689-700.
- Higgs, N.G.** 1993. Finite element models of structural style in salt-floored fold-and-thrust-belts. In: *AAPG, International Hedberg Research Conferences Abstracts*, pp. 81-83, Bath (U.K.).
- Holman, W.E. and Robertson, S.S.** 1994. Field development, depositional model and production performance of the turbiditic "J" sands at prospect Bullwinkle, Green Canyon 65 field, outer-shelf Gulf of Mexico. In: *SEPM Foundation, Gulf Coast Section, 15th Annual Bob Perkins Research Conference* (Eds P. Weimer, A.H. Bouma and



- B.F. Perkins), **Submarine Fans and Turbidite Systems**.
- Hourigan, J.K., Reiners, P.W. and Brandon, M.T.** 2005. U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry, Part I: Theory. *Geochim Cosmochim Acta*, **69**: 3349-3365.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. and Hurford, A.J.** 1992. *Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps*. Mémoires de Géologie, **13**, Lausanne, 59 pp.
- Hurley, P.M.** 1954. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks. In: *Nuclear Geology* (Ed H. Faul), pp. 301-329. Wiley, New York.
- Husson, L. and Mugnier, J.L.** 2003. Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baishai anticline, western Nepal. *Journal of Structural Geology*, **25**: 79-90.
- Inglis, I., Lepvraud, A., Mousset, E., Salim, A. and Vially, R.** 1981. *Etude sédimentologique des Grès d'Annot. (Régions de Colmars les Alpes et du Col de la Cayolle)*. Unpublished Master thesis, ENSPM, Rueil-Malmaison, 169 pp.
- Innocent, C., Michard, A., Guerrot, C. and Hamelin, B.** 2003. Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des complexes leptyno-amphibolitiques de l'Europe varisque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**: 585-594.
- Isacks, B.L.** 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 3211-3231.
- Ivaldi, J.-P.** 1971. Le phénomène de thermoluminescence appliqué à l'étude du flysch «Grès d'Annot» (France). Conséquences paléogéographiques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. (2)*, **XIII**: 521-526.
- Ivaldi, J.-P.** 1973. *contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries «Grès d'Annot». Origines du matériel détritique - Conséquences paléogéographiques*. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Nice, 163 pp.
- Jackson, M.P.A.** 1995. Retrospective salt tectonics. In: *Salt tectonics: A global perspective* (Eds M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson), **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, pp. 1-28.
- Jakni, B.** 2000. *Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin Liguro-Provençal: La Corse et le massif des Maures-Tanneron*. Unpublished Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France., 344 pp.
- Jamison, W.J.** 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terrains. *Journal of Structural Geology*, **9**: 207-219.
- Jean, S.** 1985. *Les Grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera Mercantour*. Unpublished Ph.D., Université de Grenoble, 243 pp.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.J.** 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Study of America Bulletin*, **94**: 341-361.
- Joseph, P., Babonneau, N., Bourgeois, A., Cotteret, G., Eschard, R., Garin, B., Gomes De Souza, O., Granjeon, D., Guillocheau, F., Lerat, O., Quemener, J.M. and Ravenne, C.** 2000. The Annot Sandstone outcrops (French Alps): architecture description as input for quantification and 3D reservoir modelling. In: *Deep-Water Reservoirs of the World* (Eds P. Weimer et al.), **SEPM Special Publications**, pp. 422-449.
- Joseph, P., Callec, Y. and du Fornel, E.** 2005. Le sous-bassin confiné Saint Antonin - Annot. In: *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Éocène - Oligocène du Sud-Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés)*. Livret-guide de l'excursion ASF du 7 au 10 Octobre 2005 (Eds P. Joseph, Y. Callec, F. Guillocheau and C. Robin), **Publication ASF 54**, pp. 152. Association des Sédimentologistes Français (<http://www.sedimentologie.com>).
- Joseph, P. and Lomas, S.A.** 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, **Special Publications 221**. Geological Society, London.
- Joseph, P. and Ravenne, C.** 2001. Overview of the Grés d'Annot Basin. In: *Guide Book for the Field Excursion of the Research Meeting 'Turbidite Sedimentation in Confined Systems' held in Nice, 10-15 September 2001* (Eds P. Joseph et al.).
- Kerckhove, C.** 1964. Mise en évidence d'une série à caractère d'olistostrome au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, série II*, **259**: 4742-4745.
- Kerckhove, C.** 1969. La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, **45**: 5-204.
- Kerckhove, C., Debelmas, J. and Cochonat, P.** 1978. Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, **54**: 67-82.
- Kherroubi, A., Déverchère, J., Yelles, A., Mercier de Lépinay, B., Domzig, A., Cattaneo, A., Bracène, R., Gaullier, V. and Graindorge, D.** 2009. Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology, Special Issue on EUROMARGINS 261*: 17-32.
- Kley, J., Monaldi, C.R. and Salfity, J.A.** 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, **301**: 75-94.
- Kley, J. and Voigt, T.** 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, **36**: 839-842.

- Kneller, B.** 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (Eds A.J. Hartley and D.J. Prosser), **Special Publication 94**, pp. 31-49. Geological Society, London.
- Kneller, B. and McCaffrey, W.D.** 1999. Depositional effects of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 980-991.
- Kuener, P.H., Faure - Muret, A., Lanteaume, M. and Fallot, P.** 1957. Observations sur les Flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**: 4-26.
- Labauve, P., Jolivet, M., Souquière, F. and Chauvet, A.** 2008. Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès d'Annot basin (Late Eocene–Early Oligocene, French–Italian external Alps). *Terra Nova*, **20**: 95–101.
- Labauve, P., Ritz, J.-F. and Philip, H.** 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales: leurs relations avec la tectonique compressive. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **308**: 1553-1560.
- 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**: doi:10.1029/2004TC001673.
- 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*, **21**.
- Lanteaume, M., Beaudoin, B. and Campredon, R.** 1967. Figures sédimentaires du flysch "Grès d'Annot", synclinal de Peñra-Cava. *Edition du Centre National de la Recherche Scientifique*.
- Laurent, O., Stephan, J.-F. and Popoff, M.** 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de France*, **3**: 33-65.
- Lawson, K.D.** 1987. *Thrust geometry and folding in the Alpine structural evolution of Haute Provence*. Unpublished Ph.D thesis, University College of Swansea, 360 pp.
- Le Carlier de Veslud, C., Pellerin, J., Caumon, G., Antoine, C. and Rouby, D.** 2008. Georeferencing map and cross-section in gOcad. In: *28th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. and Roulet, M.-J.** 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; A new analysis. In: *Processes in Continental Lithospheric Deformation: Geological Society of America Special Paper 218* (Eds S.P. Clark, B.C. Burchfiel and J. Suppe), pp. 111–131.
- Lee, C.I., Chang, Y.L. and Coward, M.P.** 2002a. Inversion tectonics of the fold-and-thrust belt, western Taiwan. In: *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan* (Eds T.B. Byrne and C.S. Liu), **Geological Society of America Special Paper 358**, pp. 13-30, Boulder, Colorado.
- Lee, J.-G., Chu, H.-T., Angelier, J., Chan, Y.-C., Hu, J.-C., Lu, C.-Y. and Rau, R.-J.** 2002b. Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures. *Journal of Structural Geology*, **24**: 173-192.
- Leleu, S.** 2005. *Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de la collision*. Unpublished Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 200 pp.
- Lemoine, M.** 1972. Rythme et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Françaises. *International Journal of Earth Sciences*, **61**: 975-1010.
- Lemoine, M.** 1973. About gravity gliding tectonics in the western Alps. In: *Gravity and Tectonics* (Eds K. De Jong and R. Scholten), pp. 201-216. Wiley, New York.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J. and Tricart, P.** 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**: 179-199.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.C. and Tricart, P.** 2000. *De l'Océan à la Chaîne de Montagnes: Tectonique des Plaques Dans les Alpes*. Gordon and Breach, Newark, N. J., 207 pp.
- Lepage, F. and Mallet, J.-L.** 2001. Filling 3d geological models with nice tetrahedra honoring boundaries. In: *21st Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Letouzey, J., Colleta, B., Vially, R. and Chermette, J.C.** 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: *Salt tectonics: a global perspective* (Eds P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson), **AAPG Memoir 65**, pp. 41-60.
- Letouzey, J. and Sherkat, S.** 2004. Salt Movement, Tectonic Events, and Structural Style in the Central Zagros Fold and Thrust Belt (Iran). In: *GCSSEPM* (Ed Bergen), Houston.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colleta, B. and Chabron, E.** 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachments levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, **320**: 45-67.
- Lickorish, W.H. and Ford, M.** 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Eds A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernández), *Geological Society Special Publications*, **Special Publications 134**, pp. 189-211. Geological Society, London.

- Lickorish, W.H., Ford, M., Bürgisser, J. and Cobbold, P.R.** 2002. Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **114**: 1089-1107.
- Lombardo, B., Rubatto, D., Colombo, F. and Compagnoni, R.** 1997. Variscan eclogites and HP granulites in the Malinvern–Argentera Complex (Argentera massif, Western Alps): PT estimations and U–Pb zircon ages. *Terra Nova*, **9**: 18–19.
- Lonergan, L., Buddin, T. and Mayall, M.** 2009. Response of Submarine Channels Systems to Fold Growth: An Example from the Mississippi Fan Fold Belt, Deepwater NE Gulf of Mexico.
- Lory, P.** 1895. Communication sur les plis anciens du Dévoluy (Hautes-Alpes) et des régions voisines. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**: 843-844.
- Loup, B.** 1992. Mesozoic subsidence and stretching models of the lithosphere in Switzerland (Jura, Swiss Plateau and Helvetic realm). *Eclogae geologicae Helvetiae*, **85**: 541-572.
- Lucente, C.C.** 2004. Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, **170**: 107-134.
- Ludwig, K.R.** 2003. User's Manual for a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **4**.
- Madeddu, B., Béthoux, N. and Stéphane, J.-F.** 1996. Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**: 797-810.
- Maillart, J.** 1991. *Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle*. Thesis. Mémoire des Sciences de la Terre n°12, ENSMP, Paris, 191 pp.
- Mallet, J.L.** 1992a. GOCAD: a computer aided design program for geological applications. In: *Three-Dimensional Modeling with Geoscientific Information Systems* (Ed A.K. Turner), pp. 123-142. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Mallet, J.-L.** 1989. Discrete smooth interpolation. *ACM transactions on graphics*, **8**: 121-144.
- Mallet, J.-L.** 1992b. Discrete Smooth Interpolation. *Computer-aided design*, **24**: 178-191.
- Mallet, J.-L.** 1997. Discrete modeling for natural objects. *Mathematical Geology*, **29**: 199-219.
- Mallet, J.-L.** 2002. *Geomodeling. Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, 624 pp.
- Malod, J.A. and Mauffret, A.** 1990. Iberian plate motion during the Mesozoic. *Tectonophysics.*, **184**: 261-278.
- Mansour, M.** 1991. *Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera (Alpes occidentales) et des Jebilet (Meseta marocaine)*. Unpublished Ph.D., Université de Grenoble 1, 197 pp.
- Mansour, M., Poupeau, G., Bogdanoff, S., Michard, A. and Tane, J.L.** 1992. Apatite fission track dating and uplift of the Argentera Massif, western Alps (France, Italy). *Geoteller Alpin. Géologie Alpine, Série spéciale Resumés de colloques*, **1**: 67.
- Martini, E.** 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *2nd International Conference on Planktonic Microfossils* (Ed A. Farinacci), **2**, pp. 739-785, Rome.
- Masclé, A. and Puigdefàbregas, C.** 1998. Tectonics and sedimentation in foreland basins: results from Integrated Basin Studies project. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Eds A. Masclé, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher and M. Fernández), **Special Publications 134**, pp. 1-28. Geological Society, London.
- Mason, R.A.** 1997. Structure of the Alice anticline, Papua New Guinea: serial balances cross-sections and their restoration. *Journal of Structural Geology*, **19**: 719-734.
- Mathalone, J.M.P. and Montoya, M.** 1995. Petroleum Geology of the Sub-Andean Basins of Peru. In: *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62* (Eds A.J. Tankard, R. Sua' rez Soruco and H.J. Welsink), pp. 423-444.
- Matte, P.** 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics.*, **196**: 309– 337.
- Matte, P.** 2001. The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**: 122-128.
- Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., Stuijvenberg, W., Weidmann, M. and Winkler, W.** 1980. Flysch and molasse of western and central Switzerland. In: *Geology of Switzerland. a guide book* (Ed R. Trümpy), pp. 261-293. Wepf, Basel.
- Mattioni, L., Sassi, W. and Callot, J.-P.** 2007. Analogue models of basin inversion by transpression: role of structural heterogeneity. In: *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* (Eds A.C. Ries, R.W.H. Butler and R.H. Graham), **Special Publications 272**, pp. 397-417. Geological Society, London.
- McCaffrey, W.D. and Kneller, B.** 2001. Process controls on the development of stratigraphical trap potential on the margins of confined turbidite systems, and aids to reservoir evaluation. *AAPG Bulletin*, **85**: 971-988.
- McClay, K.R.** 1989. Analogue models of inversion tectonics. In: *Inversion Tectonics* (Eds M.A. Cooper and G.D. Williams), **Special Publications 44**, pp. 41-62. Geological Society, London.
- McClay, K.R. and Buchanan, P.G.** 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: *Thrust tectonics* (Ed K.R. McClay), pp. 93-104. Chapman & Hall, London.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T. and Richards, M.** 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by



- oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, **21**: 857-877.
- McGilvery, T.A. and Cook, D.L.** 2004a. Depositional elements of the slope/basin depositional system offshore Brunei. In: *Indonesian Petroleum Association - American Association of Petroleum Geologist, Deepwater and Frontier Symposium*.
- McGilvery, T.A. and Cook, D.L.** 2004b. Flows paths and waterbottom gradients across a stepped slope profile, offshore Brunei. In: *Indonesian Petroleum Association - American Association of Petroleum Geologist, Deepwater and Frontier Symposium*, pp. DFE04-PO-020.
- McNaught, M.A. and Mitra, G.** 1993. A kinematic model for the origin of footwall synclines. *Journal of Structural Geology*, **15**: 805-808.
- Ménard, G.** 1979. *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France: essai d'utilisation de données géophysiques*. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Mercier, J.** 1958. Sur l'âge de la phase tectonique «antésénonienne» à l'W du Dévoluy (Drôme). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**: 689-697.
- Merle, O. and Abidi, N.** 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**: 439-450.
- Merle, O. and Brun, J.-P.** 1984. The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *Journal of Structural Geology*, **6**: 711-719.
- Mezger, K. and Krogstad, E.J.** 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**: 127-140.
- Michard, A., Dumont, T., Andreani, L. and Loget, N.** submitted 2009. Synsedimentary detachment on a former passive margin: the ante-Senonian Dévoluy unconformity, revisited (Southern Subalpine Chains, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*.
- Michard, A., Obrecht, M.A. and Popescu, L.C.** 1986. La discordance crétacée du Dévoluy, résultat de décollements gravitaires sous-marins? In: *11ème Réunion Extraordinaire des Sciences de la Terre*, Clermont-Ferrand.
- Michon, L. and Merle, O.** 2001. The evolution of the Massif Central Rift; spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**: 201-211.
- Mitra, S.** 1990. Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps. *AAPG Bulletin*, **74**: 921-945.
- Mondésert, E.** 2005. *Modélisation du Bassin des Grès d'Annot de Sanguinière (Sud-Est de la France)*. Rapport de stage en laboratoire de 3A, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy.
- Moraes, M.A.S., Blaskovsky, P.R. and Joseph, P.** 2004. The Grès d'Annot as an analogue for Brazilian Cretaceous sandstone reservoirs: comparing convergent to passive-margin confined turbidites. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), *Special Publications 221*, pp. 419-436. Geological Society, London.
- Morley, C.K., Back, S., Van Rensbergen, P., Crevello, P. and Lambiase, J.J.** 2003. Characteristics of repeated, detached, Miocene–Pliocene tectonic inversion events, in a large delta province on an active margin, Brunei Darussalam, Borneo. *Journal of Structural Geology*, **25**: 1147-1169.
- Morley, C.K. and Guerin, G.** 1996. Comparison of gravity driven deformation styles and behavior associated with mobile shales and salt. *Tectonics*, **15**: 1154–1170.
- Morley, C.K. and Leong, L.C.** 2008. Evolution of deep-water synkinematic sedimentation in a piggyback basin, determined from three-dimensional seismic reflection data. *Geosphere*, **4**: 939-962.
- Mougin, F.** 1978. *Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot*, Université de Grenoble, 167 pp.
- Mouterde, R., Jautée, E. and Beaudoin, B.** 1984. Chaînes subalpines méridionales. In: *Chapitre Lias. Synthèse de la géologie du Sud-Est de la France. Mém. BRGM 125* (Ed R. Mouterde).
- Mouterde, R.c.** 1984. Lias. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France; Mém. BRGM 125* (Eds S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.-J. Lienhardt).
- Mugnier, J.L., Baby, P., Colleta, B., Vinour, P., Balé, P. and Leturmy, P.** 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: A view from analogue models. *Geology*, **25**: 427-430.
- Muron, P.** 2005. *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 145 pp.
- Mutti, E.** 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**: 107-131.
- Mutti, E. and Ricci-Lucci, F.** 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **11**: 161-199.
- Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.-P., Unternehr, P. and Richert, J.P.** 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-case model investigation. *Sedimentary Geology*, **95**: 237-250.
- Nijman, W.** 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tresp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (Eds A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P.



- Luterbacher and M. Fernández), **Special Publications 134**, pp. 135-162. Geological Society, London.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Abbott, D., Brunet, M.-F. and Cloetingh, S.** 2002. Permo–Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. *Tectonophysics*, **351**: 3-39.
- Normark, W.R.** 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, **62**: 912-931.
- Olivet, J.L.** 1996. Cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20**: 22407-22433.
- Oncken, O., Winterfeld, C.v. and Dittmar, U.** 1999. Accretion of a rifted passive margin: the Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics*, **18**: 75-91.
- Ori, G.G. and Friend, P.F.** 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, **12**: 475-478.
- Osborn, G., Stockmal, G. and Haspel, R.** 2006. Emergence of the Canadian Rockies and adjacent plains: A comparison of physiography between end-of-Laramide time and the present day. *Geomorphology*, **75**: 450-477.
- Pairis, J.L.** 1971. Effets de la tectonique en “coins” sur la marge orientale du synclinal d’Annot (Alpes de Haute-Provence). *Géologie Alpine*, **47**: 215-222.
- Pairis, J.L.** 1987. Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. *Géologie Alpine mémoire h.s.*, **13**.
- Pairis, J.L., Giannerini, G. and Nury, D.** 1984. Tectonique et sédimentation dans les domaines alpin externe et périalpin. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **125**: 453-456.
- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C. and Orsini, J.-B.** 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, **198**: 1-20.
- Patacci, M., McCaffrey, W.M. and Haughton, P.** 2008. Flow Processes in Slope-Confined Turbidity Currents: Evidence from the Annot Sandstone, Late Eocene, SE France. In: *AAPG Annual Convention and Exhibition*, pp. 157, San Antonio Texas.
- Pérez-Estaún, A., Alvarez-Marron, J., Brown, D., Puchkov, V., Gorozhanina, Y. and Baryshev, V.** 1997. Along-strike structural variations in the foreland thrust and fold belt of the southern Urals. *Tectonophysics*, **276**: 265-280.
- Pfiffner, O.D.** 1993. The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *Journal of structural geology*, **15**: 511-521.
- Pickering, K.T. and Corredigor, J.** 2005. Mass-Transport Complexes (MTCs) and Tectonic Control on Basin-Floor Submarine Fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 761-783.
- Pickering, K.T. and Hilton, V.C.** 1998. *Turbidite systems of Southeast France*. Vallis Press, London, 229 pp.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J. and Lavé, J.** 2003. Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth Planetary Sciences Letters*, **215**: 73-88.
- Pilger, R.H.** 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *GSA Bulletin*, **92**: 448–456.
- Pirmez, C., Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J. and Mohrig, D.C.** 2000. Equilibrium Profile and Baselevel in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the architecture of Deepwater Reservoirs. In: *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World, December 3-6*.
- Plan, J.** 1968. La Fenêtre de Barcelonnette. *Bulletin du service de la carte géologique de la France*, **LXV**.
- Poblet, J., Bulnes, M., McClay, K. and Hardy, S.** 2004. Plots of Crestal Structural Relief and Fold Area versus Shortening - A Graphical Technique to Unravel the Kinematics of Thrust-related Folds. In: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (Ed K.R. McClay), **AAPG Memoir**, pp. 372-399. AAPG, Tulsa.
- Pochat, S.** 2003. *Escarpelement de faille synsédimentaire. Perturbation des écoulements gravitaires sous-marins et détermination de la cinématique des failles*. Ph.D. thesis. Mémoires géosciences Rennes 105, Université de Rennes 1, 283 pp.
- Poirier, V.** 2005. *Modélisation 3D du Bassin des Grès d’Annot de Sanguinière*. Rapport de stage de fin de 1A, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy.
- Prather, B.E.** 2000. Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 619-638.
- Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S. and Craig, P.A.** 1998. Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intra-slope basins, deep-water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, **82**: 701-728.
- Price, R.A. and Fermor, P.R.** 1985. Structure section of the Cordilleran foreland thrust and fold belt west of Calgary, Alberta. *Geological Survey of Canada, Paper 84.*: 14.
- Puigdefàbregas, C., Gjelberg, J. and Vaksdal, M.** 2004. The Grès d’Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d’Annot and related systems*. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications**

- 221, pp. 367-388. Geological Society, London.
- Rahl, J.M., Reiners, P.W., Campbell, I.H., Nicolescu, S. and Allen, C.M.** 2003. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from the Navajo Sandstone, Utah. *Geology*, **31**: 761-764.
- Ramos, V.A., Cegarra, M. and Cristallini, E.** 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36°S latitude). *Tectonophysics*, **259**: 185–200.
- Ramsay, J.G.** 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ravenne, C., Vially, R., Riché, P. and Trémolières, P.** 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'IFP*, **42**: 529-553.
- Razin, P., Bonijoly, D., Le Strat, P., Courel, L., Poli, E., Dromart, G. and Elmi, S.** 1996. Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardeche, France. *Marine and Petroleum Geology*, **13**: 625-652.
- Reading, H.G. and Richards, M.** 1994. Turbidite Systems in Deep Water Basins Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *AAPG Bulletin*, **78**: 792-822.
- Reiners, P.W.** 2005. Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **58**: 151-179.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. and Zanetti, K.A.** 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**: 1857-1887.
- Reiners, P.W., Zhou, Z., Ehlers, T.A., Xu, C., Brandon, M.T., Donelick, R.A. and Nicolescu, S.** 2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track dating. *American Journal of Science*, **303**: 489-518.
- Renaud, P.** 1986. Le jeu de l'accident du col de la Cine du Lias au Crétacé supérieur (Sud-Est de la France).
- Ricci-Lucchi, F.** 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: *Foreland Basins* (Eds P.A. Allen and P. Homewood), **International Association of Sedimentologists, Special Publication 8**, pp. 105-139. Blackwell Scientific Publications.
- Rich, J.L.** 1934. Mechanics of low-angle overthrusting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **18**: 1584-1596.
- Ritz, J.-F.** 1991. *Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques*. Unpublished Ph.D., Université Montpellier II, 187 pp.
- Ritz, J.-F.** 1992. Tectonique récente et sismo tectonique des Alpes du Sud; analyse en termes de contraintes. *Quaternaire*, **3**: 111-124.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. and Ustaömer, T.** 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic–Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region* (Eds A. Morris and D.H. Tarling), **Geological Society of London Special Publications 105**, pp. 239– 263.
- Roca, E.** 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. In: *PeriTethys memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins, IGCP 369. Mémoire du Museum Nationale d'Histoire Naturelle de Paris 186* (Eds P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau), pp. 671-706.
- 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**: 217-230.
- Rosenbaum, G. and Lister, G.S.** 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, **69**: 281-306.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C.** 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359**: 117– 129.
- Rossi, P., Bigot-Cormier, F., Saddiqi, O., Poupeau, G. and Sosson, M.** 2005. Exhumation of Sardinia: apatite fission track results. *Geophysical Research Abstracts*, **7**: 9-2-2005.
- Rossi, P., Oggiano, G. and Cocherie, A.** 2009. A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *Comptes rendus géosciences*, **341**: 224-238.
- Rowan, M.G. and Vendeville, B.C.** 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology*, **23**: 871-891.
- Salles, L.** 2006. *Modélisation structurale du bassin de Sanguinière (Sous-bassin d'Annot, Sud-Est de la France)*. Rapport de master, Institut National Polytechnique de Lorraine, 34 pp.
- Salles, L., Ford, M. and Joseph, P.** submitted-a. Structural evolution of a wedge-top foreland basin, southern subalpine fold and thrust belt of SE France. *International Journal of Earth Sciences*.
- Salles, L., Ford, M. and Joseph, P.** submitted-b. Turbidite deposition in axially fed asymmetrical synclines of an active wedge-top basin (Annot Sandstone of SE France). *Marine and Petroleum Geology*.
- Salles, L., Ford, M., Joseph, P., Le Carlier de Veslud, C. and Le Solleuz, A.** in revision. Progressive migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France. *Bulletin de la Société Géologique*

de France.

- Sambridge, M.S. and Compston, W.** 1994. Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planetary Sciences Letters*, **128**: 373-390.
- Sans, M. and Vergés, J.** 1995. Fold Development Related to Contractional Salts Tectonics: Southeastern Pyrenean Thrust Front, Spain. In: *Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65* (Eds M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson), pp. 369-378.
- Sassi, W., Colleta, B., Balé, P. and Paquereau, T.** 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, **226**: 97-112.
- Scharer, K.M., Burbank, D.W., Chen, J. and Weldon II, R.J.** 2006. Kinematic models of fluvial terraces over active detachment folds: Constraints on the growth mechanism of the Kashi-Atushi fold system, Chinese Tian Shan. *GSA Bulletin*, **118**: 1006-1021.
- Schettino, A. and Scotese, C.R.** 2002. Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous. In: *Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogeny*. (Eds G. Rosenbaum and G.S. Lister), *Journal of the Virtual Explorer*.
- Schlund, J.M.** 1950. *Tectonique et stratigraphie de la couverture jurassique supérieure, crétacée et nummulitique au Nord-Ouest du Dôme de Barrot entre Colmars-les-Alpes et St Martin d'Entraunes*, Université de Grenoble, 33 (+ 28 planches) pp.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E. and Klaper, E.M.** 1997. Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics*, **16**: 823-840.
- Schmid, S., Zingg, A. and Handy, M.** 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, **135**: 47-66.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. and Schuster, R.** 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**: 93-117.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G. and Kissling, E.** 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, **15**: 1036-1064.
- Schreurs, G. and Colleta, B.** 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Eds R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey), *Special Publications 135*, pp. 59-79. Geological Society, London.
- Scisciani, V., Tavarnelli, E. and Calamita, F.** 2002. The interaction of extensional and contractional deformations in orogenic belts: the example of the Central Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, **10**: 1647-1658.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y. and Songurlu, O.** 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (Eds J.E. Dixon and A.H.F. Robertson). Geological Society of London Special Publications 17.
- Séranne, M.** 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publications 156*, pp. 15-36.
- Shanmugam, C.I. and Moiola, R.I.** 1988. Submarine Fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews*, **24**: 383-428.
- Shaw, J.H., Novoa, E. and Connors, C.D.** 2004. Structural Controls on Growth Stratigraphy in Contractional Fault-related Folds. In: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (Ed K.R. McClay), *AAPG Memoir 82*, pp. 400-412.
- Siame, L.L., Bellier, O. and Sebrier, M.** 2006. Active tectonics in the Argentine Precordillera and Western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **61**: 604-619.
- Sibuet, J.C. and Collette, B.J.** 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constrains on the kinematic evolution. *Geology*, **19**: 522-525.
- Siddans, A.W.B.** 1979. Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. *Journal of Structural Geology*, **1**: 117-126.
- Sinclair, H.D.** 1994. the influence of lateral basinal slopes on turbidite sedimentation in the Annot Sandstones of SE France. *Journal of Sedimentary Research*, **64**: 42-54.
- Sinclair, H.D.** 1997. Tectono-stratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Bulletin of the Geological Society of America*, **109**: 324-346.
- Sinclair, H.D.** 2000. Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: a new depositional model for the Annot Sandstones, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 504-519.
- Sinclair, H.D., Sayer, Z.R. and Tucker, M.E.** 1998. Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. In: *Carbonate Ramps* (Eds V.P. Wright and T.P. Burchette), *Special Publications 149*, pp. 205-227. Geological Society, London.
- Sinclair, H.D. and Tomasso, M.** 2002. Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 451-456.
- Souquière, F., Labaume, P., Jolivet, M. and Chauvet, A.** 2005. Tectonic control on diagenesis in a foreland basin:



- combined petrologic and thermochronologic approaches in the Grès D'Annot sub-basin (French Alps). In: *Thrust Belts and Foreland Basins, International Meeting, Abstracts Volume*, pp. 354-358, Rueil-Malmaison.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. and Macnab, R.** 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**: 229-260.
- Srivastava, S.P. and Verhoef, J.** 1992. Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution. In: *Basins on the Atlantic Seaboard* (Ed J. Parnell), **Geological Society of London Special Publications 62**, pp. 397-420.
- Stampfli, G.M.** 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **86**: 1-45.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R. and Mosar, J.** 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. In: *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer*, 8 (Eds G. Rosenbaum and G.S. Lister), pp. 77-106.
- Stampfli, G.M., Marcoux, J. and Baud, A.** 1991. Tethyan margins in space and time. In: *Paleogeography and Paleoceanography of Tethys* (Eds J.E.T. Channel, E.L. Winterer and L.F. Jansa), **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.** **87**, pp. 373-410.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A. and Vannay, J.-C.** 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East-Mediterranean connection. In: *PeriTethys memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins, IGCP 369*. (Eds P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau), pp. 51-108. Mémoire du Museum National d'Histoire Naturelle 186, Paris.
- Stanbrook, D.A.** 2003. *The geology of Grand Coyer, Southeast France. Relationships between basin floor topography and the deposition of the Grès d'Annot and Marnes Brunes inférieures.*, Heriot-Watt University, Edinburgh.
- Stanbrook, D.A. and Clark, J.D.** 2004. The Marnes Brunes Inférieures in the Grand Coyer remnant: characteristics, structure and relationship to the Grés d'Annot. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications 221**, pp. 285-300. Geological Society, London.
- Stanley, D.J.** 1961. *Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux*. Unpublished Ph.D thesis, Université de Grenoble, 158 pp.
- Stanley, D.J.** 1965. Heavy minerals and provenance of sands in Flysch of central and southern French Alps. *AAPG Bulletin*, **49**: 22-40.
- Stanley, D.J.** 1975. Submarine canyon and slope sedimentation (Grés d'Annot) in the French Maritime Alps. In: *Proceedings of the IX International Congress on Sedimentology*, Nice.
- Stanley, D.J.** 1978. Coarse sediment transport by mass flow and turbidity current processes and down slope transformation in Annot Sandstone canyon-fan valley system. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans & Trenches* (Eds D.J. Stanley and Kelling).
- Steiner, C.W., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M. and Hernandez, J.** 1998. The Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary islands): witness of an Early to Middle Jurassic sea-floor spreading in the Central Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **110**: 1304-1317.
- Strecker, M.R., Cervený, P., Bloom, A.L. and Malizia, D.** 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. *Tectonics*, **8**: 517-534.
- Strutt, R.** 1905. On the radio-active minerals. *Proceedings of the Royal Society of London*, **76**: 88-101.
- Sturani, C.** 1962. *Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale des Massiccio dell'argentera (Alpin Maritime)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 22, 178 pp.
- Suppe, J.** 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, **283**: 684-721.
- Suppe, J., Connors, C.D. and Zhang, Y.** 2004. Shear fault-bend folding. In: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (Ed K.R. McClay), *AAPG Memoir*, **82**, pp. 303-323.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A.** 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**: 409-454.
- Surlyk, F.** 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic - Cretaceous boundary, East Greenland). *Bulletin of the Geological Survey of Greenland*, **128**, 108pp.
- Takano, O., Tateishi, M. and Endo, M.** 2005. Tectonic controls of a backarc trough-fill turbidite system: The Pliocene Tamugigawa Formation in the Niigata-Shin'etsu inverted rift basin, Northern Fossa Magna, central Japan. *Sedimentary Geology*, **176**: 247-279.
- 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. In: *The Geology of Italy, Special Volume 1* (Eds U. Crescenti, S. D'Offizi, S. Merlini and R. Sacchi), pp. 209-222. Societa Geologica Italiana.
- Teles, V., Joseph, P., Salles, L., Le Bacq, M. and Maktouf, F.** 2009. Simulation of the Annot Turbidite System with the CATS Process-Based Numerical Model. In: *AAPG Annual Convention*, Denver (Colorado).
- Tempier, C.** 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de*



France, **8**: 533-540.

- Thinon, I., Fidalgo-Gonzalez, L., Réhault, J.-P. and Olivet, J.-L.** 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, science de la Terre et des planètes*, **332**: 561-568.
- Tomasso, M.** 2001. *Sedimentary evolution of topographically confined turbidite basins: The Annot sandstones of southeast France*. Ph.D. Thesis, University of Birmingham, 336 pp.
- Tomasso, M. and Sinclair, H.D.** 2004. Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications 221**, pp. 267-283. The Geological Society, London.
- Tricart, P.** 2004. From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **97**: 429-439.
- Trümpy, R.** 1975. Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *American Journal of Science*, **275A**: 209-238.
- Vendeville, B.C. and Nilsen, K.T.** 1995. Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening. In: *GCSSEPM 16th Bob F. Perkins Research Conference*, pp. 285-295.
- Vergés, J., Marzo, M. and Munoz, J.A.** 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, **146**: 1-9.
- Vernet, J.** 1964. Sur les poudingues Tertiaires à très gros galets de granite du synclinal de St Antonin (A.M.) et les problèmes qu'ils posent. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **258**: 6189-6190.
- Vernet, J.** 1965. Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs cristallins externes (massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **258**: 1358-1360.
- Vialon, P.** 1974. Les déformations synschisteuses superpose en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. *Bull. Suisse min. petr.*, **54**: 553-690.
- Vinchon, C.** 1984. Sédimentogénèse et métallogénèse du Permien du Dôme de Barrot (Alpes Maritimes, France). Comparaison avec les ensembles permien voisins. *Documents du BRGM*, **70**.
- Waltham, D.** 1997. Why does salt start to move? *Tectonophysics*, **282**: 117-128.
- Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D. and Dewey, J.F.** 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Planetary Sciences Letters*, **134**: 9-21.
- Welbon, A.I.** 1988. The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. *Geologische Rundschau.*, **77**: 11-24.
- Welbon, A.I. and Butler, R.W.H.** 1992. Structural styles in thrust belts developed through rift basins: a view from the western Alps. In: *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology* (Ed R.M. Larsen), **Norwegian Petroleum Society Special Publication 1**, pp. 469-479.
- Whitman, D., Isacks, B.L. and Kay, S.M.** 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: topography, tectonics, and timing. *Tectonophysics*, **259**: 29-40.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W.** 1995. Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostandards Newslett.*, **19**: 1-23.
- Willet, S.** 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 957-981.
- Willet, S., Beaumont, C. and Fullsack, P.** 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, **21**: 371-374.
- Wiltschko, D.V. and Chapple, W.M.** 1977. Flow of weak rocks in Appalachian Plateau folds. *AAPG Bulletin*, **61**: 653-670.
- Winker, C.D.** 1982. Cenozoic shelf margins, northwestern Gulf of Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **32**: 427-448.
- Wissing, S.B. and Pfiffner, O.A.** 2003. Numerical models for the control of inherited basin geometries on structures and emplacement of the Klippen nappe (Swiss Prealps). *Journal of Structural Geology*, **25**: 1213-1227.
- Yelles, A., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Lépinay, B.M.d., Strzeczynski, P., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Roy, P.L. and Djellit, H.** 2009. Plio-Quaternary reactivation of the Neogene margin off NW Algiers, Algeria: The Khayr al Din bank. *Tectonophysics*, **475**: 98-116.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K.** 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**: 686-693.
- Zanchi, A., Salvi, F., Zanchetta, S., Sterlacchini, S. and Guerra, G.** 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps. *Computer & Geosciences*, **35**: 49-69.
- Zapata, T.R. and Allmendinger, R.W.** 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone. *AAPG Bulletin*, **80**: 359-381.
- Zarki-Jakni, B., van der Beek, P., Poupeau, G., Sosson, M., Labrin, E., Rossi, P. and Ferrandini, J.** 2004. Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: Results from apatite fission track

- 
- thermochronology. *Tectonics*, **23**.
- Zeitler, P.K., Herczig, A.L., McDougall, I. and Honda, M.** 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2865-2868.
- Ziegler, P.A.** 1986. Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics*, **126**: 303–328.
- Ziegler, P.A.** 1989. *Evolution of Laurussia—A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 102 pp.
- Ziegler, P.A. and Stampfli, G.M.** 2001. Late Paleozoic Early Mesozoic plate boundary reorganisation: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. In: *The continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy) regional reports and general correlations* (Ed R. Cassinis), **Annali Museo Civico Science Naturali, Brescia 25**, pp. 17-34.
- Zingg, A., Handy, M.R., Hunziker, J.C. and Schmid, S.M.** 1990. Tectonometamorphic history of the Ivrea zone and its relationships to the crustal evolution of the Southern Alps. *Tectonophysics*, **182**: 169-192.

# ANNEXES

## **Annexes liées au chapitre III**

### **Méthodologie gOcad**

#### **Sommaire**

---

**Annexe III- 1: Poster AAPG 2007: “Field-Based 3D Modelling of a Growth Syncline: The Annot Syncline, SE France”.** Ce poster présente la méthodologie développée pour construire des modèles à partir de données de terrain uniquement et son application au dépocentre d’Annot (Calcaire Nummulitique et Marnes à Globigérines).

**Annexe III- 2: Poster AAPG 2007: “3D Structural Control of Turbidite Deposition in a Foreland Fold and Thrust Belt: the Annot Sandstone Depocentre of Sanguinière, SE France”.** Ce poster insiste sur l’application de la méthode développée dans les cas de bassins très faillés, comme le dépocentre de Sanguinière.

**Annexe III- 3: Poster AAPG 2008: “3D Surface Modelling and Sequential Restoration of a Turbidite-Filled Growth Syncline (Annot, SE France)”.** Ce poster présente des résultats sur l’évolution du dépocentre d’Annot, obtenus via la modélisation 3D. Il montre aussi les difficultés de maillage rencontrées dans des cas d’études géologiques.

**Annexe III- 4: Article de conférence montrant les apports incontestables de la modélisation géométrique dans les études de terrain (Salles et al., 2008).**

**Annexe III-5 : Article de conférence expliquant en détail la restauration séquentielle volumique appliquée au dépocentre d’Annot (Salles and Durand-Riard, 2009).**





# Field-Based 3D Modelling of a Growth Syncline: The Annot Syncline, SE France

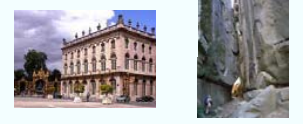


Adrien Cazaux<sup>1</sup>, Lise Salles<sup>2</sup>, Christian Le Carlier de Veslud<sup>2</sup>,  
Mary Ford<sup>1,2</sup>, Antoine LeSolleuz<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Nancy School of Geology, ENSG, Rue Doyen Marcel Roubault, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France

<sup>2</sup>CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, 54501, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France, phone : 00 33 383 59 48 78, mail : ford@ensg.inpl-nancy.fr

<sup>3</sup>G2R, Université Henri Poincaré, BP 239, 50506, Vandœuvre-lès-Nancy, Cedex, France

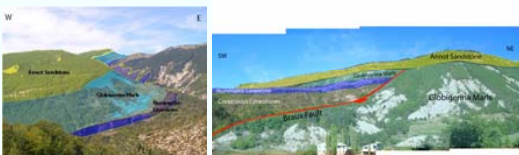


## INTRODUCTION

**Objective : Construction of a 3D model using spatially dispersed data of variable quality**

### Data

- Outcrop trace of geological boundaries and structures from geological maps (of variable quality, scales, raw data already interpreted, different map projections)
  - Dip data on planar structures (uncertainties in quality, lateral significance, uneven distribution)
  - Cross sections (raw data already interpreted, of variable quality)
  - Stratigraphic first-order thickness maps (large uncertainties)
- In SE France : Geological Survey (BRGM) maps 1:50 000  
Digital Elevation Model with data point spacing 50m.



### The GOCAD Geomodeller

(<http://www.earthdecision.com/>)

#### Advantages:

- Allows the integration of real 3D data, more or less regularly spaced, with different levels of uncertainties,
- Allows the representation of objects through regular (grid) or irregular 1D to 3D meshes (e.g. pointsets, curves, surfaces or gridded volumes),
- Offers powerful visualization tools for checking data consistency and for correcting errors,
- Allows the definition of relationships between objects (so called «constraints») e.g. a stratigraphic surface that must honor outcrop trace,
- Offers powerful interpolation tools (the Discrete Smooth Interpolation, Mallet 2002) for building 3D surfaces from heterogeneous sets of data (outcrop lines, cross-sections, thickness maps, wells, ...)
- Offers automatic processes (« workflow») for building a whole structural model
- Allows very efficient building of consistent 3D models if the amount of data is sufficient.

#### Disadvantages, especially when only field data are available

- GOCAD was designed to interpolate 3D seismic data and therefore is not yet adapted to the construction of structural models based on irregularly spaced data of variable quality
- Allows different interpretations at depth using the same surface data
- Becomes strongly dependent to data quality, which may depend for instance on geo-referencing of data, correct appreciation of topographic influence, or on data consistency.
- May lead to unrealistic 3D models due to insufficient amount of data

#### In the case of the Annot Syncline:

- only field-based data and qualitative data (trend maps for instance) are available,
- the geometry is truly 3D, irregular and involves syn-sedimentary folds and faults

⇒ Need for the development of a new methodology for integrating all these complex data in 3D

## GEOLOGY OF THE ANNOT SYNCLINE

- The Annot Sandstone system, deposited during the late Eocene and early Oligocene (Priabonian-Rupelian) in the Tertiary foreland basin of SE France.
- It is an important example of a confined sand-rich turbidite system, offering spectacular exposures over an area of over 5000 km<sup>2</sup>.
- Establishment of the clastic system is related to the development of the alpine foreland basin that started with the creation of a flexural basin in the Eocene and was followed by gentle folding.
- The Annot Syncline is one of several growth synclines within the foreland basin

### The Alpine foreland basin of SE France



Figure 1. Regional tectonic map of SE France showing outliers of the alpine foreland basin. Annot Syncline is boxed.

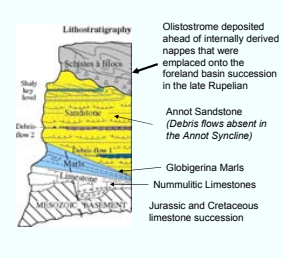


Figure 2. Simplified lithostratigraphy of the alpine foreland basin of SE France (Joseph et al. 2004), showing the Nummulitic Trilogy

### Regional stratigraphic correlations within the Annot Sandstone

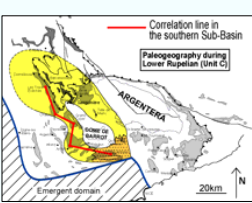


Fig. 3. Paleogeography of Unit C of the Annot Sandstone, Lower Rupelian (Du Fournel et al. 2004). The Annot Sandstone was derived from the south.

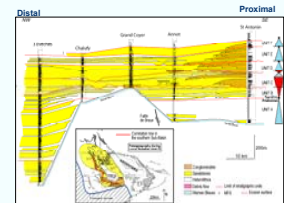


Fig. 4. SSE-NNW correlation of the Annot Sandstone across the sub-basins of Saint Antonin - Annot - Grand Coyer - Chaully - Trois Eclésiés (Du Fournel, 2003).

The Annot Syncline is infilled with Units A and B sourced from the south.

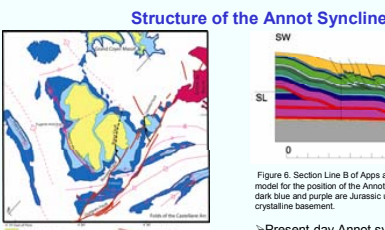


Figure 5. Tertiary stratigraphy and structure of the Annot Syncline. Section Line B of Apps & Peel (2004) is shown in Figure 6.

### Annot Sandstone within the Annot Syncline

- The Braux normal fault is sealed by the Annot Sandstone
- The Annot Sandstone progressively onlaps westward
- The Annot Sandstone was sourced from the S to SE

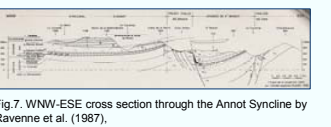


Fig. 7. WNW-ESE cross section through the Annot Syncline by Ravenne et al. (1987).

### The Braux Normal Fault

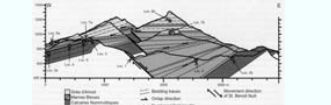


Fig. 9. EW cross section through the Braux fault by Tomasso and Sinclair (2004); their St Benoit Fault, Loc. 1). In this model, the fault records a throw of 400m, accommodated during deposition of Upper Nummulitic Limestones to Lower Annot Sandstone.

### The Rouaine Ourgues strike-slip system

Fig. 10. Structural model relating the Braux normal fault to the Rouaine Ourgues strike-slip system

## MODELLING APPROACH

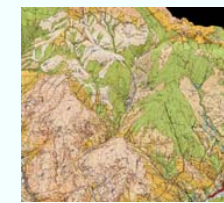
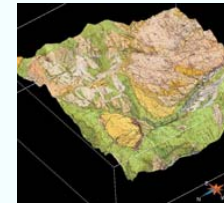
### STEP 1: Integrating all geological data in 3D

Including: published geological maps  
50m Digital Elevation Model  
Detailed field data

The geological map is draped over the DEM in GOCAD, together with field data

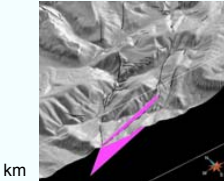
Problems:  
Projection of the geological map may be not in accordance with the DEM (minor in the case of Annot)  
The definition of the DEM (50m) may smooth local abrupt changes (cliffs)  
The geological map and field data may be not coincide.

Solution: Consistency is checked and eventual errors are corrected directly by a 3D hand picking on the DEM



### STEP 2: Construction of the fault network

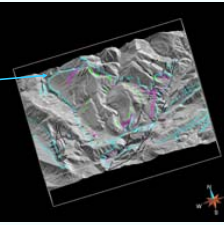
- Fault hierarchy
- Simplification of fault network based on fault traces and dips.
- Simple fault plane test.
- Fault connectivity is established by using the Discrete Smooth Interpolation method with an "in contact" constraint
- Faults are extrapolated to a depth of 1.5 km



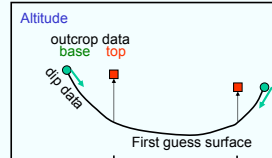
### STEP 3: Construction of a reference stratigraphic surface

Construction of a 3D model based on only scarce outcrop and dip data ⇒ Under-constrained problem

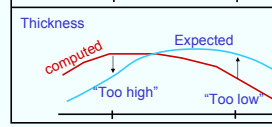
- Start with the stratigraphic surface for which the highest amount of data is available: here the Base Nummulitic Limestones, (in blue)
- Build a first approximation surface with the Discrete Smooth Interpolator (DSI), honoring dips and outcrop data, but also the fault network. Additional constraints are derived from the DEM such as minimal dip constraints.



- Compute the vertical thickness using the top of the layer. Compute and define the errors with thickness trend maps



- In order to generate acceptable thickness values, add new control points to the initial DSI constraint set (outcrop, dips and fault network) and relaunch the interpolation.

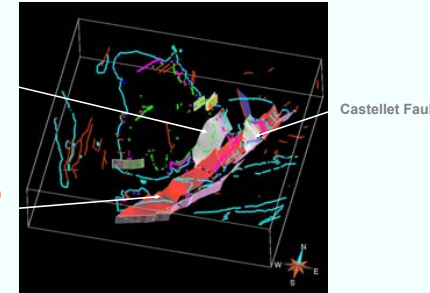


## RESULTS

### Fault network : There are two types of faults

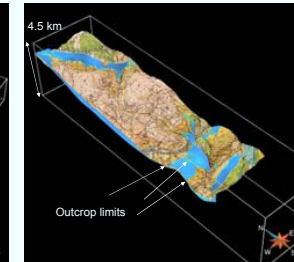
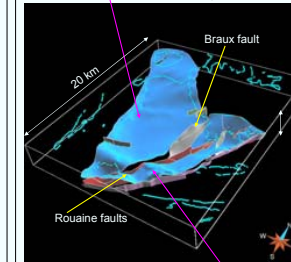
Normal faults, in grey  
The Braux Fault

Wrench faults, in red and pink of the NE-SW Rouaine-Ourgues Fault zone



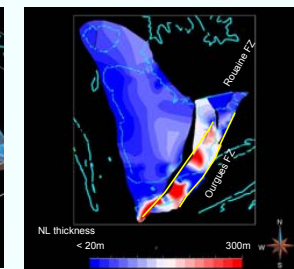
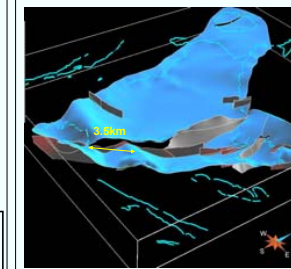
### Base Nummulitic Limestone (NL)

• North of the Braux and Rouaine Faults, the NL describes a NNW-SSE syncline.



To the south, the NL lies in EW anticlines and synclines within the R-O Fault zone (no vertical exaggeration)

3D approach: the geometry of the fold is constrained by both outcrop limits and topography (no vertical exaggeration)



To the south, the folds have a wavelength of approx. 3.5 km and a height (double amplitude) of 500 to 800 m (respectively S and N of the Rouaine Fault)

The NL vertical thickness model shows:  
• N of the Braux Fault, a zone of maximum thickness (reaching 100 m) describing an synclinal axis trending NNW-SSE.  
• In the Rouaine-Ourgues fault zone, local E-W maxima (up to 300 m) and minima that correspond to synclinal and anticlinal closures respectively, suggesting that the formation of these folds was synchronous with deposition of the NL

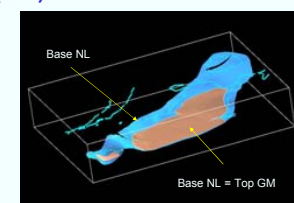
### Base Globigerina Marls (GM)

The 3D model suggests that:

•The GM was less controlled by active folding than the NL

• In contrast, deposition was strongly controlled by the Braux and Castellet normal faults

• The Braux Fault is sealed by the Annot Sandstone, whereas the Castellet Fault was active during and/or after Annot Sandstone deposition



## DEFORMATION HISTORY

### During deposition of the Nummulitic Limestone (37-36 Ma)

- Strong activity on local E-W growth folds within the R-O sinistral strike slip zone. Up to 300m of NL deposited in the growth synclines.
- 100m throw on the Braux normal fault within the R-O strike slip zone
- Early Annot Syncline. Regional NNW-SSE growth syncline located in the eastern Annot outlier. NL thickens to up to 100m in fold hinge zone.

### During deposition of the Globigerina Marls (36-34.2 Ma)

- Approximately 600m of GM deposited in the hangingwall of the Braux Fault.
- Approximately 250m of GM deposited in the hangingwall of the Castellet Fault.
- Gentle folding within the Early Annot Syncline

### During deposition of the Annot Sandstone (Ma)

- No evidence of activity on the R-O fault zone. The Annot Sandstone was sourced from the south of this fault zone indicating that it had a subdued relief.
- The Braux Fault influenced the lowest AS unit but was sealed by the second unit.
- Westward onlap of AS units indicates that the Annot Syncline remained approximately in its NL position.

### Post-Annot Sandstone deformation

- Annot Syncline migrates 5km westward to its present day position.
- Late sinistral reactivation of the R-O fault zone. Estimated displacement 2km.

#### REFERENCES

APPS, G.M. (1987) - Evolution of the Grès d'Annot Basin, South West Alps, Unpublished Ph.D. thesis, University of Liverpool, UK.  
 CAMPREDON, R. (1977) - Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes, Mémoire hors série de la Société Géologique de France, Vol. 9.  
 DU FURNEL, E. (2001) - Reconstitution tridimensionnelle et simulation stratigraphique du système turbiditique Eocène des Grès d'Annot. Rapport IFP, p 97.  
 FORD, M. & LICKORISH, W.H. (2004) - Foreland basin evolution around the western Alpin Arc. In: JOSEPH P. & LOMAS S.A. (eds), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 221, p 39-63.  
 HILTON, V.C. & PICKERING, K.T. (1995) - The Montagne de Chaully turbidite onlap, Eocene-Oligocene turbidite sheet-system, Hautes-Provence, SE France. In: PICKERING K.T., HISCOTT R.N., KENTON N.H., RICCI-LUCCHI, F. & SMITH, R.D.A. (eds), Atlas of Deep Water Environments: Architecture styles in turbidite systems, Chapman & Hall, London, p 236-241.  
 JOSEPH, P. & LOMAS, S.A. (2004) - Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, 221.  
 KERKHOVE, C. (1969) - La zone de Fiyech dans les nappes d'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales), Geologie Alpine, Vol. 45, p 5-204.  
 PAIRIS, J.-P., avec la collaboration de CAMPREDON R., CHAROLLAIS J., et KERKHOVE C. (1984) - Synthèse géologique de Sud-Est de la France - Paléogène - Alpes, Mémoires du BRGM, n°125, 1553-1560.  
 PUIGDEFABREGAS, C., GJELBERG, J. & VAKSAL, N. (2004) - The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. In: JOSEPH, P. & LOMAS, S.A. (eds), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 221, p 367-388.  
 RAVENNE, C., RICHE, P., TREMOLIERES, P. & VAILLY, R. (1987) - Sedimentation et tectonique dans le bassin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud, Revue de l'IFP, Vol. 42, n°5, p 529-553.  
 SERANNE, M. (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., and Séranne, M. (eds), The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 156, p15-36.  
 TOMASSO, M. & SINCLAIR, D.H. 2004. Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. In: JOSEPH, P. & LOMAS, S.A. (eds), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems, Geological Society, London, Special Publication, Vol. 221, p 267-294.



# 3D Structural Control of Turbidite Deposition in a Foreland Fold and Thrust Belt: the Annot Sandstone Depocentre of Sanguinière, SE France



Lise Salles<sup>1</sup>, Mary Ford<sup>1,2</sup>, Antoine Le Solleuz<sup>3,2</sup> and Philippe Joseph<sup>4</sup>

<sup>1</sup>CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, 54501, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France, mail : isalles@crpg.cnrs-nancy.fr  
<sup>2</sup>Nancy School of Geology, ENSG, Rue Doyen Marcel Roubaud, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France  
<sup>3</sup>G2R, Université Henri Poincaré, BP 239, 50506, Vandœuvre-lès-Nancy, Cedex, France  
<sup>4</sup>IFP, 228-232 avenue Napoléon Bonaparte, 92852 Reuil Malmaison Cedex, France



## INTRODUCTION

**Objective : Construction of a 3D model using spatially dispersed data of variable quality**

**Sanguinière model** : 18 km by 20 km, 16 faults, 5 stratigraphic horizons

### Data

#### Field data

> Outcrop trace of geological boundaries and structures from geological maps of variable quality, scales, raw data already interpreted, different map projections  
 > Dip data on planar structures (uncertainties in quality, lateral significance, uneven distribution)  
 > Cross sections : (raw data already interpreted, of variable quality)

IN SE France SANGUINIÈRE SYNCLINE: Geological Survey maps 1:50 000

#### Digital Elevation Model

SE France, data point spacing 50m.



Figure 1: Onlap of Annot Sandstone (Mont Bertrand)



Figure 2: The Sanguinière sub-basin, Estenc Valley, view from the south

### The GOCAD Geomodeller

(<http://www.earthdecision.com/>)



#### Advantages:

- Allows the integration of real 3D data, more or less regularly spaced, with different levels of uncertainties.
- Allows the representation of objects through regular (grid) or irregular 1D to 3D meshes (e.g. pointsets, curves, surfaces or gridded volumes).
- Offers powerful visualization tools for checking data consistency and for correcting errors.
- Allows the definition of relationships between objects (so called «constraints») e.g. a stratigraphic surface that must honour outcrop trace.
- Offers powerful interpolation tools (the Discrete Smooth Interpolation, Mallet 2002) for building 3D surfaces from heterogeneous sets of data (outcrop lines, cross-sections, thickness maps, wells, ...).

- Offers automatic processes (« workflow ») for building a whole structural model
- Allows very efficient building of consistent 3D models if the amount of data is sufficient.

#### Disadvantages, especially when only field data are available

- GOCAD was designed to interpolate 3D seismic data and therefore is not yet fully adapted to the construction of structural models based on irregularly spaced data of variable quality
- Allows different interpretations at depth using the same surface data
- Becomes strongly dependent to data quality, which may depend for instance on geo-referencing of data, correct appreciation of topographic influence, or on data consistency.

#### May lead to unrealistic 3D models due to insufficient data

#### In the case of the Sanguinière Syncline:

- only field-based data and qualitative data (trend maps for instance) are available,
- the geometry is truly 3D, irregular and involves syn-sedimentary folds and faults

⇒ Need for the development of a new methodology for integrating all these complex data in 3D

## THE SANGUINIÈRE SUB-BASIN

- > The Annot Sandstone system, deposited during the Late Eocene and Early Oligocene (Priabonian-Rupelian) in the Tertiary foreland basin of SE France.
- > It is an important example of a confined sand-rich turbidite system, offering spectacular exposures over an area >5000 km<sup>2</sup>.
- > Establishment of the clastic system is related to the development of the alpine foreland basin that started with the creation of a flexural basin in the Eocene associated with gentle folding.
- > The Sanguinière area is one of several sub-basins within the foreland basin

### The Alpine foreland basin of SE France

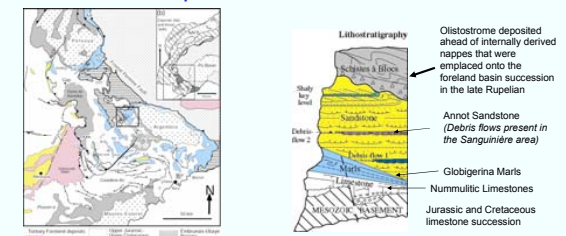


Figure 1: Regional tectonic map of SE France showing the location of the Sanguinière sub-basin. Figure 2: Simplified lithostratigraphy of the alpine foreland basin of SE France (Joseph et al. 2004), showing the Nummulitic Triology

### Regional structure

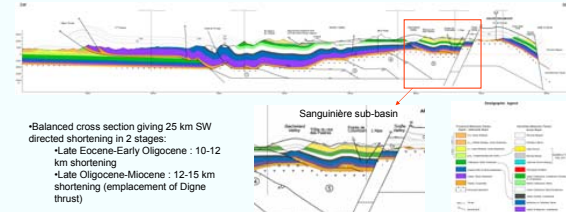


Figure 3: Balanced cross section of the Sanguinière sub-basin. Figure 4: ENE-WSW correlation of the Annot Sandstone across the sub-basin of Sanguinière (Du Fournel, 2003).

### Internal stratigraphy of the Annot Sandstone, Sanguinière

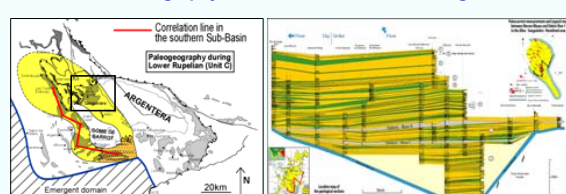


Figure 5: Geological map of the Sanguinière sub-basin showing the internal stratigraphy of the Annot Sandstone.

### Structure of the Sanguinière Sub-basin

The Sanguinière Syncline was active during deposition of the Nummulitic Limestone, the Globigerina Marl and the lower units on the Annot Sandstone.

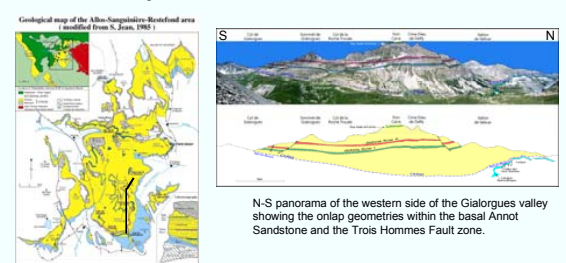


Figure 6: N-S panorama of the western side of the Gialorgues valley showing the onlap geometries within the basal Annot Sandstone and the Trois Hommes Fault zone.

### Faults within the Sanguinière Syncline

#### PRINCIPAL FAULTS

- > N-S (140-180°EN) normal faults are the main structures of the Sanguinière area.
- > The Lausson fault has a dip of about 45°E. The growth syncline and anticline in the footwall of the Lausson fault could be a fault propagation fold associated with early thrusting on a blind thrust.
- > Trois Hommes Fault : A normal growth fault controlling the sub-basin structure.

## MODELLING APPROACH

### STEP 1: Integrating all geological data in 3D

DATA: published geological maps  
50m Digital Elevation Model  
Detailed field data

The geological map is draped over the DEM in GOCAD, together with field data

#### Problems:

- Projection of the geological map may be not in accordance with the DEM (locally inconsistent stratigraphic boundaries on valley slopes and in vertical cliffs)
- The definition of the DEM (50m) may smooth local abrupt changes (cliffs)
- The geological map and field data may not agree.

Solution: Consistency is checked and errors are corrected directly by a 3D hand picking on the DEM

### STEP 2: Construction of the fault network

- > Define Fault hierarchy (minor fault, major fault)
- > Simplification of fault network
- > Construction of fault surfaces based on fault traces and dips (Simple fault plane test)
- > Fault connectivity is established by using the Discrete Smooth Interpolation method

### STEP 3: Interactive construction of stratigraphic surfaces in a faulted succession

Construction of a 3D model based on only outcrop and dip data ⇒ Under-constrained problem

This procedure is necessary when the study area comprises a number of fault compartments. Stratigraphic units are first constructed separately within each fault compartment using only the outcrop data for that compartment (stratigraphic boundaries and dip data).

1. A first set of temporary surfaces is built, based on outcrop and dip data with zones of influence (see fig.1) that are limited by faults. At this stage fault displacement is not considered.
2. In each fault compartment, the best constrained stratigraphic horizon is identified. In the Sanguinière case (with its abrupt relief), this usually corresponds to the uppermost preserved stratigraphic horizon.
3. The thickness constraint is applied. Unit thickness is derived from outcropping stratigraphic sections located in the same fault compartment. The unit thickness is extrapolated downward (respecting bedding dip) from each outcrop point of the upper surface of the unit (see figure 2, below). The lower boundary of the unit can then be constructed using DS.
4. Correlate between fault blocks by (a) constraining fault displacement and (b) smoothing thickness trend maps. This stage must integrate interpretations such as syn-sedimentary growth of faults and folds.

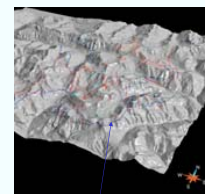


Figure 7: Stratigraphic boundaries (Basal Carbonate Unit, in blue; Annot Sandstone, in green)

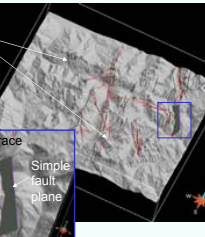


Figure 8: Fault trace and simple fault plane construction.

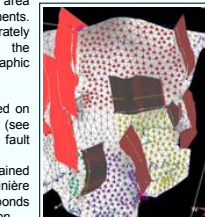


Figure 9: Zones of influence for the Basal Carbonate Unit.

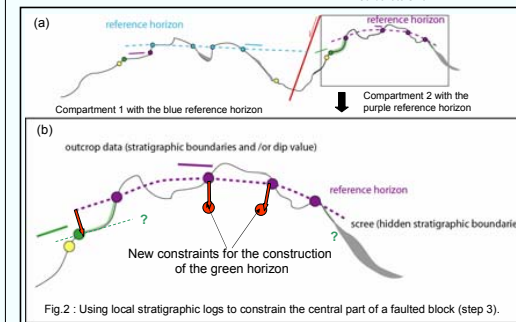


Figure 10: Using local stratigraphic logs to constrain the central part of a faulted block (step 3).

## RESULTS

### Fault network

Normal faults can be grouped into three families:  
 - N140-150° trending faults, dip 45° (red-brown)  
 - N160-170° trending faults, dip 60-70° (greens)  
 - E-W trending faults in the NE part of the sub-basin (blues)

Thickness variations between the base of the Annot Sandstone and the first Debris Flow suggest that the Trois Hommes Fault continues northwards at depth (red dashed line).

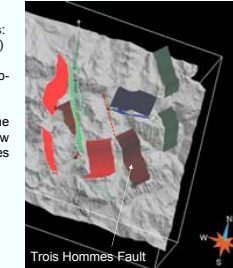


Figure 11: 3D model showing the Trois Hommes Fault and its continuation.

### Basal Carbonate Unit (=Nummulitic Limestone + Globigerina Marls)

The Nummulitic Limestone and Globigerina Marls formations have been grouped in the model because of their combined low thickness (< 30m, except in the hangingwall of the Trois Hommes Fault where the Basal Carbonate Unit is up to 200m thick, see fig. 1).

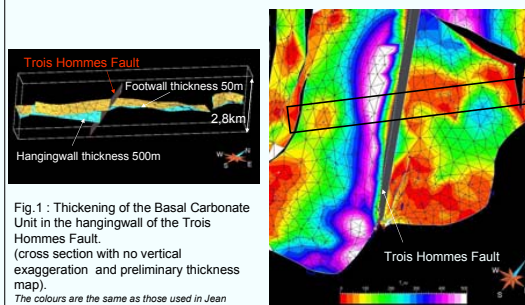


Figure 12: Thickening of the Basal Carbonate Unit in the hangingwall of the Trois Hommes Fault. Figure 13: Onlap geometry in the SW sector of Sanguinière.

### Base Annot Sandstone

The modelled horizon corresponds to the base of the first sandy deposits of the Annot Sandstone. It is an onlap surface and cannot therefore be considered as a time line. For instance, the sandy turbidites of the Avalanche mountain area belong to the upper part of the Annot Sandstone whereas in the Gialorgues valley, the lower one third of the formation (below the first Debris Flow) can be seen.

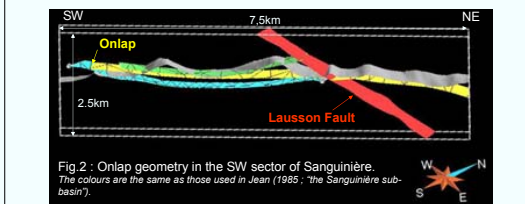


Figure 14: Onlap geometry in the SW sector of Sanguinière.

### Internal stratigraphy of Annot Sandstone

These internal key-levels can be considered as time lines. The two debris flows, are present east to the Tête de Gypière fault. The upper key level, called «vire» (Upper Shale Unit) outcrops only in the southern part. To the north the internal alpine sheets eroded more deeply into the foreland succession. So far, this key-level has been built only to the west of the Lausson Fault.

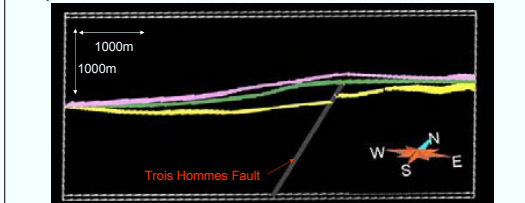


Figure 15: A growth normal fault sealed by the first Debris Flow.

## DISCUSSION

Was the Sanguinière sub-basin fault-controlled or fold-controlled?

The existence of syn-depositional faulting has been debated for long time in the Sanguinière sub-basin.

Our model is coherent with a major syn-depositional normal fault, which outcrops at the Trois Hommes pass. However, it disappears northwards because it is sealed by the First Debris Flow. Sandy turbidites below the First Debris Flow are exposed to the north in the Mauvaise Côte cliff where future fieldwork will constrain the trace of the Trois Hommes Fault.

A thickening of the Basal Carbonate Unit and the lower one third of the Annot Sandstone is observed in the hanging wall of the Trois Hommes Fault (see fig. 1 and fig.3, "results").

Paleocurrent and thickness data from the Annot sandstone below the First Debris Flow (see fig below, Jean 1985, Apps 1985) indicate that the turbidites were deposited in a NW trending trough. Analysis of bedding and cleavage data, measured across the southern part of the Sanguinière sub-basin (see figure below), indicates N 120-140 trending folds, corresponding to these depositional troughs.

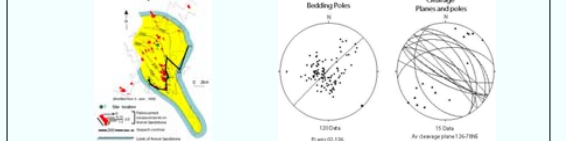


Figure 16: Paleocurrent and thickness data from the Annot sandstone.

The upper part of the Annot Sandstone is not affected by growth normal faulting. However it is affected by growth folding. The interval between the Second Debris Flow and the Upper Shale Level thickens in the syncline near the Mont Bertrand, which is associated with the N140° trending Lausson Anticline. These folds are interpreted as fault propagation folds associated with a SW verging thrust.

## Deformation history

### During the basal Carbonate Unit:

- Syn-depositional activity of the Trois Hommes Fault. Displacement calculated in the present model is over-estimated.

### During Annot Sandstone deposition:

- Up to first debris flow
- Faulting: End of the activity of the growth Trois Hommes Fault. It is sealed by the First Debris Flow.
- Gentle folding axial trend 140°EN

### Folding from first debris flow to upper shale level

- Progressive westward onlap of two debris flows
- N140° trending folding with the Lausson Anticline and the associated syncline. The folding controlled the deposition of the sandy turbidites between the Second Debris Flow and the Upper Shale Level («vire»).

### Post- Annot Sandstone deposition:

- The internal alpine thrust sheets are emplaced on the foreland basin. They eroded the foreland formations.
- NS extensional faults

### REFERENCES

APPS, G.M. (1987) – Evolution of the Grès d'Annot Basin, South West Alps. Unpublished Ph.D. thesis, University of Liverpool, UK.  
 BOURROUILLER, R., CARTWRIGHT, J.A., JOHNSON, H.D., LANISIGU, C., QUEMENER, J.M. & SAVANIER, D. (2004) – Syn-depositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting. In: JOSEPH P. & LOMAS S.A. (eds), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France. New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 221, p. 241-266.  
 BROUQKE, O. (2003) – Interactions déformation – sédimentation en contexte de sédimentation gravitaire. Exemples tertiaires (margin angolaise) et de terrain (Grès d'Annot). Ph.D. thesis, University of Rennes 1, France.  
 CAMPREDON, R. (1977) – Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. Mémoire hors série de la Société Géologique de France, Vol. 9.  
 DU FERNEL, E. (2001) – Reconstitution tridimensionnelle et simulation stratigraphique du système turbiditique Eocène des Grès d'Annot. Rapport IFP, p. 97.  
 FORD, M. & LICKORISH, W.J. (2000) – Foreland basin evolution around the western Alpin Arc. In: JOSEPH P. & LOMAS S.A. (eds), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France. New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 221, p. 39-63.  
 HILTON, V.C. & PICKERING, K.T. (1995) – The Montagne de Chailly turbidite onlap, Eocene-Oligocene turbidite sheet-system, Hautes-Provence, SE France. In: PICKERING K.T., HISCOTT R.N., KENYON N.H., RICCI-LUCCHI, F. & SMITH, R.D.A. (eds), Atlas of Deep Water Environments: Architectural styles in turbidite systems. Chapman & Hall, London, p. 236-241.  
 JEAN, S. (1985) – Les Grès d'Annot au N.W. du Massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). Ph.D. thesis, University of Grenoble, France.  
 JOSEPH, P. & LOMAS, S.A. (2004) – Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France. New perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems. Geological Society, London, Special Publication, 221.  
 KERCKHOVE, C. (1989) – La «zone du Fiysh» dans les nappes d'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales). Géologie Alpine, Vol. 45, p. 5-204.  
 LAWSON, K.D. (1987) – The geometry and folding in the structural evolution of Haute Provence. Unpublished Ph.D. thesis, University of Swansea, UK.  
 PAIRIS, J.-P., avec la collaboration de CAMPREDON R., CHAROLLAIS J., et KERCKHOVE C. (1984) – Synthèse géologique de Sud-Est de la France – Paléogène – Alpes, Mémoires du BRGM, n°125, 1553-1560.  
 POCHAT, S. (2003) – Escarpement de faille syn-sédimentaire: Perturbation des accéléments gravitaires sous-marins et détermination de la cinématique des failles. Mémoires Géosciences Rennes, n°105.  
 RAVENNE, C., RICHE, P., TREMOLIERES, P. & VAILLY, R. (1987) – Sédimentation et tectonique dans le bassin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud, Revue de l'IFP, Vol. 42, n°5, p. 529-553.  
 RITZ, J.F. (1991) – Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications tectoniques. Ph.D. thesis, University of Nice, France.  
 SERANNE, M. (1999) – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., and Séranne, M. (eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publication, Vol. 156, p.15-36.



# 3D SURFACE MODELLING AND SEQUENTIAL RESTORATION OF A TURBIDITE-FILLED GROWTH SYNCLINE (ANNOT, SE FRANCE)

Lise Salles<sup>1</sup>, Mary Ford<sup>2</sup>, Philippe Joseph<sup>3</sup>, Nicolas Lesueur<sup>4</sup>, Antoine Le Solleuz<sup>5</sup>



<sup>1</sup> CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France. (mail: l.salles@crpg.cnrs-nancy.fr)

<sup>2</sup> Nancy School of Geology, ENSG-CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France.

<sup>3</sup> School of Geology-Geochemistry, Institut Français du Pétrole, 228 Avenue Napoléon Bonaparte, Rueil Malmaison Cedex, 92852, France.

<sup>4</sup> Paradigm

<sup>5</sup> Nancy School of Geology, ENSG-G2R, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, 50501, France.



## I. INTRODUCTION

Objectives : (1) Construction of a 3D model using spatially dispersed data of variable quality  
 (2) 3D sequential restoration of a growth syncline to understand structural control on turbidite deposition

### I.1. Field Study of the Annot deponentre

Why the Annot deponentre?

- Analogue for confined sand-rich turbidite systems
- well-known stratigraphy and sedimentology
- spectacular exposures (figure 1)

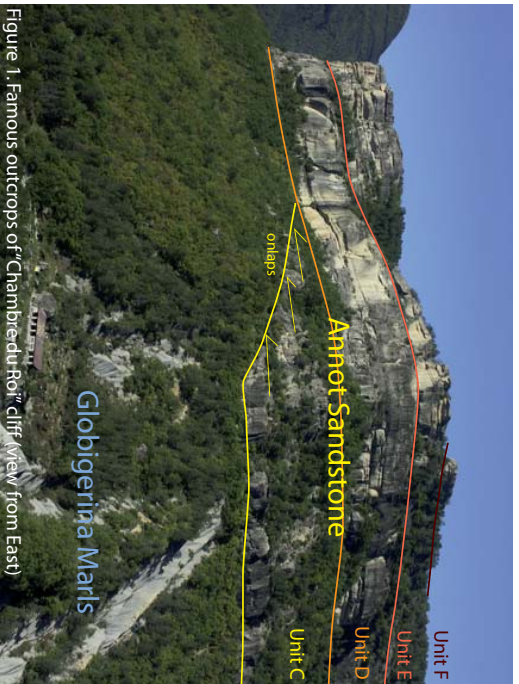


Figure 1. Famous outcrops of "Chambredu-Roi" cliff view (from east)

Available data

Field data and derived interpretations:

- Revised outcrop traces of stratigraphic boundaries and structures
- Dip data of bedding
- Stratigraphic thickness maps based on logged sections
- Cross sections

Geological Survey (BRGM) Maps 1:50 000

Digital Elevation Model (French Geographical Institute)

SE France, data point spacing 50m (figure 2)

Aerial photographs (French Geographical Institute)

0.5m-resolution aerial orthographic photographs

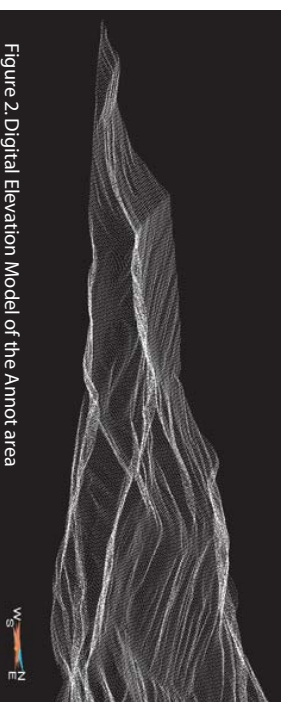


Figure 2. Digital Elevation Model of the Annot area

### I.2. The GOCCAD Geomodeller : a usefull tool for field studies

Advantages:

- Allows the integration of real 3D data, more or less regularly spaced, with different levels of uncertainties (figure 3);
- Allows the representation of objects through regular (grid) or irregular 1D to 3D meshes (e.g. points, curves, surfaces or gridded volumes);
- Offers powerful visualization tools for checking data consistency and for correcting errors;
- Allows the definition of relationships between objects (so called «constraints ») e.g. a stratigraphic surface that must honor outcrop trace;
- Offers powerful interpolation tools (the Discrete Smooth Interpolation, Mallat 2002) for building 3D surfaces from heterogeneous sets of data (outcrop lines, cross-sections, thickness maps, wells, ...);
- Offers automatic processes (« workflow ») for building a complete structural model
- Allows efficient building of consistent 3D models given sufficient data.

Disadvantages, especially when only field data are available:

- GOCCAD was designed to interpolate 3D seismic data and therefore is not yet fully adapted to the construction of structural models based on irregularly spaced data of variable quality
- Allows different interpretations at depth using the same surface data
- Becomes strongly dependent to data quality, which may depend for instance on geo-referencing of data, correct appreciation of topographic influence, or on data consistency.
- May lead to unrealistic 3D models due to insufficient amount of data or insufficient appreciation of local geological constraints

Integrating all data in 3D database

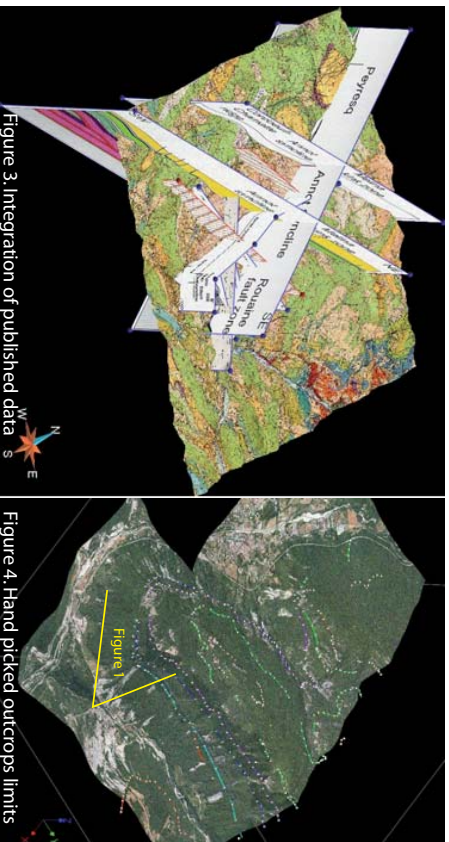


Figure 3. Integration of published data

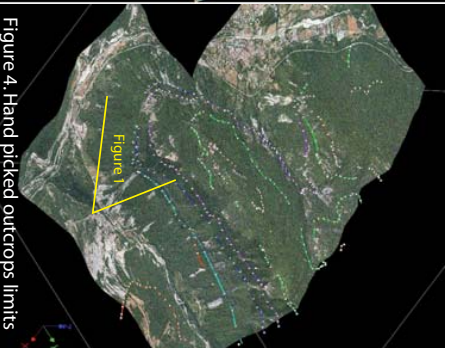


Figure 4. Hand picked outcrops limits

Published structural cross-sections and geological maps are integrated into GOCCAD (figure 3). Maps and aerial photographs are draped over the Digital Elevation Model (Figures 3 and 4). Outcrop limits of stratigraphic horizons are directly picked in 3D to avoid distortion due to inadequate DEM resolution especially on steep relief (Figure 4).

### I.3. Results of the preliminary study (AAPG Long Beach, 2007)

A 3D model including:  
 base Nummulitic Limestone  
 base Globigerina Marls

Conclusions concerning structural trends and timing :

- NS normal faults (in grey on the figure 5)
- N50° Fault zone whose northern limit corresponds to the segments of the Rouaine Fault (figure 5)
- E-W folds linked with the Rouaine-Ourgues fault zone synchronous with Nummulitic Limestone deposition
- NNW-SSE larger syncline synchronous with Nummulitic Limestone deposition

For the NNW-SSE larger syncline, hinge migration since Nummulitic Limestone deposition time (figure 6)

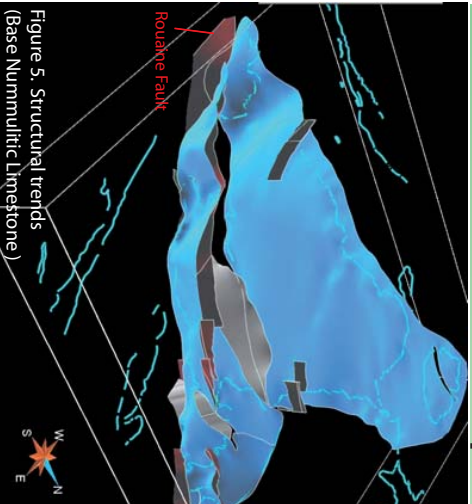


Figure 5. Structural trends (Base Nummulitic Limestone)

Precise timing of the hinge migration : during Annot Sandstone deposition?  
 Interaction between turbidite sedimentation and folds?  
 Construction of a 3D model including horizons within the Annot Sandstone and 3D restoration

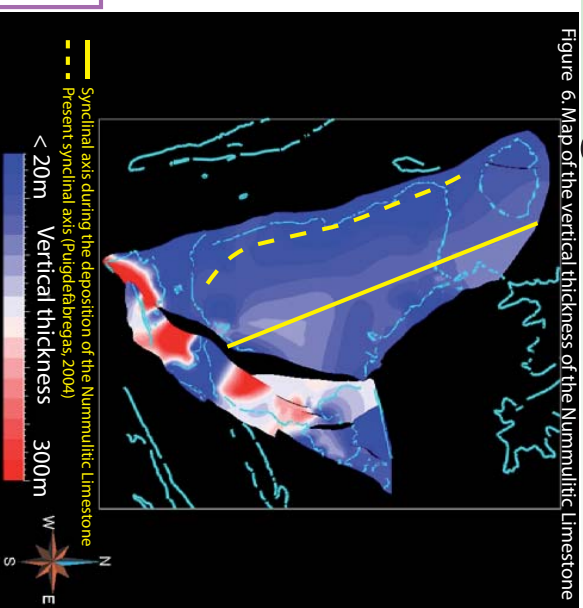


Figure 6. Map of the vertical thickness of the Nummulitic Limestone

--- Synclinal axis during the deposition of the Nummulitic Limestone  
 - - - Present synclinal axis (Pouget & Berger, 2004)  
 < 20m Vertical thickness 300m



# 3D SURFACE MODELLING AND SEQUENTIAL RESTORATION OF A TURBIDITE-FILLED GROWTH SYNCLINE (ANNOT, SE FRANCE)

CRPG  
Centre de recherches  
pétrographiques  
et géochimiques

CRPG  
Centre de recherches  
pétrographiques  
et géochimiques

Lise Salles<sup>1</sup>, Mary Ford<sup>2</sup>, Philippe Joseph<sup>3</sup>, Nicolas Leseur<sup>4</sup>, Antoine Le Solleuz<sup>5</sup>

Nancy Université  
SINPL



<sup>1</sup> CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France. (mail: lsalles@crpg.cnrs-nancy.fr)  
<sup>2</sup> Nancy School of Geology, ENSG-CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France.  
<sup>3</sup> School of Geology-Geochemistry, Institut Français du Pétrole, 228 Avenue Napoleon Bonaparte, Rueil Malmaison Cedex, 92852, France.

<sup>4</sup> Paradigm

<sup>5</sup> Nancy School of Geology, ENSG-G2R, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, 50501, France.

## II. THE ANNOT SYNCLINE - A GROWTH FOLD IN THE ALPINE FORELAND BASIN

### II.1. Alpine Foreland basin of SE France, Late Eocene to Oligocene

Preserved as isolated remnants

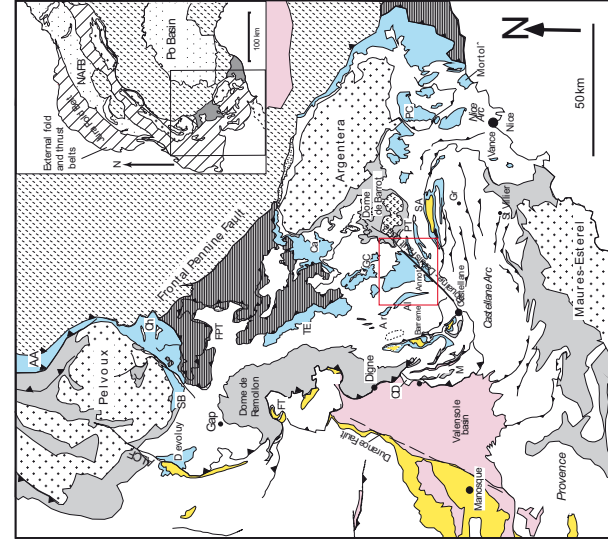


Figure 1. Regional tectonic map of SE France showing outliers of the alpine foreland basin. Annot Syncline is boxed.

Tertiary stratigraphy, Annot Syncline

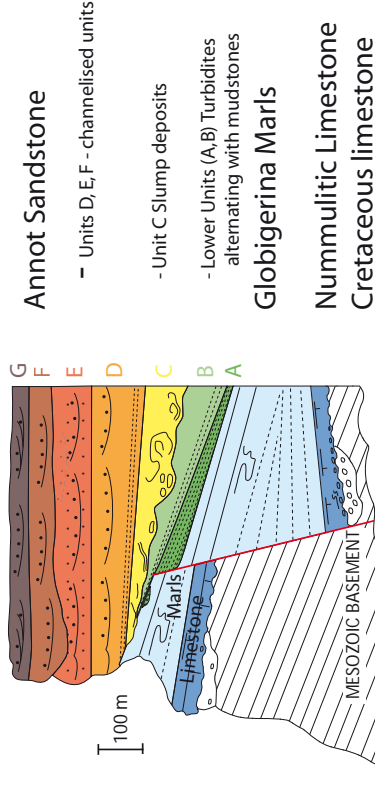


Figure 2: Lithostratigraphy of the Annot syncline, showing the Nummulitic Trilogy. Subdivisions in the Annot Sandstone defined by Albussaidi & Laval (1984)

As the flexural basin migrated across the European foreland from Late Eocene to early Oligocene, its first deposits were transgressive limestones (Nummulitic Limestone), followed by a sediment starved phase (Globigerina marls) and finally by turbidites sourced from the south, the Annot Sandstone Formation (Fig.2). The basin floor was affected by active NNW-SSE folds that created synclinal depocentres such as the Annot syncline, Grand Coyer, Chalufy, Sanguinière (Fig.1).

### II.2. The Annot Sandstone System : a northward building sand-rich turbidite ramp system

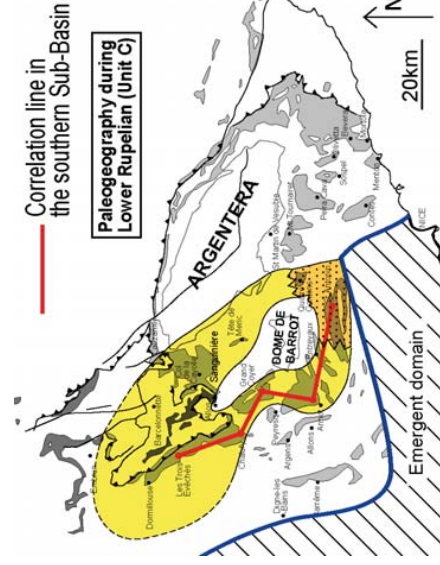


Figure 3. Paleogeography of Unit C of the Annot Sandstone system, Lower Rupelian (Joseph et al. (2004)). Sediments were sourced from the south. Logs and their correlation from along the red line are shown in Figure-4.

The Annot depocentre lays on the western branch of the Annot sandstone system (Fig.3). It was sourced from the south through Saint Antonin. It was a ponded basin during deposition of units A to C. Later units overspilled northward into the Grand Coyer and Chalufy depocentres.

### II.3. The Annot Syncline : Evidence of syn-sedimentary alpine folding and strike-slip

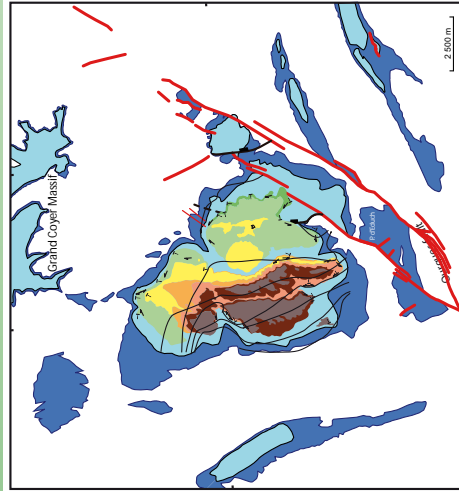


Figure 5. Tertiary stratigraphy of the Annot depocentre and surrounding area showing paleocentres and onlap positions for the Annot Sandstone units. See Figure 2 for stratigraphic key

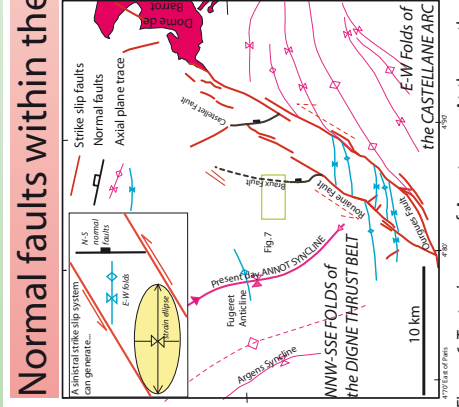


Figure 6. Tectonic map of Annot area. At the southern limit of the syncline EW folds and NS normal faults such as the Braux fault (Fig. 7) were generated within the sinistral Rouaine-Ourgues strike-slip belt (see inset)

Normal faults within the Rouaine-Ourgues strike-slip system

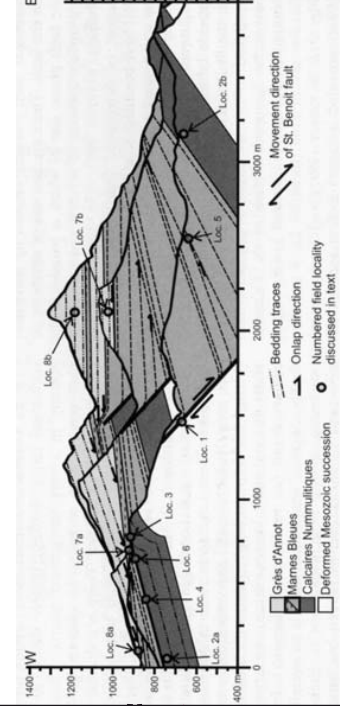


Figure 7. Multiple EW cross sections through the Braux Fault (located on Figure 6) by Tomasso and Sinclair (2004); Their Benoit fault, location 1). In this model the Braux fault records a throw of 400m during deposition of the Upper Nummulitic Limestone, Globigerina Marls and Unit A of Annot Sandstone.

- (1) Annot Sandstone units record progressive westward onlap (Figure 5)
- (2) Paleocentres are mainly from the SE, curving toward the north (Figure 5) along the synclinal axis.
- (3) During deposition of Nummulitic Limestone, Globigerina Marls and unit A of Annot Sandstone, NS normal faults and EW folds developed within the Rouaine-Ourgues strike-slip zone at the south margin of the NNW-SSE syncline (Figures 6 & 7)



# 3D SURFACE MODELLING AND SEQUENTIAL RESTORATION OF A TURBIDITE-FILLED GROWTH SYNCLINE (ANNOT, SE FRANCE)

Lise Salles<sup>1</sup>, Mary Ford<sup>2</sup>, Philippe Joseph<sup>3</sup>, Nicolas Leseur<sup>4</sup>, Antoine Le Solleuz<sup>5</sup>



<sup>1</sup> CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France. (mail : lsalles@crpg.cnrs-nancy.fr)  
<sup>2</sup> Nancy School of Geology, ENSG-CRPG, 15 rue Notre-Dame des Pauvres, B.P.20, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, Nancy, 54501, France.  
<sup>3</sup> School of Geology-Geochemistry, Institut Français du Pétrole, 228 Avenue Napoleon Bonaparte, Rueil Malmaison Cedex, 92852, France.  
<sup>4</sup> Paradigm  
<sup>5</sup> Nancy School of Geology, ENSG-G2R, Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, 50501, France.



## III. METHODOLOGY FOR 3D MODEL CONSTRUCTION

### III.1. Building stratigraphic and structural surfaces

#### Step 1: The fault network

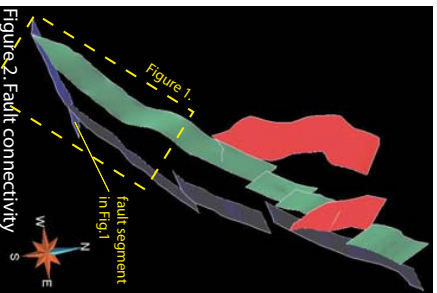
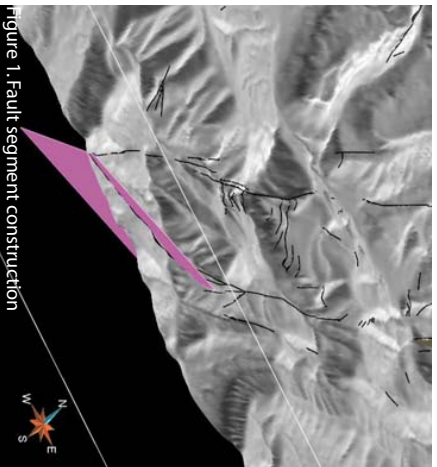


Figure 1. Fault segment construction  
 The fault network is simplified: only faults with high throws are constructed using their traces and dips. A best fit planar solution per fault segment is constrained mainly by the fault trace (figure 1). Fault segment connectivity is then established by using the Discrete Smooth Interpolation method with an "in contact" constraint (figure 2).

#### Step 2: First reference stratigraphic horizon

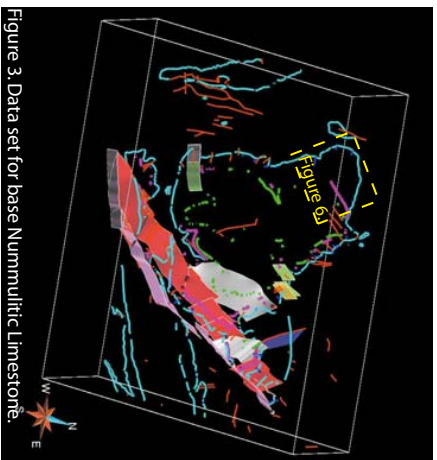


Figure 3. Data set for base Nummulitic Limestone.  
 The reference stratigraphic horizon corresponds that for which the highest amount of data is available: which here is the base Nummulitic Limestones. A first approximation surface with the Discrete Smooth Interpolator (DSI), honoring dips and outcrop data (figure 4), but also the fault network is proposed (figure 3). Additional constraints are derived from the DEM such as minimal dip constraints.

#### Step 3: Higher stratigraphic horizons

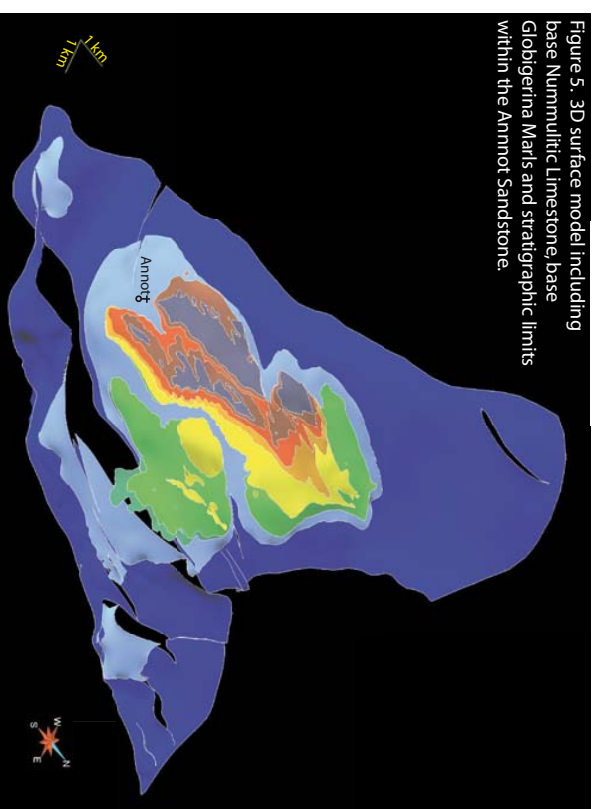


Figure 5. 3D surface model including base Nummulitic Limestone, base Globigerina Marls and stratigraphic limits within the Annot Sandstone.

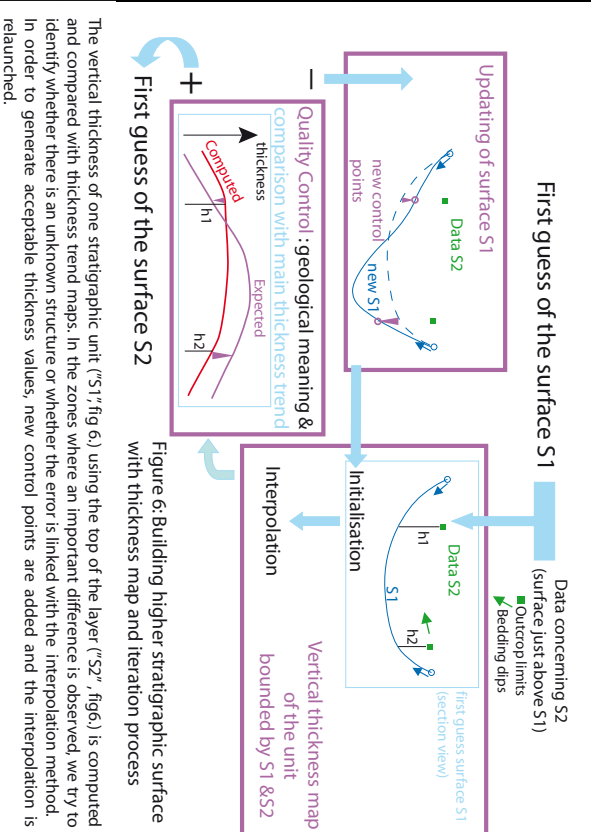


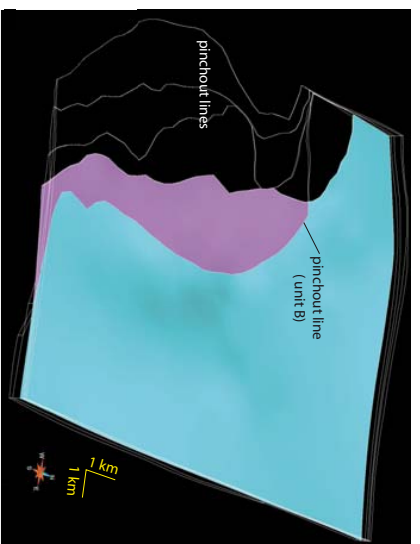
Figure 6: Building higher stratigraphic surface with thickness map and iteration process  
 The vertical thickness of one stratigraphic unit ("S1", fig 6), using the top of the layer ("S2", fig 6), is computed and compared with thickness trend maps. In the zones where an important difference is observed, we try to identify whether there is an unknown structure or whether the error is linked with the interpolation method. In order to generate acceptable thickness values, new control points are added and the interpolation is relaunched.

## III.2. A tetrahedral volume model for 3D restoration

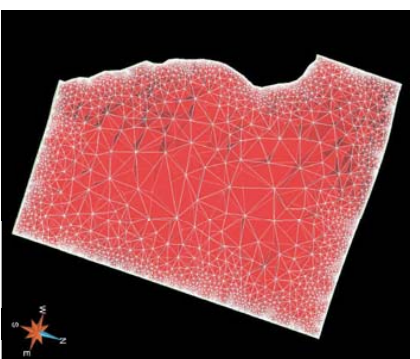
Horizons of the 3D surface model correspond to explicit surfaces in the tetrahedral volume model. Mesh resolution is controlled by the thickness per each unit. Therefore, meshing is problematic in the vicinity of onlap.

### Step 1 : Closed volume from extended surfaces

Upper is an horizon, larger it has to be in order to provide information on the lower surfaces, as it will be restored.  
 In the Annot case, surfaces are bounded westward by pinchout lines (onlap), whereas their eastern limits are not constrained. Therefore, surfaces were extended eastward at the vertical location of the easternmost unit A outcrops.  
 Then, we defined a closed model bounded by these surfaces. Topologic information are automatically set on the volume model border lines. For instance, an initial surface are divided into parts, bounded by the onlap line of the lower surface (fig. 7).

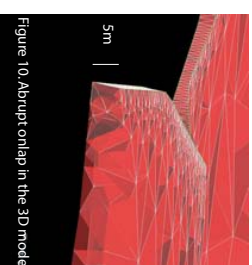


If there is no problem in the topologic information, the 3D model is meshed automatically. The resolution of the mesh is linked to the minimum thickness value, which correspond to the onlap zone.



### Onlap problematics

Onlaps raise numerous problems:  
 - the layer thickness decreases to reach 0m (fig. 9).  
 - surfaces are tangent and cross-overs may occur.  
 Therefore the onlap zone must be carefully cleaned.  
 To avoid mesh problem, the onlap surface was translated 5m downward (modification of the shape in red, fig9.). Despite this adaptation, meshing remains a time-consuming process and the result cannot be used directly to launch 3D restoration because of tetrahedron size heterogeneity (fig 8 & 10).





# 3D SURFACE MODELLING AND SEQUENTIAL RESTORATION OF A TURBIDITE-FILLED GROWTH SYNCLINE (ANNOT, SE FRANCE)

CRPG  
Centre de recherches  
en géologie  
et géochimiques

Nancy Université  
SINPL

Centre National  
de la Recherche Scientifique

Lise Salles<sup>1</sup>, Mary Ford<sup>2</sup>, Philippe Joseph<sup>3</sup>, Nicolas Leseur<sup>4</sup>, Antoine Le Solleuz<sup>5</sup>

TOTAL

## IV. ANALYSIS OF INTERACTION OF SEDIMENTATION & FOLDING USING DIP & THICKNESS DATA

### IV.1. Timing of hinge migration in a growth syncline

New field data

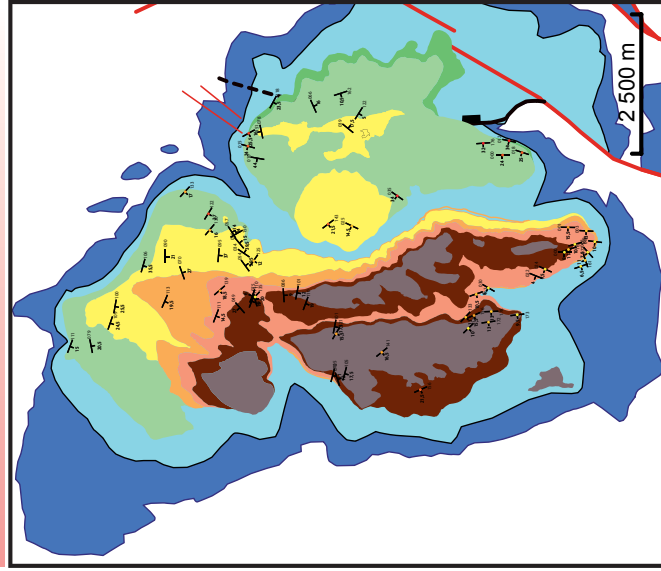


Figure 1. Outcrop traces and bedding dips in the Annot Sandstone Units.

Dip pattern and thickness distribution

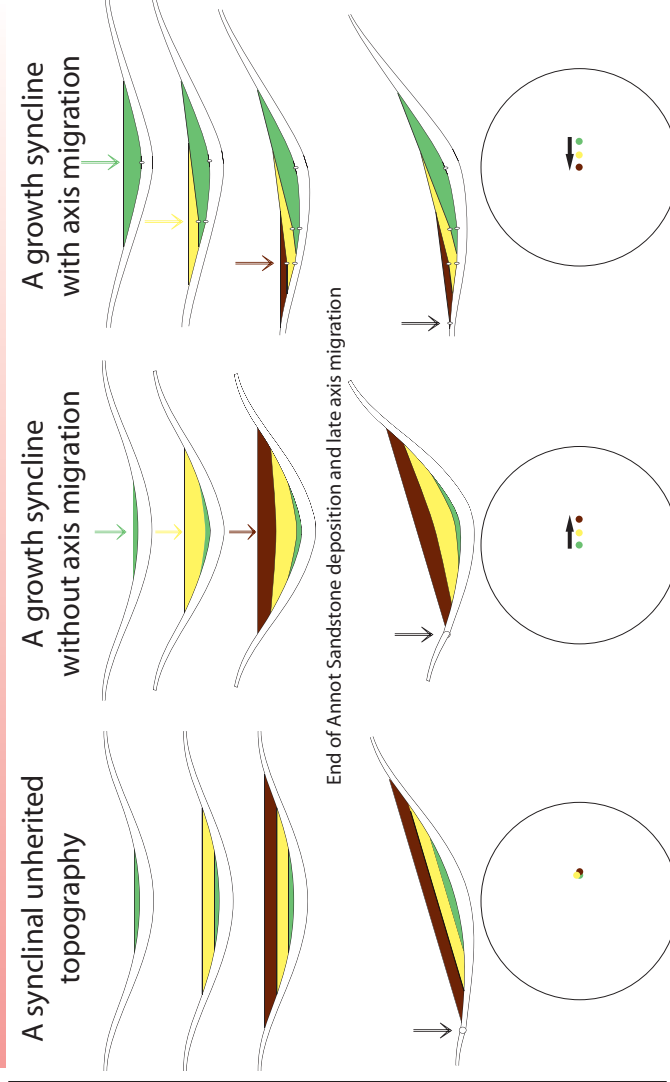


Figure 2. Models of interaction of sedimentation and folding using thickness and dip. Three possibilities in which sedimentation and folding can interact assuming that bedding represents horizontal. Arrows indicate fold axis.

### Results for three E-W transects : Schmidt canvas and serial cross-sections

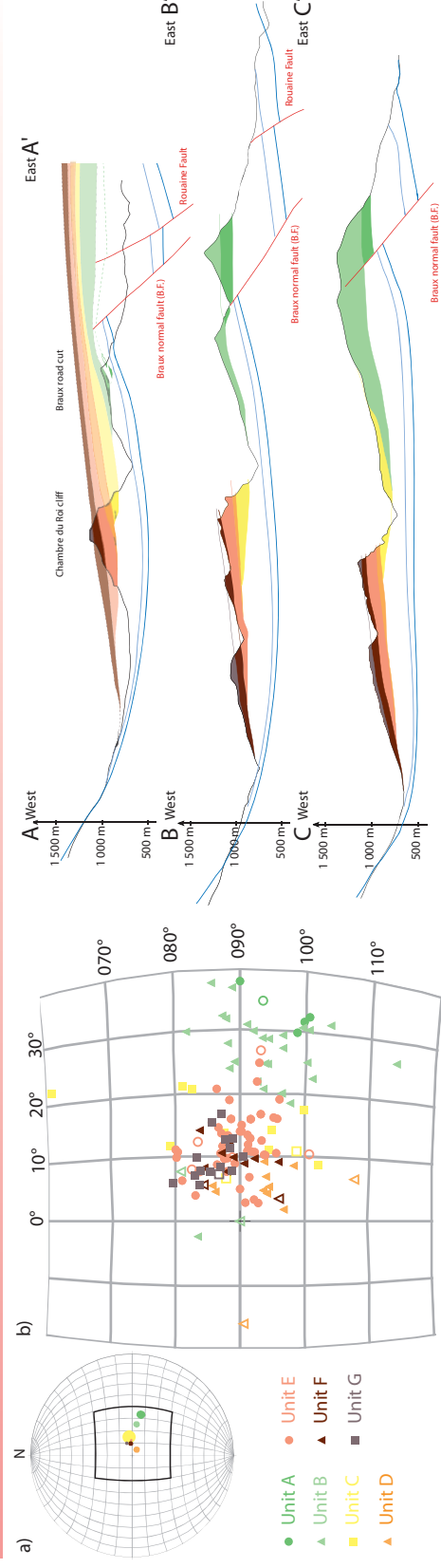


Figure 3. Stereographic projections for the Annot Syncline. a) mean vectors. b) bedding poles. Plunges decrease from unit A to unit D (case 1 of the figure 2).

### IV.2. 3D progressive evolution of the depocentre

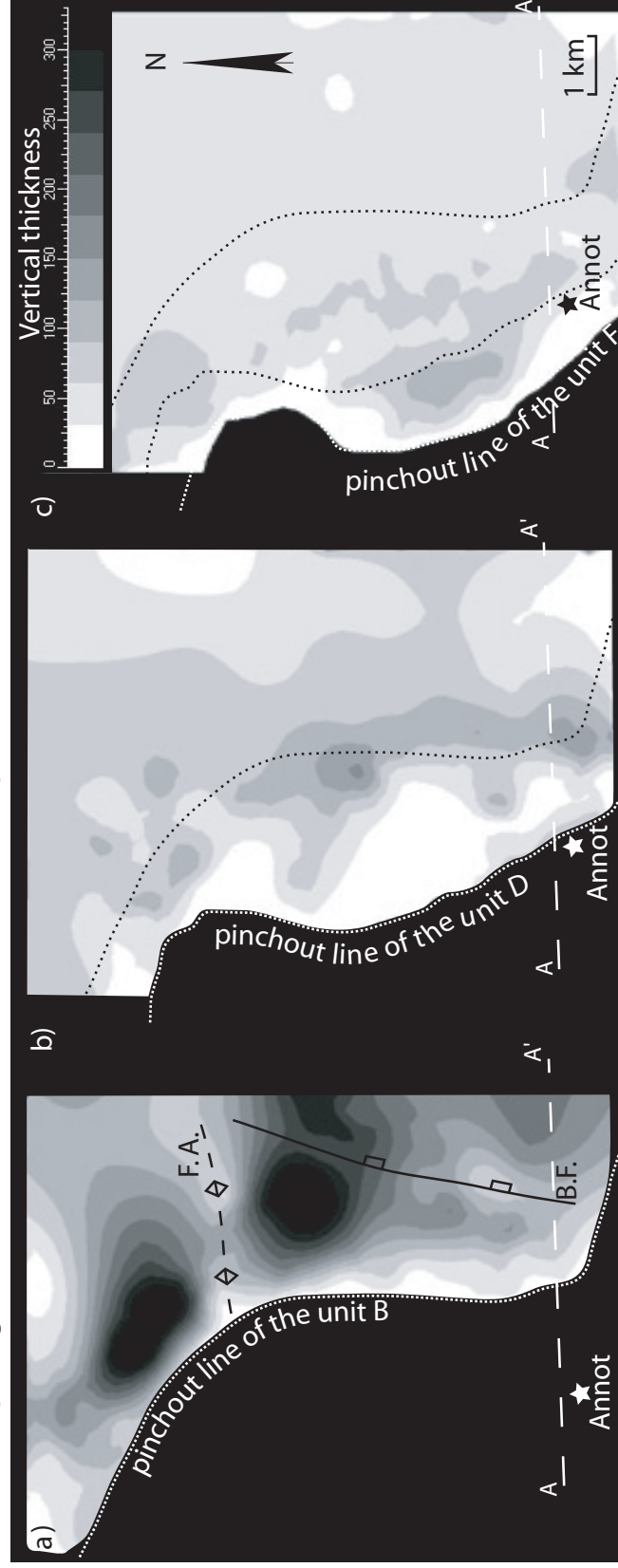


Figure 5. Vertical thickness maps. a) Unit B of the Annot Sandstone. b) Unit D of the Annot Sandstone. c) Unit F of the Annot Sandstone. Section line AA' (fig4). F.A. = Fugeret Anticline. B.F. = Braux Fault. These maps are derived from the 3D surface model.

Conclusion of the 2D structural analysis (migrating growth syncline) is confirmed by the results provided by the 3D model. The Fugeret Anticline and the Braux normal fault influenced the deposition of the two lower units of the Annot Sandstone (fig5a). Then, zones of maximum thickness (reaching 170m in the Unit D and 140m in the Unit F) describe synclinal axis trending NNW-SSE. From unit D deposition, hinge line (maximum thickness zone) migrated approximately 2.5 km westward.





## **3D modelling of a turbidite-filled growth syncline from field data: the Annot syncline (SE France)**

Lise Salles, Mary Ford, Christian Le Carlier de Veslud  
Mai 2008

### **Abstract**

The Annot Sandstone is a well-known analogue for sand-rich deep water reservoirs. It was deposited in a fan delta-fed turbidite setting over a period of 10My from the Bartonian to Rupelian, in the active alpine wedge top foreland basin. These turbidite deposits overlie the transgressive Nummulitic Limestone and deep water Globigerina Marls. The variety of facies, the difference in depositional patterns, and the superb exposures make this basin an ideal location to develop a methodology for 3D field-based modelling. The present model concerns the Annot depocentre, one of the synclinal remnants of the whole Annot Sandstone basin.

Initially, the 1:50,000 geological map of stratigraphical boundaries and faults was draped over the Digital Elevation Model and combined with published data and some preliminary field data to produce a first 3D model of the base of the Nummulitic Limestone and the base of the Globigerina Marls. This model allowed us to identify specific geometrical problems for which the data was insufficient. A more detailed field study was undertaken to better constraint the structure. We particularly focus on the geometry of the overlying Annot Sandstone Formation. The present model includes 7 stratigraphical horizons within the Annot Sandstone, which are modeled based on detailed structural field data of onlaps and dips.

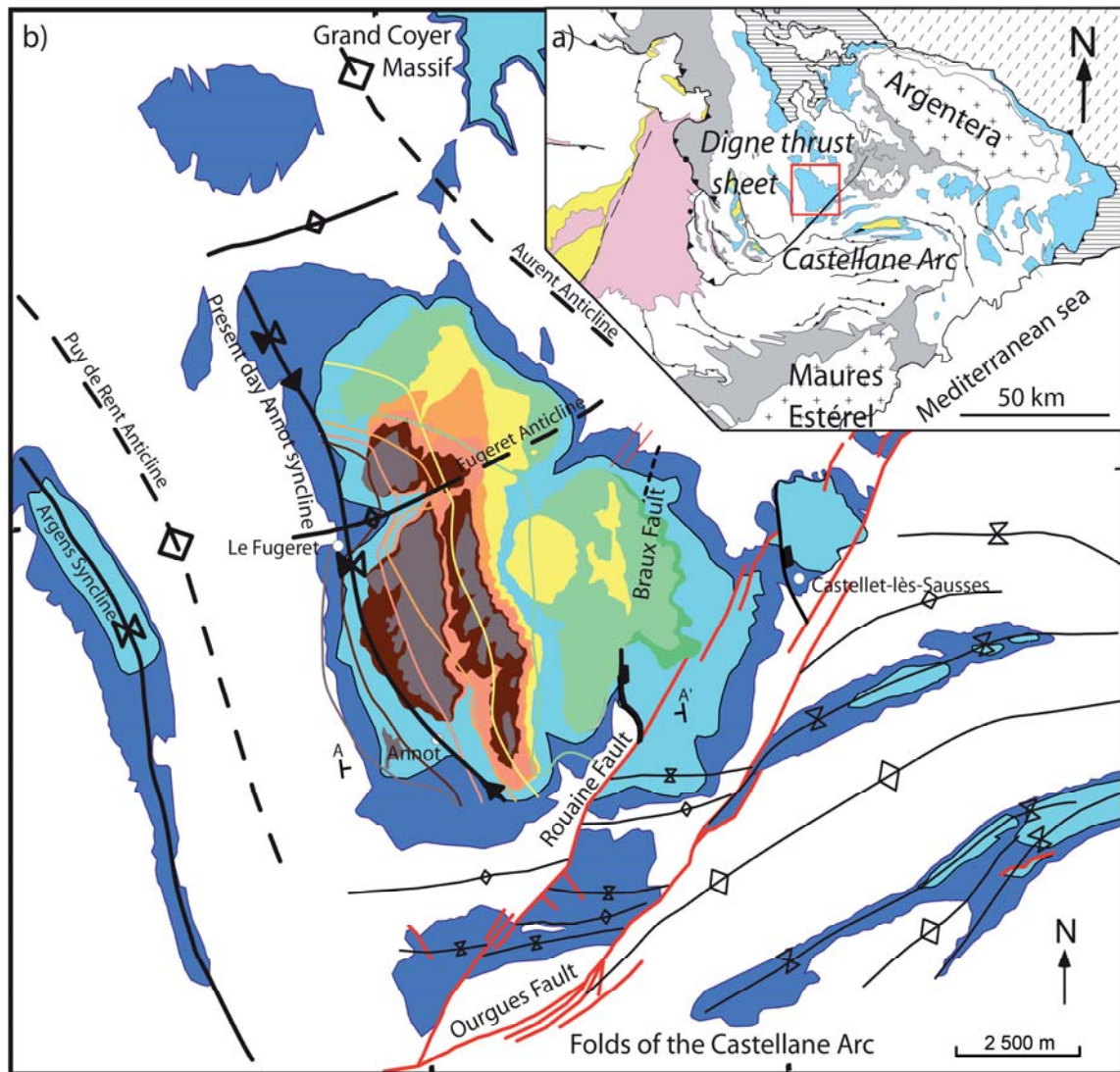
The model demonstrates a progressive westward migration of the synclinal depocentre during the Annot Sandstone deposition. The details of this depocentre evolution are addressed using a 3D volumetric sequential restoration using a tetrahedral mesh. Mesh construction has to be adapted in the vicinity of onlap pinchouts.

### **Introduction**

The Annot depocentre is one of the isolated remnants of the Annot Sandstone basin, preserved in the alpine fold and thrust belt in SE France (figure 1a). This mini-basin was filled during the upper Eocene by a marine transgressive succession (named locally the “Nummulitic Trilogy”; figure 1c) (Boussac, 1912). Since the 1950's, a considerable volume of key sedimentological and stratigraphical studies have focused on the final unit - the Annot Sandstone -(Stanley, 1961; Bouma, 1962; Lanteaume et al., 1967; Ravenne et al., 1987) partly because these sand-rich turbidites are an analogue for oil reservoirs in fan delta-fed turbidite settings. While the sedimentology of the Annot Sandstone is well constrained, the structural framework has to be defined precisely in order to observe interactions between sedimentation and tectonics and to propose facies distributions in subsurface.

The principal aims of this work are to define a relative dating of folds and faults occurring in the Annot depocentre and to constrain their control on turbidite sedimentation. The approach developed includes detailed structural field analyses (dip pattern, onlaps) and 3D geometrical modelling using gOcad software (Discrete Smooth Interpolation, Mallet, 1989) (version 2.1.6). The 3D surface model especially allows the integrity of structural interpretation and provides maps of thickness variations to argue the timing of tectonics and sedimentation. It is also useful to define areas for which additional field work has to be undertaken.





Key for (a)

Tertiary Foreland deposits

- Valensole basin (Oligocene and Miocene-Pliocene)
- Annot Sandstone and equivalent (Upper Eocene and Oligocene)
- Upper Jurassic-Upper Cretaceous Triassic-Dogger
- Permian red beds Crystalline basement and Palaeozoic cover

- Structural features
- Strike slip faults
  - Normal faults
  - Axial plane trace
  - Cross-section

Key for (b)

- Alpine tectonic units
- Embrunais-Ubaye Nappes
  - Internal Alpine tectonic units

100 m

- G Annot Sandstone
  - F Annot Sandstone
  - E - Units D, E, F channelised units
  - D - Units D, E, F channelised units
  - C - Unit C Slump deposits
  - B - Lower Units (A,B) lobes
  - A - Lower Units (A,B) lobes
- Globigerina Marls  
Nummulitic Limestone  
Cretaceous limestone

Figure 1: a) Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the alpine foreland basin. The Annot depocentre is boxed. b) Tertiary stratigraphy and structure of the Annot depocentre. Onlap pinchouts of the Annot Sandstone subunits are drawn. Section line AA' correspond to the model slice shown in fig.5a. c) Lithostratigraphy of the Nummulitic Trilogy in the Annot depocentre. Syndepositional normal faulting occurs in the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls. The Unit B of the Annot Sandstone seals this normal fault. The Annot Sandstone is onlapping on the Globigerina Marls.

## 1. Thickness pattern and syndepositional deformation

### 1.1. Faulting

A normal fault is synchronous with deposition of a formation if this formation has a higher thickness in the hanging wall.

### 1.2. Folding (syncline)

In case of a syndepositional syncline, the thickness presents a maximal value line in the hinge and decreases on both limbs. We assume that depocentre corresponds to fold axis. But, this pattern can also result from the passive filling of an inherited synclinal topography. Time gap between the two horizons which defines the thickness map is therefore critical. The shorter it is, the finer the interpretation is. It is also recommended to base the analysis on several thickness maps and their relative changes and bedding dip pattern.

## 2. Geological setting

The Annot depocentre situated 70 km NW of Nice (Mediterranean Sea) covers an area of 70 km<sup>2</sup> (about 11 km NS by 6 km EW). It lies just at the intersection of the Digne thrust system (NNW-SSE) and the Castellane Arc (E-W) (figure 1a). Two fold trends have been observed in the Tertiary sediments: a main NNW-SSE syncline and local E-W folds such as the Fugeret anticline (Apps, 1987; Puigdefàbregas et al., 2004) (figure 1b). The relative timing of EW folds with respect to the main alpine NNW-SSE folds and their distribution in the alpine foreland basin remain open questions.

The upper unit of the foreland basin deposits succession to the sand-rich Annot Sandstone turbidites. In the Annot depocentre, 7 subunits are defined and mapped within this formation. The units are labelled from A to G upward. Facies evolve from sand sheet deposits (A and B; distal lobe) to channelised systems (E, F and G). A megaslump occurs in unit C (figure 1c).

## 3. Methodology for 3D modelling based on field data

### 3.1. 3D database

An extensive database was built in 3D. It includes data of different certainty and spatially dispersed (figure 2a):

- Regional data provided by the French Geographic Institute and the French Geological Survey (BRGM):
  - map (1: 50 000) (Campredon, 1980)
  - digital Elevation Model (data point spacing 50m)
  - 0.5m resolution aerial orthographic photographs
- Published data:
  - logged sections (Albussaïdi and Laval, 1984; Callec, 2001; Du Fornel, 2004)
  - cross sections (Apps, 1987; Ravenne et al., 1987)
  - detailed geological maps of the Annot depocentre (Albussaïdi and Laval, 1984; Callec, 2001; Puigdefàbregas et al., 2004)
- New field data:
  - over 200 bedding dips
  - revised outcrop traces of stratigraphical boundaries and structures
  - 3 E-W cross-sections in the southern part of the Annot depocentre

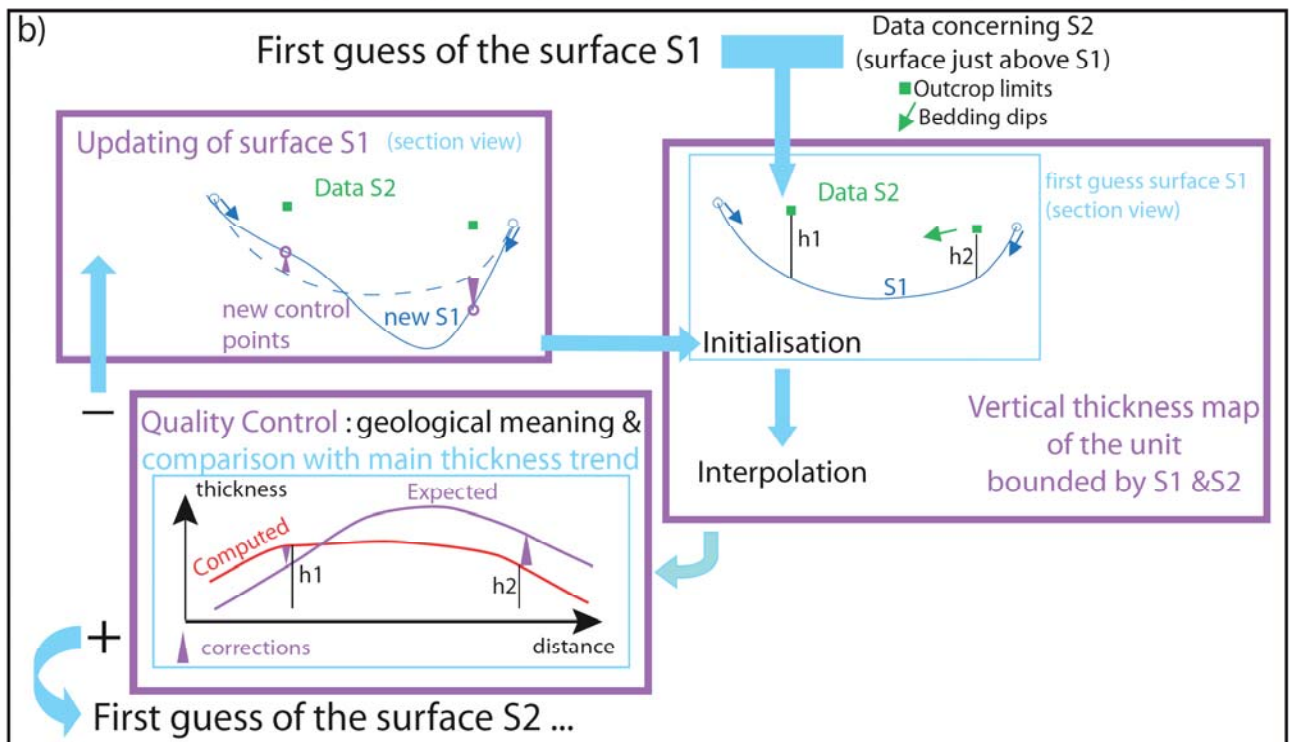
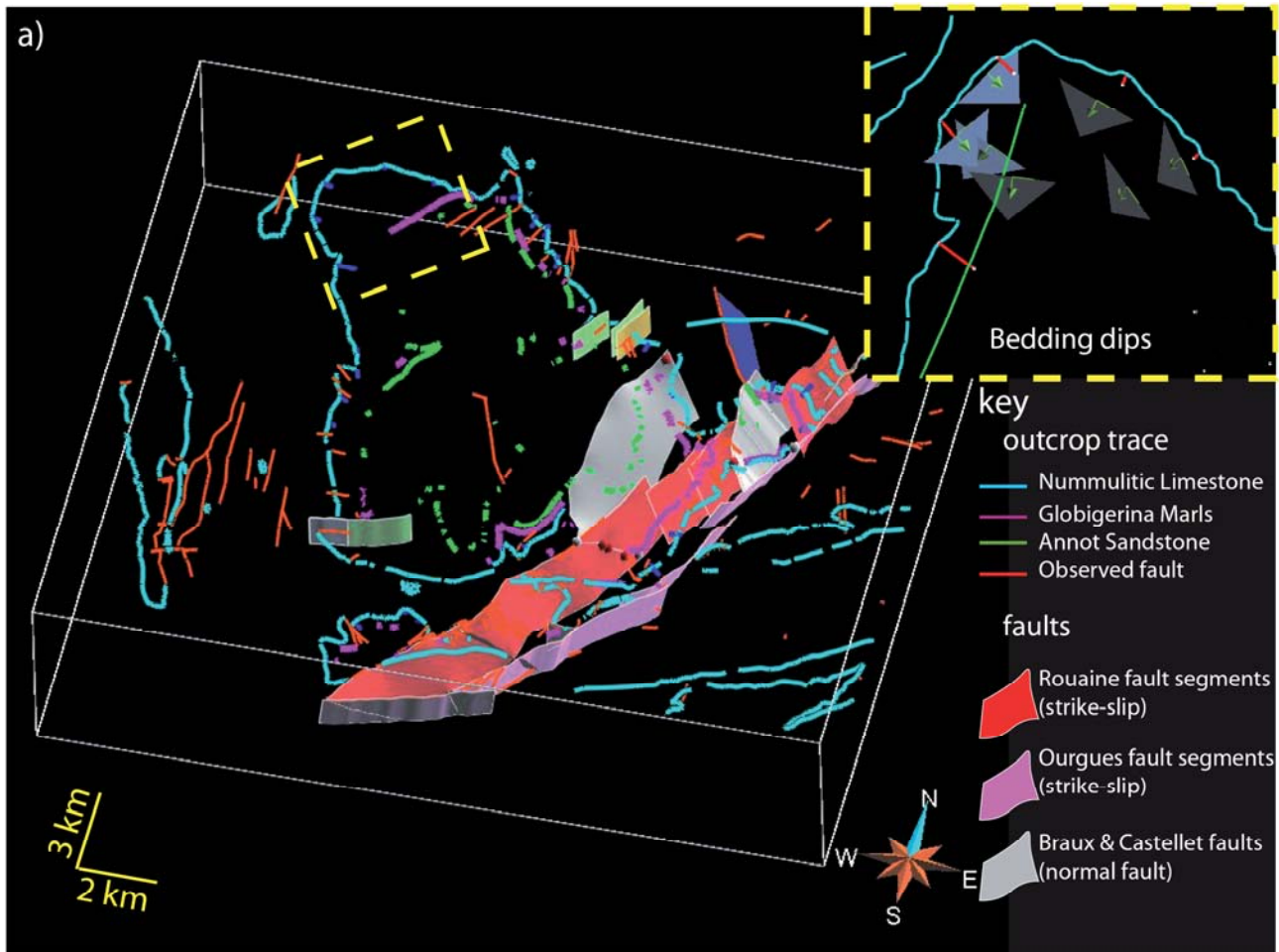


Figure 2: Methodology for 3D modelling based on field data. The lowest horizon is used as a reference surface. The reference horizon is constrained by outcrops traces, bedding dips and simplified fault network (a). The upper stratigraphical boundaries are built upward using thickness maps (b).



### 3.2. 3D surface modelling

It involved two main steps.

(1). The fault network was simplified (upscaling). Only faults with high throws ( $\geq 100\text{m}$ ) were constructed using their outcrop trace. Unknown fault dips and azimuths were constrained by the best fit planar solution. A new fault linking two separate faults was added. Faults connectivity was then established using the Discrete Smooth Interpolator with an “in contact” constraint.

(2). The second step consists of building 3D stratigraphical horizons. First, we chose which horizons were modelled and what temporal significance (isochronous or diachronous) had each horizon. To investigate if there was active folding during Annot Sandstone deposition, we used markers within this formation. Comparison of the thickness distribution per subunit (isopach map) allowed us to document depocentre migration and to propose migration rates. Modelling another stratigraphical boundary, whose outcrop is more extensive and whose relationship with the Annot Sandstone is simple and known, is essential to constrain the deformation, which occurred after the sandstone deposition. The base of the Nummulitic Limestone was therefore built because it is the only Tertiary marker in which the present fold axis is preserved.

Initially, a reference stratigraphical surface was built. This horizon has to correspond to the best constrained and preserved stratigraphical boundary (here the Nummulitic Limestone). Honouring dips, outcrop data and the fault network, the Discrete Smooth Interpolator proposed a first approximation for the reference surface (figure 2b). We then computed the vertical thickness by using known points on the top of the layer. The calculated isopach map was compared with thickness trend maps created by the geologist. In order to generate acceptable thickness values, we added new control points to the initial constraint set, reran the interpolation and recomputed the isopach map. When the calculated isopach map satisfied geological criteria, we built a first approximation of the top of the layer by translating, point per point, the basal surface by the thickness value. Then we checked if this first approximation honoured available information (dips, outcrop trace). We computed the error, searched the explanation and if necessary, we corrected the initial reference horizon. When the second surface was acceptable, we used it as the new reference surface and applied the same process. So, by successive feedbacks the whole model gradually improved, while keeping its 3D integrity at each step.

## 4. Results

### 4.1. Structural framework

The present day base of the Nummulitic Limestone (figure 3b) shows EW folds, which mostly lie along the Rouaine-Ourgues fault system, a larger gentle NNW-SSE syncline and normal faults. The EW folds have wavelengths of about 3.5 km and an amplitude of 250 to 400m. The NS Braux normal fault and WSW-ENE Rouaine-Ourgues fault zone lie in the southern and eastern part of the Annot Syncline. The Rouaine-Ourgues fault zone offsets EW folds recording a left-lateral strike-slip system. This regime can also explain the NS extensional faults (e.g. the Braux normal Fault) and the EW folds observed in this part of the Annot depocentre (figure 3a).

Our study identified a fault similar to the Braux normal fault east of Castellet-lès-Sausses (Castellet Fault) (located on figure 1b; figure 3a-c-d). On the geological map, this highly faulted area presents two N-S separate fault segments, but, during modelling, we observed that by joining these two segments, the stratigraphic horizons were less disturbed and fitted better with local field data (figure 6). This proposition was then verified in the field during a later survey. A considerable volume of structural studies have focused on the Braux normal fault, which was mostly active during the Globigerina Marls deposition (Parris, 1971; Tomasso and Sinclair, 2004). Our model shows that this is a scissor fault with maximum displacement (500 m) in the south, dying out rapidly to north (figure 3b). The half-graben due to the Castellet normal fault is smaller. 3D modelling can be very useful in identifying azimuths and dips of faults in particular as demonstrated here in the Rouaine-Ourgues fault system. Measurements collected during a later field survey confirm values derived from 3D modelling.



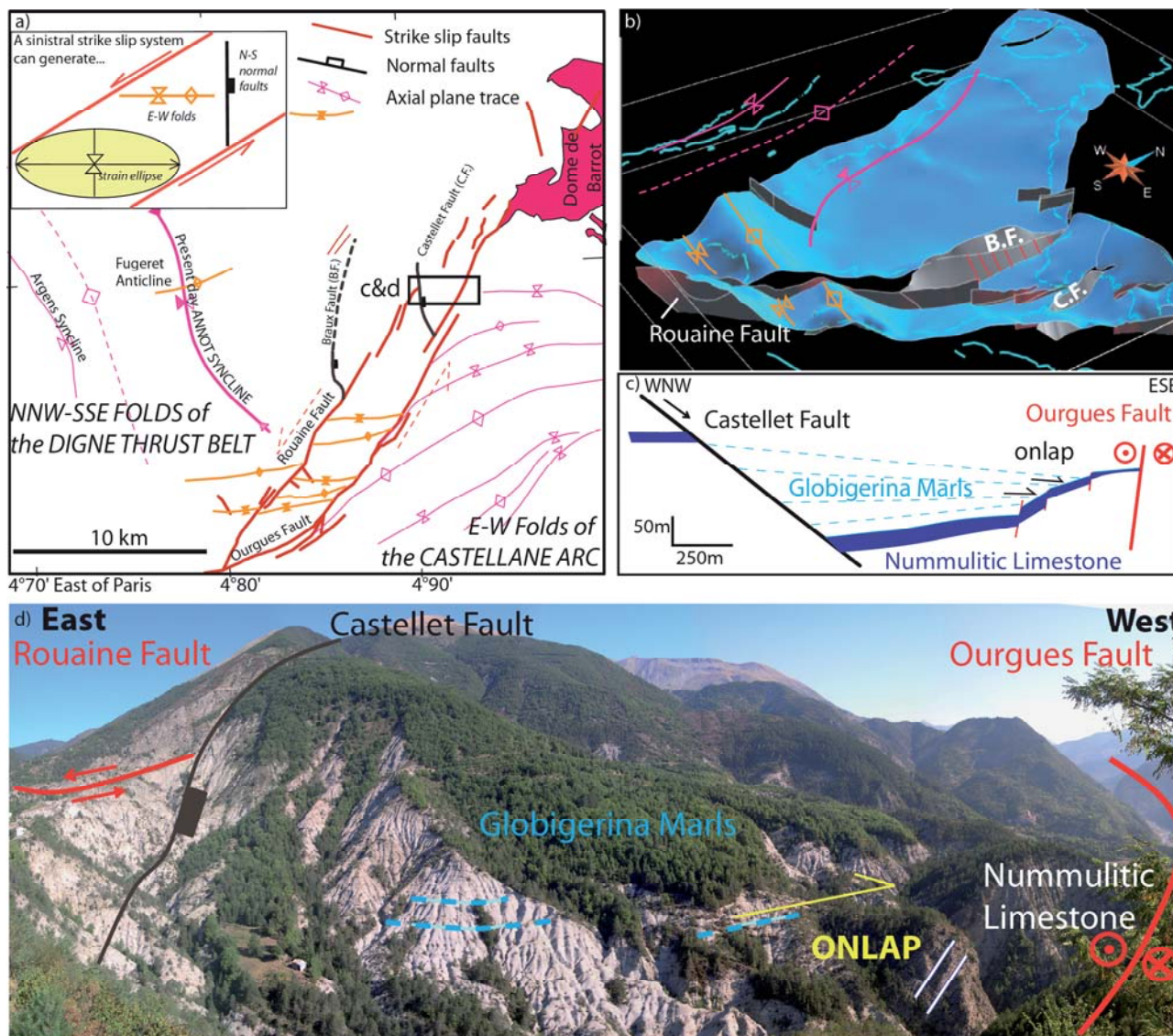


Figure 3: Tectonic map of Annot area (a) and present day base of the Nummulitic Limestone (b). At the southern limit of the NNW-SSE syncline, EW folds and NS normal faults as the Braux and Castellat faults (c & d) were generated within the left-lateral Rouaine Ourgues strike-slip belt. Notice the northward important decrease of throw (red lines) on the Braux scissor normal fault. Concerning the Castellat normal fault, bedding traces in the Globigerina Marls indicate a deposition into a half-graben (c).

#### 4.2. Thickness pattern for the Annot syncline determines relative timing of depocentre migration

Vertical thickness maps of the Nummulitic Limestone and the Annot Sandstone subunits were automatically calculated by gOcad from the model shown in figure 4a. Figure 4 presents also three thickness maps that document 3D depocentre evolution throughout Annot Sandstone deposition. For each unit, thickness varies significantly indicating interaction between sedimentation and structures that may be inherited or active. Unit B has a more complex thickness variation than the younger units D and F, for which a N-S zone of maximum thickness is observed (figure 4c-d). This pattern is interpreted as a synclinal depocentre. By considering the duration of unit deposition and comparing the two maps, syndepositional activity of the syncline is constrained. Furthermore, depocentre migrated about 2.5 km westward from unit D to unit F. Bedding dips decrease from units A to G (see section AA' in figure 4a), confirming an active syncline whose axis migrates.

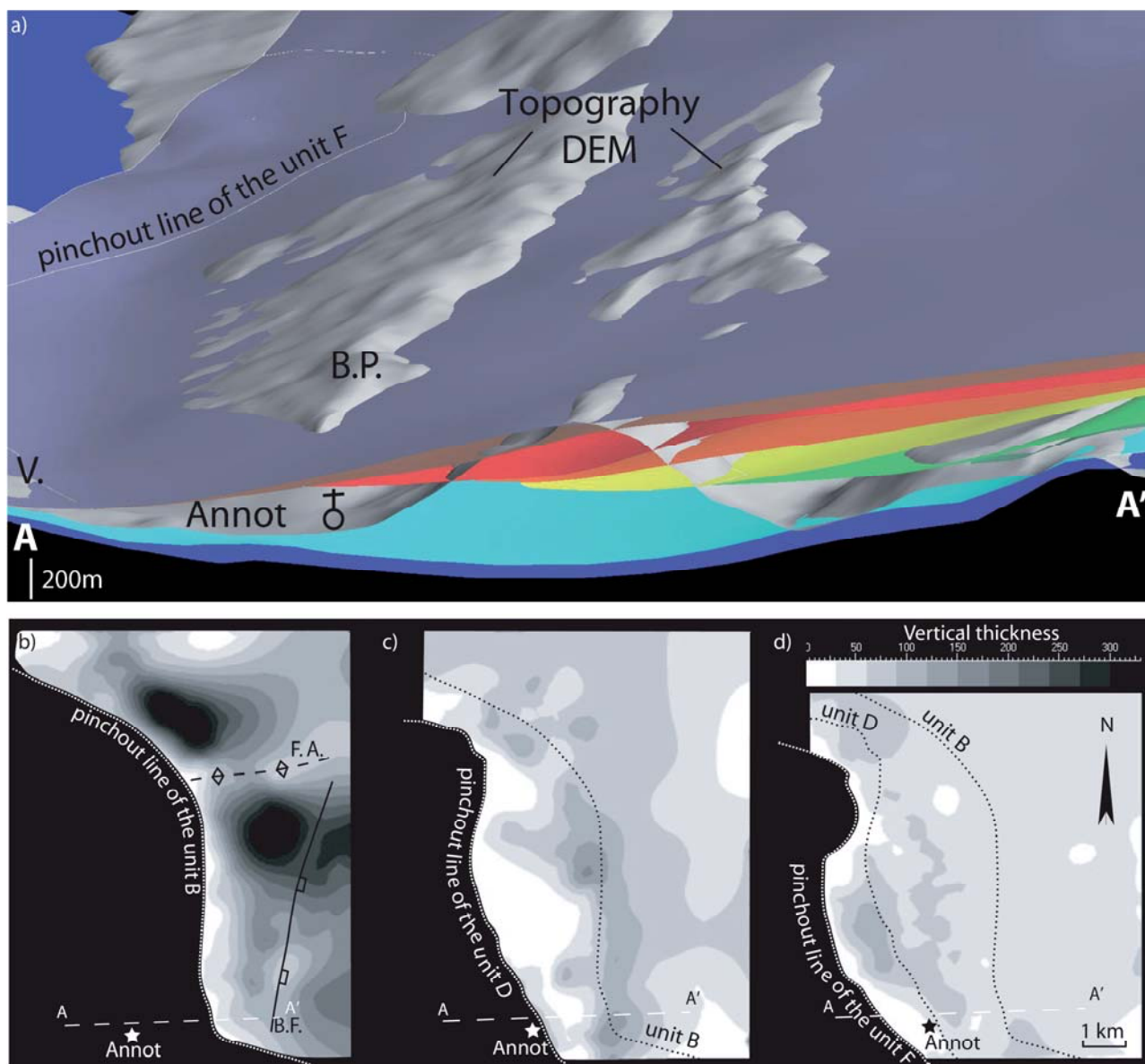


Figure 4: a) EW slice of the 3D surface model of the Annot depocentre (location AA' in fig. 1b), showing westward progressive onlap and depocentre migration within the Annot Sandstone. Outcrop names: V. =Vérimande; B.P.=Baou de Parou. No vertical exaggeration. See figure 1c for colour code. b - c -d) Vertical thickness maps for respectively Unit B, D and F. These maps are derived from 3D modelling in gOcad. Section line AA' just above is located on the maps. While thickness clearly indicate NNW-SSE trough for the two upper units, thickness variations in the unit B are more complex. Deposition of this unit interacted with the Fugeret Anticline (F.A.) and the Braux normal fault (B.F.).

The thickness pattern of unit B presents larger variations; it is less than 50m thick on the Fugeret Anticline and reaches up to 300m just to the north and south of this structure (location, see figure 3a; figure 4b). Nonetheless, a NNE-SSW local maximum thickness zone is observed west of the Braux normal fault (location, see figure 3a) and corresponds to the synclinal depocentre which becomes more obvious in younger units. The other significant variation lies above the Braux normal fault (zone of minimum value) and in the northern part of the Annot depocentre. Concerning the Braux normal fault, even if it was sealed by the base of unit B, it seems that the hanging wall zone close to the fault was slightly higher at the beginning of deposition of the unit B (perhaps due to, compaction of the marls).



## Conclusion

Our study demonstrates that WSW verging folds controlled the Annot Sandstone deposition. The progressive westward depocentre migration was induced by the development of the Aurent Anticline (Figure 1b) east of Annot Syncline. Thickness variation and dip pattern within the Annot Sandstone are proofs of this interaction between tectonics and sedimentation.

This work shows that 3D modelling is a powerful tool to constraint azimuths and dips of faults and to define key areas for field survey. Existence of EW folds advocates the use of 3D surface modelling to explore their possible interaction with NNW-SSE folds and date the structures. Thickness maps, derived from our 3D model, indicate structures interacting with deposition. The lower part of the Annot Sandstone sequence (Units A and B) remained essentially controlled by the Braux normal fault, which was mainly active during sedimentation of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls, and the Fugeret Anticline. Maps of the upper units illustrate significant influence of the NNW-SSE growth syncline and demonstrate the westward depocentre migration. A 3D sequential restoration is in process and will allow us to precise timing of the Fugeret Anticline and its reactivation. Preliminary 3D volume modelling revealed mesh problem in onlap.

## Acknowledgements

The author would like to thank Marc-Olivier Titeux for his help on 3D restoration, Guillaume Caumon for his invaluable advices and Philippe Joseph for their helpful presence in the field and their interesting discussions. TOTAL and the ANR project led by Antoine Le Solleuz are acknowledged for funding the author (Lise Salles) Ph.D. The Paradigm Company is thanked for providing the gOcad software.

## References

- Albussaïdi, S. and Laval, A. 1984. *Nouvelles observations de la série Priabonienne Evolution latérale en relation avec la tectonique*. Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs. Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, 86 pp.
- Apps, G. 1987. *Evolution of the Grès d'Annot basin, SW Alps*. Unpublished Ph.D. thesis., University of Liverpool.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*, 6. Elsevier Publication, Amsterdam, 168 pp.
- Boussac, J. 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte Géol. France*.
- Callec, Y. 2001. *La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint Antonin)*. PhD, Ecole des Mines de Paris, Paris.
- Campredon, R. 1980. Carte géologique au 1: 50 000 de la feuille d'Entrevaux. *éditions du BRGM*.
- Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Muller, C., Ravenne, C. & Sztrákos, K. 2004. The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, Special Publication. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), 221, pp. 137-160.
- Lanteaume, M., Beaudoin, B. and Campredon, R. 1967. Figures sédimentaires du flysh "Grès d'Annot", synclinal de Peïra-Cava. *Edition du Centre National de la Recherche Scientifique*.
- Mallet, J.-L. 1989. Discrete smooth interpolation. *ACM transactions on graphics*, 8: 121-144.
- Pairis, J.L. 1971. Effets de la tectonique en «coins» sur la marge orientale du synclinal d'Annot (Alpes de Haute-Provence). *Géologie Alpine*, 47: 215-222.
- Puigdefàbregas, C., Gjølberg, J. and Vaksdal, M. 2004. The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, Special Publications. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), 221, pp. 367-388. The Geological Society, London.
- Ravenne, C., Vially, R., Riché, P. and Trémolières, P. 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'IFP*, 42: 529-553.
- Stanley, D.J. 1961. *Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux*. PhD, Grenoble.
- Tomasso, M. and Sinclair, H.D. 2004. Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoit outcrops of the Grès d'Annot. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, Special Publications. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), 221. The Geological Society, London.

## 3D Sequence Restoration of the Annot Syncline (SE France)

Lise Salles, Pauline Durand-Riard  
Mai 2009

### Abstract

The Annot Sandstone is a very well-known analogue for sand-rich deep water reservoirs. It was deposited in a fan delta-fed turbidite setting over a period of 10My from the Bartonian to Rupelian, in the active alpine wedge top foreland basin. These turbidite deposits overlie the transgressive Nummulitic Limestone and the deep water Globigerina Marls. Nowadays, the Annot Sandstone is preserved in synclinal outliers in SE France. The spectacular outcrops and the amount of available data make this basin an ideal location to develop methodology for 3D modeling from field data.

A 3D surface model of the Annot depocentre was built to illustrate the interaction of folding and turbidite sedimentation. It includes stratigraphic horizons within the Annot Sandstone. This model has demonstrated a progressive migration of the synclinal depocentre during the Annot Sandstone deposition. The details of this depocentre evolution have been addressed using vertical thickness maps, and will be better constrained by a 3D volume sequence restoration. Mesh construction honoring the stratigraphic horizons is impossible in the Annot case, because of the layer thinness and the onlaps. The 3D model of the Annot Syncline is a test for 3D implicit restoration method developed by P. Durand-Riard.

### Introduction

The Annot depocentre is one of the isolated remnants of the Annot Sandstone basin, preserved in the alpine fold and thrust belt in SE France (Fig. 1a). This mini-basin was filled during the upper Eocene by a marine transgressive succession (named locally the “Nummulitic Trilogy”; Fig. 1c) (Boussac, 1912). Since the 1950’s, a considerable volume of key sedimentological and stratigraphical studies have focused on the final unit - the Annot Sandstone - (Stanley, 1961; Bouma, 1962; Lanteaume et al., 1967; Ravenne et al., 1987; Joseph and Lomas, 2004) partly because these sand-rich turbidites are an analogue for oil reservoirs in fan delta-fed turbidite settings. While the sedimentology of the Annot Sandstone is well constrained, the structural framework has to be defined precisely in order to observe interactions between sedimentation and tectonics and to propose facies distributions in subsurface.

The study presented in this paper is focused on the Annot depocentre. Last year, we identified the structures in this area and proposed an evolution of this depocentre based on a 3D surface model (Salles et al., 2008b). Vertical thickness maps of Annot Sandstone indeed reveal a westward progressive migration of the depocentre. Detailed geometrical and kinematic analyses (Salles et al., 2008a) indicate that this migration is generated by a synclinal hinge migration. The Annot Sandstone in the Annot Syncline are therefore an interesting case study to test 3D sequence restoration. In addition, this method provides real thickness maps and the restored bases of the Annot Sandstone members, needed by process-based modeling. This information will contribute to improve the knowledge of the interactions between turbidite sedimentation and folding. The Annot Sandstone geometry, characterized by onlap and thin layer, motivates the choice of implicit restoration.



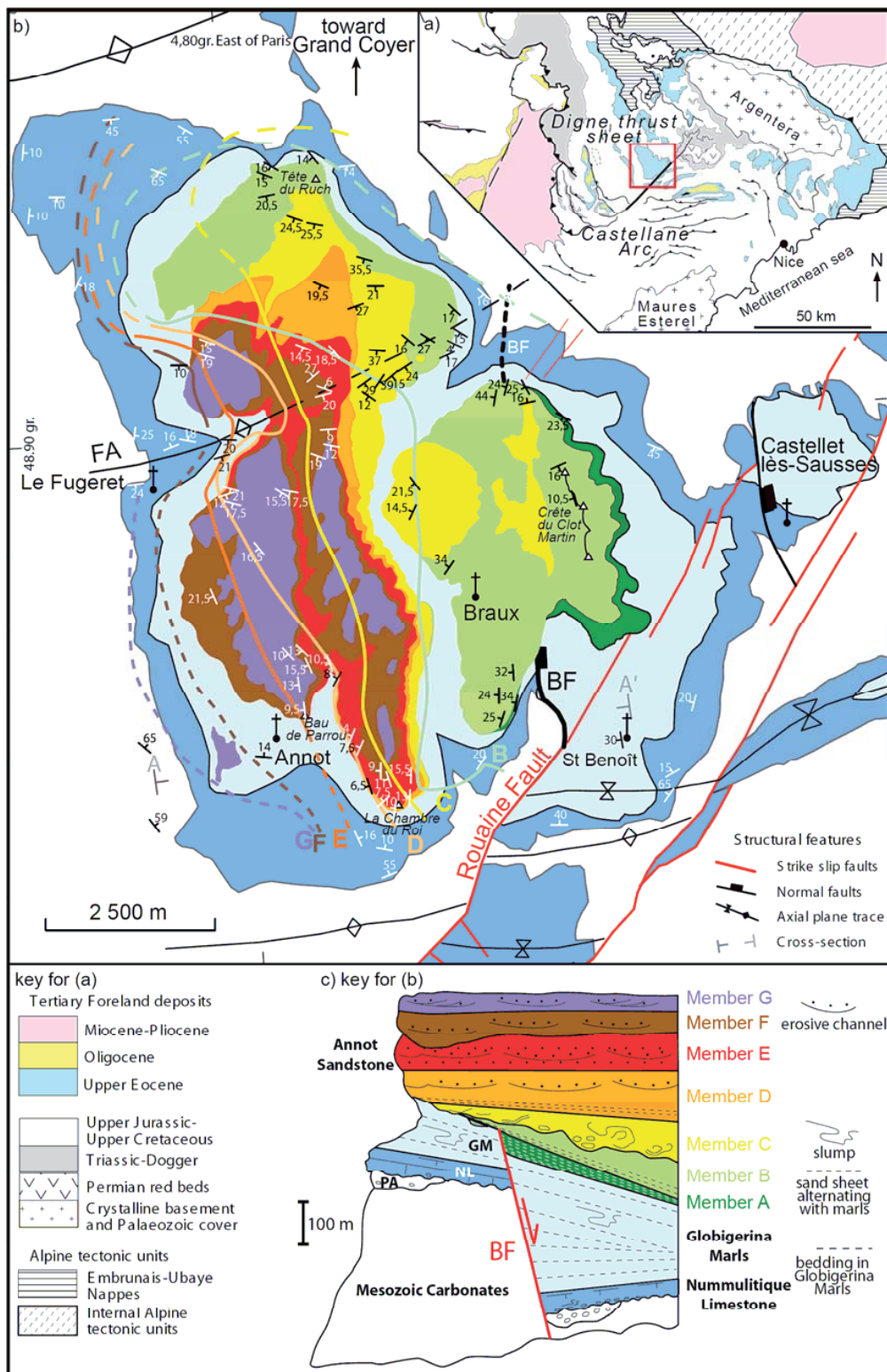


Figure 1: a) Regional tectonic map of SE France showing the outliers of the alpine foreland basin. The Annot depocentre is boxed. b) Tertiary stratigraphy and structure of the Annot depocentre. The turbidite members overlap progressively westward onto the Globigerina Marls (see pinchout lines for each member). Section line AA' corresponds to the model slice shown in fig.3. c) Lithostratigraphy of the Nummulitic Trilogy. The Braux normal fault (BF), sealed by the member B, strongly controlled the deposition of the Nummulitic Limestone and the Globigerina Marls.

## 1. Geology of the Annot Syncline

### 1.1. A synclinal remnant of the Tertiary alpine foreland basin

The Annot depocentre is one of the isolated outliers of the Tertiary foreland basin preserved in the alpine fold and thrust belt in SE France. It is 70 km NW of Nice (Mediterranean Sea) and covers an area of 70 km<sup>2</sup> (about 11 km NS by 6 km EW). It lies just at the intersection of the Digne thrust system (NNW-SSE) and the Castellane Arc (E-W) (Fig. 1a).

The foreland succession ends with the famous Annot Sandstone. This formation corresponds to sand-rich turbidites. In the Annot depocentre, members are defined and mapped within this formation. They are labeled from A to G upward. The facies evolve from sand sheet deposits (A and B; distal lobe) to channelized systems (E, F and G). A megaslump occurs in member C (Fig. 1c). The net to gross of the turbidite succession in the Annot area is particularly high, more than 90%.

### 1.2. Structural framework of the Annot Syncline

Two fold trends have been observed in the Tertiary sediments around the village of Annot: a main NNW-SSE syncline, called the Annot Syncline, and local E-W folds such as the Fugeret anticline (Fig. 1b; Apps, 1987; Puigdefàbregas et al., 2004). Concerning the E-W folds, two populations have to be distinguished: the E-W folds occurring in left-lateral strike-slip fault zone, like those located in the south-eastern part of the Annot depocentre, and the others located far from these deformed zones. The Fugeret anticline belongs to the second group.

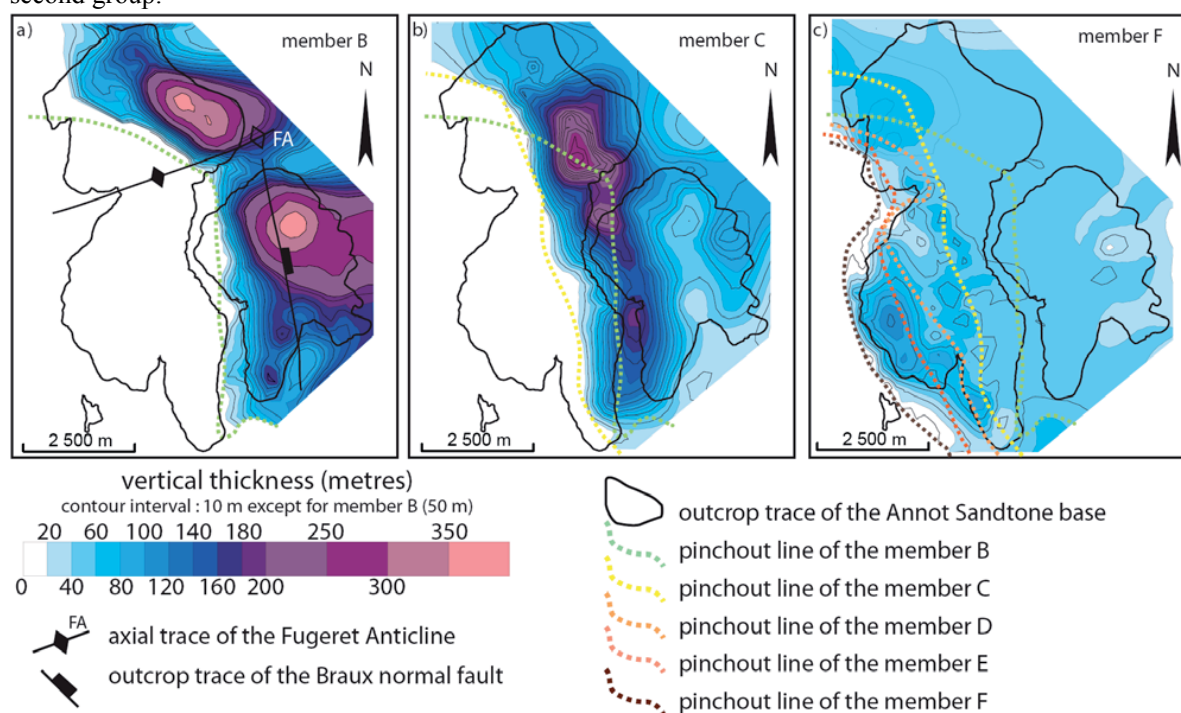


Figure 2: Vertical thickness maps for the members (a) B, (b) C, (c) G. These maps are derived from 3D modeling in gOcad. While thickness clearly indicates NNW-SSE trough for the two upper members, thickness variations in the member B are more complex. Its deposition interacted with the Fugeret Anticline (F.A.) and the Braux normal fault (B.F.).

The relative timing of the two fold trends in the Annot syncline was proposed based on the deformation recorded by the turbidite in this area. At the beginning of the Annot Sandstone, the turbidite deposition is highly influenced by an existing topography, like the Fugeret anticline and the footwall uplift of the Braux normal fault. The thickness of the member B varies from less than 50m on this structure to more than 200m

at North, while it is roughly constant for the member C. Then, the sedimentation of the members C to F is strongly controlled by a growth NNW-SSE growth syncline, as shown by a NNW-SSE trending zone of maximum values in the corresponding thickness maps. Finally, the turbidite members in the northern part of the Annot Syncline present a general southward bedding dip, which reveals a late tilting. The reactivation of an EW fold between the depocentres of Annot and Grand Coyer may be responsible for this late deformation (Fig. 1b).

### 1.3. Architecture of the Annot Sandstone

In the main syncline, the thickness of the preserved Annot Sandstone reaches 450m. These turbidites covers about 60km<sup>2</sup> (7km E-W x 9km N-S). This formation presents an extended and fine pattern. The Annot Sandstone is also characterized by its onlapping contact onto the Globigerina Marls. A westward progressive migration of the onlap is observed during the turbidite sedimentation, as indicated in the Figure 1b. Structural analysis (dip pattern and cross-section) has also revealed a similar migration of the depocentre. The 3D model of the Annot syncline, presented in Figure 3, illustrates the inner organization of the Annot Sandstone.

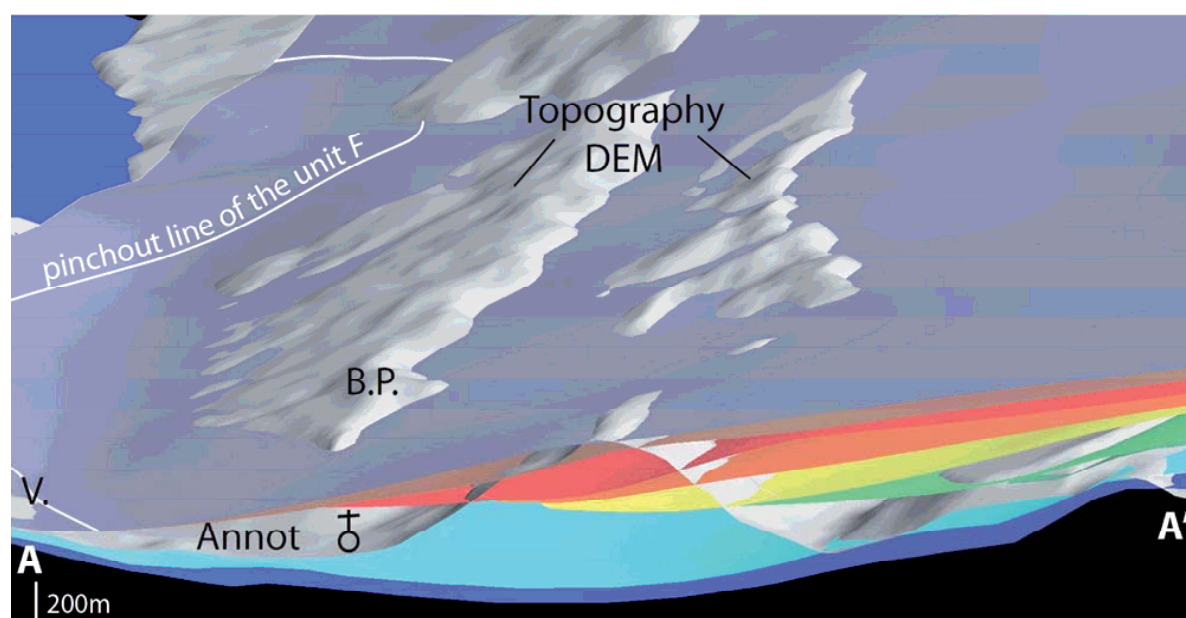


Figure 3: EW slice of the 3D surface model of the Annot depocentre (location AA' in fig. 1b), showing westward progressive onlap and depocentre migration within the Annot Sandstone. Outcrop names: V. =Vérimande; B.P.=Baou de Parou. No vertical exaggeration. See Figure 1c for color code.

## 2. Adaptation of the 3D surface model for sequence restoration

### 2.1. Why using implicit restoration?

When we started the 3D model of the Annot depocentre in 2005-2006, the tools of implicit modeling, such as StructuralLab (Frank et al., 2007; Caumon et al., 2007) were not fully developed. The 3D model of the Annot depocentre therefore consisted in 3D surfaces. A meshed volume had to be built from this surface model to apply the algorithm of 3D restoration.



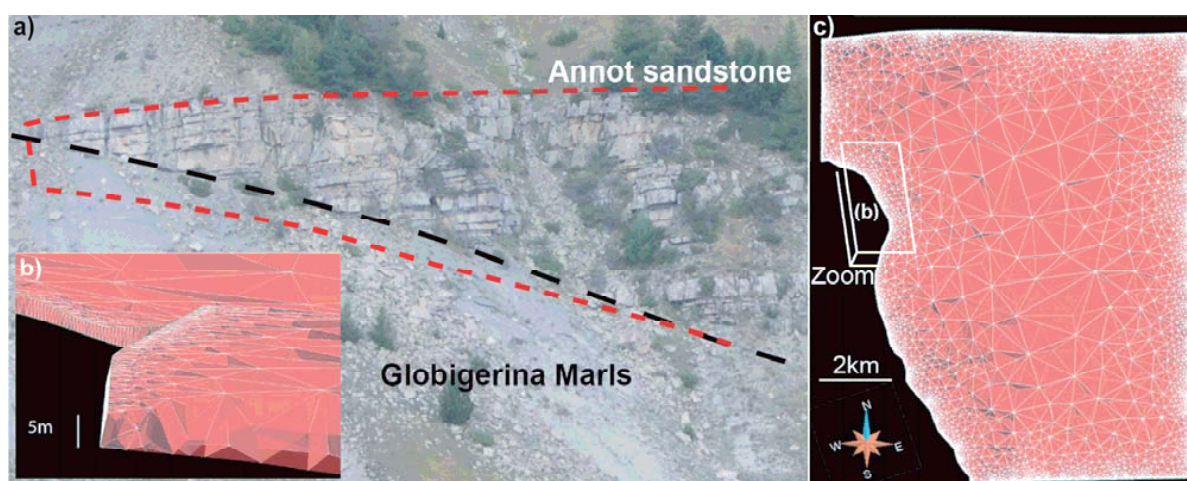


Figure 4: Mesh problems for complex geological geometries. (a) Onlap at Chalufy. To mesh the model, progressive onlap are transformed into very abrupt contact (red dashed line). (b) EW slice of the 3D model showing abrupt onlap. (c) Plan view of the mesh obtained for one member of the Annot Sandstone. The quality of the mesh is not good enough to apply the 3D restoration algorithm. Artefacts can be derived from such variations of the tetrahedron size. Refining the mesh with a constant size criterion needs so huge memory, that it cannot be a solution.

At that time, only the 3D explicit restoration had been implemented in the gOcad software (Muron, 2005). Despite adaptations in the onlap vicinity (Fig. 4a-b), the construction of the mesh honoring stratigraphic boundaries within the Annot Sandstone was very difficult (using FrameModel and then Solid Model tools; Lepage and Mallet, 2001). Furthermore, the tetrahedron size varies from less than 5m at onlap locality to more than 2km in the middle of the volume (Fig. 1c). It was impossible to mesh the volume with a 5m-long size criterion, because lacks of memory.

Fortunately, P. Durand-Riard has developed an implicit approach since 2008 (Durand-Riard et al., 2008; Durand-Riard et al., 2009 (accepted); Durand-Riard and Caumon, 2009), which seems particularly adapted to complex geometries observed in most of geological cases.

## 2.2. Parameters of the implicit restoration applied in the case of the Annot depocentre

An implicit model of the Annot Sandstone was built from the surface model using StructuralLab (Caumon et al., 2007). Two properties are necessary to describe the inner geometry of the turbidite, especially the onlap features. The first one defines the unconformity at the base of the Annot Sandstone (Fig. 5a). Different values of the second property correspond to the bases of the members within the Annot Sandstone (Fig. 5b). Even if dip differences exist between the different members, their little importance motivates to use only one property to model the Annot Sandstone succession. Furthermore, this approach prevents from cross-over features between implicit surfaces bounding thin layers, as it could appear if they correspond to separately-interpolated properties. Two parameters can be adjusted to obtain a more accurate implicit model:

- (1) The property initialization from explicit horizons can respect the relative importance of the member thicknesses.
- (2) The property is interpolated using a constant gradient, but it is possible to light the weight of this constrain, if the horizons are not totally parallel, such as in the Annot case (Fig. 5b).



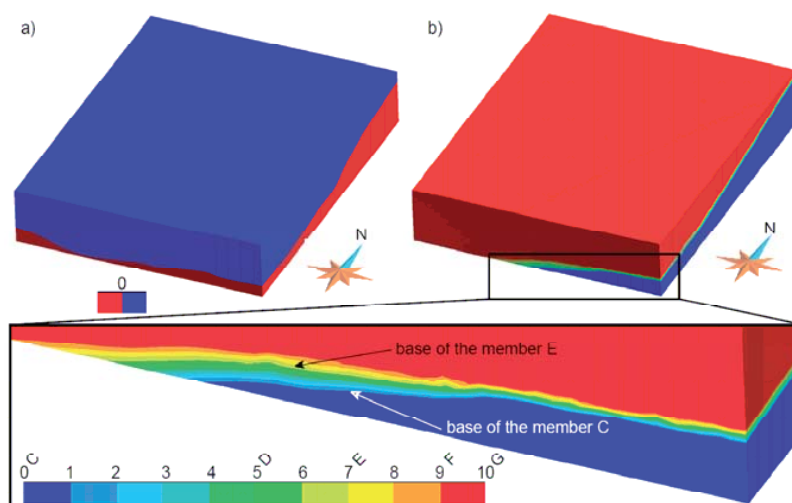


Figure 5: Implicit model of the Annot Syncline. (a) Interpolation of the property defining the base of the Annot Sandstone. The basal unconformity corresponds to the 0 isovalue. (b) Interpolation of the property defining the filling sequence within the Annot Sandstone. The bases of the members from C to G correspond respectively to 0, 5, 7, 9 and 10 property isovalues. The property gradient is not strictly constant and the implicit lines, representing the base of the turbidite member, are not parallel. The weight of the constant gradient constraint was reduced to obtain this result.

One important step before performing 3D restoration is with the mesh resolution choice. Indeed, tetrahedra size has to be small enough to account for geometric variations of explicit horizons, but the smaller, the more time consuming. In the Annot case, a value around 100m seems to be a good compromise.

The 3D restoration of the Annot Sandstone in the Annot Syncline is performed member by member, to illustrate the deformation and the subsequent evolution of the depocentre during turbidite deposition. A “problem” of restoration, containing the targets and the pin-objects (one line and one point), is defined for each step. Because turbidite beds are assumed to represent horizontal paleomarkers, the targets successively correspond to a flattening for the base of the Annot Sandstone members from youngest to oldest (Fig. 6). The choice of pin-objects is linked with the deformation sequence proposed in the subsection 1.2.. The first step mainly restores the late southward tilting. The northern edge of the model is therefore fixed along the y axis and furthermore, its western extremity, the NW corner of the model, has a x and y axis fixed position (Fig. 6). This western solution is preferred to the east extremity, because the foreland position of the alpine folding is located westward. The following steps of restoration deal with the NNW-SSE trending syncline. The pin-objects therefore correspond to the western edge (fixed in x) and the NW corner (fixed in x and y) of the model (Fig. 6).

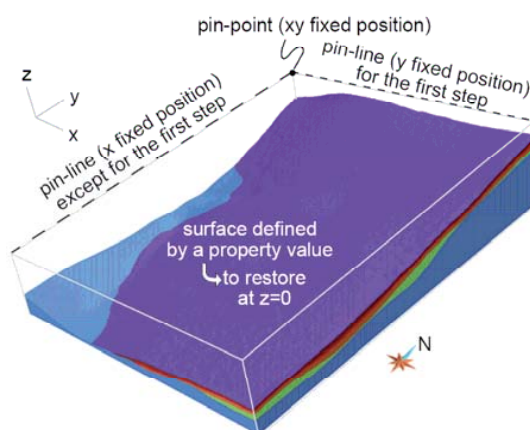


Figure 6: Restoration constraints applied to the Annot model.

### 3. Results

#### 3.1. 3D sequence restoration of the Annot Sandstone in the Annot Syncline

The Figure 7 presents the results of the 3D sequence restoration. It illustrates in 3D two important known results: (1) the progressive westward migration of the pinchout line during the turbidite sedimentation (left column, looking upward) and (2) the progressive tilting of the eastern limb of the initial syncline (right column, looking upward).

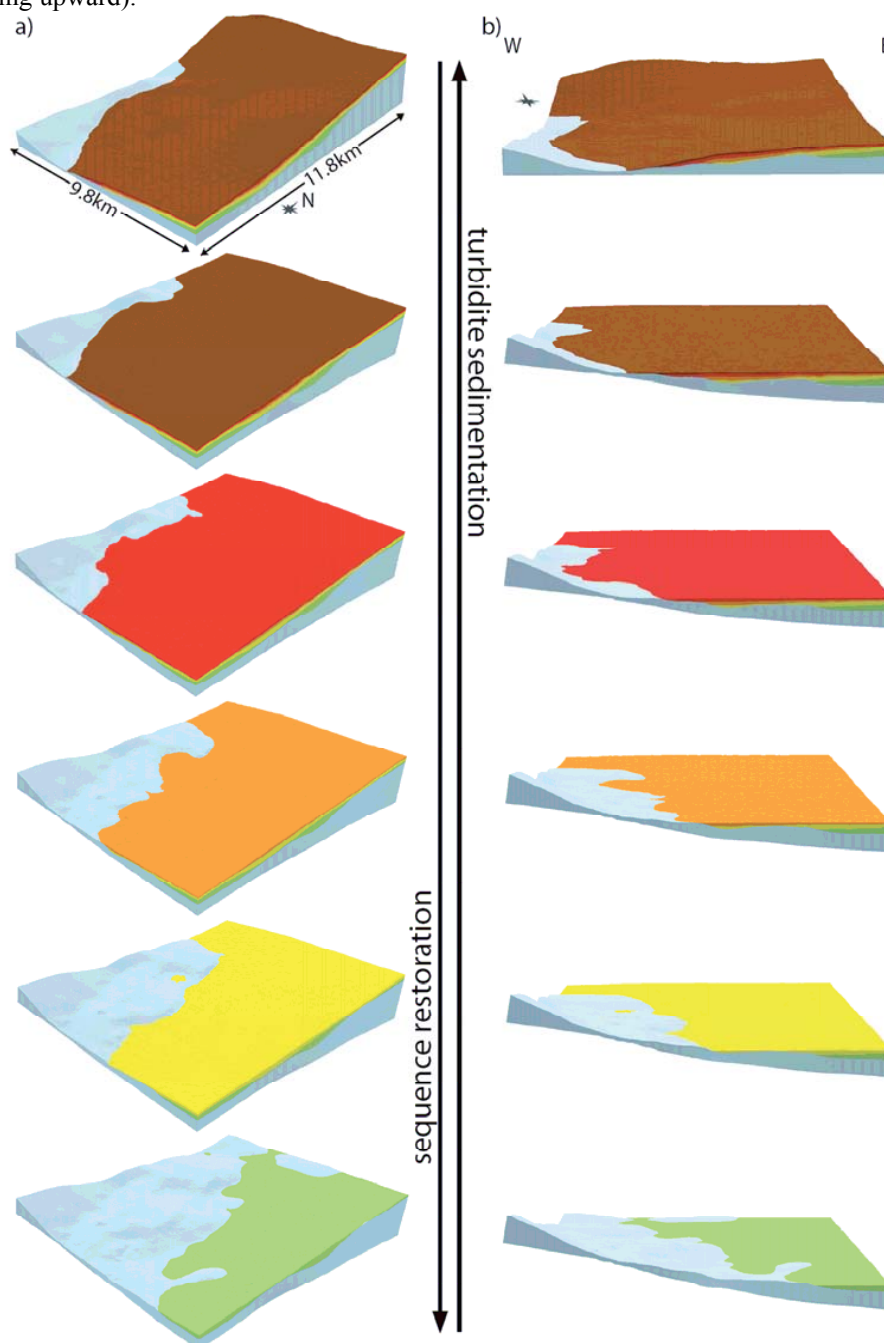


Figure 7: 3D sequence restoration of the Annot Sandstone in the Annot Syncline. (a) 3D views of the model at each restoration step. (b) EW slices of the model at each restoration step. See fig. 1c for color code.

### 3.2. Information derived from the restored model

The restoration provides new material to study the interaction between turbidite sedimentation and folding. For instance, the basal surfaces of the Annot Sandstone members at their deposition time are derived from sequence restoration. Process-based modeling, such as CATS developed by IFP, can be launched using these surfaces as a precise initial geometry and also to constrain the incremental deformation (Teles et al., 2009). In addition, the vertical thickness maps, automatically derived from the restored model, corresponds to the real values.

### Conclusion

The method of 3D implicit restoration (Durand-Riard et al., 2008) was easily and successfully applied to the Annot Sandstone in the Annot Syncline. The inner architecture of these turbidites (onlap and thin layer) is particularly interesting to demonstrate the adaptation of this method to complex geological geometries. The restoration of faulted horizons cannot be tested using this case study. It seems also worthless to consider decompaction during restoration (Basier et al., 2009) in such a rich-sand system (NTG > 90%).

A sequence approach in the Annot Sandstone restoration was performed thanks to the amount of data collected in this syncline. The 3D sequence restoration confirms, and above all, illustrates the onlap and depocentre migration during the turbidite sedimentation. Important material, to study the interaction of sedimentation and folding, are also derived from restored models. For instance, it is possible to get the initial topography of each turbidite member. The evolution of the substratum can be now constrained in details and will therefore considerably improve results of the process-based simulation.

### Acknowledgements

TOTAL, the CNRS and the ANR project led by Antoine Le Solleuz are acknowledged for funding the author (Lise Salles) Ph.D. The Paradigm Company is thanked for providing the gOcad software.

### References

- Apps, G.** 1987. *Evolution of the Grès d'Annot basin, SW Alps*. Unpublished Ph.D. thesis., University of Liverpool.
- Basier, F., Durand-Riard, P. and Caumon, G.** 2009. Accounting for Decompaction during 3D Restoration using explicit and implicit Approaches. In: *29th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Bouma, A.H.** 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publication*, **6**.
- Boussac, J.** 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte Géol. France*.
- Caumon, G., Antoine, C. and Tertois, A.-L.** 2007. Building 3D geological surfaces from field data using implicit surfaces. In: *27th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Durand-Riard, P. and Caumon, G.** 2009. Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. In: *29th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Durand-Riard, P., Caumon, G. and Ford, M.** 2008. A step towards easy 3D restoration: relaxing the meshing constraints. In: *28th Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.
- Durand-Riard, P., Caumon, G. and Muron, P.** 2009 (accepted). Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. *Computers and Geosciences*.
- Frank, T., Tertois, A.-L. and Mallet, J.-L.** 2007. 3d-reconstruction of complex geological interfaces from irregularly distributed and noisy point data. *Computers and Geosciences*, **33**: 932-943.
- Joseph, P. and Lomas, S.A.** 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, **Special Publications**. Geological Society, London.
- Lanteaume, M., Beaudoin, B. and Campredon, R.** 1967. Figures sédimentaires du flysch "Grès d'Annpt", synclinal de Peïra-Cava. *Edition du Centre National de la Recherche Scientifique*.

**Lepage, F. and Mallet, J.-L.** 2001. Filling 3d geological models with nice tetrahedra honoring boundaries. In: *21st Gocad Meeting Proceedings*, Nancy.

**Muron, P.** 2005. *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*. Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 145 pp.

**Puigdefàbregas, C., Gjelberg, J. and Vaksdal, M.** 2004. The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. In: *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. (Eds P. Joseph and S.A. Lomas), **Special Publications**, pp. 367-388. The Geological Society, London.

**Ravenne, C., Vially, R., Riché, P. and Trémolières, P.** 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'IFP*, **42**: 529-553.

**Salles, L., Ford, M. and Joseph, P.** 2008a. 3D progressive evolution of a syncline depocentre from growth turbidite strata: The Annot Syncline, SE France. In: *Extended abstracts of the International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics YORSGET-08* (Eds J. Poblet, M. Gutiérrez-Medina, D. Pedreira and C. Lopez-Fernandez), pp. 145-152, Oviedo.

**Salles, L., Ford, M. and Le Carlier de Veslud, C.** 2008b. 3D modelling of a turbidite-filled growth syncline from field data: the Annot syncline (SE France). In: *28th Gocad meeting Proceedings*, Nancy.

**Stanley, D.J.** 1961. *Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux*. PhD, Grenoble.

**Teles, V., Joseph, P., Salles, L., Le Bacq, M. and Maktouf, F.** 2009. Simulation of the Annot Turbidite System with the CATS Process-Based Numerical Model. In: *AAPG Annual Convention*, Denver (Colorado).



# **Annexes liées au chapitre IV**

## **Données du synclinal d'Annot**

### **Sommaire**

---

**Annexe IV- 1: Tableaux des pendages mesurés dans les différents membres des Grès d'Annot. Les moyennes locales de ces pendages sont reportées figure 5 de l'article publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France (cf. p.100). Les pendages à portée locale ou douteux sont indiqués en gris.**

**Annexe IV-2: Tableaux des pendages mesurés dans le Calcaire Nummulitique et les Marnes à Globigérines du dépocentre d'Annot et dans le Crétacé supérieur affelurant aux alentours. Les pendages à portée locale ou douteux sont indiqués en gris.**

Localisation		Pendage				Stratigraphie
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Crête de la Barre inf (route)</b>						
950291,8389	3195024,422	197	31	287	W	GA Membre A
950305,7266	3195042,168	199	34	289	W	GA Membre A
950316,5283	3195059,141	180	38	270	W	GA Membre A
950325,0146	3195073,801	186	35	276	W	GA Membre A
950333,502	3195089,23	198	33	288	W	GA Membre A
<b>Dessous de bois du Fam</b>						
950990,616	3199378,933	110	22	200	S	GA Membre A
950990,616	3199378,933	125	25,5	215	S	GA Membre A
<b>Col du Fa</b>						
950471,1494	3199792,34	150	27	240	W	GA Membre A
950482,0879	3199788,693	152	24	242	W	GA Membre A
<b>Crête de la Barre (route)</b>						
950066,5225	3194866,039	207	25	297	W	GA Membre B
950106,9277	3194859,121	190	21	280	W	GA Membre B
950115,0059	3194860,273	203	20	293	W	GA Membre B
950120,7754	3194861,43	198	21	288	W	GA Membre B
950125,3906	3194863,16	198	21	288	W	GA Membre B
950158,2676	3194868,352	190	25	280	W	GA Membre B
950164,6113	3194870,082	194	28	284	W	GA Membre B
950211,8955	3194938,699	203	27	293	W	GA Membre B
950217,084	3194945,617	200	32	290	W	GA Membre B
950237,2656	3194965,801	198	32	288	W	GA Membre B
<b>Crête de la Barre (crête)</b>						
950091,0625	3194978,988	176	24	266	W	GA Membre B
950129,7158	3195066,094	189	25	279	W	GA Membre B
950124,5244	3195096,672	178	25	268	W	GA Membre B
950276,1113	3195221,633	187	29	277	W	GA Membre B
950364,7119	3195478,492	187	22	277	W	GA Membre B
950393,8672	3195612,254	176	32	266	W	GA Membre B
950402,833	3195629,059	176	28	266	W	GA Membre B
950422,9971	3195685,051	189	29	279	W	GA Membre B
950437,1875	3195735,246	175	32,5	265	W	GA Membre B
950476,3818	3195809,137	193	30	283	W	GA Membre B
950532,3486	3195759,867	70	7	160	S	GA Membre B
950598,3525	3195829,242	130	12	220	S	GA Membre B
950628,4473	3196050,586	178	37	268	W	GA Membre B
950627,4277	3195879,582	180	0	270	W	GA Membre B
<b>Champ d'Anode</b>						
950394,8184	3196444,23	184	30	274	W	GA Membre B
950297,3623	3196525,938	164	31	254	W	GA Membre B
950255,9355	3196677,023	182	31	272	W	GA Membre B
950121,9023	3196886,523	173	38	263	W	GA Membre B
<b>Est du Pont de Gassinié</b>						
949177,0928	3197032,133	225	35	315	N	GA Membre B
949194,2129	3197033,313	205	34	295	W	GA Membre B

Localisation		Pendage				Stratigraphie
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Col du Fa</b>						
950317,0869	3199736,91	180	23	270	W	GA Membre B
950299,708	3199732,818	205	25	295	W	GA Membre B
950291,5264	3199732,814	200	26	290	W	GA Membre B
950275,1641	3199725,654	200	45	290	W	GA Membre B
950300,7295	3199736,906	180	43	270	W	GA Membre B
<b>Tour d'Argenton (piste entre la Béouge et Argenton + chemin vers le Ruch)</b>						
949419,861	3200836,395	144	14	234	W	GA Membre B
949464,6133	3200991,926	140	21	230	W	GA Membre B
949485,6094	3201005,057	134	15	224	S	GA Membre B
949481,6738	3201030,029	136	20	226	W	GA Membre B
949481,6748	3201047,113	125	17	215	S	GA Membre B
949481,6748	3201062,883	120	17	210	S	GA Membre B
948138,082	32201951,59	100	39	190	S	GA Membre B
948138,082	32201951,59	105	35	195	S	GA Membre B
948149,317	3201662,916	115	33	205	S	GA Membre B
948119,058	3201627,941	107	36	197	S	GA Membre B
948834,547	3200443,814	126	32	216	S	GA Membre B
948991,6768	3200398,002	145	20	235	W	GA Membre B
949125,8486	3200534,232	96	43	186	S	GA Membre B
949134,0439	3200543,453	120	25	210	S	GA Membre B
<b>Piste forestière du Ruch (barre 1916 jusqu'à alt. 1880m)</b>						
946705,7549	3202948,189	111	15	201	S	GA Membre B
946650	3202650	74	20	164	S	GA Membre B
946683,1924	3202605,73	78	21	168	S	GA Membre B
946709,4268	3202575,123	85	20	175	S	GA Membre B
946766,1826	3202479,055	114	15	204	S	GA Membre B
<b>Col du Fa</b>						
950386,71	3199784,709	172	28	262	W	GA Membre B
950351,6074	3199776,326	157	22	247	W	GA Membre B
<b>Pierre qui tremble</b>						
948835,2715	3198004,49	199	15	289	W	GA Membre C
948837,793	3198232,424	137	16	227	W	GA Membre C
948852,3486	3198268,783	162	7	252	W	GA Membre C
948886,3135	3198540,232	157	23	247	W	GA Membre C
948905,7129	3198511,135	160	22	250	W	GA Membre C
948915,4141	3198494,158	124	36	214	S	GA Membre C
948840,1055	3197955,979	234	15	324	N	GA Membre C
948857,0244	3197924,395	210	20	300	W	GA Membre C
948881,2783	3197924,393	202	12	292	W	GA Membre C
948903,1094	3197924,393	219	14	309	W	GA Membre C
948920,0869	3197921,965	170	14	260	W	GA Membre C

Localisation		Pendage				Stratigraphie
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Tour d'Argenton (sommet du sentier vers le Ruch, Tournon)</b>						
948296,309	3201260,892	90	21	180	S	GA Membre C
948318,608	200307,133	95	37	185	S	GA Membre C
948535,1084	3200384,914	310	30	40	N	GA Membre C
948719,31	3200446,989	130	12	220	S	GA Membre C
948719,31	3200446,989	130	20	220	S	GA Membre C
<b>Piste forestière du Ruch (entre alt. 1880 m et 1855 m)</b>						
947071,9121	3202306,684	108	24	198	S	GA Membre C
947104,2637	3202274,391	103	22	193	S	GA Membre C
947127,1768	3202182,465	65	18	155	S	GA Membre C
947159,584	3202173,221	124	34	214	S	GA Membre C
<b>Sentier des Grès d'Annot (Les Auches)</b>						
948127,4932	3193884,691	142	7	232	W	GA Membre D
948140,8271	3193876,355	140	6	230	W	GA Membre D
948160,8232	3193861,359	358	16	88	E	GA Membre D
948207,5068	3193849,645	255	7	345	N	GA Membre D
948220,8428	3193846,293	250	19	340	N	GA Membre D
948287,457	3193797,969	224	12	314	W	GA Membre D
948299,1064	3193786,316	202	10	292	W	GA Membre D
948360,667	3193733,051	217	6	307	W	GA Membre D
948373,9463	3193776,227	224	6	314	W	GA Membre D
948390,5479	3193772,875	220	7	310	W	GA Membre D
<b>Sentier de Bau de Parrou (Ravin de Balme St Michel)</b>						
947743,9521	3195550,512	210	8	300	W	GA Membre D
<b>Tour d'Argenton (Gros Ubac puis piste d'Argenton après le col)</b>						
948008,499	3200960,137	70	27	160	S	GA Membre D
947800,961	3199593,734	50	30	140	S	GA Membre D
947800,961	3199593,734	58	29	148	S	GA Membre D
947885,749	3199635,292	230	15	320	N	GA Membre D
947940,105	199695,642	330	14	60	E	GA Membre D
948190,485	200098,252	40	43	130	E	GA Membre D
948190,485	200098,252	46	27	136	E	GA Membre D
948190,485	200098,252	55	19	145	S	GA Membre D
948190,485	200098,252	70	27	160	S	GA Membre D
<b>Piste forestière du Ruch (entre alt. 1850 m et 1960 m)</b>						
947416,2188	3202157,193	105	26	195	S	GA Membre D
947446,0723	3202123,609	95	23	185	S	GA Membre D
947504,9717	3202068,561	90	30	180	S	GA Membre D
947524,6426	3202053,859	115	26	205	S	GA Membre D
947502,2441	3201572,041	108	21	198	S	GA Membre D
947453,1943	3201282,945	116	18	206	S	GA Membre D
947455,9072	3201307,055	136	17	226	W	GA Membre D
947667,6152	3201057,709	100	22	190	S	GA Membre D
947656,8525	3200982,541	127	19	217	S	GA Membre D



Localisation		Pendage			Stratigraphie	
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Sentier des Grès d'Annot (du Jardin du Roi aux Portettes inf.)</b>						
		172	12	262	W	GA Membre E
		192	11	282	W	GA Membre E
		192	7	282	W	GA Membre E
		173	10	263	W	GA Membre E
		200	11	290	W	GA Membre E
		226	15	316	W	GA Membre E
		201	11	291	W	GA Membre E
		169	10	259	W	GA Membre E
		195	13	285	W	GA Membre E
		174	13	264	W	GA Membre E
		189	11	279	W	GA Membre E
		186	12	276	W	GA Membre E
		167	15	257	W	GA Membre E
		185	13,5	275	W	GA Membre E
		187	13	277	W	GA Membre E
		181	15	271	W	GA Membre E
		175	19	265	W	GA Membre E
		152	14	242	W	GA Membre E
		141	10	231	W	GA Membre E
		186	11	276	W	GA Membre E
		164	16	254	W	GA Membre E
		187	22	277	W	GA Membre E
		200	17	290	W	GA Membre E
		187	13	277	W	GA Membre E
		172	13	262	W	GA Membre E
		175	9	265	W	GA Membre E
		198	20	288	W	GA Membre E
		170	21	260	W	GA Membre E
		198	17	288	W	GA Membre E
		180	14	270	W	GA Membre E
		187	27	277	W	GA Membre E
		187	25	277	W	GA Membre E
		137	11	227	W	GA Membre E
		168	14	258	W	GA Membre E
		164	11	254	W	GA Membre E
		181	14	271	W	GA Membre E
		191	17	281	W	GA Membre E
		173	13	263	W	GA Membre E
		186	16	276	W	GA Membre E
		175	16	265	W	GA Membre E
		158	9,5	248	W	GA Membre E
		166	10	256	W	GA Membre E
		167	12	257	W	GA Membre E
		165	8	255	W	GA Membre E
<b>Sentier des Grès d'Annot (Les Espaluns)</b>						
		196	3	286	W	GA Membre E
		225	4	315	W	GA Membre E
		180	5	270	W	GA Membre E
		213	4	303	W	GA Membre E

Localisation		Pendage			Stratigraphie	
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Sentier de Bau de Parrou (Crête au-dessus du ravin de Balme St Michel)</b>						
		208	12	298	W	GA Membre E
		172	13,5	262	W	GA Membre E
		120	8	210	S	GA Membre E
		138	15	228	W	GA Membre E
		125	11	215	S	GA Membre E
<b>Tour d'Argenton</b>						
947481,554	3200068,264	130	27	220	S	GA Membre E
947481,554	3200068,264	142	20	232	W	GA Membre E
947481,554	3200068,264	150	17	240	W	GA Membre E
947481,554	3200068,264	138	15	228	W	GA Membre E
<b>Piste forestière du Ruch (piste d'alt. 1610 m à avant coude)</b>						
		110	10	200	S	GA Membre E
		103	20	193	S	GA Membre E
		91	32	181	S	GA Membre E
		115	15	205	S	GA Membre E
		229	27	319	N	GA Membre E
		110	15	200	S	GA Membre E
		100	8	190	S	GA Membre E
<b>Sentier des Grès d'Annot (Portettes sup., Garambes)</b>						
		146	10	236	W	GA Membre F
		172	12	262	W	GA Membre F
		165	11	255	W	GA Membre F
		193	10	283	W	GA Membre F
		174	10	264	W	GA Membre F
		165	8	255	W	GA Membre F
		184	9	274	W	GA Membre F
		213	11	303	W	GA Membre F
		240	7	330	W	GA Membre F
		135	8	225	W	GA Membre F
<b>Sud du Fugeret (La Rouie, sentier de l'oratoire Ste Madeleine)</b>						
		105	21	195	S	GA Membre F
<b>Sud du Fugeret (piste d'Argenton, 3 virages au-dessus du Fugeret)</b>						
		172	20	262	W	GA Membre F
<b>Tour d'Argenton</b>						
		110	17	200	S	GA Membre F
		112	21	212	S	GA Membre F
<b>Piste forestière du Ruch (piste dans le coude)</b>						
		75	20	165	S	GA Membre F

Localisation		Pendage			Stratigraphie	
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b><i>Piste forestière du Col d'Argenton</i></b>						
		92	9	182	S	GA Membre F
		80	9	170	S	GA Membre F
		126	19	216	S	GA Membre F
		94	20	184	S	GA Membre F
<b><i>Sentier Bau de Parrou (crête Bau de Parrou et vers la Coulette, Cournilon)</i></b>						
		132	8,5	222	S	GA Membre G
		120	12	210	S	GA Membre G
		135	10	225	W	GA Membre G
		142	10	232	W	GA Membre G
		149	9	239	W	GA Membre G
		175	13	265	W	GA Membre G
		170	17	260	W	GA Membre G
		146	12	236	W	GA Membre G
		160	9	250	W	GA Membre G
		164	16	254	W	GA Membre G
		170	13	260	W	GA Membre G
		171	8	261	W	GA Membre G
		183	10	273	W	GA Membre G
		172	11,5	262	W	GA Membre G
		156	8	246	W	GA Membre G
<b><i>Sud du Fugeret (La Rouie, sentier de l'oratoire Ste Madeleine)</i></b>						
		92	16,5	182	S	GA Membre G
		100	18	190	S	GA Membre G
		125	19	215	S	GA Membre G
		72	12	162	S	GA Membre G
<b><i>Sud du Fugeret (Chapelle St Pierre, barre le long de la piste et sentier)</i></b>						
		102	19,5	192	S	GA Membre G
		101	16	191	S	GA Membre G
		121	15	211	S	GA Membre G
		116	16	206	S	GA Membre G
		117	13	207	S	GA Membre G
		110	18	200	S	GA Membre G
		130	14	220	S	GA Membre G
		133	17	223	S	GA Membre G
<b><i>S Fugeret (embranchement avec La Rouie, virages avec sentier vers Coulette)</i></b>						
		146	19	236	W	GA Membre G
		148	16,5	238	W	GA Membre G
		132	16	222	W	GA Membre G
		151	21	241	W	GA Membre G
		145	24	235	W	GA Membre G
<b><i>Tour d'Argenton</i></b>						
		135	9	225	W	GA Membre G
		290	6	20	N	GA Membre G
		120	12	210	S	GA Membre G

Localisation		Pendage			Stratigraphie
X (Lambert III)	Y (Lambert III)	Azimut	Dip	Strike(dip)	
<i>Route forestière du Col d'Argenton</i>					
		101	12	190 S	GA Membre G
<i>Route Clot d'Enfant</i>					
		107	19	197 S	GA
		110	15	200 S	GA



## Annexe IV-2: Pendages dans le nummulitique carbonaté et le Crétacé supérieur à Annot

Localisation	Pendage			Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)	
<b>Secteur de Castellet les Sausses</b>				
chemin incendie	15	19	105 E	K; calc. lit.
chemin incendie	102	23	192 S	K; calc. arg.
chemin incendie	83	24	173 S	K?
chemin incendie	82	44	172 S	K?
chemin incendie	104	35	194 S	K?
chemin incendie	76	29	166 S	K?
chemin incendie	300	80	30 N	K?
chemin incendie	87	20	177 S	K?
chemin incendie	103	35	193 S	CN
chemin incendie	92	31	182 S	K?
chemin incendie	76	31,5	166 S	K?
chemin incendie	65	19	155 S	K?
chemin incendie	136	38	226 W	K?
chemin incendie	49	22	139 S	K?
chemin incendie	32	19	122 E	K?
chemin incendie	75	27	165 S	K?
chemin incendie	79	70	169 S	K?
chemin incendie	152	55	242 W	K?
chemin incendie	320	30	50 E	K?
église de Castellet	235	74	325 N	K
PR Sausses à Castellet	114	10	204 S	MG
PR Sausses à Castellet	114	23	204 S	MG
PR Sausses à Castellet	147	5	237 W	MG
PR Sausses à Castellet	127	15	217 S	MG
PR Sausses à Castellet	135	18	225 S	MG
PR Sausses à Castellet	135	17	225 S	MG
PR Sausses à Castellet	116	25	206 S	MG
PR Sausses à Castellet	90	31	180 S	CI
PR Sausses à Castellet	58	23	148 S	CI
PR Sausses à Castellet	104	35	194 S	CI
PR Sausses à Castellet	113	22	203 S	CN
PR Sausses à Castellet	57	44	147 S	CN
PR Sausses à Castellet	116	33	206 S	K
PR Sausses à Castellet	72	36	162 S	K
PR Sausses à Castellet	100	46	190 S	K
PR Sausses à Castellet	340	34	70 E	K
PR Sausses à Castellet	47	19	137 S	K
PR Sausses à Castellet	99	37	189 S	K
PR Sausses à Castellet	153	40	243 W	K
PR Sausses à Castellet	52	79	142 S	K
PR Sausses à Castellet	24	53	114 E	CN
PR Sausses à Castellet	53	26	143 S	CN
PR Sausses à Castellet	92	39	182 S	CN
PR Sausses à Castellet	91	34	181 S	CI
embranchement failles	50	55	140 S	CN
ravin	300	20	30 N	IIII
ravin	187	12	277 W	IIII
ravin	194	9	284 W	IIII
ravin	203	14	293 W	IIII
ravin	160	10	250 W	IIII
ravin	342	15	72 E	IIII
Les Culasses	112	45	202 S	CN
Castelet les Sausses	225	30	315 W	CN
La Bastide les Sausses	160	30	250 W	CN

Localisation	Pendage			Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)	
<b><i>Entre Castellet et Col du Fa</i></b>				
route castellet - col fa	106	60	196 S	K
route castellet - col fa	280	50	10 N	K
route castellet - col fa	108	59	198 S	K
route castellet - col fa	80	41	170 S	K
route castellet - col fa	350	42	80 E	K
route castellet - col fa	294	15	24 N	K
<b><i>Secteur du Col du Fa</i></b>				
chemin Chabanal Haut	80	26	170 S	K; calc. lit.
chemin Chabanal Haut	115	36	205 S	K
chemin Chabanal Haut	130	53	220 S	K
chemin Chabanal Haut	138	35	228 W	K
chemin Chabanal Haut	321	58	51 E	K
chemin Chabanal Haut	276	55	6 S	K
chemin Chabanal Haut	10	35	100 E	K
chemin Chabanal Haut	350	68	80 E	K
chemin Chabanal Haut	56	24	146 S	K
chemin Chabanal Haut	272	56	2 N	K
chemin Chabanal Haut	100	20	190 S	K
chemin Chabanal Haut	110	14	200 S	CN
chemin Chabanal Haut	90	36	180 S	CN
chemin Chabanal Haut	96	45	186 S	CN
chemin Chabanal Haut	111	24	201 S	CN
chemin Chabanal Haut	86	26	176 S	CN
<b><i>Secteur de Braux - St Benoit</i></b>				
Ravin de l'Ubac	90	10	180 S	MG
St Benoit	170	30	260 W	MG
Le Salvelet	160	18	250 W	K
Le Salvelet	50	22	140 S	MG
Ravin du Fontanil	215	70	305 W	CN
Braux	214	20	304 W	CN
Pt Rne Jeanne	215	65	305 W	CN
Bois de La Fubie	270	40	0 N	CN
<b><i>Secteur du Fugeret</i></b>				
Chapelle de la Salette	248	16	338 N	CN
Chapelle de la Salette	280	18	10 N	CN
Champ est du Fugeret	92	22	182 S	CN
Champ est du Fugeret	90	8	180 S	CN
Champ est du Fugeret	92	20	182 S	MG
Champ est du Fugeret	78	22	168 S	MG
Champ est du Fugeret	68	20	158 S	MG
Fugeret 5	73	21	163 S	MG

Localisation	Pendage			Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)	
<b>Flanc E de l'anticlinal du Puy de Rent</b>				
dalle au NW du Fugeret	77	21	167 S	CN
dalle au NW du Fugeret	88	27	178 S	CN
route Colle St Michel	163	29	253 E	CN
route Colle St Michel	21	29	111 E	CN
route Colle St Michel	15	5	105 E	MG
Rte Méailles	7	25	97 E	contact K-CN
Méailles	24	18	114 E	CN
Vérimande	94	14	184 N	MG
Chemin des Abrits Annot	148	16	238 E	CN
Chemin des Abrits Annot	153	15	243 E	CN
Chemin des Abrits Annot	154	16	244 E	CN
Chemin des Abrits Annot	93	11	183 N	CI
Chemin des Abrits Annot	167	16	257 E	CI
Chemin des Abrits Annot	108	8,5	198 N	MG
idem à Pont St Joseph alt 902m	68	55	158 N	CN
<b>Secteur du Pont St Joseph</b>				
PR Pont St Joseph	64	48	154 S	K; calc. arg.
PR Pont St Joseph	170	62	260 W	K; calc. arg.
PR Pont St Joseph	49	62	139 S	K; calc. arg.
<b>Secteur de Rouaine - Rouainette</b>				
sentier chapelle médiévale et ravin	32	30	122 E	CN-CI
de la longe alt 950m	65	37	155 S	turbidite
alt 940m	33	35	123 E	CN-CI
alt 920m	6	30	96 E	MG
	36	31	126 S	CI
	50	37	140 S	turbidite
	42	30	132 S	turbidite
alt 905m	23	32	113 E	CI
alt 900m	25	33	115 E	CI
alt 900m	14	33	104 E	MG
alt 900m	29	32	119 E	MG un peu + indurées
alt 900m	23	28	113 E	turbidite
alt 900m	32	30	122 E	turbidite
alt 900m	20	27	110 E	turbidite
alt 900m	26	29	116 E	turbidite
	23	31	113 E	CI
retour sentier	18	31	108 E	CI
sentier	13	28	103 E	turbidite
N202 Roche Percée	20	35	110 E	CN
Chapelle de Rouaine	44	31	134 S	CN
Chapelle de Rouaine	32	29	122 E	CN
Chapelle de Rouaine	44	37	134 S	MG
Chapelle de Rouaine	52	20	142 S	MG
<b>Secteur d'Ourgues - Plateau d'Educh</b>				

## Annexes liées au chapitre V

### Données du dépocentre du Grand Coyer

#### Sommaire

**Annexe V- 1: Tableaux des pendages mesurés dans le dépocentre du Grand Coyer et ses alentours.**

**Annexe V-2: Tableaux des plans de schistosité mesurés dans le dépocentre du Grand Coyer et ses alentours. Une projection stéréographique des plans de schistosité est présentée Figure 3 de l'article en préparation pour Marine and Petroleum Geology (cf. p.132).**

Localisation	Pendage				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
Noncière	305	22	35	N	GA
Noncière	355	29	85	E	GA
Noncière	312	85	42	N	GA
Noncière	273	40	3	N	GA
Noncière	327	69	57	E	GA
Noncière	90	47	180	S	GA
Noncière	284	38	14	N	GA
Noncière	327	86	57	E	GA
Noncière	330	84	60	E	GA
Noncière	160	48	250	W	GA
Noncière	147	50	237	W	GA
Noncière	134	66	224	S	GA
Noncière	307	90	37	N	GA
Noncière	151	54	241	W	GA
Noncière	160	53	250	W	GA
Noncière	134	49	224	S	GA
Parking cascade de la Lance	272	14	2	N	MG
Sous Tête de Mouriès	30	3	120	E	CN
Sous Tête de Mouriès	270	7	0	N	CN
Sous Tête de Mouriès	322	9	52	E	CN
Sous Tête de Mouriès	202	13	292	W	CN
Sous Tête de Mouriès	174	16	264	W	CN
Sous Tête de Mouriès	186	21	276	W	CN
Sous Tête de Mouriès	280	14	10	N	K
Sous Tête de Mouriès	300	11	30	N	K
Sous Tête de Mouriès	6	4	96	E	K
Sous Tête de Mouriès	282	12	12	N	K
Sous Tête de Mouriès	200	18	290	W	MG
Sous Tête de Mouriès	172	14	262	W	MG
Sous Tête de Mouriès	132	9	222	S	MG



Localisation	Pendage				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
Cabane de Bressenges	179	15	269	W	K
Cabane de Bressenges	7	16	97	W	K
Cabane de Bressenges	173	35	263	W	K
Cabane de Bressenges	172	39	262	W	K
Cabane de Bressenges	170	36	260	W	K
Cabane de Bressenges	179	34	269	W	K
Cabane de Bressenges	175	40	265	W	K
Cabane de Bressenges	3	31	93	W	K
Cabane de Bressenges	165	40	255	W	K
Cabane de Bressenges	179	15	269	W	K
Cabane de Bressenges	180	28	270	W	K
Cabane de Bressenges	336	24	66	E	K
Cabane de Bressenges	320	32	50	E	K
Cabane de Bressenges	310	40	40	N	K
Cabane de Bressenges	234	16	324	N	K
Cabane de Bressenges	302	15	32	N	K
Cabane de Bressenges	288	16	18	N	K
Cabane de Bressenges	182	33	272	W	K
Cabane des Juges	155	23	245	W	CN
Cabane des Juges	155	25	245	W	CN
Cabane des Juges	151	19	241	W	CN
Cabane des Juges	19	10	109	E	CN
Cabane des Juges	15	20	105	E	CN
Cabane des Juges	10	9	100	E	CN
Clôt de l'Aï	187	15	277	W	CN
Clôt de l'Aï	330	28	60	E	GA
Clôt de l'Aï	330	24	60	E	GA
Clôt de l'Aï	321	24	51	E	GA
Clôt de l'Aï	323	28	53	E	GA
Clôt de l'Aï	303	18	33	N	GA
Clôt de l'Aï	265	10	355	N	GA
Clôt de l'Aï	145	25	235	W	GA
Clôt de l'Aï	181	17	271	W	GA
Clôt de l'Aï	153	25	243	W	GA
Clôt de l'Aï	164	22	254	W	GA
Clôt de l'Aï	153	33	243	W	GA
Clôt de l'Aï	167	29	257	W	GA
Clôt de l'Aï	163	32	253	W	MG
Clôt de l'Aï	232	13	322	N	MG
Colleta Noncière	35	18	125	E	GA
Colleta Noncière	65	21	155	S	GA
Colleta Noncière	53	18	143	S	GA
Colleta Noncière	55	24	145	S	GA
Colleta Noncière	84	34	174	S	GA
Colleta Noncière	90	40	180	S	GA
Colleta Noncière	55	18	145	S	GA
Colleta Noncière	76	41	166	S	GA
Colleta Noncière	35	25	125	E	GA
Colleta Noncière	49	29	139	S	GA
Colleta Noncière	65	25	155	S	GA
Colleta Noncière	125	41	215	S	GA
Colleta Noncière	55	28	145	S	GA
Colleta Noncière	91	30	181	S	GA
Colleta Noncière	57	22	147	S	GA

Localisation	Pendage				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Colmars les Alpes</b>					
Fort de France	291	24	21	N	CN
sentier du haut	99	27	189	S	CN
sentier du haut	84	26	174	S	CN
sentier du haut	93	35	183	S	CN
sentier du haut	85	25	175	S	CN
W du Fort de France	314	16	44	N	CN
W du Fort de France	330	23	40	N	CN
W du Fort de France	346	44	76	E	CN
Pont au N de Colmars	108	24	198	S	CN fossilifère
canal, près passage aérien	315	46	45	E	MG
canal, cascade	95	29	185	S	GA
canal, cascade	82	27	172	S	GA
canal, W pt ravin à l'E cascade	92	42	182	S	GA
canal, W pt ravin à l'E cascade	108	47	198	S	GA
canal, E pt ravin à l'E cascade	95	43	185	S	GA
canal au-dessus du Fort de Savoie	110	42	200	S	GA
canal au-dessus du Fort de Savoie	114	40	204	S	GA
canal au-dessus du Fort de Savoie	105	54	195	S	GA
canal, grand ravin	98	41	188	S	GA
canal, grand ravin	86	45	176	S	GA
canal, grand ravin	100	51	190	S	GA
1ère crête	118	40	208	S	GA
au niveau contact MG-GA	116	33	206	S	GA
retour sur canal	96	30	186	S	GA
juste après bifurcation	99	30	189	S	GA
sentier du bas, maison	97	32	187	S	GA
sentier du bas, maison	77	38	167	S	GA
sentier du haut	296	44	26	N	GA
sentier du haut	357	41	87	E	GA
sentier du haut	126	80	216	S	GA
sentier du haut	135	83	225	S	GA
sentier du haut	105	20	195	S	GA
sentier du haut	3	82	93	E	GA
sentier du haut	342	79	72	E	GA
sentier du haut	96	9	186	S	GA
Fort de Savoie	109	30	199	S	GA
Fort de Savoie	96	28	186	S	GA
Fort de Savoie	4	44	94	E	GA
Fort de Savoie	5	47	95	E	GA
Fort de Savoie	114	79	204	S	GA
Fort de Savoie	127	90	217	S	GA
Fort de Savoie	29	35	119	E	GA
<b>Chalufy - Trois Evêchés</b>					
Sangraure	347	30	77	E	GA
Sangraure	349	31	79	E	GA
Sangraure	343	29	73	E	GA
Sangraure	359	66	89	E	GA
Sangraure	167	76	257	W	GA
Sangraure	336	33	66	E	GA

Localisation	Plan de schistosité				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Colmars les Alpes</b>					
Pont au N de Colmars	301	18	31	N	CN fossilifère
ravin de la chapelle	317	42	47	E	Kmc bleu
ravin de la chapelle	314	47	44	N	Kmc bleu
canal	315	42	45	E	MB
canal	315	67	45	N	NC
canal	322	70	52	E	NC
canal	312	80	42	N	NC
canal	326	45	56	E	NC
canal	305	60	35	N	NC
canal	309	85	39	N	NC
Pont Haut	318	32	48	E	NC
<b>Grand Coyer</b>					
Cabane de Bressenges	170	28	260	W	K
Cabane de Bressenges	166	30	256	W	K
Cabane de Bressenges	324	45	54	E	K
Cabane des Juges	314	80	44	N	CN
Clôt de l'Aï	322	80	52	E	MG
Clôt de l'Aï	295	82	25	N	MG
Sous Tête de Mouriès	307	12	37	N	CN
Sous Tête de Mouriès	298	31	28	N	CN
Sous Tête de Mouriès	288	34	18	N	CN
Sous Tête de Mouriès	301	30	31	N	CN
Sous Tête de Mouriès	311	61	41	N	CN
Sous Tête de Mouriès	279	6	9	N	CN
Sous Tête de Mouriès	296	33	26	N	K
Sous Tête de Mouriès	300	16	30	N	K
Sous Tête de Mouriès	282	14	12	N	K
Sous Tête de Mouriès	269	17	359	N	MG
Sous Tête de Mouriès	280	30	10	N	MG
Sous Tête de Mouriès	325	48	55	E	MG
Sous Tête de Mouriès	150	12	240	W	MG
Sous Tête de Mouriès	298	31	28	N	MG
Coleta	210	10	300	W	GA
Coleta	290	86	20	N	GA
Noncière	312	77	42	N	GA
Noncière	330	30	60	E	GA
Parking cascade de la Lance	305	24	35	N	MG
Parking cascade de la Lance	315	20	45	E	MG
<b>Secteur à l'est du Grand Coyer</b>					
Gorges de St Pierre	16	40	106	E	K
Gorges de St Pierre	300	24	30	N	K
Gorges de St Pierre	275	30	5	N	K
Gorges de St Pierre	309	24	39	N	K
Gorges de St Pierre	300	24	30	N	K
Gorges de St Pierre	315	15	45	E	K

# Annexes liées au chapitre VI

## Sommaire

---

### Données structurales mesurées dans le dépo-centre de Sanguinière:

Annexe VI-1: Tableaux des pendages mesurés dans le dépo-centre de Sanguinière et ses alentours.

Annexe VI-2: Tableaux des plans de schistosité mesurés dans le dépo-centre de Sanguinière et ses alentours.

### Source des Grès d'Annot et thermochronologie:

Annexe VI- 3: Composition des plagioclases présents dans les Grès d'Annot de Sanguinière en utilisant la méthode de Lévy et celle dite de la "double macle".

Annexe VI- 4: Protocole expérimental de l'étude U-Th/He

Annexe VI-5: Tableau des résultats bruts de l'analyse U-Pb sur zircon des Grès d'Annot.

Annexe VI-6: Tableau des résultats de la déconvolution gaussienne pour les âges U-Pb.

Annexe VI- 7: Tableau des résultats bruts de l'analyse U-Th/He sur zircon des Grès d'Annot.



Localisation	Pendage			Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)	
vallon de Gialorgues	336	15	66 E	CN
Gorgia	200	48	290 W	GA
Gorgia	200	26	290 W	GA
Gorgia	214	24	304 W	MG
Gorgia	242	8	332 N	CN?
Col des 3 Hommes	226	38	316 N	GA
Col des 3 Hommes	305	37	35 N	GA
Col des 3 Hommes	298	19	28 N	GA
Col des 3 Hommes	238	24	328 N	K
Col des 3 Hommes	167	12	257 W	contact K-CN
Col des 3 Hommes	295	15	25 N	CN
Pras Bas	308	22	38 N	CN
vallon de Valloars	150	18	240 W	GA
vallon de Valloars	108	17	198 S	GA
vallon de Valloars	68	24	158 S	GA
vallon de Valloars	105	8	195 S	GA
vallon de Valloars	90	8	180 S	GA
vallon de Valloars	32	12	122 E	GA
vallon de Valloars	90	12	180 S	GA
vallon de Valloars	90	6	180 S	GA
vallon de Valloars	115	14	205 S	GA
vallon de Valloars	75	7	165 S	GA
vallon de Valloars	66	40	156 S	GA
Montagne de l'Avalanche	125	15	215 S	GA
Montagne de l'Avalanche	143	30	233 W	GA
Col des Garrets	84	18	174 S	K
Petite Cayolle	302	50	32 N	contact K-CN
Petite Cayolle	306	40	36 N	contact K-CN
vallon de Sanguinière	180	35	270 W	K
vallon de Sanguinière	332	28	62 E	K
vallon de Sanguinière	100	16	190 S	K
vallon de Sanguinière	89	25	179 S	K
vallon de Sanguinière	50	8	140 S	GA
vallon de Sanguinière	58	20	148 S	GA
vallon de Sanguinière	55	20	145 S	GA
vallon de Sanguinière	32	15	122 E	GA
vallon de Sanguinière	58	21	148 S	GA
vallon de Sanguinière	23	18	113 E	GA
vallon de Sanguinière	0	19	90 E	GA

- Les méthodes utilisées:

- **Méthode de Michel Lévy** : mesure sur les faces (010) de l'angle entre la position d'égal éclaircissement et la position d'éclaircissement total. Il s'agit d'une méthode statistique : on prend la moitié du maximum observé de cet angle. Les résultats présentés dans cette étude sont faits sur 10 mesures (étude préliminaire).
- **Méthode dite de la « double macle »** : mesure sur les faces présentant la macle polysynthétique et la macle de Karlsbad. Une seule mesure suffit pour avoir une idée de la composition.

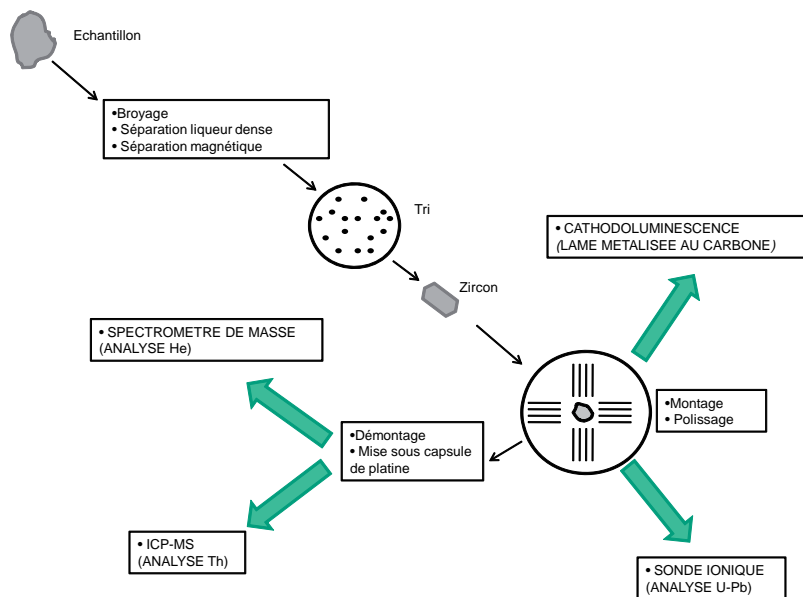
- Les résultats:

- Pour les grès (arkoses) :
  - Population dominante entre 42 et 50%mol An. : **Andésine** majoritairement.
  - Une occurrence d'**Oligoclase** relevée (27%mol An.)
- Pour les granites :
  - Aussi **Oligoclase** et **Andésine**
  - Mais en plus, une population beaucoup plus riche en Mg **Anorthite**

Echantillon	méthode "2 de Michel Lévy"	méthode "double macle"	plagioclase correspondant
<b>A06.6 (grès)</b>	45%mol An.	27%mol An.	<b>Andésine Oligoclase</b>
<b>A06.4a (grès)</b>	46%mol An.		<b>Andésine</b>
<b>A06.4b (grès)</b>	43%mol An.		<b>Andésine</b>
<b>A06.2b (grès)</b>	47-48%mol An.	45-46%mol An.	<b>Andésine</b>
<b>sans nom (grès)</b>	49-50%mol An.		<b>Andésine</b>
<b>A06.2c (granite)</b>	43%mol An.	28%mol An.	<b>Andésine Oligoclase</b>
<b>A06.3a (granite)</b>		24/31(2)-32-33/87-90%mol An.	<b>Andésine Oligoclase Anorthite</b>

## Annexe VI-4: Protocole expérimental de l'étude U-Th/He

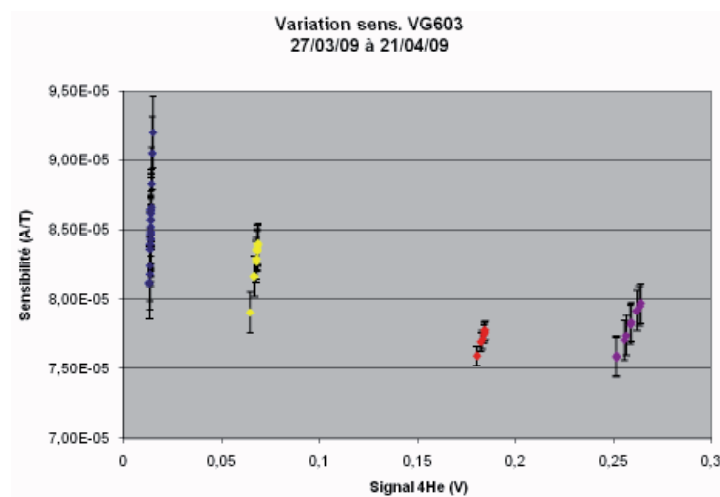
Les **échantillons** (des grès moyens à grossiers et des galets de granodiorites) sont broyés puis on procède à des séparations (liqueurs denses et magnétique). Les zircons sont ensuite triés et sélectionnés parmi les minéraux restants sous la loupe binoculaire. Ils sont ensuite montés dans une bague de platine en suivant une disposition en croix centrée sur un standard de zircon (G91500): quatre branches A, B, C et D, la branche C correspondant aux zircons des deux galets granodioritiques. La bague est ensuite remplie avec une résine d'inclusion à base d'Araldite D mélangée dans un rapport de 4 pour 1 volume de durcisseur HY956. Une fois la résine prise, la face avec les zircons est polie, photographiée pour assurer un repérage facile et carbonée en vue de l'analyse par cathodoluminescence.



La **cathodoluminescence** permet de révéler d'éventuelles zonations et de déterminer le nombre de datations U-Pb à faire dans chaque grain. Les zircons présentant des teneurs en uranium très élevées sont aussi décelés. La bague est ensuite décarbonée et dorées pour une étude à la sonde ionique.

La datation U-Pb des zircons est faite à la **sonde ionique** (technique non destructive). Les analyses sont réalisées avec une source à oxygène (duoplasmatron) et un courant primaire d'une intensité de 10 à 25 nA pour des spots de 20 à 30  $\mu\text{m}$ . Les erreurs sont faibles (inférieures à 1%). Elles sont liées à la correction de plomb commun (surtout pour les zircons jeunes, d'âge <100 Ma) et à la calibration U-Pb, qui reste limitée du fait des mesures nombreuses du standard (monté sur la même bague) entre les analyses des grains. Les zircons sont ensuite démontés pour une analyse U-Th/He.

Les teneurs en He sont mesurées par **spectrométrie de masse**. Il est important de caractériser la géométrie des grains pour déterminer le facteur de correction à appliquer. La sélection se fait sur des critères de forme et de pureté ; les effets de bord sont limités pour les grains d'une longueur de plus de 60  $\mu\text{m}$ . La probabilité d'avoir de l'He initialement est réduite dans les grains sans inclusions et sans imperfections. Une fois sélectionnés, les grains sont placés dans des capsules de platine. Elles sont ensuite placées dans une chambre et chauffées au laser à environ 1480°C pendant 20 minutes pour opérer un dégazage: le gaz récolté dans une autre chambre est purifié par le guetteur à chaud et par le charbon actif (10 minutes). Une deuxième chauffe est effectuée afin de s'assurer qu'il ne reste plus d'He. Après une minute, le temps que l'équilibre se fasse, cette chambre est mise en communication avec le spectromètre de masse pour procéder à l'analyse de l'He. Des mesures de standard (ST2) sont effectuées 2 à 3 fois par jour pour calibrer et sensibiliser le spectromètre de masse à l'analyse d'He (voir graphe de la variation de la sensibilité au cours de cette étude, ci-dessous). Des blancs de la chambre contenant les échantillons sont réalisés pour vérifier l'intégrité du circuit; leur signal doit être inférieur au bruit de fond estimé à  $4 \cdot 10^{-4}$  V.



Les teneurs en U et Th dans les grains sont mesurées en utilisant un **ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)**. Les grains sont placés dans des petits creusets en platine auxquels sont ajoutés 60 mg de métaborate de lithium et 40 mg de borique (acide orthoborique). Des creusets sont réalisées avec des solutions dopantes et des concentrations différentes pour réaliser la calibration. Ils sont chauffés jusqu'à la fusion pendant 1h30. Le matériel présent dans les creusets est ensuite mis en solution en utilisant 6,6ml de solution acide et 6,6ml d'HNO<sub>3</sub> 2% puis subit une attaque à l'acide. Les solutions obtenues sont diluées par 5. 1ml de chacune d'entre elles est prélevé et versé dans un tube pour être analysé par l'ICP-MS (voir page suivante pour les résultats).

## Analyse sur ICP-MS X7 (direct)

## Calibration par BR dopé

Mancos fusion petits croissants

26-mars-09

pas bons, refaire nettoyage

après

Ter nettoyage	Th (ppb)	U (ppb)	Th (ppb)	U (ppb)
BRnormalité 10	10760	2620	11040	2837
BRdopé petit SAR M	19560	18750	21440	20520
1	3,45	45,00	6,39	22,13
2	4,28	15,65	8,34	16,77
3	1,21	22,30	/	/
4	0,96	28,36	10,19	15,69
5	1,21	81,92	5,67	22,09
6	1,47	35,53	3,88	56,79
7	0,06	38,24	/	/
8	-0,45	61,46	35730,00	5635,00
9	2,30	115,10	5,16	24,35
10	1,28	52,45	0,97	28,93
11	2,43	50,26	5,44	43,91
12	3,58	130,70	1,29	33,21
13	0,28	52,12	0,74	50,65
14	-0,39	45,50	1,79	37,39
15	0,85	36,57	3,65	43,27
16	-0,14	38,33	2,53	44,39
17	2,18	26,37	0,37	57,36
18	0,49	25,82	1,89	70,57
19 ("petit" br)	2,234	18,55	11530,00	2830,00

6-avr-09

(après 2 nettoyages)

10-avr-09

(après 3 nettoyages)

28-avr-09

(après 7 nettoyages)

Th (ppb)	U (ppb)	Th (ppb)	U (ppb)
10800	2570	10630,00	2514,00
21200	20140	20820,00	19750,00
2,963	42,61	0,64	82,09
0,81	4,55	-1,05	19,95
2,987	8,013	-0,76	15,60
-2,13	23,53	0,29	27,49
-1,24	142,4	-0,99	56,88
-1,57	37,06	-1,22	28,08
-1,942	29,35	-1,34	10,24
-3,75	42,44	-0,87	25,31
5,56	270,1	-1,57	82,03
-3,91	94,58	-2,21	70,25
-1,25	94,75	-1,40	39,80
-0,04	227,5	-1,81	64,52
-4,84	115,3	-1,92	46,43
3,1	172,9	-1,81	35,82
-3,09	63,75	-0,82	24,46
/	/	/	/
-5,21	153,7	-1,05	39,42
-4,34	157	4,84	28,71
10170	2403	10480	2462



Tableau des données brutes des analyses U-Pb sur les zircons des Grès d'Annot (p. 1/4)

Echantillon mesuré Nom, session & réf. du point de mesure	Teneurs ppm		U/Pb corrigé		U/Pb calibré et 7/6 non		Rapports U-Pb calibrés			Age U-Pb (Ma)		Age Pb-Pb (Ma)						
	Pb	U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm$	Terra Wasserburg $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}/^{235}$ $\pm$ abs	$^{206}/^{238}$ $\pm$ abs	Correl. err	Age 6/8 $\pm$	Age 7/5 $\pm$	Age 7/6 $\pm$								
A6	95	5292	2640	44.891	0.362	0.100	0.003	0.1411	0.0110	0.0209	0.0010	0.6284	133	6	134	10	149	137
A7	39	1213	533	9.897	0.222	0.558	0.006	0.2607	0.1372	0.0370	0.0044	0.2244	234	27	235	105	246	884
A7	54	1588	622	9.344	0.316	0.553	0.007	0.2836	0.1809	0.0399	0.0066	0.2608	252	41	253	134	267	1011
A7	21_A7-3_#1_x1302y140	94	2672	815	6.316	0.848	0.645	0.2888	0.4534	0.0409	0.0220	0.3423	258	135	258	306	251	1803
A7	30_A7_#1_x1362y335	3	79	25	20.322	0.166	0.098	0.3332	0.0225	0.0464	0.0007	0.2207	292	4	292	17	289	144
A8	14_A8_#1_x1942y284	168	5650	0	22.297	0.225	0.237	0.2406	0.0787	0.0346	0.0025	0.2251	219	16	219	62	218	607
A8	50_A8-1_#1_x1886y225	171	8751	2555	31.740	0.209	0.274	0.1536	0.0511	0.0227	0.0009	0.1141	145	5	145	44	153	632
A8	51_A8-2_#1_x1858y262	124	5884	4870	30.733	0.222	0.247	0.1669	0.0448	0.0245	0.0010	0.1526	156	6	157	38	164	524
A10	23_A10-1_#1_x2707y370	9	225	82	20.850	0.131	0.099	0.3226	0.0868	0.0451	0.0013	0.1039	284	8	284	65	280	519
A10	24_A10-2_#1_x2671y395	9	229	91	20.571	0.121	0.077	0.3405	0.0537	0.0471	0.0009	0.1203	297	6	298	40	305	322
A10	34_A10_#1_x2768y453	3	62	24	20.392	0.165	0.074	0.3445	0.0259	0.0477	0.0006	0.1558	301	3	301	19	300	161
A11	35_A11_#1_x3162y526	20	1228	945	52.312	0.425	0.066	0.1255	0.0037	0.0187	0.0003	0.6288	119	2	120	3	133	53
A11	44_A11-1_#1_x3165y487	16	571	359	29.395	0.156	0.072	0.2297	0.0142	0.0331	0.0003	0.1298	210	2	210	12	210	137
A11	45_A11-2_#1_x3107y487	38	2337	2221	50.087	0.321	0.084	0.1286	0.0302	0.0191	0.0007	0.1564	122	4	123	27	141	470
A11	46_A11-3_#1_x3080y480	21	750	533	25.200	0.149	0.190	0.2275	0.0688	0.0327	0.0010	0.0966	208	6	208	55	213	579
A12	11_A12#1_x3500y396	78	3092	3596	33.120	0.279	0.071	0.2030	0.0129	0.0294	0.0016	0.8699	187	10	188	11	196	72
A12	48_A12-1_x3513y574	83	2612	2091	26.786	0.150	0.062	0.2577	0.0045	0.0368	0.0004	0.5976	233	2	233	4	231	32
A12	49_A12-2#1_x3453y525	87	2803	1919	26.519	0.141	0.081	0.2557	0.0313	0.0363	0.0004	0.0851	230	2	231	25	246	259
A13	38_A13_#1_x3858y655	17	194	99	9.957	0.082	0.067	0.8253	0.0203	0.0996	0.0010	0.4139	612	6	611	11	608	48
A14	39_A14_#1_x4627y551	80	6234	808	28.025	0.384	0.528	0.0980	0.2363	0.0146	0.0040	0.1147	93	26	95	198	139	2376
A15	28_A15_#1_x1464y911	7	186	173	21.273	0.174	0.060	0.3357	0.0069	0.0465	0.0005	0.5775	293	3	294	5	299	38
A15	36_A15-1_#1_x1372y707	9	211	185	19.886	0.118	0.074	0.3551	0.0373	0.0490	0.0007	0.1410	308	4	309	28	312	221
A15	37_A15-2_#1_x1346y666	17	368	87	8.429	0.794	0.498	0.3978	1.1132	0.0526	0.0198	0.1347	330	120	340	595	407	2475
A16	7_A16-1_#1_x2020y862	15	386	202	21.954	0.187	0.054	0.3270	0.0100	0.0454	0.0013	0.9583	286	8	287	8	294	20
A16	8_A16-2_#1_x1945y900	16	408	135	21.897	0.192	0.055	0.3264	0.0123	0.0455	0.0016	0.9072	287	10	287	9	287	36
A18	25_A18_#1_x2840y979	10	293	61	23.967	0.194	0.094	0.2805	0.0161	0.0395	0.0004	0.1945	250	3	251	13	262	124
A18	32_A18-1_#1_x2725y900	17	491	160	22.589	0.125	0.134	0.2823	0.0225	0.0397	0.0005	0.1488	251	3	252	18	267	171
A18	33_A18-2_#1_x2721y926	33	877	338	22.236	0.144	0.082	0.3080	0.0774	0.0433	0.0012	0.1063	273	7	273	58	268	490
A18	34_A18-3_#1_x2691y954	12	303	208	21.351	0.118	0.058	0.3350	0.0143	0.0465	0.0005	0.2374	293	3	293	11	298	92
A20	53_A20-1_#1_x3527y1054	25	1137	417	35.159	0.189	0.144	0.1721	0.0486	0.0251	0.0006	0.0815	160	4	161	41	183	550
A20	54_A20-2_#1_x3582y1073	8	371	203	35.533	0.205	0.141	0.1683	0.0640	0.0249	0.0008	0.0842	159	5	158	54	147	708
A20	55_A20-3_#1_x3621y1079	6	193	79	24.769	0.164	0.151	0.2463	0.0925	0.0353	0.0013	0.0966	224	8	224	73	222	691
A20	56_A20-4_#1_x3649y1091	9	326	157	27.973	0.241	0.104	0.2309	0.0977	0.0333	0.0017	0.1225	211	11	211	78	206	761
A20	22_A20_#1_x3707y1048	2	60	27	21.843	0.178	0.061	0.3237	0.0115	0.0452	0.0005	0.3408	285	3	285	9	280	75

Séance 3

Séance 2

Séance 1

Tableau des données brutes des analyses U-Pb sur les zircons des Grès d'Annot (p. 2/4)

Echantillon mesuré	Teneurs ppm	U/Pb calibré et 7/6 non corrigé		Rapports U-Pb calibrés		Age U-Pb (Ma)		Age Pb-Pb (Ma)											
		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm$	Terra Wasserburg	Concordia Wetherill	Correlieur	Age 6/8 $\pm$	Age 7/5 $\pm$		Age 7/6 $\pm$										
réf. du point de mesure	Pb U Th			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}/^{235} \pm \text{abs}$	$^{206}/^{238} \pm \text{abs}$													
A21	21_A21_#1_x4087y1103	3	84	46	21.875	0.178	0.072	0.001	0.3191	0.0176	0.0446	0.0006	0.2500	281	4	281	13	281	118
A22	19_A22_#1_x4521y1064	2	53	32	24.525	0.199	0.066	0.002	0.2827	0.0134	0.0400	0.0005	0.2493	253	3	253	11	251	102
A23	6_A23_#1_x1546y1579	10	320	128	24.876	0.216	0.129	0.003	0.2554	0.0219	0.0363	0.0014	0.4406	230	9	231	18	239	169
A23	7_23-1_#1_x1432y1506	13	483	185	23.259	0.275	0.264	0.019	0.2180	0.2035	0.0315	0.0036	0.1223	200	22	200	157	204	1357
A23	8_23-2_x1355y1510	89	4038	1089	31.664	0.184	0.197	0.005	0.1737	0.0372	0.0258	0.0008	0.1366	164	5	163	32	145	434
A23	10_23-4_#1_x1232y1487	50	2383	953	30.431	0.203	0.254	0.015	0.1668	0.1227	0.0245	0.0015	0.0836	156	9	157	102	169	1163
A24	10_A24a_#1_x2166y1808	4	167	49	24.479	0.201	0.250	0.006	0.2118	0.0523	0.0308	0.0008	0.1057	195	5	195	43	192	489
A24	27_A24-1_#1_x2029y1640	7	233	126	29.075	0.163	0.068	0.002	0.2343	0.0155	0.0337	0.0005	0.2090	213	3	214	13	218	143
A24	30_A24-4_#1_x1815y1634	37	2137	655	37.374	0.208	0.251	0.007	0.1349	0.0374	0.0200	0.0005	0.0890	128	3	128	33	141	546
A24	29_A24-3_#1_x2117y1685	51	1405	398	22.654	0.122	0.088	0.003	0.3013	0.0245	0.0421	0.0004	0.1214	266	3	267	19	280	175
A24	11_A24b_#1_x2296y1791	18	490	115	22.980	0.186	0.058	0.000	0.3107	0.0041	0.0432	0.0004	0.7137	273	3	275	3	293	21
A24	28_A24-2_#1_x2067y1651	10	249	137	20.945	0.117	0.060	0.004	0.3414	0.0155	0.0473	0.0005	0.2312	298	3	298	12	300	98
A25	13_A25_#1_x2793y1717	6	250	129	32.574	0.284	0.086	0.004	0.2036	0.0263	0.0293	0.0012	0.3133	186	7	188	22	210	262
A27	17_A27-1_#1_x3553y1781	8	208	136	19.852	0.127	0.185	0.007	0.2980	0.1053	0.0420	0.0014	0.0960	265	9	265	79	263	654
A27	18_A27-2_#1_x3524y1735	5	122	83	20.524	0.116	0.105	0.003	0.3274	0.0399	0.0455	0.0007	0.1315	287	4	288	30	292	255
A27	2_A27_#1_x3746y1589	8	148	42	8.323	0.218	0.416	0.017	0.5047	0.2961	0.0663	0.0070	0.1806	414	42	415	182	419	942
A28	3_A28_#1_x4251y1609	43	1120	750	22.354	0.174	0.053	0.000	0.3217	0.0029	0.0447	0.0003	0.8602	282	2	283	2	293	10
B1	7_B1_#1_x527y-1176	97	371	257	3.163	0.053	0.133	0.002	4.4072	0.1198	0.3043	0.0054	0.6475	1712	26	1714	22	1715	38
B4	5_B4coeur_#1_x-438y-3245	59	1682	708	24.284	0.216	0.056	0.000	0.2903	0.0113	0.0410	0.0015	0.9527	259	9	259	9	259	27
B4	4_B4Bord_#1_x-442y-3171	33	819	623	21.483	0.191	0.053	0.000	0.3347	0.0112	0.0465	0.0015	0.9852	293	9	293	8	293	13
B5	3_B5_#1_x-448y-3872	35	475	377	11.546	0.169	0.059	0.000	0.6949	0.0329	0.0865	0.0041	0.9921	535	24	536	20	540	13
B6	2_B6_#1_x-430y-4344	13	192	51	12.947	0.118	0.058	0.000	0.6028	0.0146	0.0771	0.0017	0.9127	479	10	479	9	481	22
B9	8_B9_#1_x116y-2210	39	126	129	2.780	0.133	0.119	0.001	5.8976	0.2857	0.3597	0.0164	0.9410	1981	77	1961	41	1940	29
B10	9_B10_#1_x104y-3172	19	478	296	21.693	0.204	0.058	0.001	0.3291	0.0162	0.0458	0.0020	0.8665	289	12	289	12	291	55
B11	12_B11b_#1_x92y-3721	40	515	167	10.992	0.117	0.059	0.001	0.7390	0.0242	0.0909	0.0028	0.9312	561	16	562	14	565	26
B11	11_B11a_#1_x110y-3645	10	120	57	10.224	0.108	0.062	0.000	0.8111	0.0254	0.0976	0.0028	0.9077	600	16	603	14	614	28
B12	13_B12_#1_x120y-4335	6	70	28	9.225	0.083	0.065	0.001	0.9175	0.0227	0.1080	0.0019	0.7118	661	11	661	12	661	37
B13	15_B13_#1_x481y-1095	13	336	237	22.198	0.177	0.053	0.000	0.3230	0.0085	0.0450	0.0010	0.8497	284	6	284	6	288	31
B14	16_B14_#1_x559y-1590	19	343	4	15.019	0.135	0.061	0.001	0.5021	0.0223	0.0661	0.0019	0.6389	412	11	413	15	418	74
B15	17_B15_#1_x543y-2150	5	129	77	21.336	0.197	0.060	0.001	0.3353	0.0200	0.0464	0.0019	0.6712	293	11	294	15	303	98
B16	18_B16_#1_x619y-2757	14	334	148	20.530	0.180	0.056	0.001	0.3498	0.0148	0.0485	0.0017	0.8035	305	10	305	11	299	57
B16	18_B16_#1_x619y-2757	14	334	148	20.530	0.180	0.056	0.001	0.3498	0.0148	0.0485	0.0017	0.8035	305	10	305	11	299	57
B18	19_B18_#1_x667y-4380	30	837	70	23.878	0.195	0.054	0.000	0.2958	0.0099	0.0417	0.0012	0.8983	264	8	263	8	259	33
B20	22_B20_#1_x1011y-1618	14	255	120	15.255	0.146	0.057	0.000	0.4955	0.0183	0.0654	0.0023	0.9380	408	14	409	12	411	28
B21	23_B21_#1_x1075y-2190	39	548	82	12.107	0.314	0.057	0.000	0.6517	0.0626	0.0826	0.0078	0.9821	512	46	510	38	500	39

Tableau des données brutes des analyses U-Pb sur les zircons des Grès d'Annot (p. 3/4)																	
Echantillon mesuré		Teneurs ppm			U/Pb corrigé		U/Pb calibré et 7/6 non corrigé		Rapports U-Pb calibrés Concordia Wetherill				Age U-Pb (Ma)		Age Pb-Pb (Ma)		
Nom, session & réf. du point de mesure		Pb	U	Th	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \text{abs}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \text{abs}$	Correl. err	Age 6/8 $\pm$	Age 7/5 $\pm$	Age 7/6 $\pm$	Age 6/8 $\pm$	Age 7/5 $\pm$	Age 7/6 $\pm$		
B23	24_B23_#1_x1010y-3211	33	532	303	13.881	0.148	0.058	0.000	0.5524	0.0209	0.0718	0.0026	0.9427	447	15	444	28
B24	25_B24_#1_x1032y-3838	25	464	268	15.735	0.134	0.062	0.001	0.4759	0.0241	0.0630	0.0016	0.5028	394	10	395	16
C1	4_C1a_#1_x-1673y1319	5	82	23	13.518	0.114	0.061	0.000	0.5708	0.0111	0.0736	0.0011	0.7395	458	6	459	7
C1	5_C1b_#1_x-1463y1233	16	250	27	13.148	0.107	0.059	0.000	0.5917	0.0071	0.0758	0.0007	0.8067	471	4	472	5
C7	C7@1	57	1247	105	18.789	0.154	0.054	0.000	0.3901	0.0083	0.0532	0.0011	0.9540	334	7	334	6
C16	39_C16-2_#1_x-2155y-353	11	169	55	13.533	0.075	0.062	0.001	0.5664	0.0172	0.0733	0.0006	0.2622	456	4	456	11
C16	2_C16_#1_x-2152y292	6	89	29	13.374	0.109	0.059	0.000	0.5770	0.0098	0.0745	0.0008	0.5946	463	4	463	6
C16	38_C16-1_#1_x-2129y-346	18	277	124	13.350	0.078	0.060	0.001	0.5815	0.0159	0.0746	0.0007	0.3365	464	4	465	10
C16	40_C16-3_#1_x-2171y-348	18	275	75	12.921	0.083	0.083	0.004	0.5801	0.0629	0.0748	0.0011	0.1416	465	7	465	40
C19	3_C19_#1_x-3049y475	23	480	314	18.207	0.149	0.054	0.000	0.4049	0.0041	0.0549	0.0004	0.8137	345	3	345	3
D3	45_D3_#1_x912y3158	17	292	37	15.048	0.153	0.058	0.000	0.5016	0.0202	0.0662	0.0026	0.9610	413	15	413	14
D4	44_D4_#1_x832y3507	16	333	121	17.615	0.188	0.059	0.002	0.4176	0.0297	0.0564	0.0028	0.7072	354	17	354	21
D5	43_D5coeur_#1_x861y3846	17	390	69	19.121	0.165	0.060	0.001	0.3793	0.0137	0.0519	0.0015	0.8188	326	9	327	10
D5	42_D5bord_#1_x842y3903	78	1611	372	17.637	0.140	0.053	0.000	0.4154	0.0071	0.0567	0.0009	0.9552	356	6	353	5
D6	41_D6_#1_x817y4577	10	179	32	14.576	0.144	0.062	0.001	0.5194	0.0287	0.0680	0.0022	0.5969	424	14	425	19
D7	36_D7_#1_x221y2474	9	230	147	22.534	0.201	0.062	0.001	0.3143	0.0183	0.0438	0.0017	0.6762	276	11	278	14
D8	37_D8_#1_x196y2857	24	482	150	17.574	0.140	0.053	0.000	0.4199	0.0084	0.0569	0.0009	0.7792	357	5	356	6
D11	38_D11_#1_x268y3870	9	207	57	19.439	0.198	0.061	0.002	0.3701	0.0503	0.0509	0.0029	0.4188	320	18	320	37
D11	48_D1_#1_x704y2249	14	252	33	14.879	0.165	0.058	0.000	0.5095	0.0226	0.0670	0.0028	0.9413	418	17	418	15
D13	40_D13_#1_x355y4543	29	282	282	8.259	0.090	0.072	0.001	1.0548	0.0325	0.1198	0.0031	0.8257	729	18	731	16
D13	43_D13-2_#1_x-239y4282	19	162	91	6.971	0.091	0.086	0.001	1.2989	0.0576	0.1401	0.0026	0.4227	845	15	845	25
D14	33_D14_#1_x-170y3026	32	404	488	10.839	0.138	0.061	0.002	0.7506	0.0343	0.0921	0.0034	0.8192	568	20	569	20
D15	32_D15_#1_x-336y3365	19	317	177	14.571	0.153	0.058	0.000	0.5246	0.0198	0.0684	0.0025	0.9709	427	15	428	13
D17	27_D17_#1_x-254y4503	11	166	31	13.415	0.140	0.065	0.001	0.5705	0.0316	0.0737	0.0026	0.6393	458	16	458	20
D18	34_D18_#1_x-352y2408	25	362	68	12.431	0.179	0.060	0.001	0.6318	0.0385	0.0802	0.0046	0.9501	497	28	497	24
D2	46_D2_#1_x868y2561	5	123	54	20.365	0.174	0.057	0.000	0.3531	0.0143	0.0488	0.0014	0.7276	307	9	307	11
D20	31_D20_#1_x-495y3411	13	313	76	20.961	0.165	0.067	0.001	0.3368	0.0205	0.0468	0.0011	0.3728	295	7	295	15
D21	29_D21_#1_x-521y3798	35	587	34	14.514	0.188	0.061	0.001	0.5230	0.0339	0.0684	0.0037	0.8433	427	23	427	22
D22	28_D22_#1_x-466y4082	55	1378	177	21.702	0.194	0.053	0.000	0.3333	0.0126	0.0461	0.0017	0.9941	290	11	292	10

Tableau des données brutes des analyses U-Pb sur les zircons des Grès d'Annot (p. 4/4)

TEM	Echantillon mesuré			Teneurs ppm		U/Pb calibré et 7/6 non corrigé		Rapports U-Pb calibrés		Age U-Pb (Ma)			Age Pb-Pb (Ma)							
	réf. du point de mesure	Nom, session &	Pb	U	Th	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb ±	Terra Wasserburg	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	Concordia Wetherill	Correl. err	Age 6/8 ±	Age 7/5 ±	Age 7/6 ±							
A10	12_94500_#1_x223y4484	25_A10_3_#1_x2815y363	5	29	8	5.102	0.099	0.099	0.002	2.1526	0.2743	0.1929	0.0067	0.2735	4137	36	1166	85	1229	224
A12	36_A12_#1_x3409y528	14_A10_3_#1_x2815y363	20	-684	144	14.909	0.090	0.138	0.009	-10.6040	-1.4869	-0.0340	-0.0032	0.6663	-223	-24	#####	###	8394	-553
A14	13_A14_2_#1_x4559y680	14_A12_#1_x3409y528	34	1124	1004	27.685	0.224	0.090	0.004	0.3022	0.0108	0.0349	0.0003	0.2664	224	2	268	8	702	72
A44	14_A14_3_#1_x4569y702	13_A14_2_#1_x4559y680	163	24066	0	49.895	0.322	0.547	0.006	0.0843	0.0248	0.0079	0.0007	0.3122	50	5	79	23	1069	494
A14	12_A14_1_#1_x4555y636	14_A14_3_#1_x4569y702	254	25384	0	28.038	0.310	0.604	0.046	0.1487	0.1142	0.0146	0.0022	0.2414	75	14	144	96	1484	993
A14	15_A14_4_#1_x4569y756	12_A14_1_#1_x4555y636	111	7946	0	43.044	0.250	0.287	0.040	0.1002	0.0477	0.0163	0.0007	0.0882	104	4	97	43	0	803
A16	27_A16_x1933y946	15_A14_4_#1_x4569y756	96	5084	2444	42.567	0.224	0.090	0.002	0.1254	0.0412	0.0224	0.0002	0.0845	144	4	120	10	0	0
A17	26_A17_#1_x2443y995	27_A16_x1933y946	53	4027	134	11.297	0.325	0.579	0.046	0.5078	0.0597	0.0052	0.5355	374	32	1564	122	4069	194	
A19	23_A19_#1_x3249y986	26_A17_#1_x2443y995	8798	65999	7	6.384	0.056	0.053	0.000	0.9670	0.0404	0.1552	0.0014	0.8298	930	8	687	5	0	0
A23	9_A23_#1_x1506y1722	23_A19_#1_x3249y986	3	35	24	9.069	0.092	0.104	0.003	1.6584	0.0875	0.1113	0.0024	0.3624	689	12	993	33	1767	87
A26	4_A26_#1_x3397y1654	9_A23_#1_x1506y1722	32	2409	503	37.782	0.397	0.347	0.003	-0.0198	-0.0258	0.0156	0.0004	0.0194	109	3	-19	-27	0	0
A26	14_A26_#1_x3350y1748	4_A26_#1_x3397y1654	26425	163724	220436	5.368	0.097	0.054	0.000	1.2548	0.0220	0.1857	0.0029	0.8993	4098	16	826	10	148	18
A27	15_A27_#1_x3703y1694	14_A26_#1_x3350y1748	64	356	14466	4.810	0.614	0.094	0.004	2.9884	0.4276	0.2103	0.0439	0.4635	4230	74	1405	103	1690	247
A28	17_A28_#1_x4168y1779	15_A27_#1_x3703y1694	4	55	22	11.297	0.442	0.453	0.006	4.6266	0.2730	0.0808	0.0029	0.6175	504	18	1764	48	3965	68
A29	18_A29_#1_x4568y1696	17_A28_#1_x4168y1779	30	1108	112	8.318	0.443	0.596	0.046	-0.6728	-0.8644	0.0314	0.0437	0.3425	197	86	-1134	###	0	0
A3	16_A3_#1_x2469y125	18_A29_#1_x4568y1696	146	246	137	1.736	0.283	0.890	0.008	66.7756	2.6196	0.5426	0.0490	0.8926	2704	79	4284	39	5194	37
A6	3_A6_1_#1_x3616y133	16_A3_#1_x2469y125	667	6739	3693	10.160	0.864	0.344	0.024	4.3684	0.9694	0.0963	0.0477	0.9254	593	103	4706	162	3613	114
A6	40_A6_#1_x3508y93	3_A6_1_#1_x3616y133	88	40967	0	91.996	0.488	0.159	0.003	0.0627	0.0082	0.0094	0.0002	0.1665	60	4	62	8	423	278
A6	5_A6_3_#1_x3578y123	40_A6_#1_x3508y93	45	3463	1337	48.164	0.389	0.298	0.002	0.1944	0.0185	0.0152	0.0003	0.1822	97	2	180	16	1479	168
A6	4_A6_2_#1_x3604y60	5_A6_3_#1_x3578y123	121	7516	2833	44.336	0.276	0.177	0.006	0.1109	0.0293	0.0188	0.0007	0.1465	129	5	406	26	0	356
A8	34_A8_#1_x1947y379	4_A6_2_#1_x3604y60	130	4854	1493	32.118	0.545	0.306	0.026	0.2345	0.2674	0.0314	0.0005	0.0147	198	3	244	199	368	1530
A9	32_A9_#1_x2381y395	34_A8_#1_x1947y379	96	3300	4945	24.370	0.337	0.414	0.008	1.4872	0.2483	0.0339	0.0023	0.4139	245	15	925	97	3560	246
C7	7_C7_#1_x3629y4532	32_A9_#1_x2381y395	34	2445	4704	54.122	0.438	0.080	0.001	0.1831	0.0057	0.0183	0.0002	0.3650	147	4	474	5	1003	57
TEM			43	-35	7	3.214	0.144	0.746	0.014	-175.3675	-22.8575	-1.4292	-0.0948	0.5088	#####	###	#####	###	5188	-234

TEM

Témoin



Pics		proportion relative
âge U-Pb (en Ma)	erreur $2\sigma$ (en Ma)	
123	3	5
160	4	8,5
218	2	12,5
260	2	10
291	2	27
346	4	6,5
411	10	8,5
463	4	12
557	26	3
610	11	2
661	22	1
729	35	1
845	30	1
1712	53	1
1981	155	1

Pour des raisons inhérentes à cette macro, à savoir un maximum de 6 fonctions gaussiennes pour la déconvolution, nous avons scindé les âges U-Pb en trois groupes : le premier entre 90 et 360Ma (Figure 20), le second entre 390 et 670Ma (Figure 21) et enfin les 4 mesures restantes.

Tableau récapitulatif des données U-Th/He sur zircon obtenues sur les Grès d'Annot

Echantillon	Phase Minérale	Nbre Grains	Poids (mg)	Larg. (µm)	Long. (µm)	FT mean	4He (mol/g)	Th (ppb)	U (ppb)	Th (ppb) blanc corrected	U (ppb) blanc corrected	Th (ppm)	U (ppm)	Age (Ma)	Age corrigé (Ma)	Facteur proportionnalité		
																mesuré	calculé	
<b>mai-09</b>																		
Annot-C5	Zircon	1	1.60E-02	/	/	0.7	2.97E-08	34.81	460.7	33.65	435.70	13.88	179.73	30.38	43.4		1.16	25.00
Annot-B20	Zircon	1	2.80E-02	/	/	0.7	3.45E-09	26.67	68.66	25.51	43.66	6.01	10.29	55.01	78.6		calculé	calculé
Annot-D4	Zircon	4	2.50E-02	/	/	0.7	9.18E-09	7.369	48.84	6.24	23.84	4.64	6.29	256.98				
Annot-B23	Zircon	4	3.40E-02	/	/	0.7	4.75E-09	47.69	68.94	46.53	43.94	3.52	9.35	32.13				
Annot-A29	Zircon	4	4.00E-02	/	/	0.7	4.21E-09	3.048	32.62	4.86	7.62	4.23	5.03	42.55				
Annot-D7	Zircon	4	2.30E-02	/	/	0.7	2.53E-09	38.95	58.62	37.79	33.62	40.84	9.65	38.64				
Annot-D11	Zircon	1	2.40E-02	/	/	0.7	1.15E-08	62.25	156.2	61.09	131.20	16.80	36.08	53.65	76.6			
Annot-D5	Zircon	1	3.20E-02	/	/	0.7	1.88E-08	76	871	74.84	846.00	15.44	174.49	19.76	28.2			
Annot-D14	Zircon	1	3.20E-02	/	/	0.7	3.04E-09	31.7	79.73	30.54	54.73	6.30	11.29	44.44	63.5			
Annot-A26	Zircon	1	1.70E-02	/	/	0.7	1.90E-06	93790	2219	93788.84	2194.00	36412.14	851.79	36.81	52.6			
Annot-D15	Zircon	1	3.10E-02	/	/	0.7	2.59E-09	29.31	95.37	28.15	70.37	5.99	14.98	29.52	42.2			
Annot-A7	Zircon	1	1.30E-02	/	/	0.7	5.64E-08	1317	473.4	1315.84	448.40	668.04	227.65	27.13	38.8			
Annot-A3			3.10E-02	/	/	BLANC	3.08E-08	6.62	32.05	4.62	25	4	2					
Annot-A6			2.40E-02	98.00	112.00	0.739	6.44E-09	96.30	1043.00	94.30	1018.00	26	280	4.22	5.7			
Annot-A18			8.00E-03	103.85	192.31	0.793	3.35E-08	207.90	183.90	205.90	158.90	170	131	36.38	45.9			
Annot-A20			3.60E-02	73.08	161.50	0.728	1.73E-08	225.50	458.80	223.50	433.80	41	80	36.20	49.7			
Annot-A22			2.70E-02	/	/	BLANC	5.18E-09	1.74	26.91	-0.26	1.91	0	0					
Annot-A24			2.90E-02	144.62	346.15	0.852	4.95E-08	1183.00	411.60	1181.00	386.60	269	88	60.57	71.1			
Annot-B9			2.70E-02	51.00	153.10	0.644	9.40E-09	22.71	201.80	20.71	176.80	5	43	39.60	61.5			
Annot-B11			2.60E-02	107.10	178.60	0.800	9.23E-09	25.86	116.70	23.86	91.70	6	23	69.90	87.4			
Annot-B14			2.40E-02	76.50	127.60	0.726	9.47E-09	31.23	115.30	29.23	90.30	8	25	66.22	91.2			
Annot-C7			2.00E-02	76.50	102.10	0.712	5.06E-08	49.88	188.20	47.88	163.20	16	54	164.21	230.6			
<b>FCT1</b>			2.90E-02	84.50	490.80	0.762	4.12E-08	726.80	4404.00	724.80	1376.00	165	313	5.95	7.8			
<b>FCT-2</b>	Zircon	1	1.80E-02	61.3	195	0.78	8.51E-09	81.36	148.6	80.20	123.60	29.41	45.32	30.39	39.0			
			XXX															

mesures erronées non considérées par la suite

value for blank

## **Annexes liées au chapitre VII**

### **Géologie régionale**

#### **Sommaire**

---

**Annexe VII- 1: Tableaux des données structurales collectées sur toute la zone d'étude.**

**Annexe VII-2: Carte récapitulative des données structurales collectées dans la zone d'étude.**

**Annexe VII-3: Cartes des indices de sel et du bassin salifère dans le SE de la France (Goguel, 1984; Courel et al., 1984; Lickorish & Ford, 1998).**

**Annexe VII-4: Agrandissement des cartes des domaines paléogéographiques présentées p. 187**

**Annexe VII-5: Template détaillé de la coupe équilibrée (p. 194), utilisé pour la restauration de celle-ci.**

Localisation	Pendage			Stratigraphie	
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<i>Plis scellés par le Nummulitique dans le secteur de Mal Ubac</i>					
	8	12	278	W	K
	150	32	240	W	K
	170	25	260	W	K
	6	15	276	W	K
	156	37	246	W	K
	138	30	228	W	K
	106	63	16	N	K
	100	68	10	N	K
	107	59	197	S	K
	66	16	336	N	K
	8	11	278	W	K
	158	15	68	E	K
	112	75	22	N	K
	119	30	29	N	K
	135	23	225	S	K
	95	14	185	S	K
	113	43	203	S	K
	127	49	217	S	K
	79	5	169	S	K
	115	13	205	S	K
	155	12	65	E	K
	116	88	26	N	K
	119	71	209	S	K
	118	41	208	S	K
	93	35	183	S	K
	94	7	184	S	K
	113	29	203	S	K
	65	20	155	S	K
	119	13	29	N	K
	123	34	213	S	K
	108	65	198	S	K
	115	54	205	S	K
	139	70	49	W	K
	122	37	212	S	K
	169	8	79	E	K
	96	21	6	N	K
	118	89	208	S	K
	100	25	10	N	K
	96	21	6	N	K
	92	28	2	N	K
	114	53	204	S	K
	98	75	188	S	K
	107	77	197	S	K
	117	70	27	N	K
	97	17	7	N	K
	138	24	48	E	K
	122	83	212	S	K
	140	7	230	W	K
	124	20	214	S	K
	157	14	67	E	K
	134	23	44	N	K



Localisation	Pendage			Stratigraphie	
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b><i>Plis scellés par le Nummulitique sous le Fort de France</i></b>					
Pli sur la rive gauche (sud)	107	20	17	N	K
Pli sur la rive gauche (sud)	121	23	31	N	K
Pli sur la rive gauche (sud)	116	80	26	N	K
Pli sur la rive gauche (sud)	123	80	33	N	K
Anticlinal oriental - rive droite	102	66	12	N	K
Anticlinal oriental - rive droite	64	18	154	S	K
Anticlinal oriental - rive droite	142	69	52	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	150	78	60	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	112	43	202	S	K
Anticlinal oriental - rive droite	89	27	199	S	K
Anticlinal oriental - rive droite	129	45	39	N	K
Anticlinal oriental - rive droite	26	28	116	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	132	70	42	N	K
Anticlinal oriental - rive droite	140	68	50	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	115	48	25	N	K
Anticlinal oriental - rive droite	152	64	62	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	138	66	48	E	K
Anticlinal oriental - rive droite	112	54	22	N	K
Anticlinal occidental - rive droite	48	23	138	S	K
Anticlinal occidental - rive droite	134	19	224	S	K
Anticlinal occidental - rive droite	121	22	31	N	K
Anticlinal occidental - rive droite	176	24	86	E	K
Anticlinal occidental - rive droite	126	78	206	S	K
Anticlinal occidental - rive droite	124	60	34	N	K
Anticlinal occidental - rive droite	102	60	12	N	K
Anticlinal occidental - rive droite	127	62	217	S	K
Anticlinal occidental - rive droite	135	90	45	N	K
Synclinal - rive droite	142	69	52	E	K
Synclinal - rive droite	150	78	60	E	K
Synclinal - rive droite	129	45	39	N	K
Synclinal - rive droite	132	70	42	N	K
Synclinal - rive droite	48	23	138	S	K
Synclinal - rive droite	138	66	48	E	K
Synclinal - rive droite	112	54	22	N	K
Synclinal - rive droite	134	19	224	S	K
Synclinal - rive droite	140	68	50	N	K
Synclinal - rive droite	115	48	25	N	K
Synclinal - rive droite	121	22	31	N	K
Synclinal - rive droite	176	24	86	E	K
Synclinal - rive droite	132	60	222	S	K
Synclinal - rive droite	125	70	35	N	K

<b>Vallon de Demandols - Col de Pal (au sud du dépocentre de Sanguinière)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.	Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.
100	25	10	N	136	36	46	E
114	65	204	S	115	45	25	N
150	64	60	E	132	54	42	N
147	38	57	E	115	45	205	S
110	30	20	N	120	30	30	N
135	52	45	N	140	58	50	E
135	20	45	N	<b>Plan axial de pli</b>			
130	40	40	N	Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.
107	30	17	N	130	60	40	N
104	28	14	N	110	35	20	N
76	32	346	N	150	50	60	E
90	29	0	N	105	70	15	N
140	86	230	W	<b>Autres données structurales</b>			
97	30	7	N	<u>Axe de pli :</u> N300° 15°			
				N327° 17°			
				N310° 25°			

<b>Baisse de Barels - Cabanes de Bousienigous (au sud du dépocentre de Sanguinière)</b>								
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>				
Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.	Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.	
87	10	177	S	K	156	48	66	E
18	19	288	W	K	127	25	37	N
170	19	80	E	K	81	34	351	N
80	42	350	N	K	103	35	13	N
106	34	16	N	K	105	29	15	S
30	11	300	W	K	150	56	60	E
160	27	250	W	K	85	46	355	N
155	28	245	W	K	<b>Plan axial de pli</b>			
164	34	254	W	K	Azimut	Dip	Strike(dip)	Strat.
152	39	242	W	K	5	30	95	E
154	31	244	W	K	127	15	37	N
164	65	254	W	K	<b>Autres données structurales</b>			
151	53	241	W	K	<u>Fente de tension dans la charnière:</u>			
142	62	232	W	K	N290° 19°		N297° 23°	
135	15	225	S	K	N296° 23°		N316° 24°	
125	60	215	S	K	N297° 28°		N317° 20°	
147	88	237	W	K	N302° 19°		N312° 12°	
25	18	295	W	K	<u>Linéation d'étirement:</u> N311° 14°			

<b>Crête de Las Donas (secteur de Tête de Méric)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
134	20	224	S	42	22	312	W
136	31	226	W	106	66	16	N
154	44	242	W				
94	79	4	N				
90	65	0	N				
103	48	13	N				
50	24	320	N				
164	26	254	W				
154	45	244	W				
154	23	244	W				
166	26	256	W				
159	23	249	W				
22	70	292	W				
40	21	310	W				
127	26	217	S				
16	36	286	W				
169	57	259	W				

<b>Pas de la Roya (secteur de Tête de Méric)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
160	25	250	W	22	18	292	W
163	18	253	W	15	45	285	W
<b>Autres données structurales</b>							
<u>Linéation d'étirement:</u>							
N215° 25°      N226° 3°							
N212° 30°							
<u>Linéation de crénulation:</u> N255° 20°							
<u>Linéation intersec. S0&amp;S1:</u> N230° 10°							
<u>Axe de boudins:</u> N150°							

<b>Col de Crous (au sud du dépointement de Sanguinière)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
111	34	201	S	156	48	66	E
10	42	100	E	127	25	37	N
49	41	139	S				
2	34	272	W				
25	33	115	E				
105	12	195	S				
175	12	65	E				

<b>Col des Champs - Cime de la Voya (entre Sanguinière et Grand Coyer)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
172	16	262	W	79	10	349	N
152	7	242	W	112	31	22	N
66	16	336	N	49	31	319	N
92	19	2	N	114	51	24	N
45	24	315	N	105	58	15	N
101	24	11	N	111	49	21	N
97	23	7	N				
121	26	31	N				

<b>Col des Champs - Cuesto (entre Sanguinière et Grand Coyer)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
135	30	225	W				
135	38	225	W				
134	42	224	S				
138	52	228	W				
15	20	285	W				
152	33	242	W				
129	79	219	S				
117	50	207	S				
0	30	270	W				
28	10	298	W				
40	24	310	W				
78	21	348	N				
70	21	340	N				
43	18	313	W				
146	23	236	W				
146	27	236	W				



<b>Marnes Noires???</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
73	17	343	N	135	47	45	N
81	25	351	N	120	30	30	N
116	11	206	S	126	30	36	N
90	33	180	S				
84	15	174	S				
102	20	12	N				
140	33	50	E				
154	33	64	E				
82	18	352	N				
115	28	25	N				
53	6	323	N				
118	15	28	N				
114	18	24	N				
86	20	356	N				

<b>Vallon de Chasse (est de Chalufy)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
42	52	312	W				
105	27	15	N				
113	38	23	N				
105	32	15	N				
95	22	5	N				
170	18	80	E				
133	22	43	N				
103	9	3	N				
160	24	70	E				
130	21	40	N				
105	12	195	S				
45	20	315	N				
56	22	326	N				
85	19	355	N				

<b>Secteur de Thorame Haute - Pont de Clos (entre Grand Coyer et Chalufy)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
83	71	173	S				
122	35	32	N				
131	25	41	N				
113	54	203	S				
126	40	36	N				
96	73	176	S				

<b>Aurent</b> <b>(entre Annot et Grand Coyer)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
84	24	354	N				
2	8	272	W				
110	31	200	S				
122	44	212	S				
109	90	19	N				
104	55	194	S				
90	46	180	S				
95	42	185	S				
111	42	201	S				
106	60	196	S				
115	76	205	S				
89	30	179	S				
35	5	125	E				
115	33	205	S				
118	29	208	S				
95	28	185	S				
160	20	250	W				
35	28	125	E				
133	35	223	S				
153	30	243	W				
128	31	218	S				
147	80	57	E				
119	53	209	S				
126	84	216	S				
132	47	222	S				
134	37	224	S				
152	34	242	W				
132	41	222	S				

<b>Secteur d'Allos &amp; Bouchier (entre Sanguinière et Grand Coyer)</b>							
<b>Pendage</b>				<b>Plan de schistosité</b>			
<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>	<b>Azimut</b>	<b>Dip</b>	<b>Strike(dip)</b>	<b>Strat.</b>
73	17	343	N	135	47	45	N
81	25	351	N	120	30	30	N
116	11	206	S	126	30	36	N
90	33	180	S	76	39	346	N
84	15	174	S	166	52	76	E
102	20	12	N	100	33	10	N
140	33	50	E	115	45	25	N
154	33	64	E	<b>Autres données structurales</b> Linéation intersec. S0&S1: N292° 10°      N292° 12° N301° 13° Linéation d'étirement: N342° 12°      N135° 2°			
82	18	352	N				
115	28	25	N				
53	6	323	N				
118	15	28	N				
114	18	24	N				
86	20	356	N				
130	36	220	S				
137	46	227	S				
138	30	228	S				
139	18	49	E				
115	32	25	N				
105	60	15	N				
105	82	15	N				

## Annexe VII-1: Tableaux récapitulatifs des données structurales de notre étude

Localisation	Pendage				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b>Canyon du Verdon</b>					
Aiguines - Col d'Illuire	131	31	221	S	K inf (np)
Aiguines - Col d'Illuire	126	24	216	S	K inf (np)
Aiguines - Col d'Illuire	163	34	253	W	limite Jurassique-K
Aiguines - Col d'Illuire	332	27	62	E	limite Jurassique-K
idem: pt côté 1169 m	338	84	68	E	limite Jurassique-K
Cirque de Vaumale	330	85	60	E	limite Jurassique-K
Cirque de Vaumale	115	80	25	S	limite Jurassique-K
Cirque de Vaumale	130	20	40	S	
Cirque de Vaumale	119	28	29	S	
Cirque de Vaumale	113	39	23	S	
Cirque de Vaumale	107	29	17	S	
Cirque de Vaumale	350	35	80	E	
Cirque de Vaumale	2	30	92	E	
Cirque de Vaumale	353	25	83	E	
Aiguines au Camp militaire (RD19)	196	49	286	W	limite Jurassique-K
Aiguines au Camp militaire (RD19)	218	31	308	W	K inf (np)
D'Aiguines à Aupt (RD19)	198	25	288	W	Jurassique sup.
Dernier virage avant la Clue	348	90	78	E	
<b>Blieux</b>					
De Blieux à Haut Chauldon	352	28	82	E	
De Blieux à Haut Chauldon	7	23	97	E	
Lit de rivière à Blieux	295	60	25	N	
Lit de rivière à Blieux	316	82	46	E	
Lit de rivière à Blieux	315	53	45	NE	
Lit de rivière à Blieux	310	75	40	N	
Lit de rivière à Blieux	306	89	36	N	
Lit de rivière à Blieux	307	89	37	N	
Village Blieux - pont	350	20	80	E	
Village Blieux: virage Bas Chadoul	325	30	55	E	
Blieux à Tuillière (RD29) - PR	271	90	1	N	
Blieux à Tuillière (RD29) - PR	275	70	5	N	
Blieux à Tuillière (RD29) - pont	255	45	345	N	
Blieux à Tuillière (RD29)	53	88	143	S	
Blieux à Tuillière (RD29)	38	39	128	E	
Blieux à Tuillière (RD29)	10	49	100	E	
Blieux à Tuillière (RD29)	2	32	92	E	
Blieux à Tuillière (RD29)	0	36	90	E	
<b>RD17: Point Sublime - Subis</b>					
Ruines de Guichard	324	46	54	E	
Ruines de Guichard	262	15	352	N	
Ruines de Guichard	276	20	6	N	
Ruines de Guichard	310	50	40	N	
Ruines de Guichard	314	55	44	N	
Piste après l'Enchastre	335	86	65	E	
Piste après l'Enchastre	316	66	46	E	
Piste après l'Enchastre	130	78	220	S	
Piste après l'Enchastre	135	76	225	SW	
Piste après l'Enchastre	317	74	47	E	
Piste après l'Enchastre	300	40	30	N	
Piste après l'Enchastre	310	76	40	N	
idem après Col des Abesses	312	69	42	N	
idem sur piste vers Lévens	320	61	50	E	K sup (c2a)



Localisation	Pendage				Stratigraphie
	Azimut	Dip	Strike(dip)		
<b><i>Barrême</i></b>					
Route des Pointus à Lioux	195	16	285	W	K inf (n2)
Route des Pointus à Lioux	186	21	276	W	K inf (n2)
idem en montant sur le Vabre	171	25	261	W	K inf (n2)
idem en montant sur le Vabre	143	47	53	W	
idem en montant sur le Vabre	234	39	324	N	
idem en montant sur le Vabre	236	38	326	N	
idem en montant sur le Vabre	298	40	28	N	
Route de Barrême St Lions (RD19)	1	42	91	E	K inf (n3)
Route de Barrême St Lions (RD19)	357	46	87	E	K inf (n3)
Piste à partir RN85 vers Chaudon	327	36	57	E	K inf (n2)
RN85 au Saut du Loup	324	39	54	E	K inf (n1)
Route de Norante à Chaudon	338	35	68	E	
Route de Norante à Chaudon	355	26	85	E	
Route de Norante à Chaudon	357	34	87	E	
Route de Norante à Chaudon	12	33	102	E	
Route de Norante à Chaudon	347	33	77	E	
Route de Norante à Chaudon	356	43	86	E	
Route de Norante à Chaudon	336	35	66	E	
Route de Norante à Chaudon	324	32	54	E	
Route de Norante à Chaudon	348	39	78	E	
Route de Norante à Chaudon	10	39	100	E	
Route de Norante à Chaudon	12	38	102	E	
Route de Norante à Chaudon	32	36	122	E	
Route de Norante à Chaudon	325	15	55	E	
Route de Norante à Chaudon	260	46	350	N	
Route de Norante à Chaudon	330	82	60	E	
Route de Norante à Chaudon	280	62	10	N	
Route de Norante à Chaudon	342	39	252	W	
Route de Norante à Chaudon	305	37	35	N	
RN85 embranchement Norante	8	70	98	E	
<b><i>Chemin de Crouchons à partir de St André les Alpes</i></b>					
	240	21	330	N	
	215	19	305	W	
	257	69	347	N	
	217	27	307	W	
	46	57	136	S	
	193	59	283	W	
	238	22	328	N	
	290	68	20	N	
	320	17	50	E	
	250	26	340	N	



# CARTE STRUCTURALE SYNTHETIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

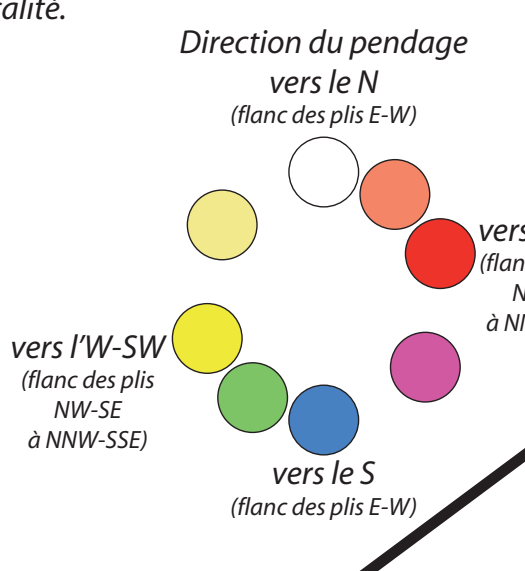
Cette carte est une synthèse de mon travail de terrain. Il s'agit d'un document de travail en continuelle évolution.

## LEGENDE :

- 1) Fond de carte
- Eocène-Oligocène
  - Evaporites du Trias
  - Sédiments du Trias anté-évaporites
  - Bancs rouges du Permian
  - Socle cristallin et couverture paléozoïque
  - Nappes de l'Embrunais-Ubaye
- 2) Schéma structural
- ★ Plis dans le Crétacé supérieur scellés par le Nummulitique
  - ★ Plis scellés par le Crétacé supérieur
  - ★ Zone d'étude des plis polyphasés dans le Crétacé supérieur
  - ↔ Chevauchement
  - ↔ Décrochement
  - ↔ Faille normale
  - ↔ Anticlinal
  - ↔ Synclinal

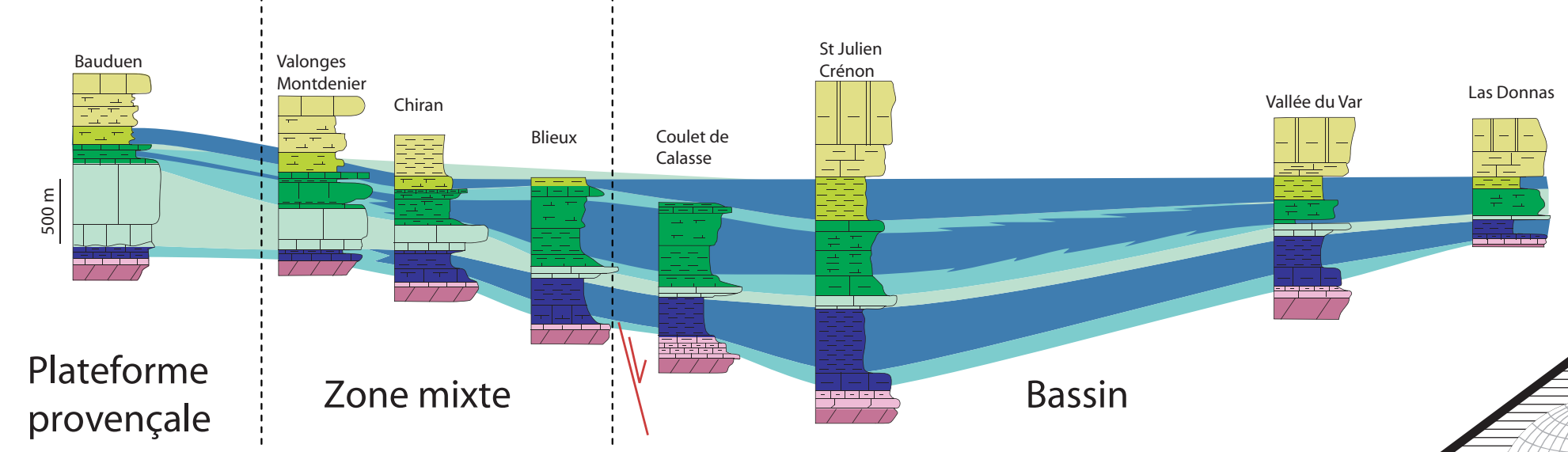
3) Code couleur pour la représentation des pendages

La densité des mesures de pendages dans certaines zones ne permet pas de les représenter tous, sous la forme d'une barre de pendage accompagnée des valeurs chiffrées de l'azimut et du pendage. De ce fait, nous avons choisi d'utiliser des disques de différentes couleurs pour indiquer les pendages. Cette représentation a aussi un autre grand intérêt vu qu'elle permet de visualiser facilement l'azimut préférentiel d'une zone et donc la localisation des plis régionaux (axes E-W, NW-SE et NNW-SSE) comme montré dans l'encadré en bas de page à droite. Les données de pendages sont disponibles en Annexes IV, V, VI et VII où elles sont rangées par localité.

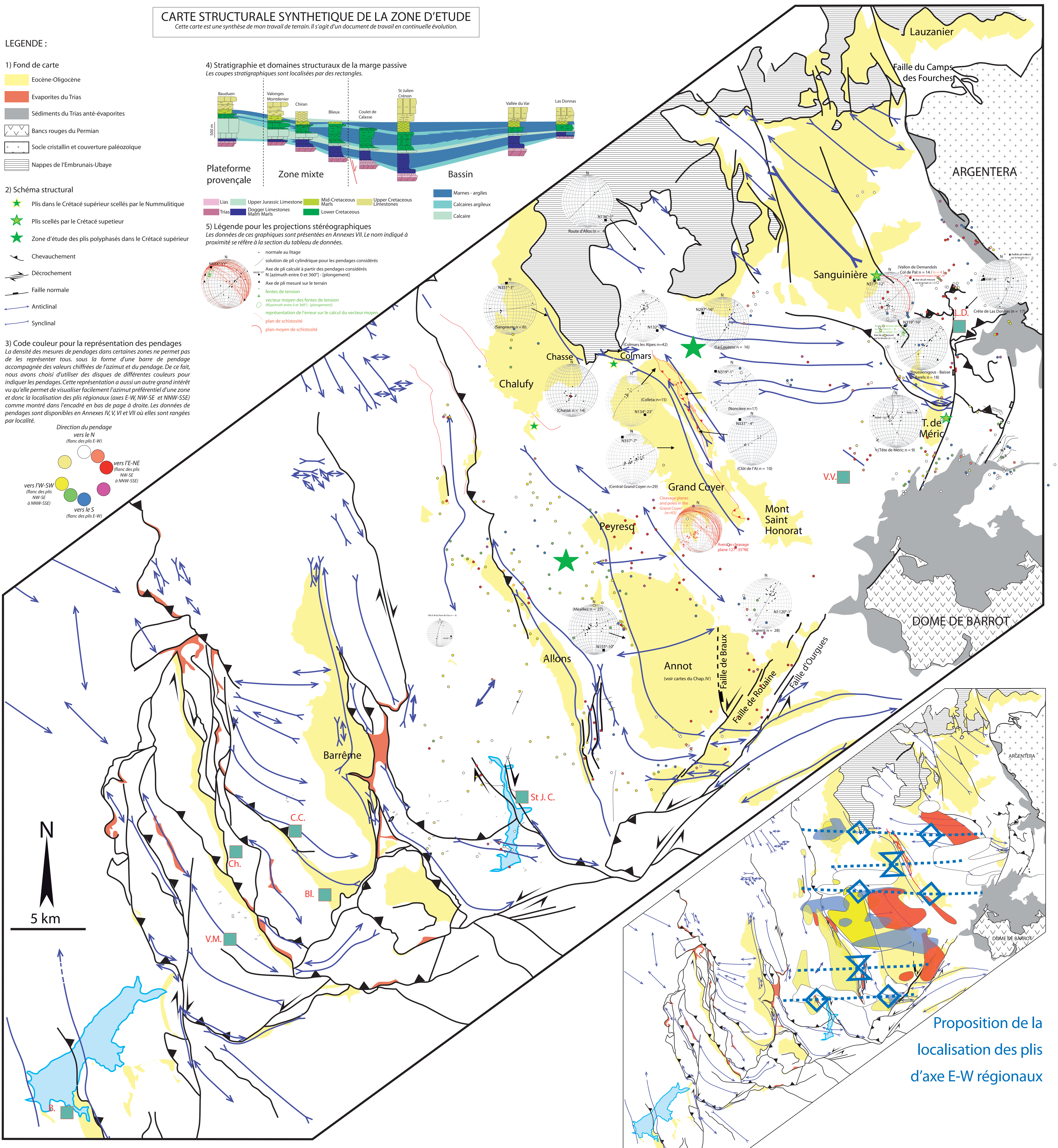


## 4) Stratigraphie et domaines structuraux de la marge passive

Les coupes stratigraphiques sont localisées par des rectangles.



- 5) Légende pour les projections stéréographiques
- Les données de ces graphiques sont présentées en Annexes VII. Le nom indiqué à proximité se réfère à la section du tableau de données.
- normale au litage
  - solution de pli cylindrique pour les pendages considérés
  - Axe de pli calculé à partir des pendages considérés N [azimut entre 0 et 360°] - [plongement]
  - Axe de pli mesuré sur le terrain
  - ▲ fentes de tension
  - ▲ vecteur moyen des fentes de tension (N [azimut entre 0 et 360°] - [plongement])
  - représentation de l'erreur sur le calcul du vecteur moyen
  - plan de schistosité
  - plan moyen de schistosité

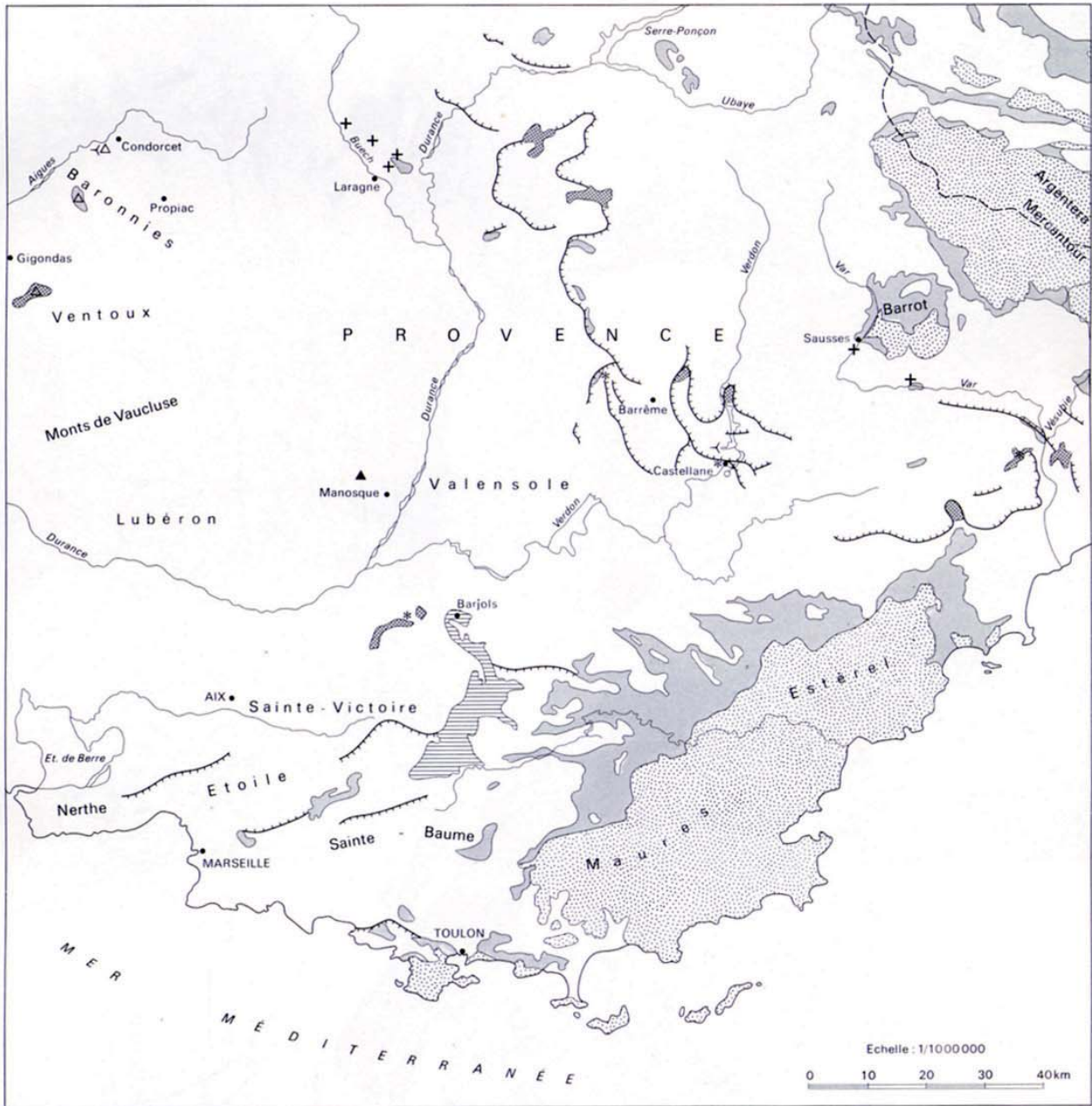



Proposition de la localisation des plis d'axe E-W régionaux



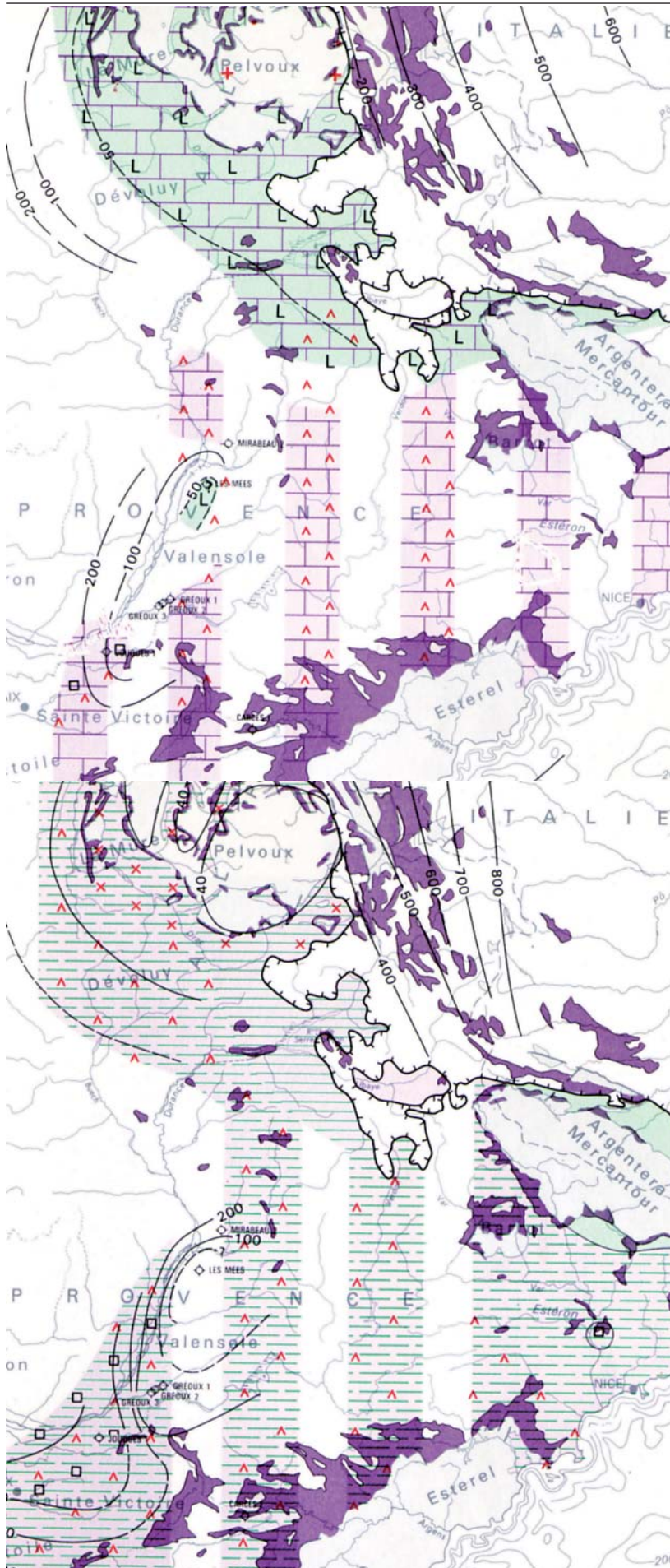
Principaux types de gisements du Trias dans les Chaînes subalpines méridionales et en Provence

Par J. Goguel



- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | Affleurements non tectonisés                                 |  | Dôme de sel  |
|  | Position en semelle à la base d'une unité chevauchante       |  | Dôme de sel épuisé   |
|  | Accumulation au confluent de plusieurs unités chevauchantes. |  | Affaissement par dissolution   |
|  | Lambeau de Muschelkalk entrainé du sein du Keuper gypsifère  |  | Source salée   |
|  | Diapir   |  | Accumulation évaporitique au rôle tectonique encore mal défini (Barjols) |





**Trias**

**PUISSANCE ET FACIÉS DE LA PARTIE INFÉRIEURE**  
(Intervalle compris entre le mur du Trias et le toit du terme carbonaté moyen)

Par M.-J. Lienhardt  
avec la collaboration de M. Aubague, J.-C. Barfétty, L. Courel,  
M. Durand, C. Glintzboeckel et J. Mégard-Galli

- Affleurement du Trias
  - THÉRY 1 Principaux sondages pétroliers ayant atteint ou traversé le Trias
  - 
 Front de chevauchement pennique et de la nappe ultra-helvétique du Chablais
  - 
 25 - Isopaques de la partie inférieure du Trias
- TERME CARBONATÉ MOYEN**  
(Muschelkalk supérieur dans les régions septentrionales, Ladinien supérieur et base du Carnien dans les régions méridionales)
- Faciès carbonatés
    - 1 - à sulfate de calcium
    - 2 - à grès et argilites gréseuses
  - Zones émergées des Massifs cristallins externes
- ANISIEN**  
(Muschelkalk moyen dans les régions septentrionales, équivalent probable dans les régions méridionales)
- Grès
  - Argilites gréseuses
  - Argilites sulfatées
  - Sel gemme massif
  - Pseudomorphoses de sel gemme

**Trias**

**PUISSANCE ET FACIÉS DE LA PARTIE SUPÉRIEURE**  
(Intervalle compris entre le terme carbonaté moyen et le sommet du Rhétien)

- Affleurement du Trias
  - CHAUME 1 Principaux sondages pétroliers ayant atteint ou traversé le Trias
  - 
 Front de chevauchement pennique et de la nappe ultra-helvétique du Chablais
  - 
 50 - Isopaques
- RHÉTIEN**
- Limite des argiles de Levallois
  - 
 Transgressif 1 - sur le terme carbonaté  
2 - sur le socle
- MARNES IRISÉES SUPÉRIEURES**  
(Régions septentrionales et équivalent possible dans les régions méridionales)
- Argilites
  - Argilites à carbonates
  - Argilites gréseuses
  - Sulfate de calcium
  - Sel gemme
  - Spillites
- MARNES IRISÉES MOYENNES**
- Limite d'extension vers l'Ouest de la dolomie de Beaumont
- MARNES IRISÉES INFÉRIEURES - CARNIEN**  
(Régions septentrionales et équivalent possible dans les régions méridionales)
- Grès bariolés
  - Argilites et argilites gréseuses
  - Argilites à sulfate de calcium et carbonates
  - Sel gemme



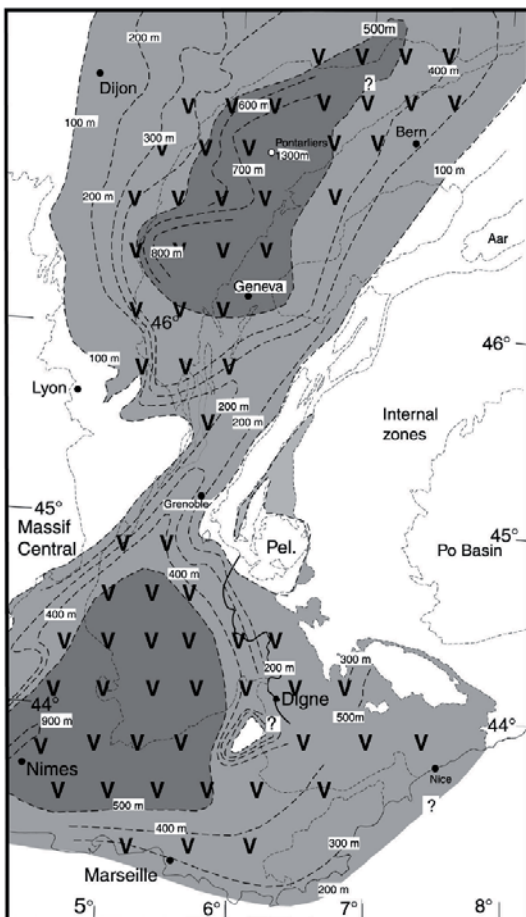
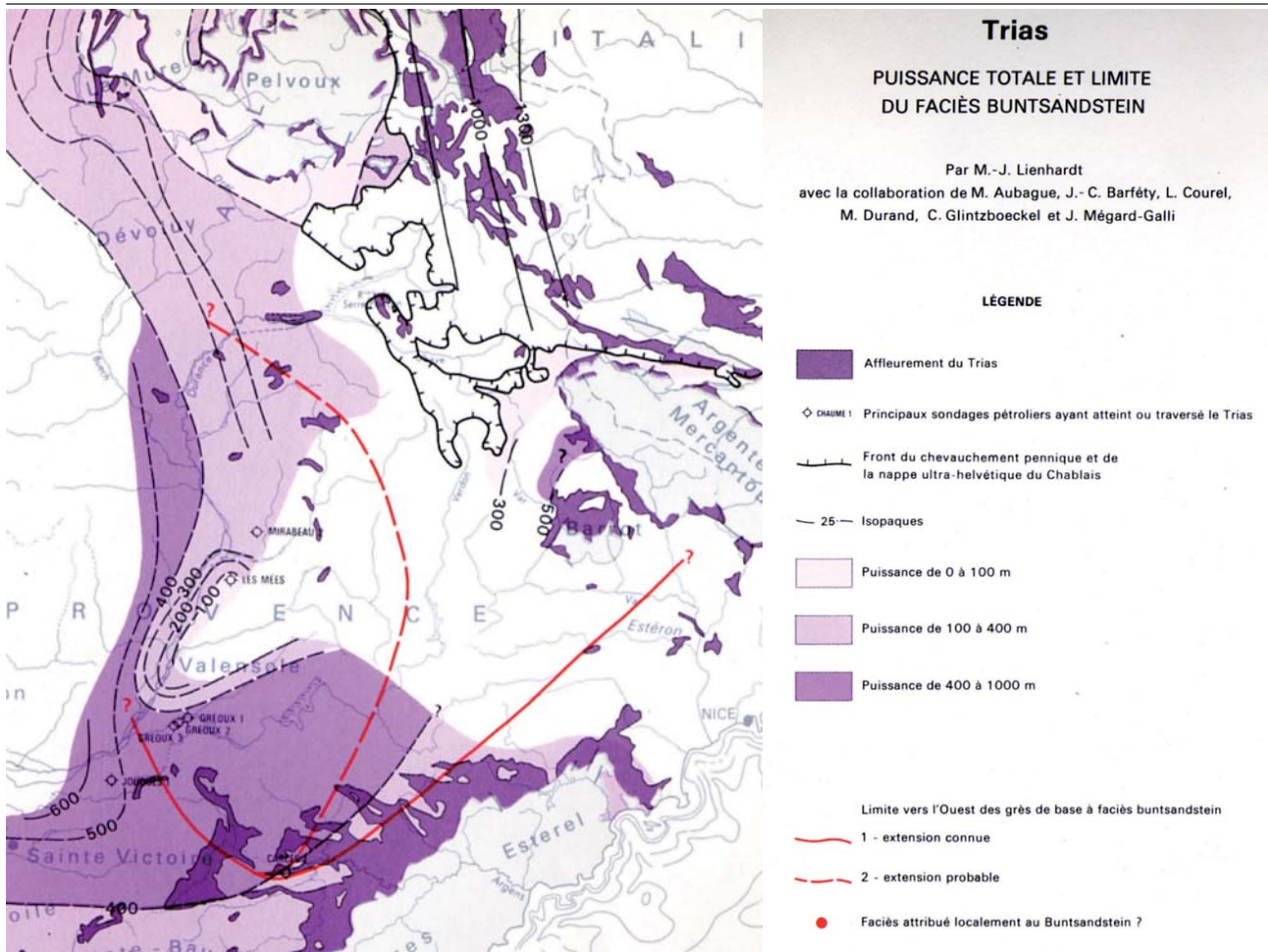
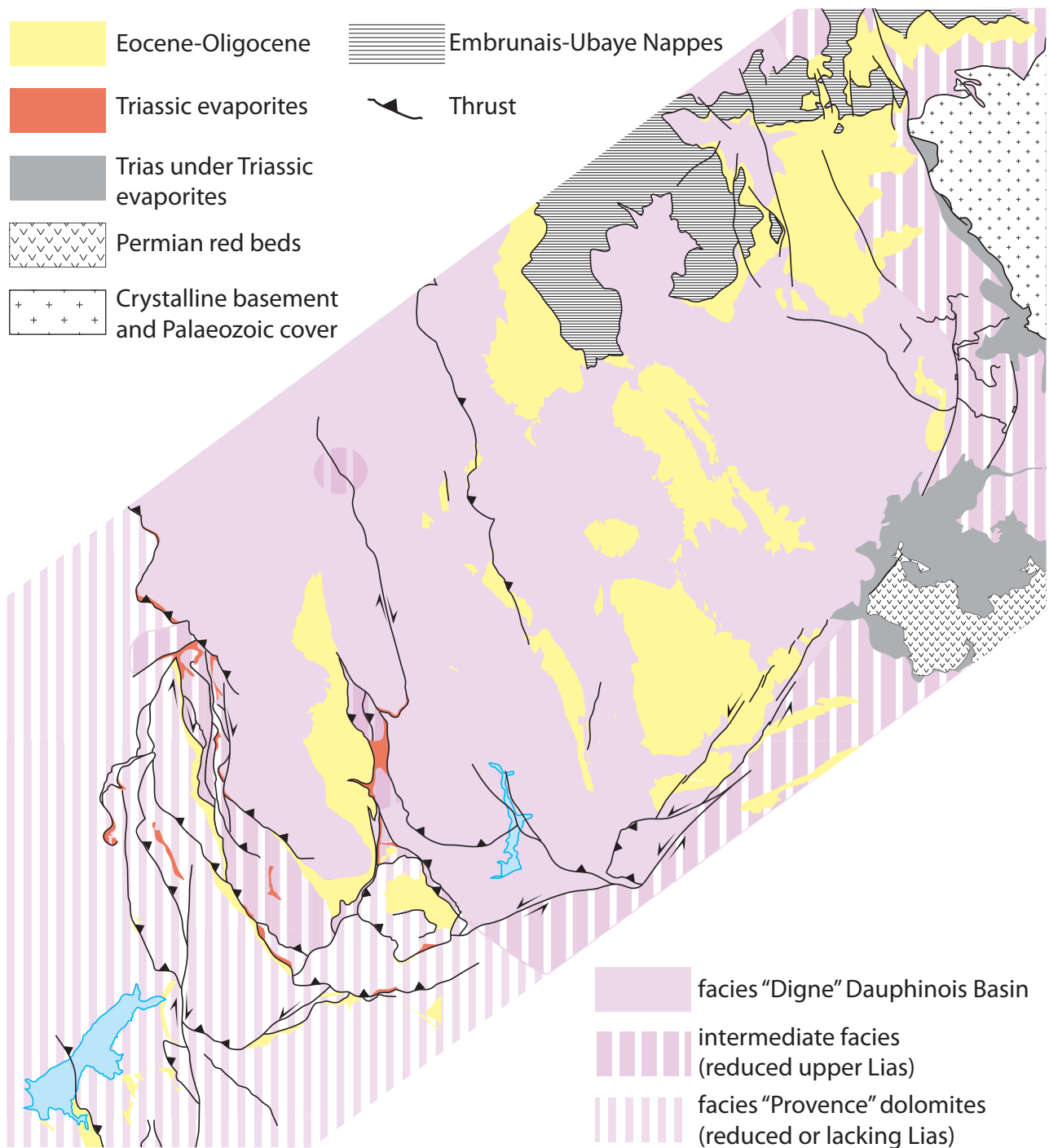


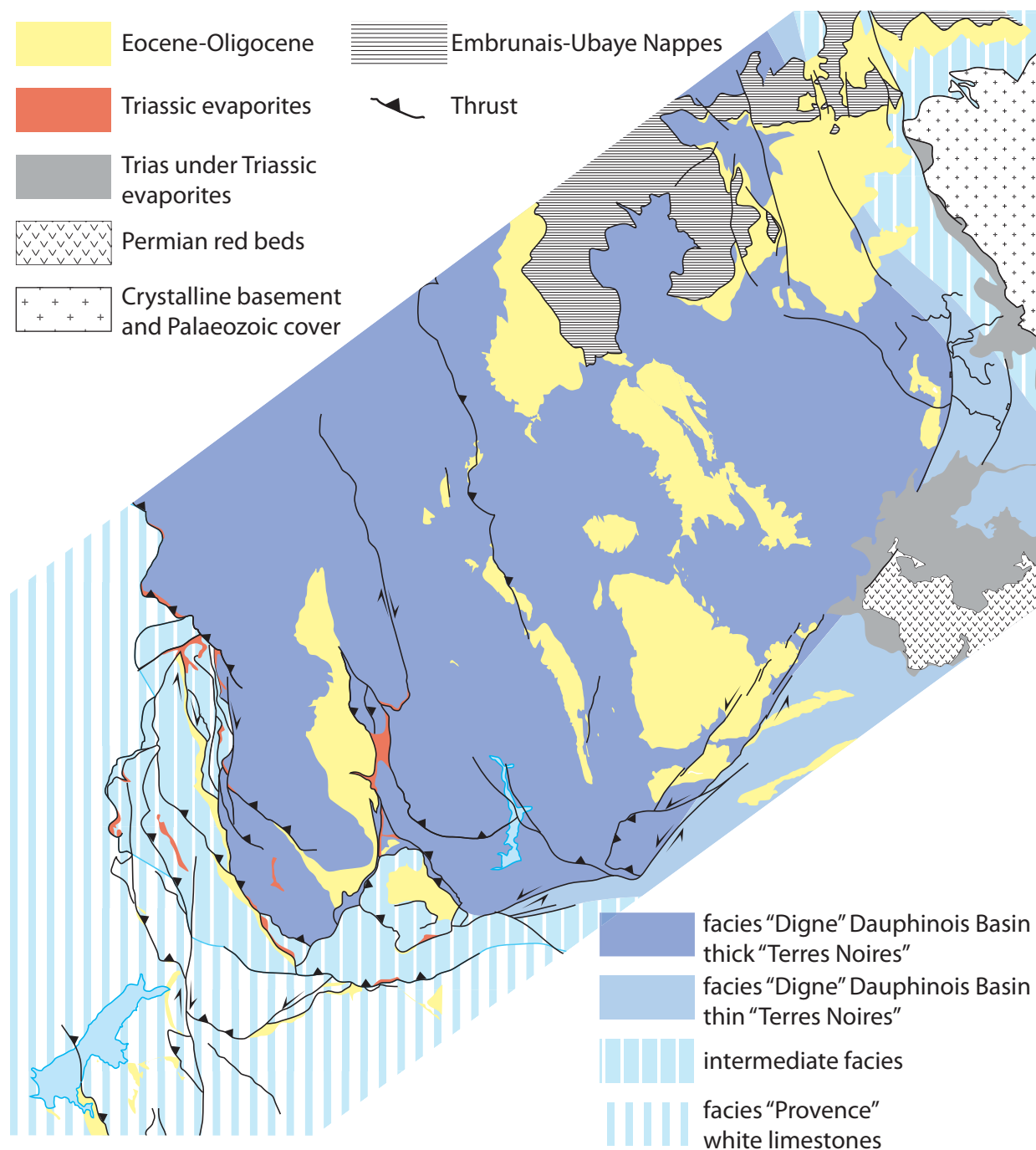
Figure 4. Present-day distribution and thickness of Triassic basins in the external Alpine arc and its foreland (deformed state). Light gray denotes the evaporitic basin (sequence thickness, >100 m), and the darker gray indicates the thickest parts of the succession. Evaporitic facies (v) occur at either Muschelkalk or Keuper levels, or both. Data are from Debrand-Passard et al. (1984) and Philippe et al. (1996). Pel.—Pelvoux-Belledonne crystalline massifs.

(Lickorish & Ford, 1998)



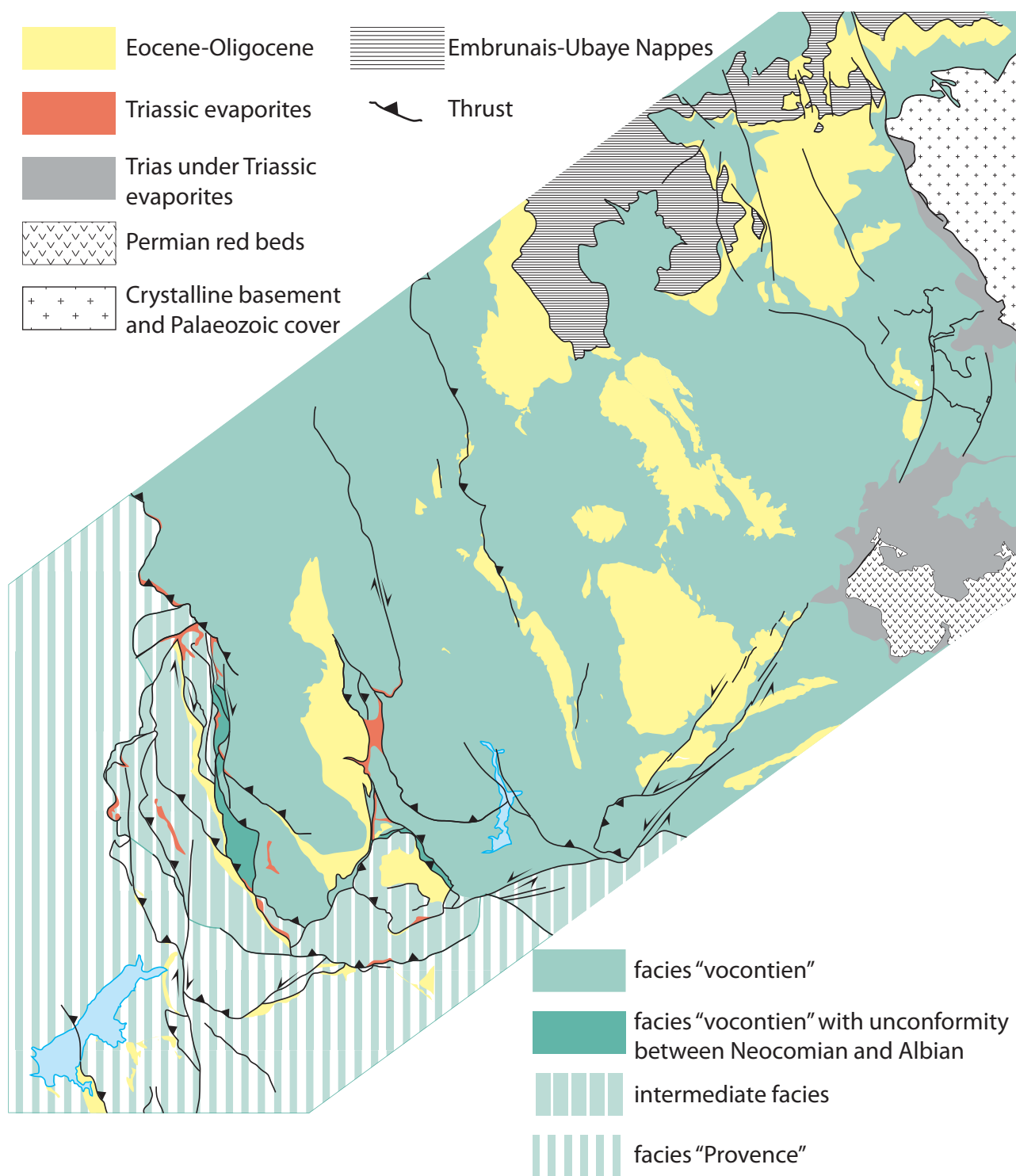


Liassic paleo-domains of the Tethyan passive margin

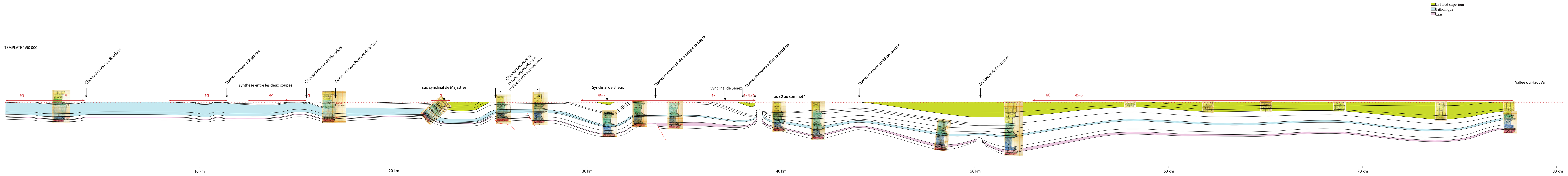


Paleo-domains of the Tethyan passive margin during upper Jurassic





Cretaceous paleo-domains of the Tethyan passive margin





AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE  
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL  
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

**Monsieur Jaume VERGÈS, Directeur de Recherche, Institut of Earth Sciences, CSIC, Barcelone, Espagne**

**Monsieur Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux 1, Talence**

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

**Madame SALLES Lise**

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,  
une thèse intitulée :

**« Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées : exemple des Grès d'Annot (Sud Est de la France) »**

en vue de l'obtention du titre de :

**DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE**

Spécialité : **« Géosciences »**

Fait à Vandoeuvre, le 18 mai 2010

Le Président de l'I.N.P.L.,

F. LAURENT



NANCY BRABOIS  
2, AVENUE DE LA  
FORET-DE-HAYE  
BOITE POSTALE 3  
F - 5 4 5 0 1  
VANDŒUVRE CEDEX



## **Contrôles structuraux en 3 dimensions de la sédimentation turbiditique dans les chaînes plissées: exemple des Grès d'Annot (SE de la France)**

*Résumé.* Les Grès d'Annot préservés dans les chaînes subalpines méridionales sont des turbidites riches en sable déposées dans le bassin d'avant pays alpin durant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur. La sédimentologie et la stratigraphie de ce système turbiditique ont été largement étudiées, néanmoins, le contexte structural reste mal connu. Cette thèse est consacrée à l'étude tectonique des Grès d'Annot en combinant un travail de terrain et l'utilisation d'outils de modélisation géométrique en 3D (gOcad) et cinématique (Trishear), centrés en particulier sur les sous-bassins d'Annot, du Grand Coyer et de Sanguinière. L'objectif est d'étudier l'héritage et l'évolution structural du bassin turbiditique et de le replacer dans le contexte régional du SE de la France.

Les résultats indiquent que le remplissage du bassin périalpin précoce (Eocène et Oligocène) est bien plus complexe qu'une simple migration de la sédimentation (Grès d'Annot) et de la déformation vers l'avant pays. Ils révèlent des interactions entre tectonique et sédimentation à différentes échelles.

- A l'échelle de l'avant-pays, une coupe équilibrée illustre le contrôle primordial de la marge passive salifère préexistante sur la structure de la chaîne plissée. Le sel triasique constitue un décollement basal régional, qui de par sa faiblesse, a accommodé une déformation alpine précoce d'une large zone de l'avant-pays dès l'Éocène moyen et supérieur. Les variations de stratigraphie mécanique des séries mésozoïques sont à l'origine d'un changement de style structural : lors de la compression, plusieurs niveaux de décollement actifs se développent dans la partie orientale où les séries sont plus argileuses et plus fines. Ceci induit, en surface, une géométrie de bassin complexe avec des plis de longueurs d'ondes différentes et des migrations de charnière au cours de la sédimentation turbiditique. L'héritage structural du bassin d'avant-pays, jusqu'alors sous-estimé, est le résultat de l'ouverture de la Téthys alpine et d'une déformation précoce régionale exprimée par des plis d'axe E-W qui débute dès le Crétacé supérieur et s'accroît durant l'Éocène moyen. Des résultats préliminaires de thermochronologie (datations U-Th/He sur zircons détritiques de grès moyens à grossiers ou de granodiorites présentes dans les coulées de débris du dépocentre de Sanguinière) suggèrent une exhumation des reliefs à l'origine du matériel détritique liée à cette déformation crétacée.
- L'étude structurale détaillée de la série des Grès d'Annot et de son substratum dans les sous-bassins d'Annot et du Grand Coyer permet de définir en 3D les connections entre les dépocentres et de proposer une évolution structurale des dépocentres à l'échelle du bassin. Les paléocourants montrent un parallélisme avec la direction des plis majeurs, indiquant un confinement alors que des directions divergentes à proximité des structures tectoniques plus mineures ou transverses suggèrent que ces dernières interagissent avec les écoulements. Les turbidites se déposent parallèlement dans plusieurs synclinaux alpins, actifs en alternance ou en même temps.
- A l'échelle des dépocentres, la modélisation géométrique en 3D du dépocentre d'Annot en utilisant gOcad permet d'identifier les structures héritées et de démontrer la contemporanéité du plissement alpin et des dépôts turbiditiques. La migration de l'onlap des dépôts de grès et la variation des pendages à l'intérieur des membres turbiditiques sont associées à une migration du dépocentre. Cette géométrie est liée à une migration de la charnière synclinale qui favorise une tendance des dépôts à migrer latéralement plutôt qu'à s'empiler.

D'un point de vue sédimentologique et stratigraphique, les Grès d'Annot sont connus pour être un bon analogue des réservoirs des grands fonds de type « riches en sable », situés sur les marges passives en aval de deltas. A la suite de ce travail, ils se révèlent être en outre un exemple de sédimentation turbiditique dans une chaîne plissée caractérisée par une alimentation axiale et plusieurs niveaux de décollement actifs.

*mots clés.* interactions tectonique-sédimentation - turbidite - chaînes plissées - modélisation géométrique en 3D - modélisation cinématique - héritage structural - marge passive salifère - Grès d'Annot - SE de la France - orogénèse alpine.

### **3D structural controls of turbidite sedimentation into fold and thrust belts: example of the Annot Sandstones (SE France)**

*Abstract.* The Annot Sandstone, exposed in the southern sub-alpine chains, consists of sand-rich turbidites deposited in the Tertiary Alpine foreland basin (Upper Eocene – Lower Oligocene Annot Sandstone basin). While the sedimentology and stratigraphy of this turbidite system have been largely described and discussed, its structural framework remains unconstrained. This thesis presents a study of the tectonics of the Annot Sandstone basin based on field surveys and 3D geometrical (gOcad) and kinematic modelling (Trishear), focusing in particular on the Annot, Grand Coyer and Sanguinière sub-basins. Objectives were to determine the structural evolution of the sub-basins, including the role of inherited features, and to use these data to better constrain the alpine tectonic history of SE France.

Infill of the early alpine foreland basin is more complex than a simple foreland migration of sedimentation and deformation. Results reveal complex interactions of tectonics and sedimentation at different scales during deposition of the Annot Sandstone.

- At the foreland scale, a balanced cross-section illustrates the critical control by the pre-existing salt-based passive margin architecture on the structure of the fold and thrust belt. Triassic evaporates regionally acted as a weak basal detachment, accommodating an early alpine deformation phase of the whole foreland from the Middle to Upper Eocene. Variations in mechanical stratigraphy within the Mesozoic sediments generated a change in structural style. For example, the eastern region is characterized by a thinner, shallier Mesozoic succession, leading to several active detachments during alpine compression. Multiple fold wavelengths and synsedimentary rolling hinges generated by these active detachments led to complex depocentres. The previously under-estimated structural heritage of the foreland basin derived from rifting and spreading of the Alpine Tethys and from an early regional deformation responsible for E-W trending folds, which began in the Late Cretaceous and increased during the Middle Eocene. Preliminary thermochronology results (U-Th/He datings on detrital zircons of medium to coarse sandstone blocks and granodiorite blocks from debris flows of the Sanguinière depocentre) suggest an exhumation of source areas during this Cretaceous deformation.
- A detailed study of structures within the Annot and Grand Coyer sub-basins and their Cretaceous substrate revealed connected depocentres evolving in 3D at the basin scale. Paleocurrent directions are mainly parallel to the main alpine fold axes recording structural confinement, while some diverging directions indicate flow interaction with minor or oblique tectonic features. Turbidites were deposited along the axis into several alpine synclines, which were simultaneously or successively active.
- Concerning the depocentre infill, 3D geometrical modelling of the Annot depocentre (using gOcad) was used to identify inherited structures and to constrain alpine fold activity during turbidite deposition. The onlap migration and the specific stacking and dip pattern within turbidite members (laterally rather than vertically stacked deposits) record depocentre migration linked with a rolling synclinal hinge.

Due to its sedimentology and its stratigraphy, the Annot Sandstone is well-known as an analogue for sand-rich reservoirs deposited at delta toes in deep-water passive margins. This study reveals that, structurally, it is also a good example of axially-sourced turbidite depocentres developed on a multi-detachment fold and thrust belt.

*key words.* interactions of tectonics & sédimentation - turbidite - fold and thrust belts - 3D geometrical modelling - kinematic modelling - structural heritage - passive salt margin - Annot Sandstone - SE France - alpine orogenesis.