



Raccourcissement alpin du massif des Ecrins : cinématique, calendrier tectonique et conditions pression-température

Mathieu Bellanger

► **To cite this version:**

Mathieu Bellanger. Raccourcissement alpin du massif des Ecrins : cinématique, calendrier tectonique et conditions pression-température. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2013. Français. <NNT : 2013ORLE2080>. <tel-01288545>

HAL Id: tel-01288545

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01288545>

Submitted on 15 Mar 2016

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

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

ÉCOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

BRGM, ISTO, ISTEP

THÈSE présentée par :
Mathieu BELLANGER

soutenue le : (13 Novembre 2013)

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Géosciences et Environnement

Raccourcissement alpin du massif des Ecrins:
Cinématique, calendrier tectonique
& conditions pression-température

THÈSE dirigée par :

Pr. Laurent JOLIVET	Professeur, Univ. d'Orléans
Dr. Nicolas BELLAHSEN	Maitre de conférence, Univ. Pierre et Marie Curie
Dr. Thierry BAUDIN	Géologue, BRGM, Orléans

RAPPORTEURS :

Pr. Mary FORD	Professeur, CRPG, Nancy
Dr. Yann ROLLAND	Maitre de conférence, Univ. Nice / Sophia-Antipolis

JURY :

Pr. Yann CHEN	Professeur, Univ. d'Orléans
Pr. Mary FORD	Professeur, CRPG, Nancy
Dr. Yann ROLLAND	Maitre de conférence, Univ. Nice / Sophia-Antipolis
Dr. Stéphane GUILLOT	Directeur de Recherche, CNRS, ISTERre, Grenoble
Pr. Laurent JOLIVET	Professeur, Univ. d'Orléans
Dr. Nicolas BELLAHSEN	Maitre de conférence, Univ. Pierre et Marie Curie
Dr. Thierry BAUDIN	Géologue, BRGM, Orléans
Dr. Romain Augier	Maitre de conférence, Univ. d'Orléans (Invité)

I.	INTRODUCTION	11
1.	<i>But de l'étude</i>	12
2.	<i>Organisation de ce travail</i>	14
II.	CONTEXTUALISATION, MONOGRAPHIE ET PROBLEMATIQUES	15
A.	LE COMPLEXE MEDITERRANEEN	17
1.	<i>Une portion des chaînes Alpines</i>	18
2.	<i>Grands traits structuraux de la méditerranée</i>	20
a)	Continents, océans, microcontinents et bassins arrière-arc.	20
b)	Les panneaux plongeants méditerranéens	21
c)	La déformation du manteau	22
d)	Cinématique instantanée et finie	24
e)	Termes usuels.....	24
B.	LES ALPES OCCIDENTALES	28
1.	<i>Portion des Alpes</i>	29
2.	<i>Introduction à l'histoire des Alpes Occidentales</i>	32
a)	Divergence: Du rifting à l'océanisation.....	32
b)	Convergence: de la subduction à la collision.....	32
3.	<i>Paléogéographie au Mésozoïque: rifting et océanisation</i>	33
a)	Le domaine Extra-Alpin.....	33
b)	Le domaine Dauphinois	33
c)	Le domaine Valaisan	34
d)	Le domaine Briançonnais.....	34
e)	Le domaine Piémontais	35
4.	<i>Structure actuelle: un empilement de nappes</i>	38
5.	<i>Flux de matière durant la convergence</i>	42
a)	Données cinématiques: 1 ^{er} ordre	42
b)	Données du métamorphisme et de la radiochronologie: 1 ^{er} ordre	44
c)	P-T-t-d des unités Austroalpines	47
d)	P-T-t-d des unités Liguro-Piémontaises	47
(a)	Les Alpes Ligures Liguro-Piémontaise.....	47
(b)	Queyras et Alpes Cottiennes.....	47
(c)	Vallée d'Aoste	47
e)	P-T-t-d des massifs cristallins internes.....	47
(a)	Le massif de Dora Maira.....	47
(b)	Le massif de Grand Paradiso.....	47
f)	P-T-t-d du domaine Briançonnais.....	47
(a)	Les Alpes Ligures Briançonnaise	47
(b)	Partie Sud du domaine Briançonnais	47
(c)	Partie Médiane du domaine Briançonnais	47
(d)	Le massif de Vanoise-Ambin	47
(e)	Partie Nord du domaine Briançonnais	47

g)	P-T-t-d des massifs cristallins externes et de leur couverture	47
(a)	Le massif de l'Argentera	50
(b)	Les nappes de l'Embrunais-Ubaye et la nappe de Digne	51
(c)	Le massif des Ecrins et sa couverture	51
(d)	Le massif du Mont Blanc et sa couverture	52
(e)	Les massifs de l'Aar et du Gotthard et leur couverture	53
h)	Cinématique et âge des chaînes Subalpine et du Jura	53
(a)	Vercors et Chartreuses	53
(b)	Bornes, bassin molassique et Jura	54
i)	Les riftings Oligocènes	56
j)	ZFT et AFT: une synthèse de l'exhumation	57
6.	<i>Rétro-déformation vue en coupes</i>	57
a)	Coupes historiques	57
b)	Dernière reconstitutions des Alpes Occidentales depuis 170Ma	57
7.	<i>Modèles géodynamiques de la collision</i>	58
a)	Synchronisme entre extension, convergence et décrochement	58
b)	Le raccourcissement d'une chaîne arquée	60
c)	Exhumation syn-convergence d'unité de Haute Pression	64
d)	Mouvements asthénosphériques et subductions	64
8.	<i>Bilan méthodologique</i>	64
C.	LE MASSIF DES ECRINS	65
1.	<i>Introduction</i>	66
2.	<i>Histoire Paléozoïque</i>	67
a)	Introduction	67
b)	Anté-Dévonien	69
c)	Dévono-Dinantien	69
d)	Carbonifère supérieure	69
e)	Permien	69
3.	<i>Marqueurs de la divergence Mésozoïque</i>	70
a)	Dépôts anté-rift	70
(a)	Grès et conglomérats de base	70
(b)	Dolomies et calcaires	71
(c)	Cas des Gypses, cas des Cagneules	71
(d)	Schistes dolomitiques	73
(e)	Formations du toit du Trias	74
b)	Initiation du rifting	74
c)	Le rifting: failles normales et dépôts syn-rifts	76
d)	Distribution cartographique des failles Liasiques: une revue	79
(a)	A l'échelle du Sud-Est de la France	79
(b)	A l'échelle du massif des Ecrins	81
e)	Quel pendage pour ces failles normales ?	82
f)	Répartition de l'épaisseur des sédiments syn-rift	84

g)	Les dépôts post-rift	85
4.	Marqueurs de la convergence Cénozoïque	86
a)	Déformation de la couverture	86
(a)	Dans le bassin de Bourg d'Oisans	88
(b)	Dans le bassin d'Emparis.....	89
(c)	Dans les flyschs Priaboniens des A. d'Arves et du Cheval Noir	91
(d)	Dans le massif de Morges.....	94
(e)	Dans les formations du Sud-Ouest du massif des Ecrins	95
(f)	Dans le Champsaur	98
b)	Déformation du socle	99
(a)	Plis de Socle	99
(b)	Chevauchement et réactivation de structures héritées	105
(c)	Néoformation de zones de cisaillements	107
c)	Cinématique	112
d)	Conditions du métamorphisme et âges radiométriques.....	115
5.	Synthèse	124
a)	Style de déformation et réactivation versus néoformation	124
b)	Chronologie de la déformation	127
(a)	Les différentes phases de déformation	127
(b)	Raccourcissements et série nummulitique.....	130
(c)	Cinématique.....	131
c)	Condition du métamorphisme	135
(a)	Chemin P-T-t-d	135
(b)	Géométrie des nappes internes	135
III.	RESULTATS ET DISCUSSION	139
A.	STRUCTURES ET CINEMATIQUES	140
1.	1^{er} article (soumis à Tectonics): Développement des zones de cisaillement dans le socle et cinématique du raccourcissement dans le massif des Ecrins, Alpes Occidentales.....	140
a)	Abstract.....	142
b)	Introduction.....	143
c)	Geological and geodynamic setting	145
(a)	The Variscan basement	147
(b)	The Mesozoic cover	148
(c)	Subduction of the Ligurian Ocean and subsequent collision	149
(d)	Structural style of the deformation in the external zones	152
d)	Results of the structural analysis	154
(a)	Basement shear zones.....	154
(b)	Shortening kinematics	165
(c)	Balanced cross-sections	170
e)	4. Discussion	175
(a)	Basement deformation	175

(b)	Shortening kinematics of the proximal European margin	179
f)	Conclusion.....	183
g)	Acknowledgements.....	185
h)	References	185
2.	<i>Données complémentaires</i>	194
a)	Les bassins d'Emparis et de la Grave	194
(a)	Séries à l'Ouest du chevauchement de Roselend (bassin d'Emparis)	194
(b)	Séries à l'Est du chevauchement de Roselend (bassin de la Grave)	196
b)	Comportement de la couverture lors du plissement du socle	199
c)	Modèles et implications	202
d)	Les zones de cisaillements Alpines découvertes:	204
B.	METAMORPHISME ET CHRONOLOGIE	208
1.	<i>2nd article: Le raccourcissement de la marge Européenne Dauphinoise</i> <i>(massif des Ecrins, Alpes Occidentales): De nouvelles connaissances fournies par des</i> <i>estimations de température et des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar in-situ dans des zones de</i> <i>cisaillement du socle.....</i>	208
a)	Abstract.....	210
b)	Introduction.....	211
c)	Geological settings	213
(a)	Western Alps.....	213
(b)	External zone, from Belledonne to the Ecrins massifs: an overview.....	214
d)	Reverse shear zones: shortening structures in the Ecrins massif.....	217
(a)	Inherited and shortening structures	217
(b)	Shear zones: behavior and ages.....	218
(c)	Sampling strategy and method	219
e)	Methods.....	221
(a)	Raman spectrometry of carbonaceous material (RSCM)	221
(b)	Microprobe analysis, minerals composition and P-T estimates.....	222
(c)	In-situ ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar dating	224
f)	Results	225
(a)	Temperature constraints	225
(b)	Structural position, habitus and chemical composition of white micas	231
(c)	Ages constraints.....	235
g)	Discussion	240
(a)	The thermal history: news constrains and implications	240
(b)	Significance of ages	244
(c)	A tectonic scenario	249
h)	Conclusions	255
i)	References	256
2.	<i>Données complémentaires</i>	269
a)	Tables de données.....	269
(a)	Raman	269

(b)	Datation Ar/Ar.....	271
IV.	SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	275
A.	A L'ECHELLE DU MASSIF DES ECRINS	277
1.	<i>Mécanismes de la déformation</i>	278
a)	De nouvelles structures sont-elles créées ?.....	278
(a)	Les zones de cisaillement	278
(b)	Les nappes de socle.....	278
(c)	Fentes Alpines à quartz	279
b)	L'héritage influence-t-il le développement des structures Alpines ?.....	279
(a)	Les failles héritées du rifting Liasique sont-elles réactivées ?	279
(b)	La foliation héritée de l'orogénèse Varisque est-elle réactivée ?.....	279
(c)	Les propriétés lithologiques ont-elles un effet sur la déformation ?.....	279
(d)	L'héritage structurale influence t-il la cinématique de la déformation ?.....	280
c)	Plissements et décollements dans la couverture	280
d)	Implication pour la rhéologie de la croûte durant le raccourcissement.	280
e)	Existe-t-il un demi-graben sous le bassin de la Grave ?.....	281
2.	<i>Cinématique</i>	282
a)	Quelle est l'évolution de la direction des déplacements?	282
(a)	Histoire anté-Priabonienne	282
(b)	Histoire syn- à post-Priabonienne.....	282
b)	Quelle est la part du partitionnement?.....	283
c)	Quelle est la quantité de raccourcissement ?.....	284
3.	<i>Histoire thermo-barométrique des Ecrins</i>	284
a)	Comment se répartit la température maximum d'enfouissement ?.....	284
(a)	Où sont les variations de ce T_{max} ?.....	284
(b)	Quelle est la signification du T_{max} (tectonique vs. sédimentaire) ? Est-elle synchrone ?.....	285
b)	Quelles sont les conditions P-T de la déformation ?	285
4.	<i>Age de la déformation</i> ?	286
a)	Que date t-on ?.....	286
b)	Histoire de la déformation	286
(a)	Signification des âges au regard de la littérature.....	286
(b)	Datation des directions de transport E-O et NO-SE	287
(c)	Distribution des âges de la déformation sur un gradient de déformation ...	287
(d)	Distribution des âges de la déformation sur une coupe E-W	288
5.	<i>Apport de nos données pour la connaissance de la géologie du massif des Ecrins</i>	290
a)	Histoire anté-nummulitique.	290
b)	Histoire syn-nummulitique.	291
c)	Histoire post-nummulitique	292
B.	A L'ECHELLE DES ALPES OCCIDENTALES	293

1.	Chronologie	294
a)	Répartition de l'âge de la sédimentation	294
b)	Répartition de l'âge du magmatisme.....	297
c)	Répartition de l'âge de la déformation et cinématique	299
(a)	45-37Ma	299
(b)	37-33Ma	299
(c)	33-25Ma	300
(d)	25-16Ma	302
(e)	16-0Ma	302
d)	Répartition de l'âge du pic du métamorphisme.....	302
e)	Répartition de l'âge de l'exhumation	303
2.	Cinématique Oligocène	306
(a)	Sédimentation et magmatisme	306
(b)	Raccourcissement et partitionnement	306
C.	CONCLUSIONS	309
1.	De nouvelles observations et mesures	311
a)	Des zones de cisaillement inverses	311
b)	Nouvelles données cinématiques	311
c)	Sur la résistance de la croûte durant la déformation	312
d)	Sur la quantité de raccourcissement	312
e)	Sur l'âge du raccourcissement	312
f)	Sur le métamorphisme.....	312
g)	Sur le raccourcissement E-W des Alpes Occidentales	313
2.	Perspectives	313
V.	ANNEXES	315
A.	ANNEXE 1	316
c)	P-T-t-d des unités Austroalpines	316
d)	P-T-t-d des unités Liguro-Piémontaises	316
(a)	Les Alpes Ligures Liguro-Piémontaise.....	316
(b)	Queyras et Alpes Cottiennes.....	317
(c)	Vallée d'Aoste	318
e)	P-T-t-d des massifs cristallins internes.....	318
(a)	Le massif de Dora Maira.....	318
(b)	Le massif de Grand Paradiso.....	319
f)	P-T-t-d du domaine Briançonnais.....	320
(a)	Les Alpes Ligures Briançonnaise	320
(b)	Partie Sud du domaine Briançonnais	320
(c)	Partie Médiane du domaine Briançonnais.....	321
(d)	Le massif de Vanoise-Ambin	323
(e)	Partie Nord du domaine Briançonnais	324
B.	ANNEXE 2	326

j)	ZFT et AFT: une synthèse de l'exhumation	326
6.	<i>Rétro-déformation vue en coupes</i>	327
a)	Coupes historiques	327
b)	Dernière reconstitutions des Alpes Occidentales depuis 170Ma	327
C.	ANNEXE 3.....	330
c)	Exhumation syn-convergence d'unité de Haute Pression	330
d)	Mouvements asthénosphériques et subductions.....	335
8.	<i>Bilan méthodologique.....</i>	338
D.	ANNEXE 4.....	339
d)	Anté-Dévonien	341
e)	Dévono-Dinantien	342
f)	Carbonifère supérieure.....	344
g)	Permien	345
E.	ANNEXE 5.....	347
F.	ANNEXE 6.....	358
VI.	LISTE DES FIGURES.....	371
VII.	REFERENCES	381

I. Introduction

1. But de l'étude

La Terre, dynamique, résorbe son histoire le long de frontières de plaques convergentes. La Méditerranée est devenue une frontière de ce type au Crétacé supérieur, suite à l'ouverture de l'Atlantique qui a entraîné une convergence d'orientation subméridienne entre les plaques Eurasienne et Africaine (Fig. I-1). Dans cette zone de convergence N-S, la présence de zones extensives et de zones raccourcies selon une direction E-W témoigne d'une dynamique complexe, qui semble en partie expliquée par le retrait des slabs [Faccenna et al., 2004; Jolivet et al., 2009].

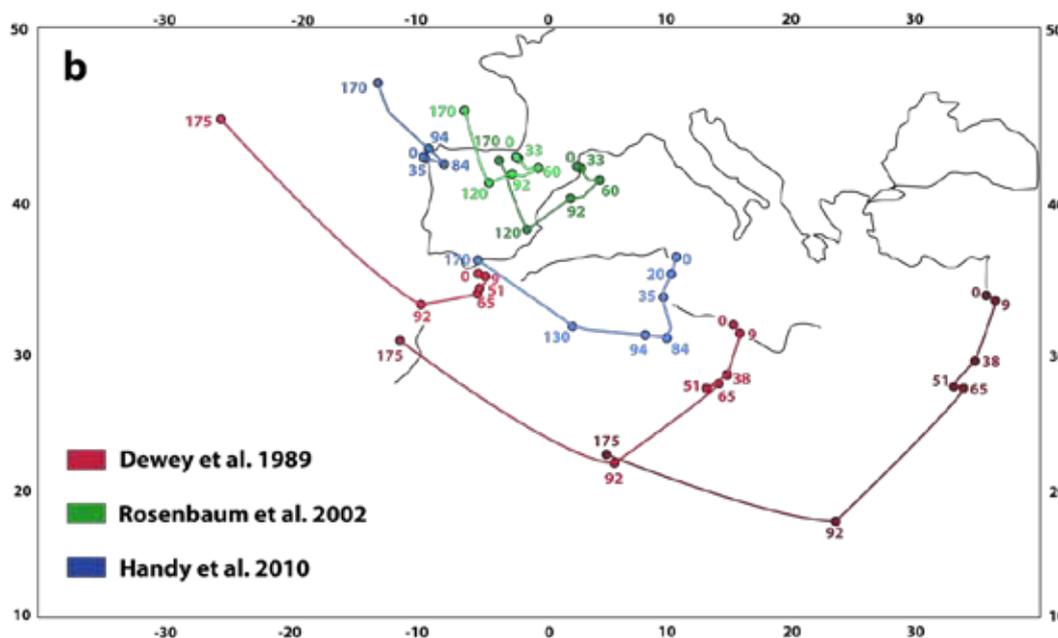
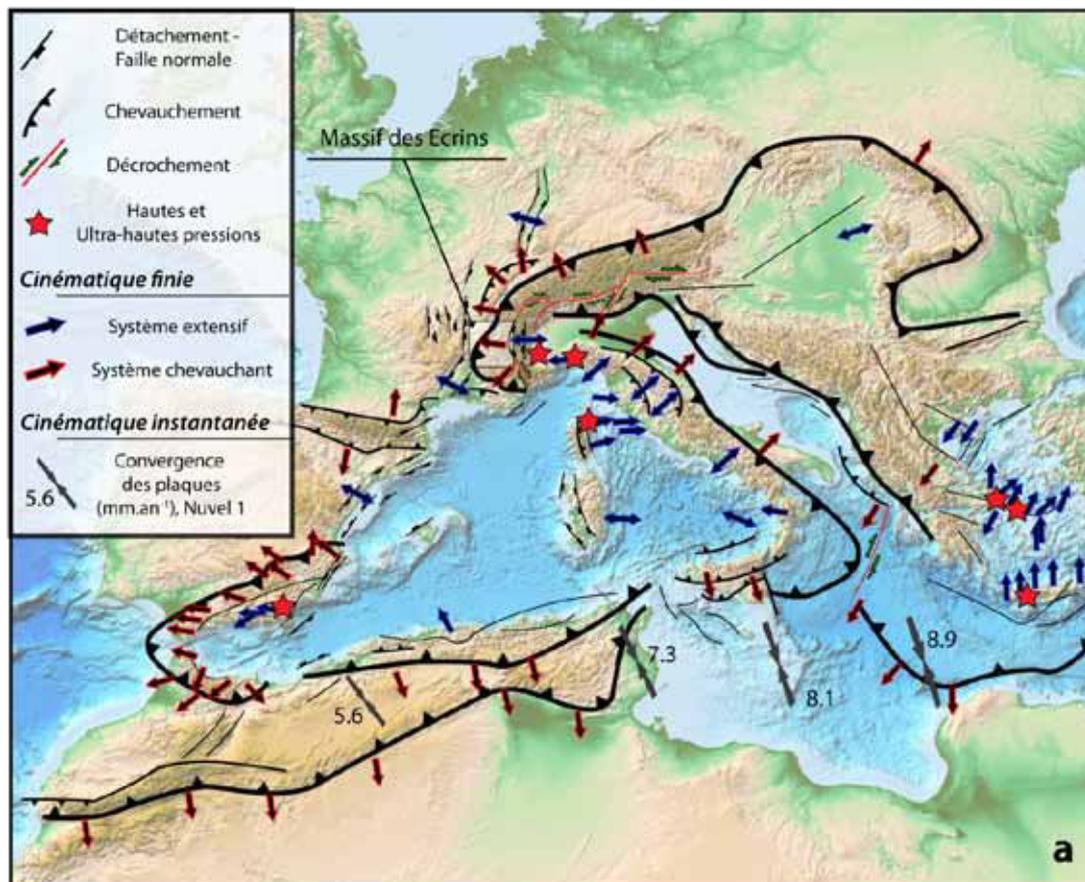
Les Alpes, portion arquée de cette frontière, présente elle aussi des témoins d'une dynamique extensive et de raccourcissement E-W. La dynamique des slabs est-elle à l'origine de cette histoire ? Pour pouvoir en discuter, il est nécessaire d'augmenter la résolution de nos connaissances des chemins P-T-t-d de l'Arc Alpin, essentiel pour reconstruire la cinématique de son édification et les origines de cette édification.

Le massif des Ecrins, portion de la zone externe des Alpes Occidentales, offre un site particulièrement adapté à cet objectif. Les données structurales qui existent, essentiellement dans la couverture, révèlent la présence d'une direction de raccourcissement majeure orienté E-W. Néanmoins, l'évolution cinématique du raccourcissement de ce massif reste débattue et les données P-T-t-d -du socle notamment- restent éparses et incertaines.

Le but de cette thèse est donc d'apporter de nouvelles données P-T-t-d dans le massif des Ecrins, portion de la zone externe des Alpes Occidentales qui présente des témoins d'un raccourcissement E-W, énigmatique à l'échelle méditerranéenne.

Les moyens mis en œuvres vont de l'observation de terrain à l'analyse microstructurale, chimique et isotopique en laboratoire (lames minces, RAMAN, EPMA, datations Ar/Ar).

Cette thèse a été financée à 100% par le BRGM et a été construite autour d'une collaboration entre l'UPMC, l'ISTO et le BRGM.



I-1 : (a) Frontières tectoniques majeures et directions de déplacements en Méditerranées (Modifié d'après [Vignaroli et al., 2009]). (b) Déplacement relatif de l'Ibérie et de l'Afrique pour une Eurasie fixe selon divers auteurs [Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002a; Handy et al., 2010].

2. Organisation de ce travail

Ainsi, cette thèse est une étude de terrain, un travail en grande partie naturaliste, qui vise à mieux comprendre la cinématique de l'édification de l'arc Alpin.

Dans une première partie, je présente successivement les connaissances de la géodynamique méditerranéenne puis celles des Alpes Occidentales, de manière plus exhaustive. Cette longue description peu commune dans une thèse est selon moi une contextualisation nécessaire pour une bonne appréhension de notre zone d'étude dans sa structure d'ensemble. Cette partie est essentielle au transfert d'échelle qui permet d'intégrer notre zone d'étude au sein de la superstructure qu'est la frontière de plaque méditerranéenne. Enfin, je propose dans un troisième chapitre une monographie régionale qui détaille le massif des Ecrins et qui pose les limites actuelles de nos connaissances

Nos travaux de recherche, portant sur le massif des Ecrins, s'intègrent dans une troisième partie. J'expose la contribution de cette thèse sous forme de deux articles représentant chacun un chapitre et couplés à quelques observations complémentaires. Le premier article est une description structurale de la zone d'étude qui contraint l'histoire cinématique du massif des Ecrins: style de la déformation, mécanismes de la déformation, direction de raccourcissement et taux de raccourcissement apportent un regard nouveau sur l'histoire géodynamique du massif. Le second article fournit de nouvelles données P-T-t-d et contraint ainsi l'histoire tectono-métamorphique du massif des Ecrins.

La quatrième partie fait la synthèse des résultats apportés par nos travaux. Ceux-ci permettent de contraindre les connaissances de l'histoire cinématique de la convergence à l'échelle du massif des Ecrins puis à l'échelle des Alpes Occidentales.

II. Contextualisation, monographie et problématiques

A. Le complexe méditerranéen

17

1. Une portion des chaînes Alpine
2. Grands traits structuraux de la méditerranée

1. Une portion des chaînes Alpines

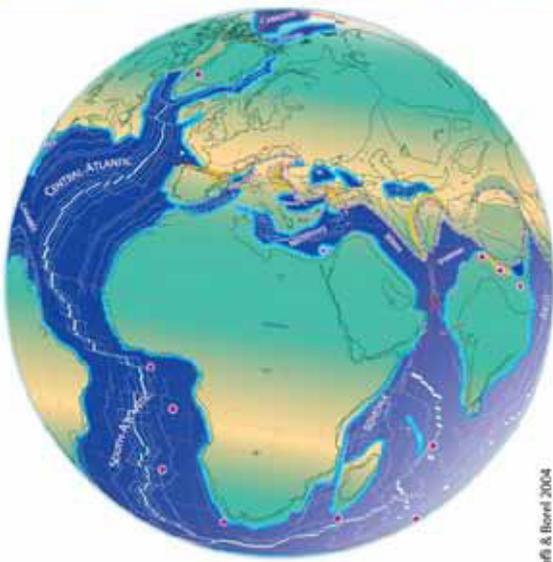
« On appelle chaînes alpines les chaînes de montagnes formées pendant le cycle orogénique alpin, qui s'étend sur l'ensemble des ères secondaire et tertiaire, pendant les derniers 245 millions d'années de l'histoire du globe terrestre. »

Jean Aubouin, Encyclopédia Universalis

Cette dénomination regroupe donc des chaînes de montagne aux histoires contrastées. Elles s'alignent néanmoins selon deux axes principaux : (1) une direction méridienne pour la ceinture péripacifique ; (2) une direction latitudinale pour la ceinture téthysienne (des caraïbes à l'Indonésie). Cette dernière, dont fait partie les Alpes, doit son nom à la Téthys, un ancien océan qui aurait été subducté le long de ce couloir orogénique [Tapponnier, 1977]. Il est désormais admis que la ceinture téthysienne a une histoire plus complexe, impliquant plusieurs océans (Paléotéthys, Néotéthys, Téthys Alpine,...) et microcontinents (Fig. II-1). De plus, elle est au moins active depuis le cycle Varisque (Paléozoïque) [Stampfli and Kozur, 2006].

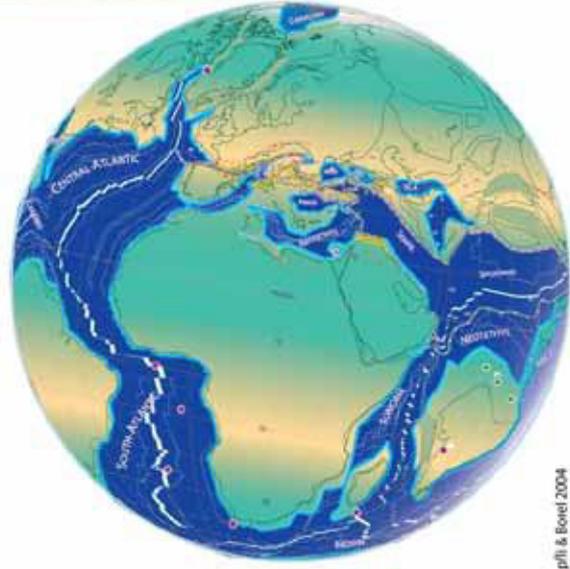
Les reconstructions permettent une vision intégrée de l'histoire de la ceinture téthysienne. Celles réalisées par [Stampfli and Borel, 2002; Stampfli and Kozur, 2006] se basent sur des données géodynamiques, géophysiques et paléomagnétiques notamment¹. Elles considèrent de nombreux blocs indépendants sur l'ensemble de la surface du globe, ce qui a l'avantage de contraindre les données entre elles. Une information importante à retenir de ces reconstructions est que la frange nord du Gondwana (Amérique du Sud-Afrique-Arabie-Inde) est active depuis au moins le Cambrien, il y a quelques 500 Ma. C'est au moins depuis cette époque que des fragments de ce grand continent (Avalonia, Leon, Armorica, Moldanubia,...) sont détachés de sa bordure par océanisation. Ces derniers vont ensuite s'accréter contre Laurussia (Laurentia+Baltica+Avalonia) après la fermeture des océans qui les ont individualisés (Medio-Européen, Rhéic, Paléothétys, Néothétys,...) [Stampfli and Borel, 2002; Faure et al., 2005; Stampfli and Kozur, 2006].

¹ D'autres reconstructions existent, essentiellement basée sur des données paléogéographiques (les plus connues sont celles de R. Blackey ou de C.R. Scotese). Ces reconstructions sont placées pour mémoire dans les données numériques. Bien entendu, elles ne possèdent qu'une valeur indicative, mais sont un cadre générale essentiel pour les reconstructions locales.



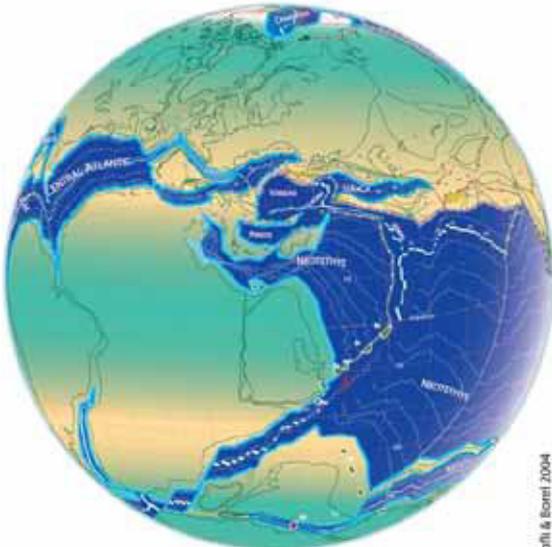
45 Ma - Lutetian (an. 21)

Stampfli & Borel 2004



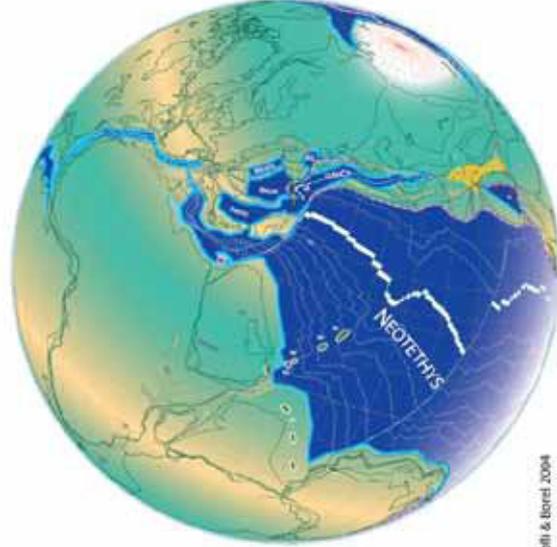
70 Ma - Early Maastrichtian (an. 31)

Stampfli & Borel 2004



121 Ma - Barremian-Aptian (an. M0)

Stampfli & Borel 2004



180 Ma - Toarcian-Aalenian

Stampfli & Borel 2004

II-1: La ceinture téthysienne depuis 180 Ma.

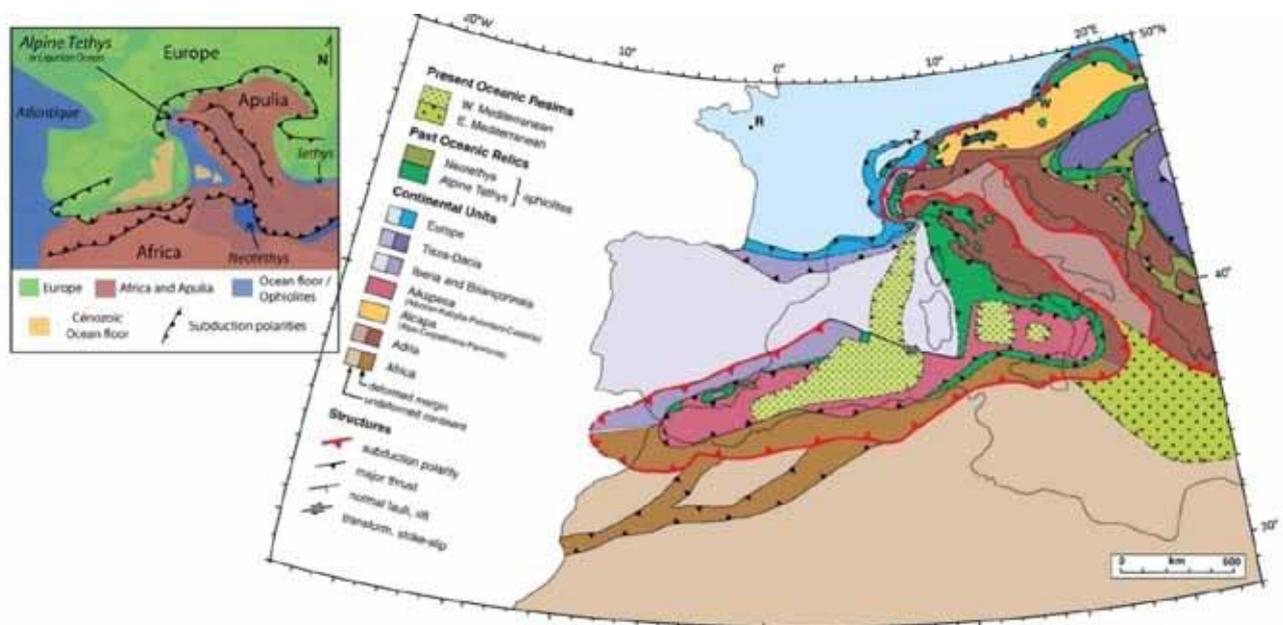
Ces reconstructions résultent en grande partie de la compréhension de l'architecture de la ceinture téthysienne, qui a été le siège des divergences et convergences traduisant une grande partie des mouvements des grands continents depuis au moins 500 Ma. L'amélioration des reconstructions passe donc inévitablement par une meilleure connaissance du détail de cette grande frontière.

2. Grands traits structuraux de la méditerranée

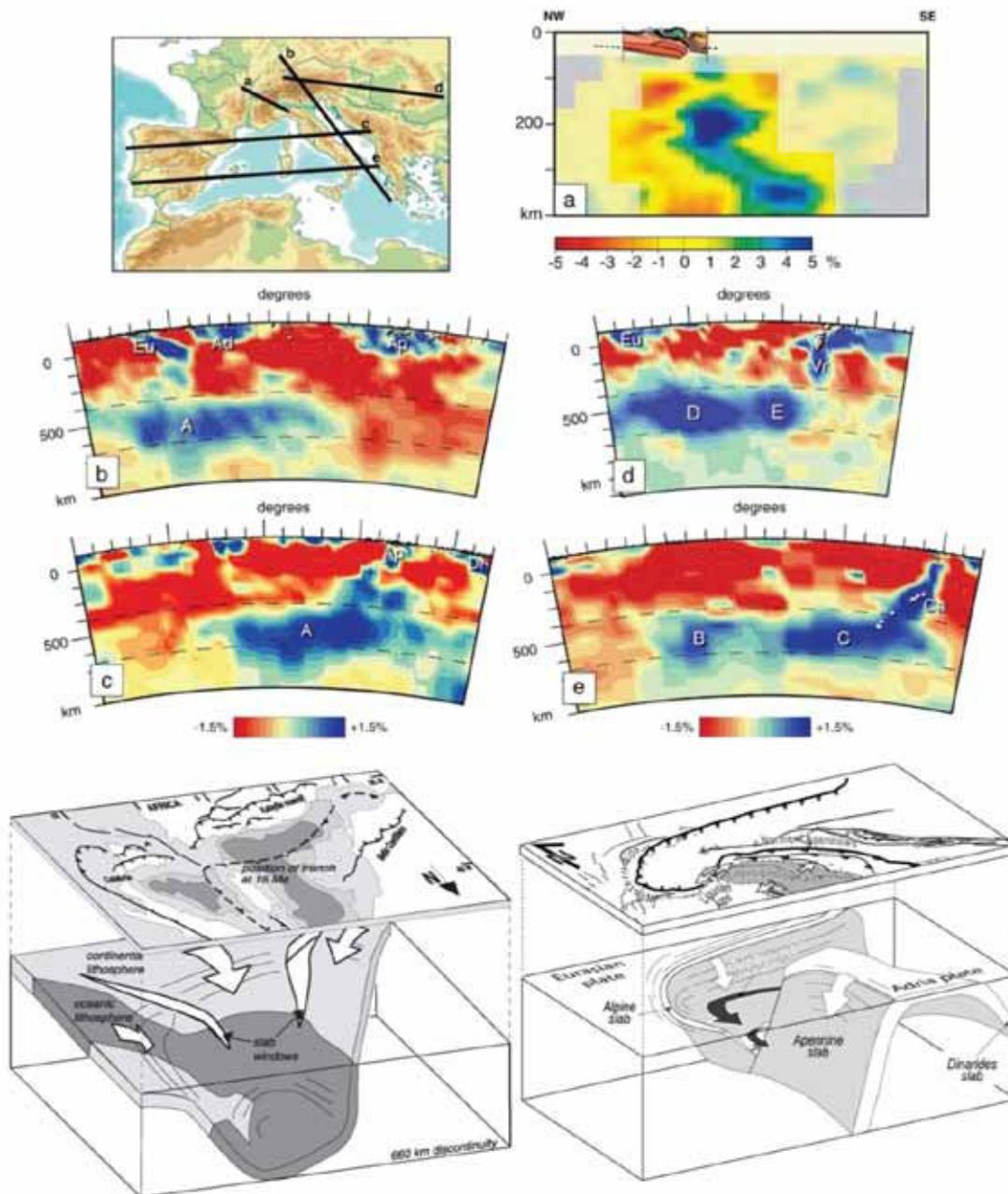
a) Continents, océans, microcontinents et bassins arrière-arc.

La structure lithosphérique actuelle de la méditerranée est un élément clef pour la compréhension de l'histoire Méso-Cénozoïque de cette frontière. Outre les grands continents que sont l'Afrique et l'Europe, on y trouve des blocs continentaux plus ou moins indépendants (Ibérie, Adria-Apulia,...) (Fig. II-2). Entre eux, quelques ophiolites, témoins de croûtes océaniques subduites (Téthys Alpine ou Océan Liguro-Piémontais, Valaisans, Vardar, Meliata, Pindos...), mais aussi de croûtes océaniques mésozoïques en cours de subduction, comme la Néotéthys de [Stampfli and Borel, 2002]. Deux ensembles de croûtes océaniques cénozoïques caractérisent le fond méditerranéen de l'ouest: le bassin Liguro-Provençal à l'ouest et la Mer Tyrrhénienne à l'est (Fig. II-2).

20



II-2: Blocs crustaux de la méditerranée de l'Ouest, entre Europe et Afrique. La carte détaillée de droite est de [Handy et al., 2010].



II-3: Tomographie sismique et slabs méditerranéens. En haut, données de tomographie de [Handy et al., 2010]. En bas à gauche : sketch du slab ouest méditerranéen [Faccenna et al., 2004] ; en bas à droite : sketch de la transition entre le slab Alpin et le slab ouest méditerranéen de [Vignaroli et al., 2008a].

b) Les panneaux plongeants méditerranéens

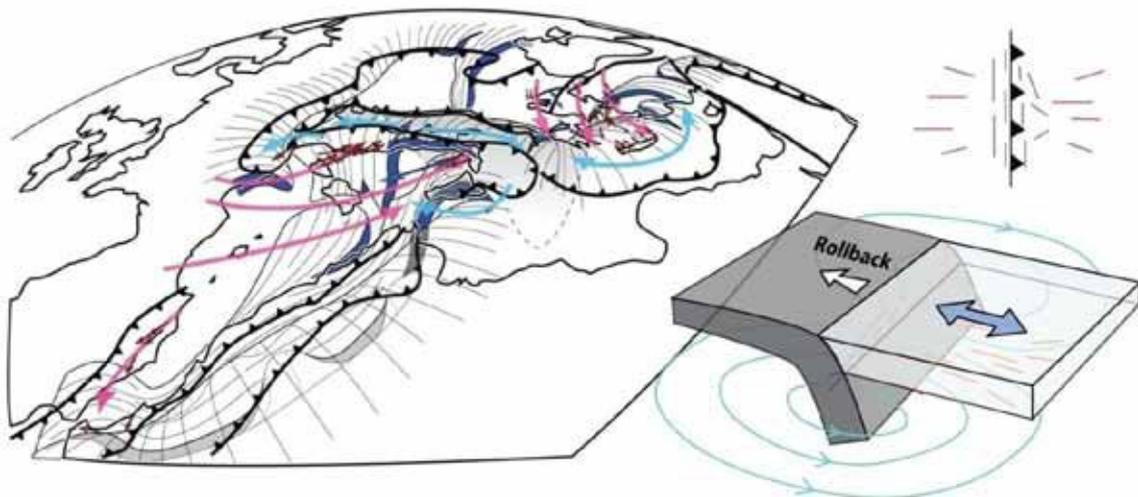
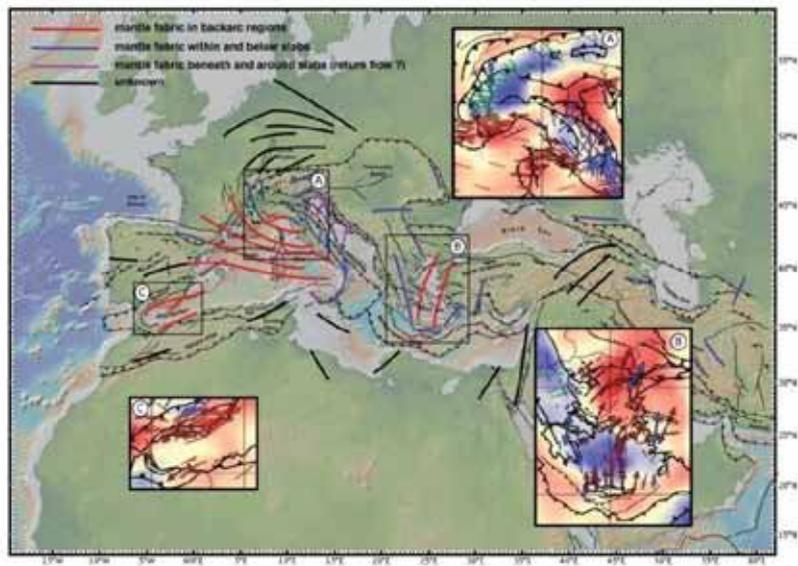
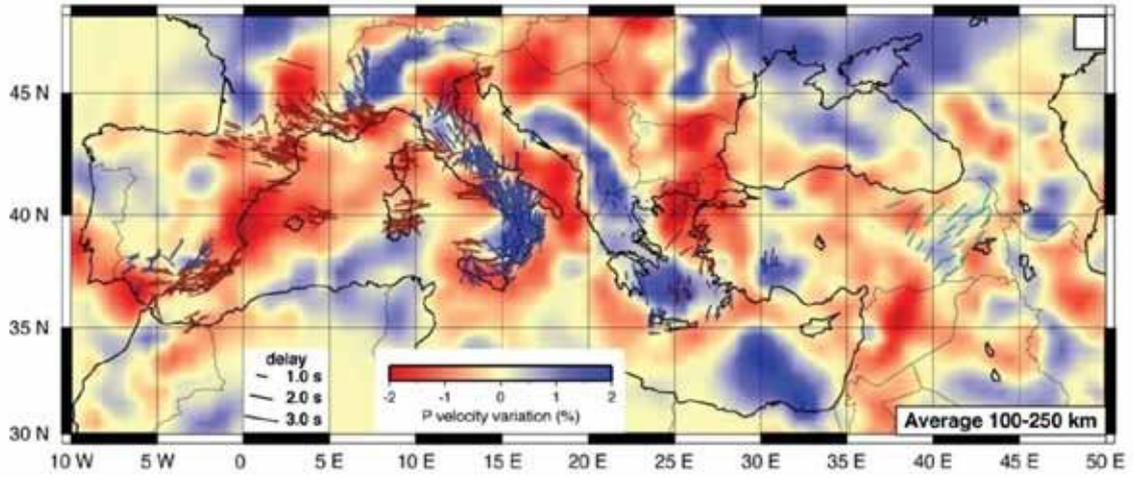
La tomographie sismique a permis d'avoir une image haute résolution des structures lithosphériques et asthénosphériques en méditerranée (Fig. II-3). Ainsi, les zones de divergence ont été expliquées comme des zones d'extension arrière arc, conséquence du retrait des panneaux plongeants méditerranéens [Faccenna et al., 2001, 2004; Jolivet et al., 1999; Jolivet and Brun, 2010;

Malinverno and Ryan, 1986; Vignaroli et al., 2008a]. De plus, la plus part des arcs méditerranéens sont interprétés comme une conséquence du retrait des slabs et de leurs déchirures [Wortel and Spakman, 2000; Faccenna et al., 2004; Lucente et al., 2006] (Fig. II-3).

c) La déformation du manteau

Un outil dont la science dispose pour apprécier la déformation du manteau est l'analyse de l'anisotropie de propagation des ondes SKS (déphasages des ondes de cisaillement dans les milieux anisotropes) [Savage, 1999]. La propagation de ces ondes cisailantes est largement influencée par les orientations préférentielles des réseaux cristallins des minéraux présents dans le manteau, comme l'olivine [Ismail and Mainprice, 1998], bien que certains phénomènes perturbent cette relation [Jung and Karato, 2001; Kaminski and Ribe, 2001; Holtzman et al., 2003]. La direction d'anisotropie ainsi obtenue est supposé représentative des flux mantelliques [Makeyeva et al., 1992; Silver, 1996; Tommasi et al., 1999; Silver and Chan, 1991; Zhang and Karato, 1995].

Elle a été intensivement utilisé en méditerranée : dans le SE de la France [Barruol et al., 2004, 2011], au niveau des Apennins [Margheriti et al., 1996; Plomerová et al., 2006; Salimbeni et al., 2008], de l'arc de Calabre [Civello and Margheriti, 2004; Baccheschi et al., 2007, 2008], de l'arc de Gibraltar [Buontempo et al., 2008; Diaz et al., 2010] ou à l'échelle méditerranéenne [Schmid et al., 2004; Jolivet et al., 2009]. La direction d'anisotropie est généralement perpendiculaire au front de subduction dans les zones d'arrière-arc et parallèles aux slabs à leurs proximités (Fig. II-4) [Jolivet et al., 2009]. Cette distribution particulière est interprétée comme représentative d'un flux mantellique toroïdale induit par la migration des slabs [Faccenna et al., 2004; Funicello et al., 2006; Lucente et al., 2006; Jolivet et al., 2009; Barruol et al., 2011]. [Jolivet et al., 2009] ont également montré les similitudes entre la direction du flux mantellique et la direction de l'étirement crustal dans les zones d'arrière-arc. Cette observation rejoint celles de [Silver, 1996; Tommasi et al., 1999], où ces auteurs soulignent le rôle majeur des flux mantelliques dans les déformations lithosphériques, ce qui suppose notamment l'existence d'un certain couplage entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique. Il apparait ainsi que le comportement des panneaux plongeants contrôle fortement la dynamique méditerranéenne.



II-4: Déphasage des SKS et tomographie de la LVZ, migration des slabs et flux mantellique; d'après [Jolivet et al., 2009].

d) Cinématique instantanée et finie

Les modèles de cinématique instantanée comme NUVEL 1 ou GSRM [DeMets et al., 1990; Kreemer et al., 2003], révèle une convergence actuelle de l'Afrique vers l'Europe selon une direction NW-SE à NNW-SSE (Fig. II-5).

A partir de l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique, certains auteurs ont pu reconstruire le mouvement relatif entre l'Europe et l'Afrique depuis son ouverture, il y a quelques 170 Ma [Smith, 1971; Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002a; Handy et al., 2010]. L'étude de la cinématique finie se base également sur les analyses paléo-magnétiques, de bassins sédimentaires, mais aussi sur la chimie et les datations d'épisodes magmatiques ainsi que sur les études structurales et pétro-métamorphiques couplées aux datations. Ces informations réunies permettent de reconstruire l'évolution de la croûte (voire de la lithosphère).

Il existe différentes reconstruction du système méditerranéen : à l'échelle de l'Ibérie [Rosenbaum et al., 2002a], de la mer Egée [Jolivet and Brun, 2010], de la méditerranée occidentale (Fig. II-6) [Dewey et al., 1989; Stampfli et al., 2002; Bourgeois et al., 2007; Jolivet et al., 2008; Vignaroli et al., 2008a; Handy et al., 2010], de la chaîne téthysienne [Dercourt et al., 1986] ou du globe [Stampfli and Borel, 2002; Stampfli and Kozur, 2006]. Bien entendu, cette liste n'est pas exhaustive. Ces reconstructions demandent également à être améliorées par une meilleure connaissance de zones clefs, à l'image des Alpes.

24

e) Termes usuels

Se reporter à (Fig. II-2).

Téthys : océan(s) mésozoïque(s) représenté(s) par les ophiolites des chaînes alpines.

Téthys Alpine: océans Valaisan et Liguro-Piémontais [Stampfli and Borel, 2002].

Néo-Téthys : océans tardi-paléozoïque à mésozoïque associés à la fragmentation de la Pangée. On en retrouve deux branches dans les Alpes [Handy et al., 2010]: (1) La Mer Ionienne au Sud (ou Mésogée) dont l'âge exacte est inconnue ; (2) Une branche au Nord correspondant aux océans Meliata-Malica-Vardar. Les ophiolites de ces océans affleurent largement dans les

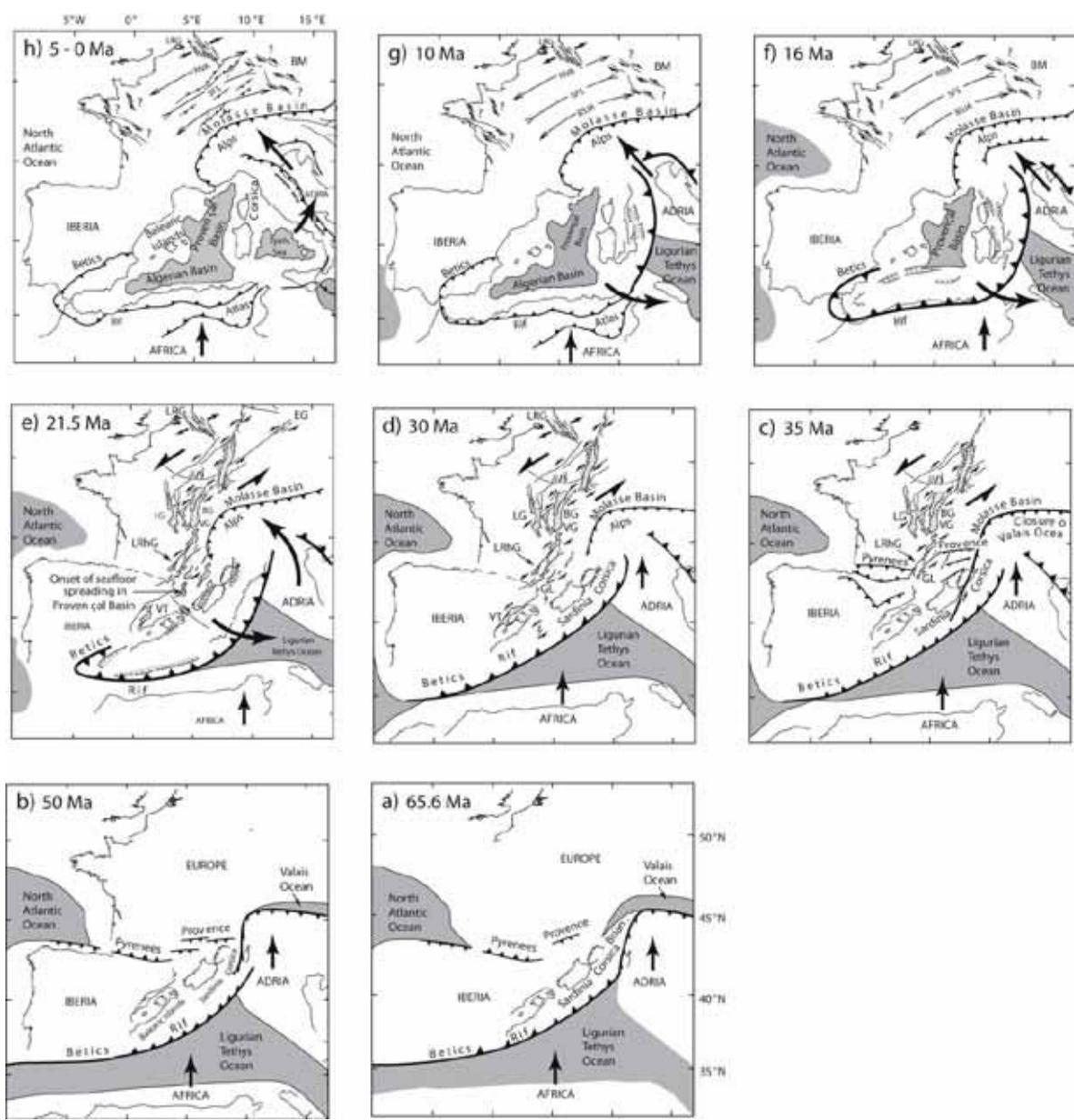
Dinarides et les Hellenides. Le lien entre ces océans et la Téthys Alpine est largement méconnue [Handy et al., 2010].

Adria – Adriatique : Microplaque comprenant croûtes continentale et océanique, isolée de la plaque Européenne au Nord, de la micro-plaque Ibérique à l'Ouest et de la plaque africaine au Sud [Stampfli et al., 2002; Handy et al., 2010].

Apulia : Même microplaque mais composée de lithosphère continentale uniquement [Schmid et al., 2004].

ALCAPA (Alps-Carpathians-Pannonian Basin): marge continentale nord d'Adria séparée de celle-ci probablement durant le crétacé supérieur-cénozoïque inférieure [Handy et al., 2010].

ALKAPECA (Alboran-Kabylia-Peloritani-Calabria): fragments de la marge lithosphérique continentale européenne, isolé par rifting durant le Jurassique [Handy et al., 2010].



II-6: Exemple de reconstruction de la méditerranée occidentale depuis 65Ma. D'après [Bourgeois et al., 2007].

B. Les Alpes Occidentales

28

1. Portion des Alpes
2. Introduction à l'histoire des Alpes Occidentales
3. Paléogéographie au Mésozoïque: rifting et océanisation
4. Structure actuelle: un empilement de nappes
5. Flux de matière durant la convergence
6. Rétro-déformation vue en coupes
7. Modèle géodynamique de la collision
8. Conclusions

1. Portion des Alpes

Au premier ordre, l'orogénèse Alpine résulte de la collision entre la plaque Européenne et la microplaque Apulienne. Entre ces deux plaques, des ophiolites témoignent de la présence d'un océan : la Téthys Alpine.

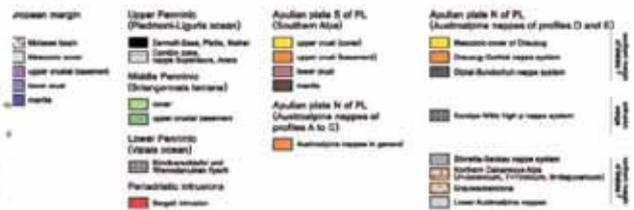
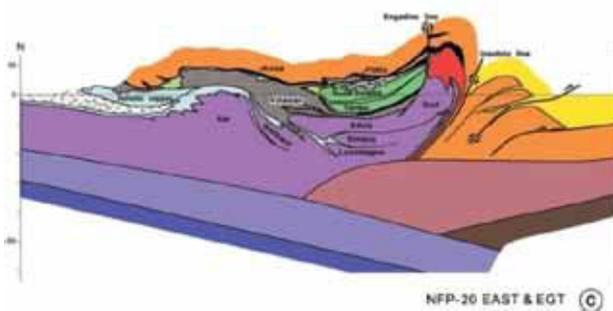
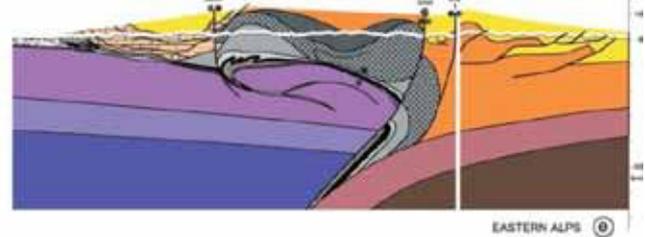
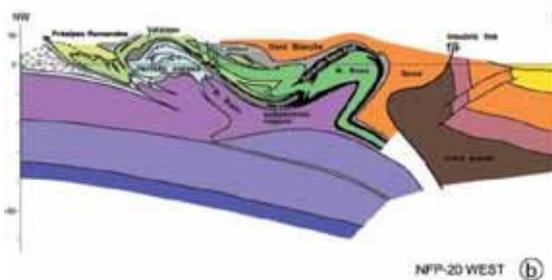
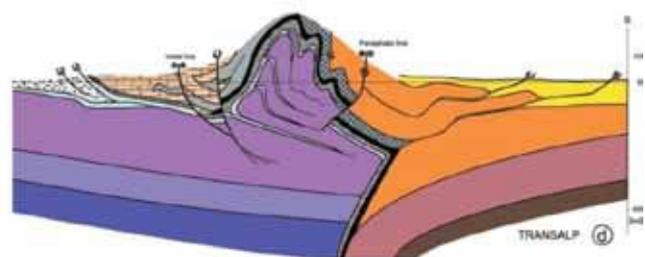
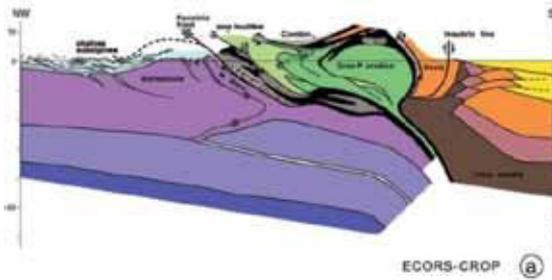
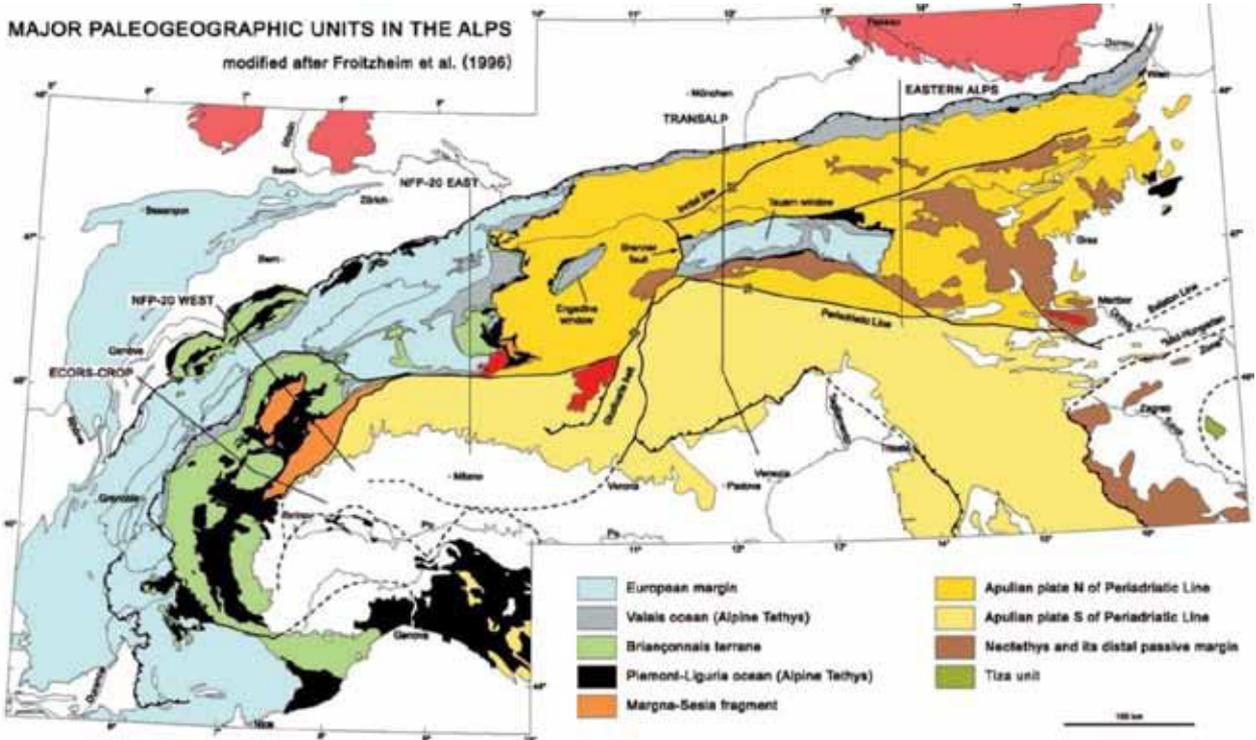
Aujourd'hui, la croûte supérieure de la plaque Apulienne recouvre largement la marge européenne, comme en témoigne les fenêtres tectoniques du Tauern et de l'Engadine dans les Alpes Orientales (Fig. II-7). Entre les deux, des séries témoignent de la présence d'océans (Valaisan, Liguro-Piemontais) et de micro-blocs (Briançonnais et possiblement Sésia). Ces séries ont, elles aussi, été charriées sur la marge continentale européenne, comme en témoignent les nappes de l'Embrunais-Ubaye, les klippes des Préalpes ou les nappes de Tambo et Suretta (Fig. II-7).

L'histoire géodynamique des unités à l'affleurement est hétérogène le long de l'orogène Alpines. La carte tectono-métamorphique des Alpes fait ressortir deux grands ensembles (Fig. II-8):

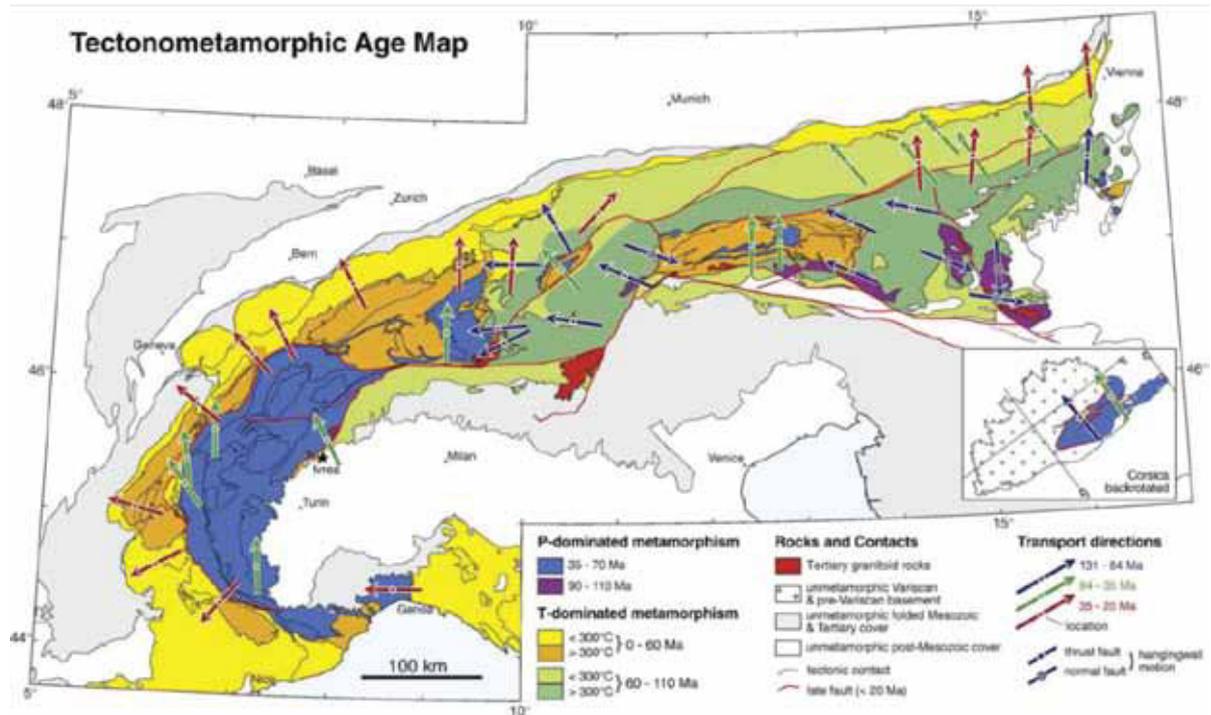
- *Les Alpes Orientales et Méridionales*; les roches qui y affleurent caractérisent essentiellement l'Apulie et une histoire de subduction-collision Crétacée (110-60 Ma). Le complexe de failles périadriatique/insubrienne sépare un domaine fortement métamorphique au Nord (Alpes Orientales), d'un domaine de plis et chevauchement, peu métamorphique au Sud (Alpes Méridionales). Le domaine Apulien au Nord de la ligne périadriatique chevauche un ensemble équivalent aux Alpes Occidentales et Centrales. La ligne périadriatique est associée à des plutons syn-cinématique, comme celui du Bergell, qui révèle un comportement dextre entre 34 et 30 Ma [Müller et al., 2001].

- *Les Alpes Occidentales et Centrales*; les séries qui y affleurent sont révélatrices de la subduction océanique et continentale dans le domaine interne et de la collision dans le domaine externe. Elles caractérisent une histoire de subduction-collision Cénozoïque.

MAJOR PALEOGEOGRAPHIC UNITS IN THE ALPS
modified after Frotzheim et al. (1996)



II-7: Carte paléogéographique et profils sismiques interprétés. D'après [Schmid et al., 2004]



II-8: Carte tectono-métamorphique des Alpes. D'après [Handy et al., 2010].

Basée sur des critères paléogéographiques, métamorphiques et structuraux, on divise classiquement les Alpes Occidentales et Centrales en 2 zones, avec d'Ouest en Est: La zone externe (Avant-fosse molassique Suisse, Zone Dauphinoise (Chaîne subalpine et Massifs Cristallins Externes)). Non affectée par le métamorphisme de subduction, il s'agit de la paléo-marge continentale européenne. Le Front Pennique : contact tectonique crustal qui sépare les deux zones. La zone interne (klippes Austro-alpines et unités Pennique :Zone Subbriançonnaise, zone Valaisanne, zone Houillère, zone Briançonnaise, zone Piémontaise, Massifs Cristallins Internes, Schistes Lustrés). Affectée par un métamorphisme de subduction, il s'agit de la marge européenne ou d'un bloc détaché de celle-ci, des océans Valaisan et Liguro-Piémontais et de la marge Apulienne ou d'un bloc détaché de celle-ci. La ligne insubrienne: contact tectonique crustal entre le corps d'Ivrée² et la zone interne.

² Anomalie gravimétrique positive composé de péridotite mantellique visible à l'affleurement le long de la ligne insubrienne. La gravimétrie et la sismique montre que l'épaisseur de la croûte continentale apulienne, de 30 km sous la plaine du Pô, diminue progressivement vers la ligne insubrienne (Fig. II-7).

2. Introduction à l'histoire des Alpes Occidentales

Avant de détailler les marqueurs de l'histoire des Alpes Occidentales, il me semble opportun de faire un bref résumé de celle-ci.

a) Divergence: Du rifting à l'océanisation

Les sédiments Permo-Triasiques, détritiques, témoignent de l'érosion de la chaîne Varisque. Ils se déposent sur une vaste plaine en condition d'eau peu profonde. Ces sédiments sont un marqueur privilégié de l'histoire Alpine, car ces dépôts horizontaux scellent la déformation antérieure et leur déformation finie sera celle de l'histoire alpine.

Au début du Lias, un rifting continental affecte la Pangée comme en témoigne un épisode magmatique [Laurent, 1992] et des demi-grabens [Lemoine et al., 1986], bien visible dans la zone externe. A l'Oxfordien, l'enfouissement tectonique devient thermique (comme en témoigne les sédiments post-rift recouvrant les demi-grabens [Barfély and Gidon, 1983]) avec la création d'un océan: l'océan Liguro-Piémontais (comme en témoigne l'âge des premiers sédiments déposés sur la croûte océanique [De Wever and Caby, 1981; De Wever et al., 1987]).

Les témoins de cet océan sont aujourd'hui des ophiolites, présents dans la zone interne. Des ophiolites obductées, témoins privilégiés de cette croûte océanique, sont visibles au Chenaillet.

b) Convergence: de la subduction à la collision

Les flyschs à Helminthoïdes crétacé supérieur, déposé dans une fosse de subduction, témoignent du début de la convergence. Cette convergence a potentiellement été initié par l'ouverture de l'océan Atlantique Sud qui a conduit à un changement de mouvement relatif entre la plaque Africaine et Européenne [Dewey et al., 1989]. Le métamorphisme de la zone interne témoigne de la fin de cette subduction [Chopin, 1984; Agard et al., 2001b], dont les pics de pression ont été atteint entre 80 et 33Ma selon l'unité considérée [Bousquet et al., 2008].

Durant le Rupélien, la zone interne est charrié sur la zone externe [Sinclair, 1997b] et un magmatisme témoignant d'une remonté mantellique se développe le long de la chaîne [von Blanckenburg and Davies, 1995]. De l'Oligocène au

Pliocène, la zone interne est en extension tandis que la zone externe est raccourcie et exhumée.

3. Paléogéographie au Mésozoïque: rifting et océanisation

Les séries sédimentaires mésozoïques varient depuis les bordures du Massif Central jusqu'à la ligne Insubrienne. Ces variations ont permises d'individualiser des domaines paléogéographiques mésozoïques, avec d'Ouest en Est : le domaine Extra-Alpin, Dauphinois ou Helvétique, Valaisan, Briançonnais et Piémontais.

a) Le domaine Extra-Alpin

Ce domaine désigne la chaîne du Jura et la zone molassique périalpine.

b) Le domaine Dauphinois

Le domaine Dauphinois (équivalent de l'Helvétique des Alpes Centrales) correspond à un environnement mésozoïque marin dû à une subsidence Jurassique du socle Hercynien (subsidence tectonique durant le rifting puis majoritairement thermique durant l'océanisation). L'épaisseur des séries Liasiques, contrôlée par la mise en place de demi-graben, est fortement variable. On reconnaît différentes zones au sein de ce domaine :

(1) *Les Massifs Subalpins*. Caractérisé par d'épaisses séries (Fig. II-9), pouvant atteindre plus de 6km [Philippe et al., 1998]. On y retrouve fréquemment deux barres calcaires qui structurent le paysage: le Tithonique (Malm) et l'Urgonien (Barrémo-Aptien) (la barre Urgonienne est absente du Bassin Vocontien et du Dévoluy). Il y a les massifs des Bornes, des Bauges, de la Chartreuse, du Vercors, du Diois, des Baronnies, du Dévoluy... Ces zones sont déformées par une série de plis et chevauchements affectant la couverture, décollé au niveau de Trias évaporitique ou du Lias schisteux, parfois dans les Terres Noires (série pélitique carbonée callovo-oxfordienne) [Agard and Lemoine, 2003; Michard et al., 2010].

(2) *La zone dauphinoise*. Elle correspond à la couverture des massifs cristallins externes (socle antétriasique), dont une grande partie des séries postérieures au Jurassique Moyen ont été érodées. Dans sa partie orientale, les séries sont décollées, notamment au niveau du Roselend Thrust [Beach, 1981c; Ceriani et al., 2001]. On appelle encore zone ultra-dauphinoise ou

unité des Aiguilles d'Arves les séries transportées par le Roselend Thrust. Elles sont recouvertes par des séries détritiques Priaboniennes : le flysch des Aiguilles d'Arves.

c) Le domaine Valaisan

Petit océan ouvert au crétacé inférieur, il se referme dès le crétacé supérieur [Stampfli, 1993]. Il conduit à l'individualisation du Briançonnais vis-à-vis de la marge européenne. Les incertitudes concernant cet océan résident notamment sur sa poursuite plus au sud, où les affleurements de cette unité disparaissent. Certains sont partisans de sa poursuite [Ceriani et al., 2001], voire de sa présence tout le long de l'arc des Alpes Occidentales [Fügenschuh et al., 1999], d'autres le suppose limité par une zone transformante [Agard and Lemoine, 2003]. Ceci influe sur l'origine du Briançonnais (dans un cas il se soude à la marge européenne dans les Alpes Occidentales, dans l'autre il appartient à la plaque Ibérique).

d) Le domaine Briançonnais

Il s'agit d'un bloc plus ou moins solidaire de la marge européenne, dont les faciès montrent une paléogéographie contrastée, qui se distingue néanmoins de la paléogéographie du domaine Dauphinois. En effet, le Trias Briançonnais y est bien plus développé (sur parfois plus d'un kilomètre) et présente un faciès dit Alpin³, tandis qu'il dépasse rarement plus de quelques centaines de mètre dans le domaine Dauphinois et y présente un faciès dit Germanique⁴. De plus, la couverture Jurassique-Crétacé du Briançonnais y est très peu épaisse et d'un environnement peu profond, parfois émergé.

(1) *La zone Subbriançonnaise.* Cette série peu épaisse (< 200m) se reconnaît dans les Préalpes, dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye et se poursuit depuis le Col du Petit Saint Bernard au Nord jusqu'en méditerranée. Il forme une bande de quelques kilomètres seulement, chevauchant le domaine Dauphinois et chevauché par le Briançonnais. Il est décollé de son substratum le long d'un niveau de gypse dans les couches du Trias supérieur ce qui ne permet pas de reconstituer clairement

³ Dépôt de calcaires et dolomies marines avec intercalations de niveaux gypseux.

⁴ Dépôt détritiques principalement continentaux (Bundsandstein: Conglomérats et grès de base, puis Muschelkalk : calcaires et dolomies marines puis argiles continentales du Keuper).

sa pile stratigraphique de base. On n'y observe des séries du Lias, du Dogger, du Malm ainsi que des calcschistes ou des schistes argilo-gréseux Crétacé-Eocène (Fig. II-9).

(2) *La zone Briançonnaise.* A la base de ces séries, on trouve fréquemment une semelle de Houiller⁵, décollé de son substrat. Solidaire au dessus de celle-ci, le Permien, caractérisé par une série schisto-gréseuse pouvant être associé à des coulées volcaniques (c'est le cas de la série du Guil par exemple). Toujours solidaire, vient ensuite le Permo-Trias quartzitique, qui termine cette suite essentiellement siliceuse. Au dessus, une suite Triasique carbonatée épaisse avec divers niveaux gypseux forme des horizons de décollement préférentiels. On reconnaît deux niveaux gypseux principaux, formant la base de nombreuses nappes: (1) un niveau à la base des calcaires et dolomies Aniso-Ladinienne (interface avec les quartzites), (2) un niveau à la base de dolomies Carnienne. Au dessus, les séries Jurassico-Crétacé sont, comparativement au Trias, très fines, et marquées par des lacunes⁶ d'extension spatio-temporelle variable selon les endroits. Les calcaires pélagique en plaquette Crétacé supérieur (qui peuvent reposer sur les Quartzites), riche en foraminifères, témoigne d'un environnement marin profond. Finalement, le Briançonnais se termine par une formation de Flysch (dit Flysch Noir) reconnu comme Eocène, dont le toit présente par endroit des olistolithes qui semble syn-tectonique [Barféty et al., 1995]. Les nappes briançonnaises ont été reconnu comme étant chacune le remplissage d'un demi-graben [de Graciansky et al., 1989]. Excepté ces critères communs, les séries sont très différentes selon les nappes. Par endroit, les formations mésozoïques sont ultra-réduites (quelques dizaines de mètres tout au plus, comme dans la zone d'Acceglio), on parle alors de séries ultra-briançonnaises.

35

e) Le domaine Piémontais

Les Schistes Lustrés, calcschistes et métapélites Crétacé peu fossilifère, caractérise ce domaine. On peut diviser celui-ci en deux ensembles, dont l'un serait la partie orientale du Briançonnais (zone

⁵ Séries Carbonifères schisto-gréseuses à niveau de charbon

⁶ Surface d'érosion et hardgrounds.

Piémontaise) et l'autre reposerait sur de la croûte océanique (zone Liguro-Piémontaise) (Fig. II-9).

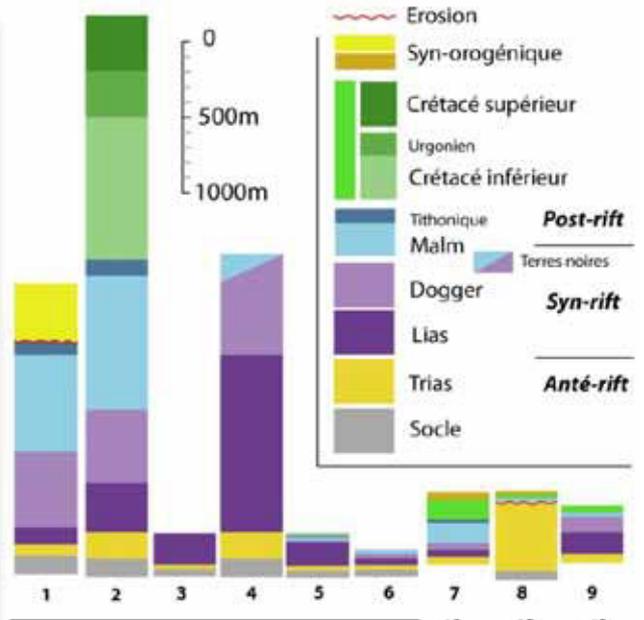
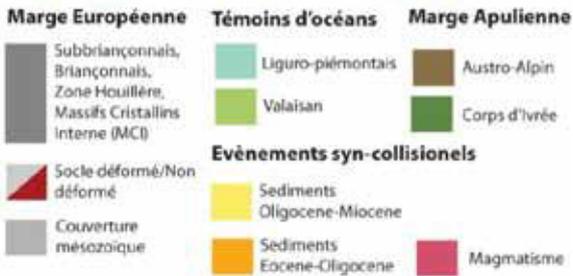
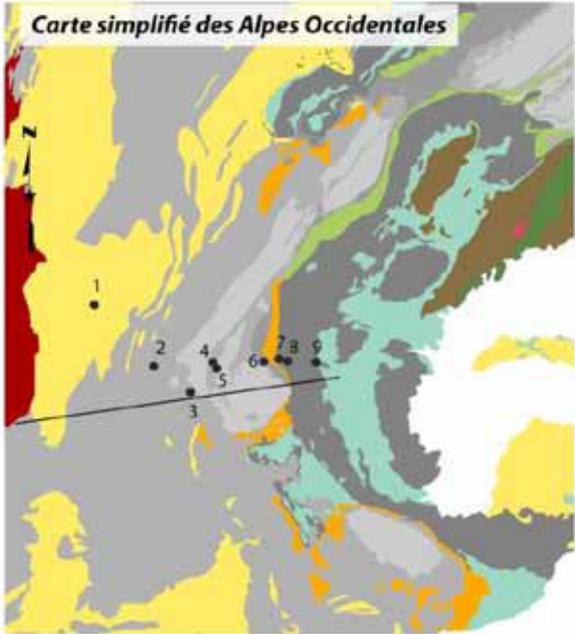
(1) *La zone Piémontaise.* Ces formations, localisées à l'Est du Briançonnais, correspondent à la marge Européenne distale. A la base de cette nappe, des dolomies Noriennes sur lesquelles reposent des séries syn-rift bien développées.

(2) *La zone Liguro-Piémontaise.* Cette zone est caractérisé par des Schistes Lustrés et des marbres Jurassique supérieur reposant sur des Radiolarites Callovienne à Kimmeridgienne reposant elles-mêmes sur des ophiolites [De Wever and Caby, 1981; De Wever et al., 1987].

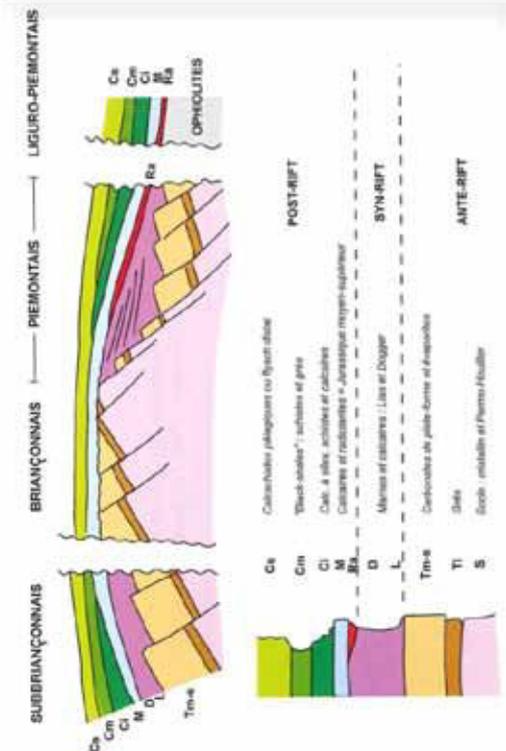
Un critère majeur distingue les Alpes Centrales des Alpes Occidentales : outre quelques variations paléogéographiques au sein de la couverture Mésozoïque, les affleurements du Valaisan et de l'Austro-Alpins disparaissent respectivement au niveau de Moûtiers et de Dora Maira. Rien n'indique que les unités Austro-Alpine aient été charriées un jour sur les Alpes Occidentales. A contrario, le Valaisan pourrait se poursuivre plus au Sud [Fügenschuh et al., 1999]. Ainsi, le flysch des Aiguilles d'Arves et le flysch du Cheval noir (le second chevauchant le premier) ont été interprétés comme des séries détritiques de la fosse de subduction de l'océan Valaisan [Ceriani et al., 2001].

36

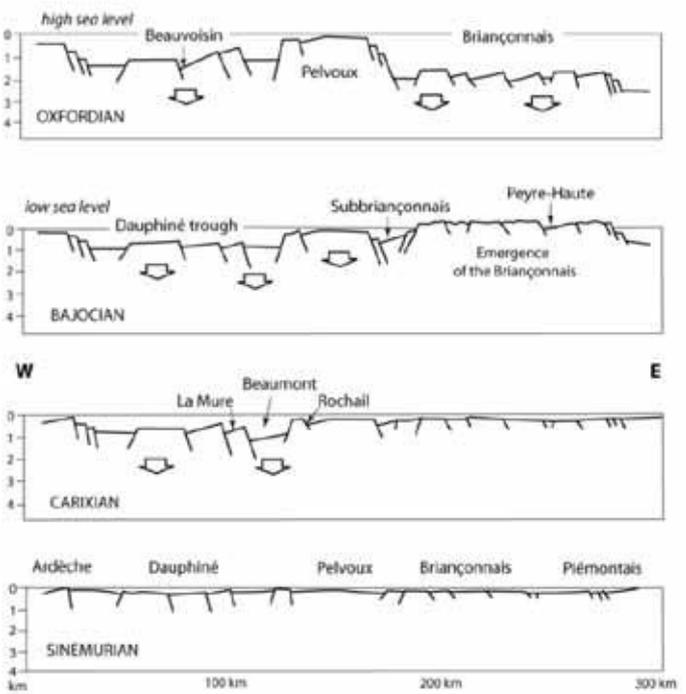
II-9 (page suivante): Dynamique sédimentaire, évolution bathymétrique et paléogéographie des Alpes Occidentales. Haut-droite: Logs stratigraphiques localisés sur la figure de gauche. 1-2 [Philippe et al., 1998], 3, 5-6, 9 [Rudkiewicz, 1988], 7-8 [Dumont et al., 2012]. Bas-Gauche: Reconstruction paléogéographique supposée du Subbriançonnais à l'océan Liguro-Piémontais [Agard and Lemoine, 2003]. Bas-droite : Evolution bathymétrique de l'Ardèche au Piémontais du Sinémurien à l'Oxfordien [Roux



Logs stratigraphiques synthétiques du domaine Dauphinois au domaine Piémontais



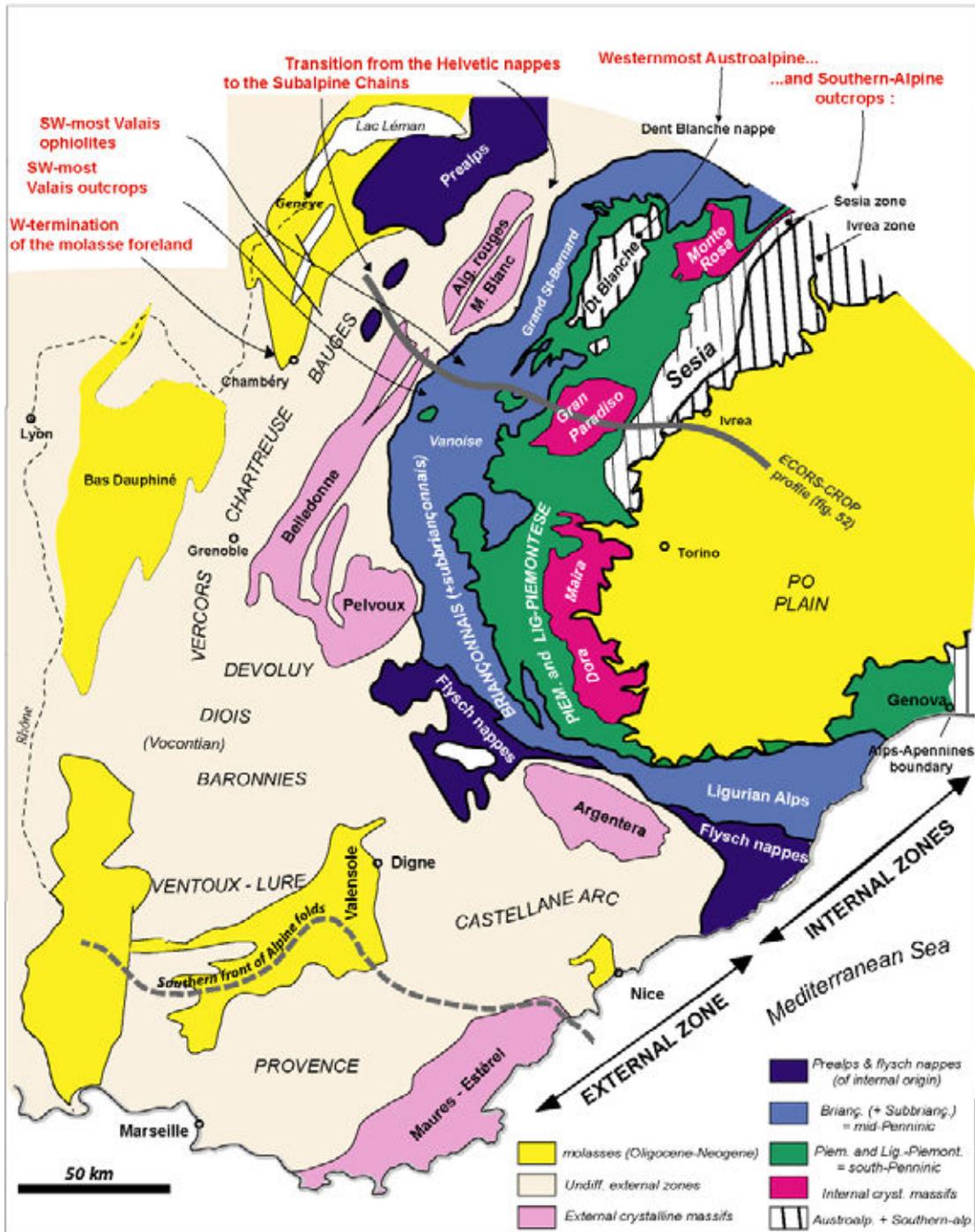
La couverture mésozoïque du Subbriançonnais au domaine Liguro-Piémontais



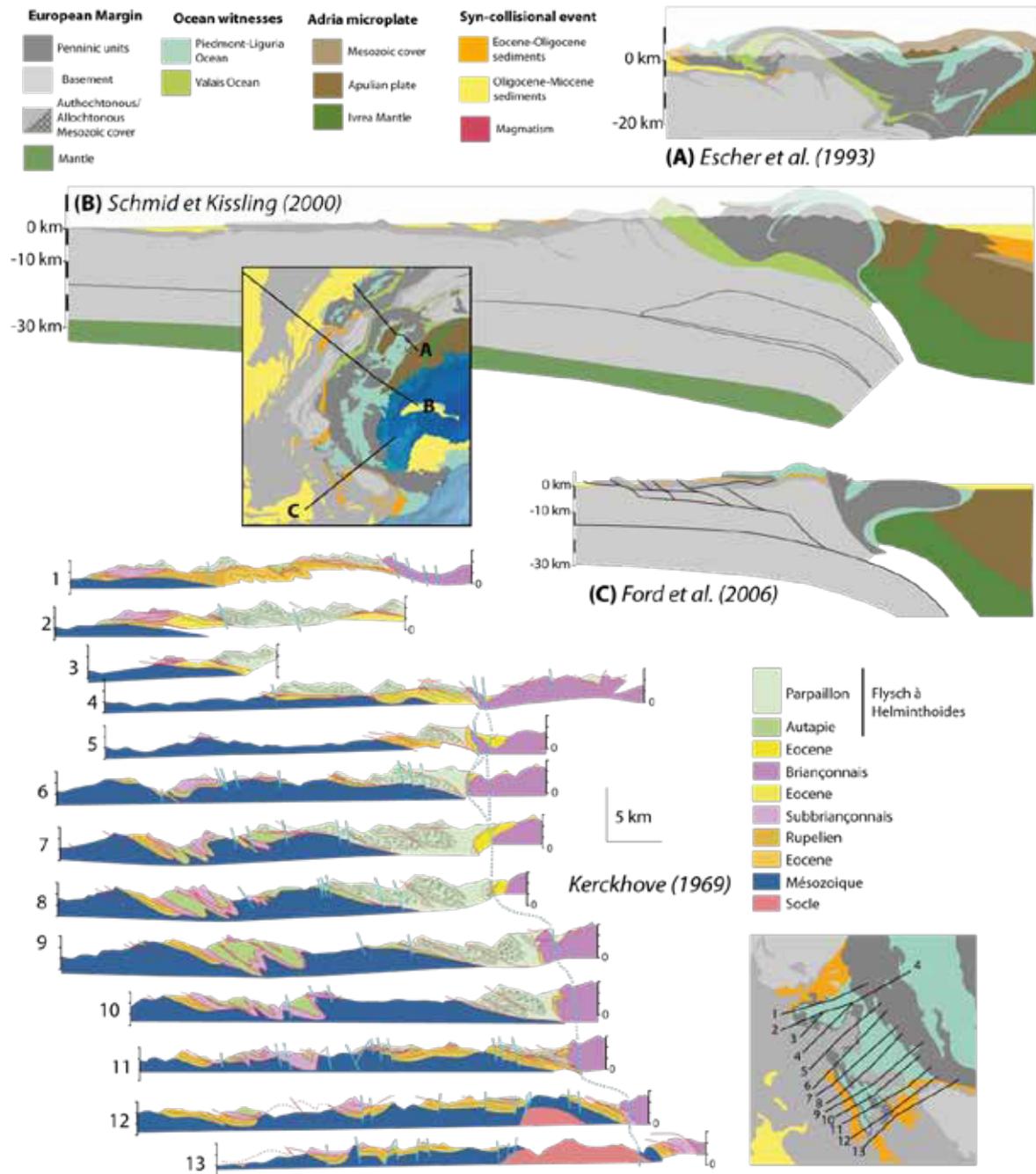
Evolution Bathymétrique de l'Ardèche au domaine Piémontais

4. Structure actuelle: un empilement de nappes

La figure II-10 localise les différentes unités composant les Alpes Occidentales représenté en coupe sur la figure II-11.



II-10: Schéma de localisation des différents ensembles composant les Alpes Occidentales d'après [Agard and Lemoine, 2003].



II-11: Vues en coupes des Alpes Occidentales et des nappes de l'Embrunais-Ubaye modifié d'après [Kerckhove, 1969; Escher et al., 1993; Schmid and Kissling, 2000; Ford et al., 2006a].

La structure superficielle des Alpes est bien connue depuis [Argand, 1916]. La croûte Européenne se compose ainsi:

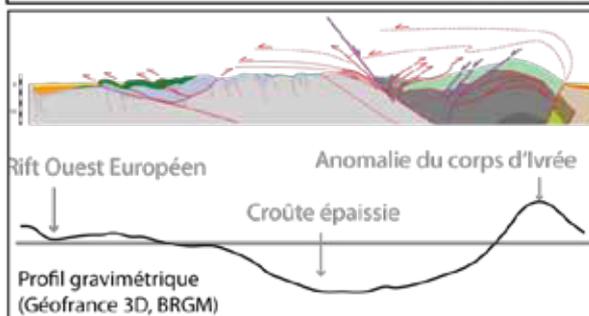
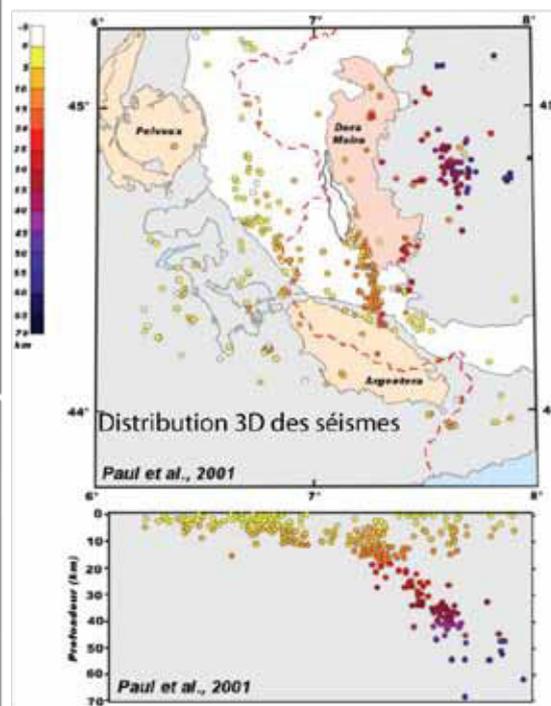
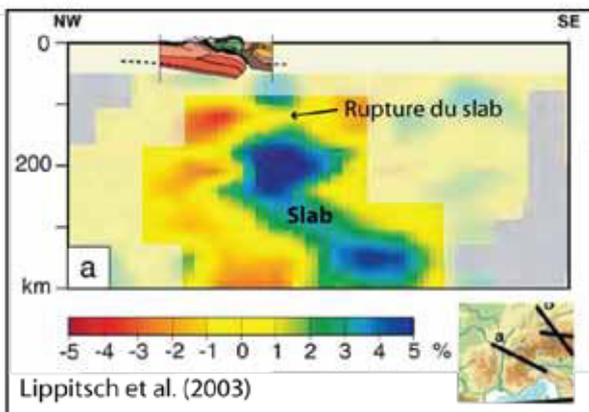
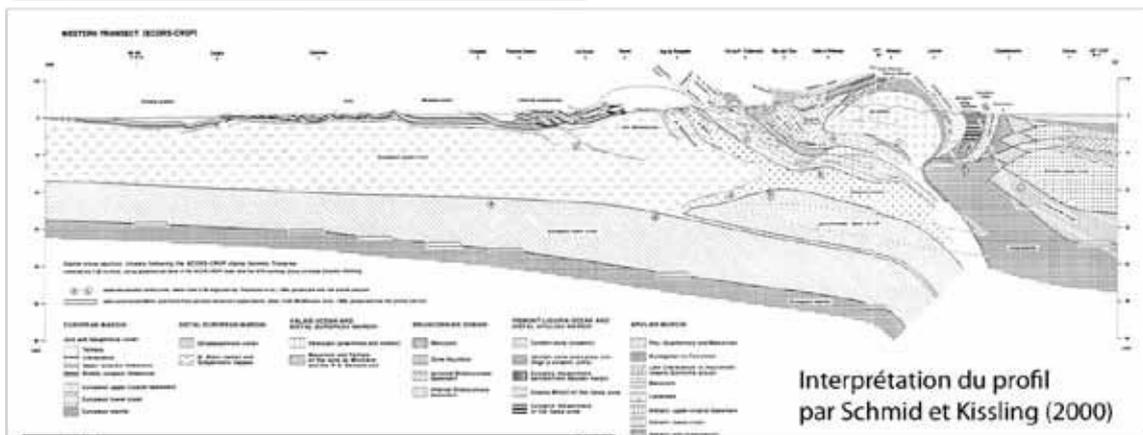
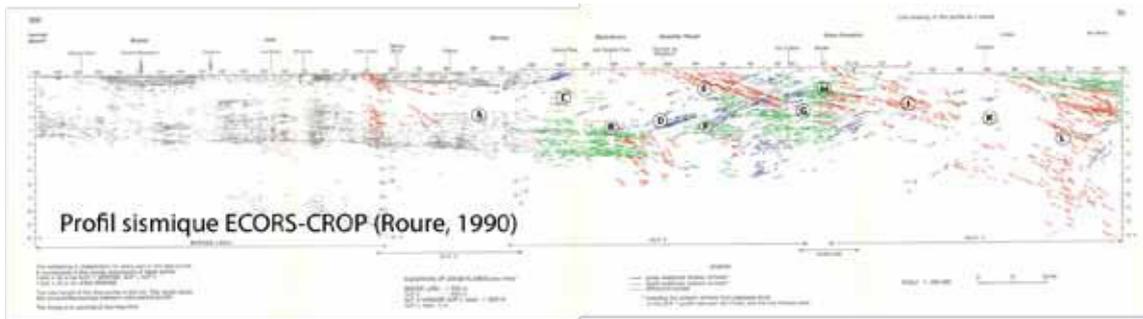
(1) d'une couverture affectée par une tectonique pelliculaire dans le Jura et les chaînes Subalpines où les chevauchements s'enracinent dans des niveaux Triasiques, Liasique ou du Dogger, (2) d'un socle fortement découpé par des failles normales Liasiques. Lorsque ce socle est raccourci il présente de

nombreuses pincées de couverture (Fig. II-11). Ce socle est surmonté d'une couverture fortement plissée associée à quelques chevauchements. (3) La partie Est de la croûte Européenne (socle+couverture) est surmonté par les nappes Ultrahelvétiques et Ultradauphinoises qui correspondent à une couverture charriée depuis des zones plus internes de la croûte Européenne.

Sur cette croûte Européenne reposent diverses unités, comme en témoignent les klippes des Préalpes et de l'Embrunais-Ubaye, avec de la base au sommet (Fig. II-10 & II-11): (a) des dépôts Éocènes due à la flexure de la lithosphère Européenne dont le toit est souvent caractérisé par des dépôts syn-tectonique Rupélien marquant l'avancé des nappes interne [Kerckhove, 1969; Sinclair, 1997b]; (b) le chevauchement pennique frontal, à pendage Est, bien visible sur les profils sismiques comme ECORS-CROP (Fig. II-12) [Roure, 1990]; (c) les unités du domaine Valaisans (que l'on retrouve à la base des Préalpes au Nord mais pas dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye) (Fig. II-11); (d) les unités du Subbriançonnais et du Briançonnais; (e) les unités Liguro-Piémontaise (nappes des flyschs à Helminthoïdes); (f) les unités Austroalpines, présentent uniquement au Nord des Alpes Occidentales.

La structure des unités internes révèle une importante phase de rétro-charriage (chevauchement vers l'Est) [Platt et al., 1989c] ainsi que la présence d'un détachement d'échelle crustal à l'ouest des unités de Grand Paradiso et de Dora Maira [Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990]. De nombreuses failles normales tardives indiquent que la zone interne a été sujette à une extension à la fin de son histoire tectonique [Champagnac et al., 2006a]. Cette extension est encore active aujourd'hui comme le montre l'analyse des mécanismes aux foyer des séismes [Delacou, 2004; Delacou et al., 2004] (Fig. II-13).

Cet ensemble est bordé à l'Est par une remonté de manteau Apulien affleurant dans la zone d'Ivrée et donc nommé Corps d'Ivrée. Le corps d'Ivrée s'observe très nettement sur une carte ou un profil d'anomalie gravimétrique (Fig. II-12 & II-13). Le corps d'Ivrée, fragile, est le siège de nombreux séismes [Paul et al., 2001; Lardeaux et al., 2006] qui indique un pendage vers l'Est de ce corps (Fig. II-12).



II-12: Données géophysiques des Alpes Occidentales d'après [Roure, 1990; Schmid and Kissling, 2000; Paul et al., 2001; Lippitsch et al., 2003].

La tomographie sismique semble indiquer que la plaque Européenne des Alpes Occidentales a subducté sous la plaque Apulienne, et que le slab s'est trouvé rompu au cours de son histoire [Lippitsch et al., 2003; Kissling et al.,

2006] (Fig. II-12). Cette polarité de la subduction a été précédemment supposé au vue de la distribution du métamorphisme au sein de l'orogène [Platt, 1986].

Mais quelques incertitudes sur la structure des Alpes Occidentales demeurent:

(1) L'océan Valaisan se poursuit-il au Sud de Moutier? [Fügenschuh et al., 1999; Ceriani et al., 2001]; (2) la croûte inférieure de la croûte européenne se dédouble-t-elle ? [Valasek and Müller, 1997; Schmid and Kissling, 2000]. Cette question amène à s'interroger sur la structure rhéologique de l'orogène [Butler et al., 2006; Bellahsen et al., 2012]; (3) pour quelles raisons n'observe-t-on pas de croûte inférieure à l'affleurement: à cause d'une croûte amincie lors du rifting? A cause d'un découplage entre croûte supérieure et croûte inférieure lors du raccourcissement?; (4) existe-t-il un chevauchement sous Belledonne ? [Gidon, 2001].

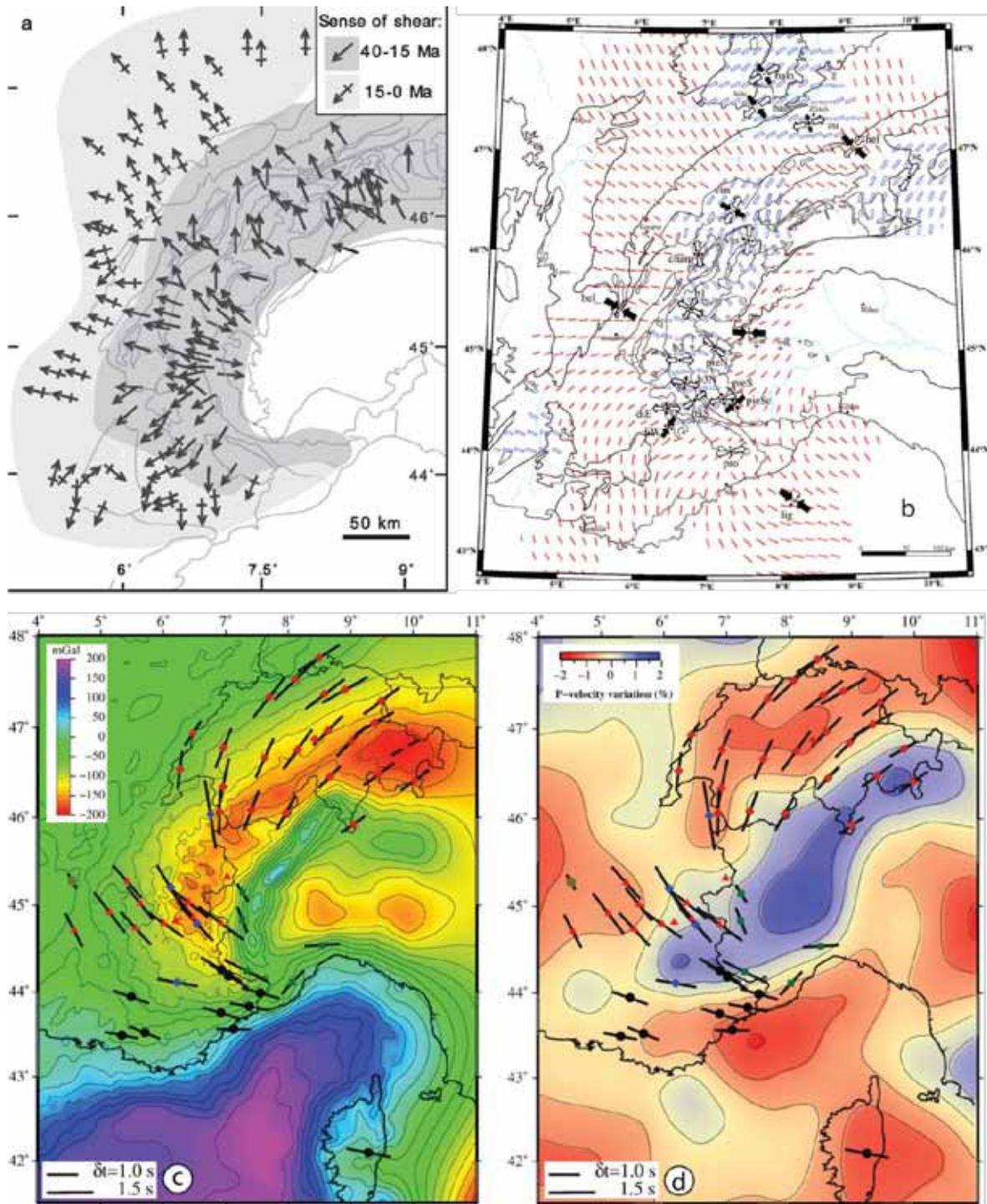
Nonobstant ces incertitudes, la compréhension de la structure actuelle et des déformations couplée aux données radiochronologiques et métamorphiques peut permettre de contraindre les flux de matière à l'œuvre lors de la convergence.

42

5. Flux de matière durant la convergence

a) Données cinématiques: 1^{er} ordre

La cinématique des Alpes Occidentales a été contrainte par les générations successives de géologues alpins qui ont décrit les déformations et relevés les directions de transport local. Ces directions synthétisées par quelques auteurs [Malavieille et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989a; Lickorish et al., 2002; Rosenbaum and Lister, 2005a], apportent des informations de premier ordre: le transport est globalement perpendiculaire à la chaîne depuis 40Ma (Fig. II-13a), les directions de transport enregistrées par les déformations sont globalement parallèles aux directions de compression déduite des mécanismes aux foyer des séismes dans la zone externe (Fig. II-13a, b). Mais le transfert d'échelle des données locales aux données régionales ainsi que le partitionnement engendrent de nombreuses incertitudes, sur le mouvement relatif entre la plaque Européenne et la microplaque Apulienne notamment.



II-13 (page précédente) : Flux de matière dans les Alpes Occidentales. (a) Synthèse des cinématiques cénozoïques d'après [Rosenbaum and Lister, 2005a]. (b) direction des axes de Pression (en rouge) et Tension (en bleu) et direction de raccourcissement (flèches noires) et d'extension (flèches blanches) issu de la sismotectonique [Delacou, 2004]. (c) carte gravimétrique (anomalie de Bouger) et direction d'anisotropie des SKS [Barruol et al., 2011]. (d) Tomographie cumulée de 100 à 200 km et direction d'anisotropie des SKS [Barruol et al., 2011].

Les données sur le taux de raccourcissement des bassins d'avant pays semblent indiquer une augmentation de celui-ci du Sud (36%) vers le Nord (68%) [Sinclair, 1997b], ce qui est conforme aux estimations de raccourcissement des chaînes Subalpines [Philippe et al., 1998] et de la croûte Européenne dans son ensemble [Burkhard and Sommaruga, 1998; Lickorish and Ford, 1998, Bellahsen et al., submitted].

Par ailleurs, les directions d'anisotropies des ondes SKS sous les Alpes Occidentales révèlent un flux mantellique globalement parallèle à la chaîne (Fig. II-13c, d) et donc perpendiculaire aux directions de transport dans la croûte sus-jacente. Le manteau semble déformé derrière la plaque plongeante et le flux semble contourner cette plaque (Fig. II-13d). Cette relation entre le flux du manteau et le slab sous les Alpes Occidentales n'est pas sans rappeler le flux mantellique toroïdal entraîné par le recul des slabs méditerranéens [Jolivet et al., 2009].

Comme témoin indirect, la sédimentation autour de l'orogène indique une augmentation du relief (et donc de la quantité de matériel érodé) ou une flexure de la lithosphère (a priori plus due à la faible flottabilité du slab qu'à l'épaississement de la lithosphère [Ford et al., 2006a]).

44

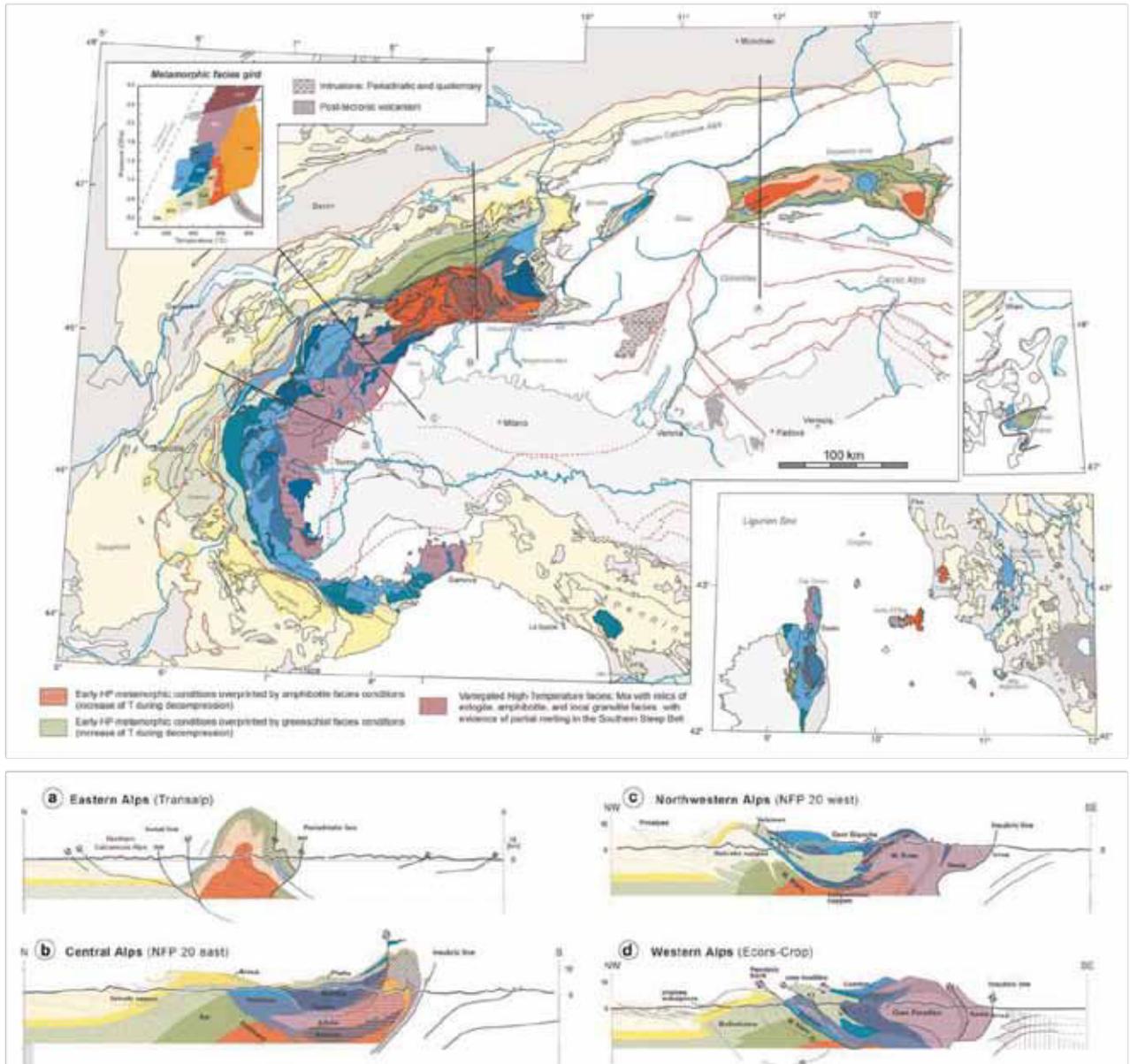
Un autre témoin indirect, le magmatisme Oligocène, présente des chimies qui témoignent d'une origine crustale et mantellique [von Blanckenburg and Davies, 1995]. Cette observation suggère que le magmatisme syn-collisionnel (daté entre 43-25Ma avec un pic entre 33 et 30Ma) est associé à une remontée mantellique interprétée comme due à une rupture du slab [von Blanckenburg and Davies, 1995; Schmid et al., 1996; Boyet et al., 2001].

b) Données du métamorphisme et de la radiochronologie: 1^{er} ordre

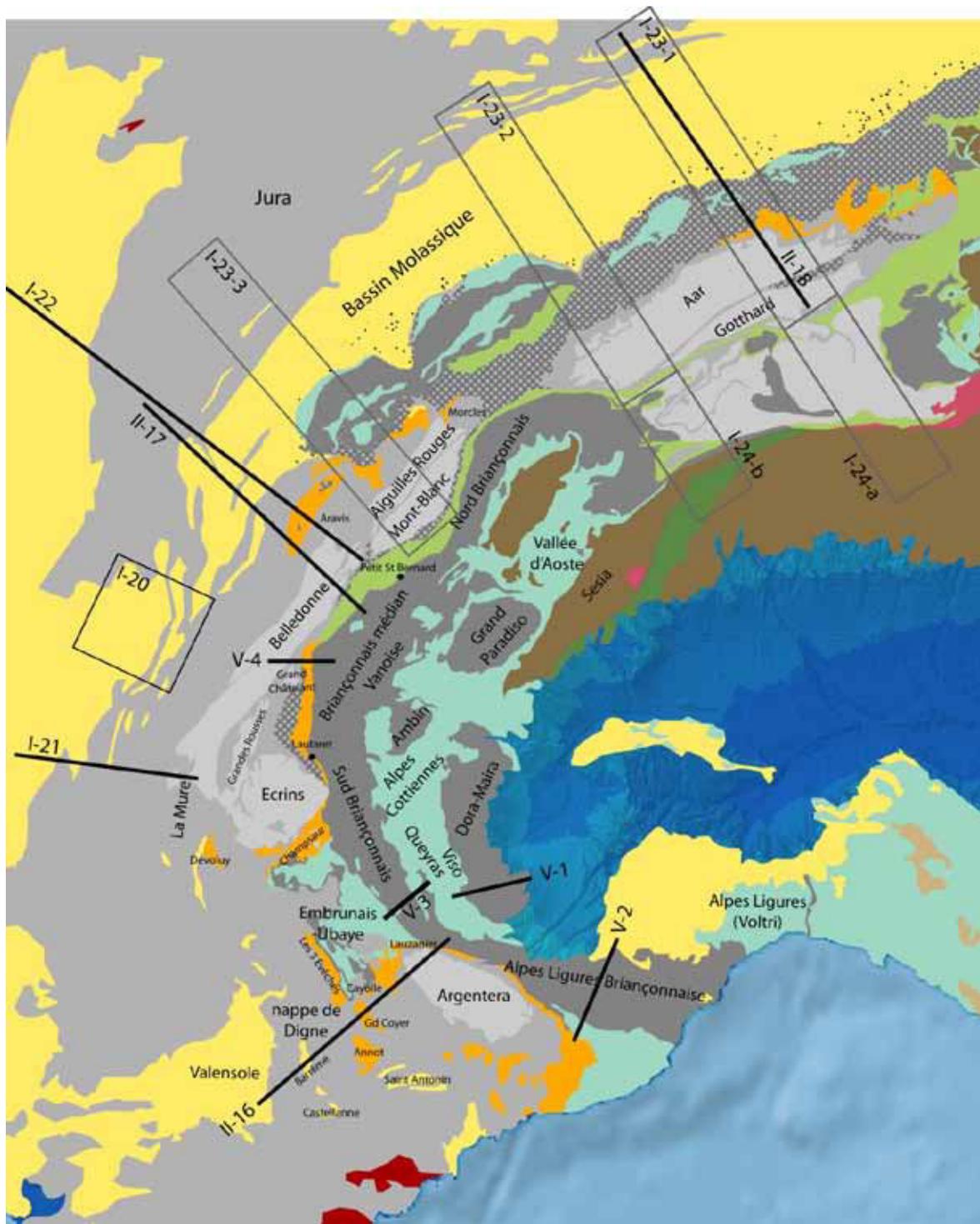
Dans la zone interne, le degré du métamorphisme augmente depuis l'ouest vers l'est (Fig. II-14) et les différentes estimations P-T indiquent un gradient métamorphique de $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, typique des zones de subduction [Agard et al., 2001b]. Par ailleurs, les datations du pic de pression indiquent un enfouissement progressif des unités depuis l'est vers l'ouest: ainsi Sesia a atteint son pic de pression entre 70 et 60Ma [Inger et al., 1996; Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1999], les unités Liguro-Piémontaises ont atteint leur pic de pression entre 60 et 48Ma [Monié and Philippot, 1989; Duchêne et al., 1997; Cliff et al., 1998;

Rubatto and Hermann, 2001; Agard et al., 2002] et les unités Briançonnaises ont atteint leur pic de pression entre 52 et 34Ma [Tilton et al., 1991; Scaillet et al., 1992; Duchêne et al., 1997; Gebauer et al., 1997; Rubatto and Hermann, 2001; Ganne, 2003; Gerber, 2008], ce qui est en accord avec la polarité de la subduction.

La dynamique d'exhumation des zones internes, complexe, nécessite une description locale des différentes zones des Alpes Occidentales.



II-14: Métamorphisme Alpin [Bousquet et al., 2008]



II-15: La plupart des localités décrites ci-dessous figurent sur la carte ci-dessus. De même, les différentes figures ont été reportées.

Les parties suivantes sont disponibles en Annexe 1 :

c) P-T-t-d des unités Austroalpines

d) P-T-t-d des unités Liguro-Piémontaises

(a) Les Alpes Ligures Liguro-Piémontaise

(b) Queyras et Alpes Cottiennes

(c) Vallée d'Aoste

e) P-T-t-d des massifs cristallins internes

(a) Le massif de Dora Maira

(b) Le massif de Grand Paradiso

f) P-T-t-d du domaine Briançonnais

(a) Les Alpes Ligures Briançonnaise

(b) Partie Sud du domaine Briançonnais

(c) Partie Médiane du domaine Briançonnais

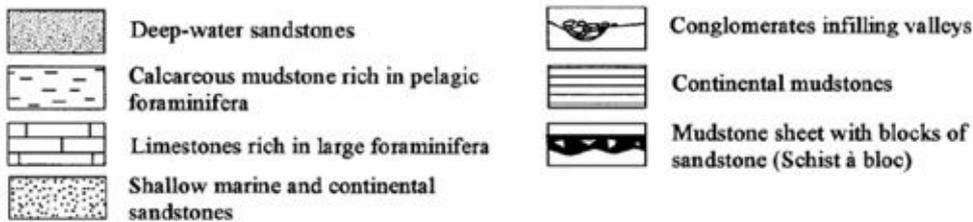
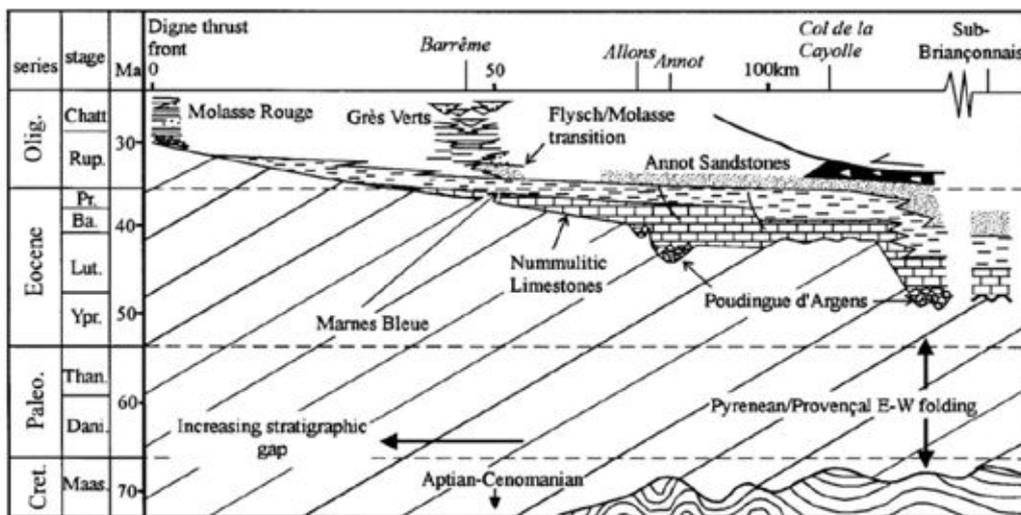
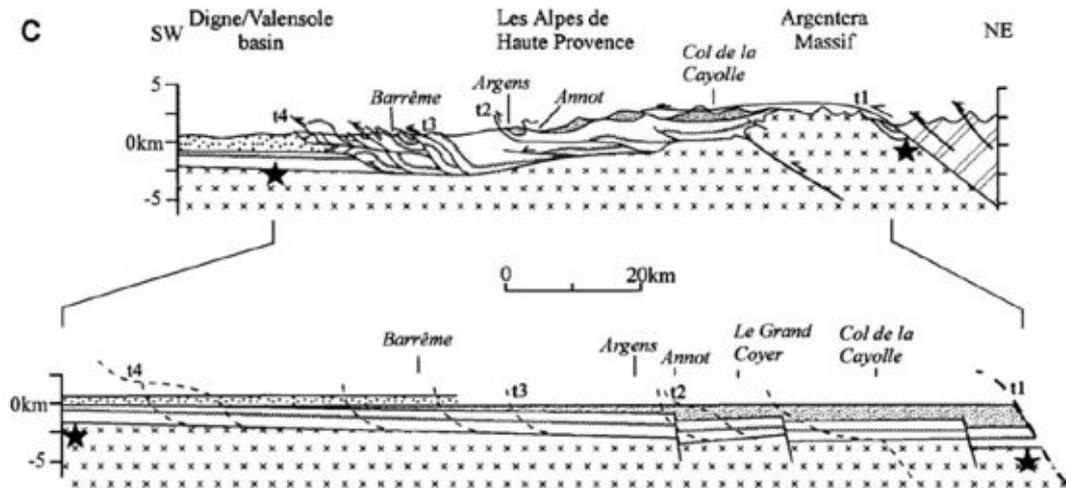
(d) Le massif de Vanoise-Ambin

(e) Partie Nord du domaine Briançonnais

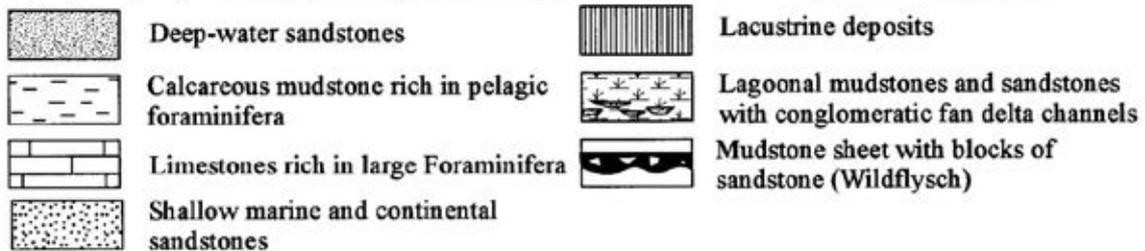
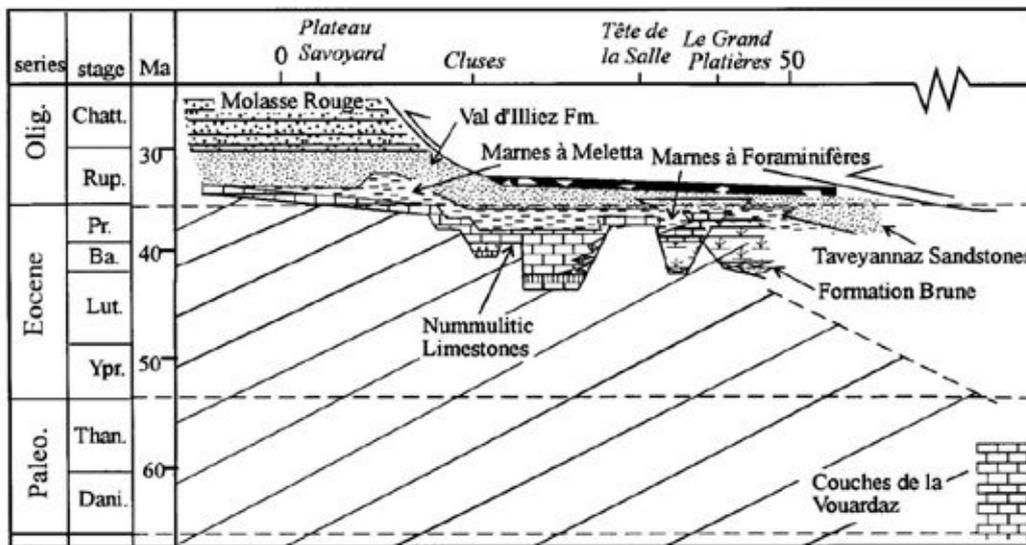
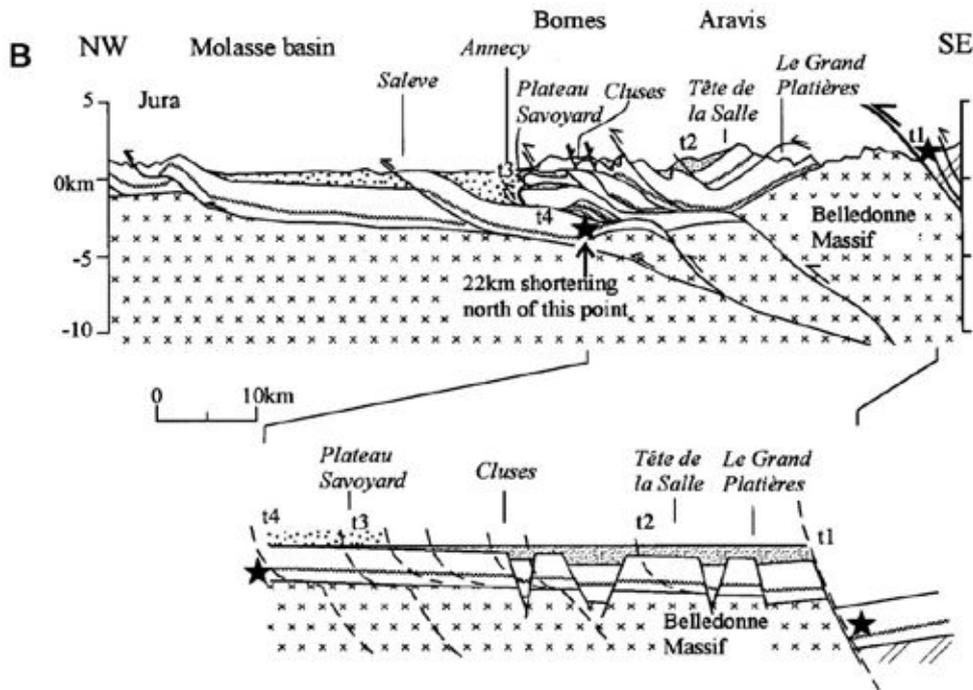
47

g) P-T-t-d des massifs cristallins externes et de leur couverture

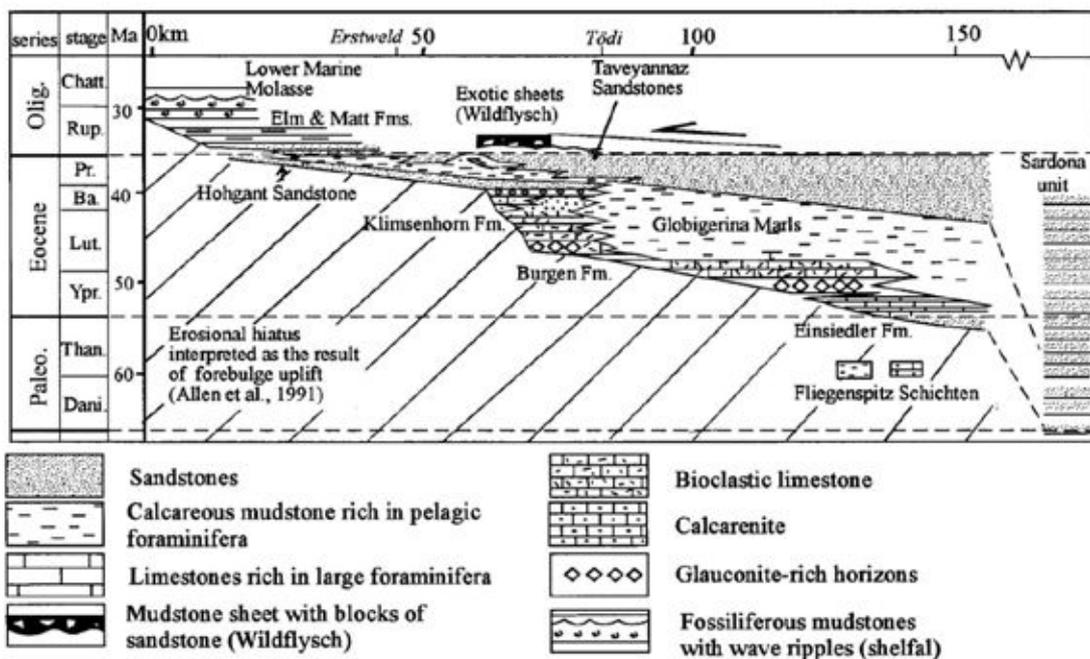
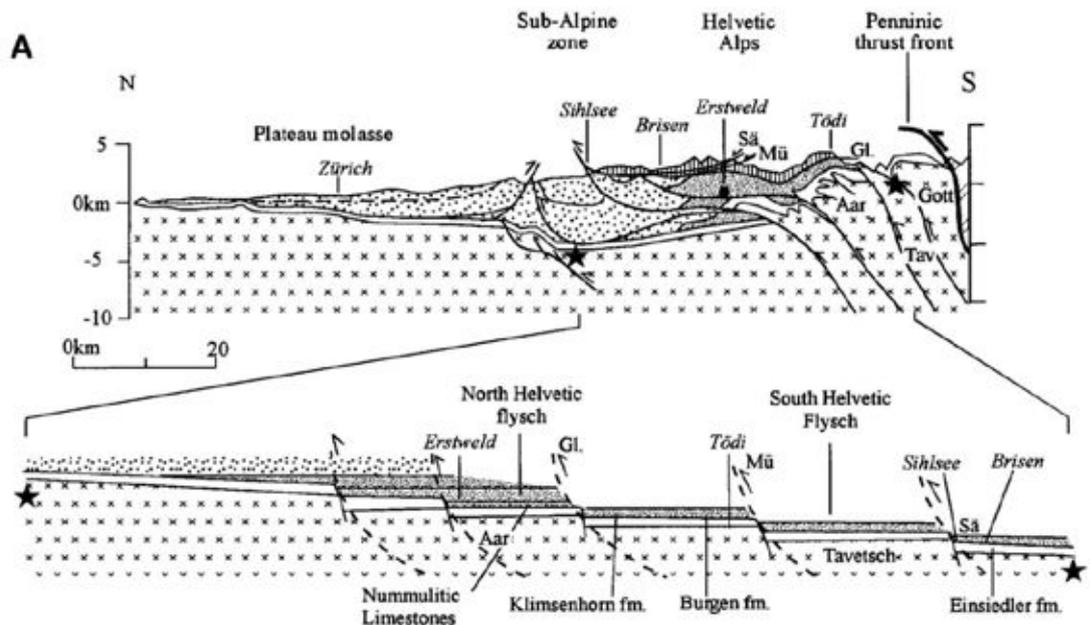
Une grande partie de la zone externe est enfouie sous la zone interne au cours du Rupélien (34-28Ma), comme le montre la formation des schistes à blocs (ou 'wild-flysch' [Bayer, 1982]) présents tout au long de la chaîne [Sinclair, 1997b] (Fig. II-16, II-17, II-18).



II-16: Coupe restaurée (36% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe SO-NE du massif de l'Argentera et de la nappe de Digne d'après [Sinclair, 1997b].



II-17: Coupe restaurée (48% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe ONO-ESE de l'extrême Nord du massif de Belledonne au Bassin Molassique d'après [Sinclair, 1997b]



II-18: Coupe restaurée (68% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe NNO-SSE du massif du Gotthard au Bassin Molassique d'après [Sinclair, 1997b].

(a) *Le massif de l'Argentera*

Le massif de l'Argentera est déformé par des zones de cisaillements dextres orientées NO-SE ainsi que par des zones de cisaillements inverses à vergence sud, compatibles avec un raccourcissement N-S à NNE-SSO [Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a]. Celles-ci ont été datées par ces mêmes auteurs entre 34

et 20Ma. Le pic du métamorphisme, qui a probablement lieu juste après l'enfouissement sous les zones internes vers 34-32Ma, a été estimé entre 350°C et 3.5-4kbar (25-35°C.km⁻¹ ; 10-14km) par [Corsini et al., 2004] et autour de 375±30°C et 4.5-7kbar (15-30°C.km⁻¹ ; 15-21km) par [Sanchez et al., 2011a]. L'analyse de l'histoire thermique de la couverture sus-jacente indique une épaisseur de nappe comprise entre 8 et 10 km (pour un gradient géothermique compris entre 25 et 30°C.km⁻¹) au niveau du front pennique à l'est de l'Argentera [Labaume et al., 2008], ce qui est plus ou moins en accord avec l'estimation de [Corsini et al., 2004] dans le socle. Les données traces de fission sur zircon de cette zone indiquent des âges compris entre 29 et 20Ma [Bigot-Cormier et al., 2000], ce qui indique que les zones de cisaillements ont été actives durant l'exhumation. Finalement, les données de traces de fission sur apatite indiquent que la massif a été exhumé de manière hétérogène dans un régime en transpression puis en transtension (à partir de 8-5Ma), avec des valeurs comprises entre 12Ma et 3Ma [Bigot-Cormier et al., 2000; Labaume et al., 2008; Sanchez et al., 2011b].

(b) *Les nappes de l'Embrunais-Ubaye et la nappe de Digne*

51

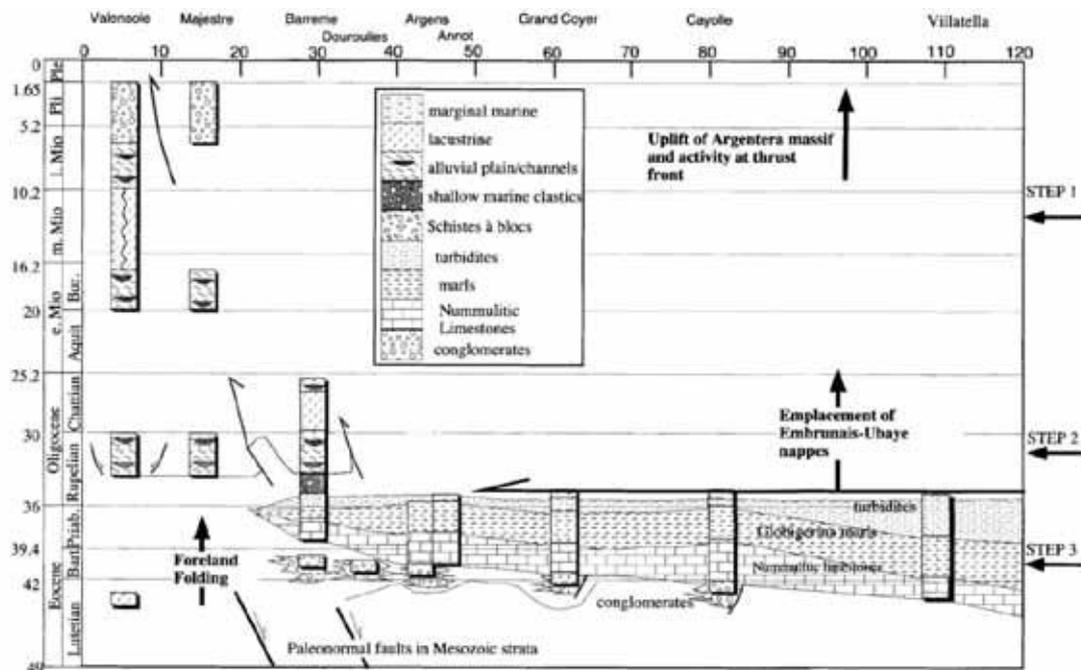
Les nappes de l'Embrunais-Ubaye ont été transportées sur les zones externes selon une direction NE-SO durant le Rupélien (34-28Ma) [Fry, 1989b; Burgisser and Ford, 1998; Ford et al., 1999; Apps et al., 2004; Ford and Lickorish, 2004; Mulder et al., 2010; Salles et al., 2011]. Les travaux de [Merle and Brun, 1984] dans les nappes de Parpaillon ont relevé des linéations d'étirements montrant un transport vers le NO puis vers le SO soit une rotation antihoraire. Néanmoins, la nappe de Parpaillon a une histoire qui ne se limite pas à sa mise en place sur la zone externe et cette linéation NO-SE correspond très probablement à une direction de transport acquise dans le domaine interne.

La nappe de Digne a une direction de déplacement vers le SO à SSO entre 12 et 2Ma [Lickorish and Ford, 1998; Fournier et al., 2008] (Fig. II-19).

(c) *Le massif des Ecrins et sa couverture*

Cette section est l'objet de la partie suivante (II.C), où l'histoire P-T-t-d sera détaillée. Brièvement, la cinématique du raccourcissement du massif des Ecrins est encore débattue. Néanmoins, un raccourcissement E-W a été daté par Simon-

Labric et al. (2009) entre 27 et 34Ma sur des décrochements conjugués à l'Est du massif. Le pic du métamorphisme a été estimé au sein de la couverture entre 280 et 350°C et entre 1-5kbar [Jullien and Goffé, 1993; Crouzet, 1999, 2001]. Il aurait été atteint entre 31 et 24 Ma [Nziengui, 1993; Crouzet, 1999, 2001; Ceriani et al., 2003; Van der Beek et al., 2010].



52

II-19: Chronologie des bassins du Sud de la France d'après [Lickorish and Ford, 1998]

(d) *Le massif du Mont Blanc et sa couverture*

Du massif du Mont-Blanc aux nappes de Morcles et des Diablerets, les déformations, selon une compression NO-SE, ont été datés entre 36 et 13Ma [Crespo-Blanc et al., 1995; Kirschner et al., 1996; Rolland et al., 2008; Cenki-Tok et al., 2013]. Le pic du métamorphisme à la base de la nappe de Morcles a été estimé dans des veines (isotope de l'oxygène sur quartz et calcite) autour de 350±20°C tandis qu'il atteint seulement 260 à 290°C dans les niveaux supérieurs [Kirschner et al., 1995]. Dans le massif du Mont Blanc, les déformations ont lieu autour de 400±25°C et 5±0.5kbar (20°C.km⁻¹ ; 15-20km) [Rolland et al., 2003] tandis que dans le massif des Aiguilles Rouges les conditions P-T ne dépasse pas 300°C et 9km selon [Leloup et al., 2005]. Le massif du Mont Blanc s'exhume à partir de 22Ma [Leloup et al., 2005]. Les données traces de fission sur zircon donnent des âges compris entre 18 et 10Ma [Seward and Mancktelow, 1994] tandis que celles sur apatite donnent des âges compris entre 7.5 et 1.4Ma pour le

Mont Blanc et 4.2 et 3.5Ma pour les Aiguilles Rouges [Seward and Mancktelow, 1994; Leloup et al., 2005].

(e) *Les massifs de l'Aar et du Gotthard et leur couverture*

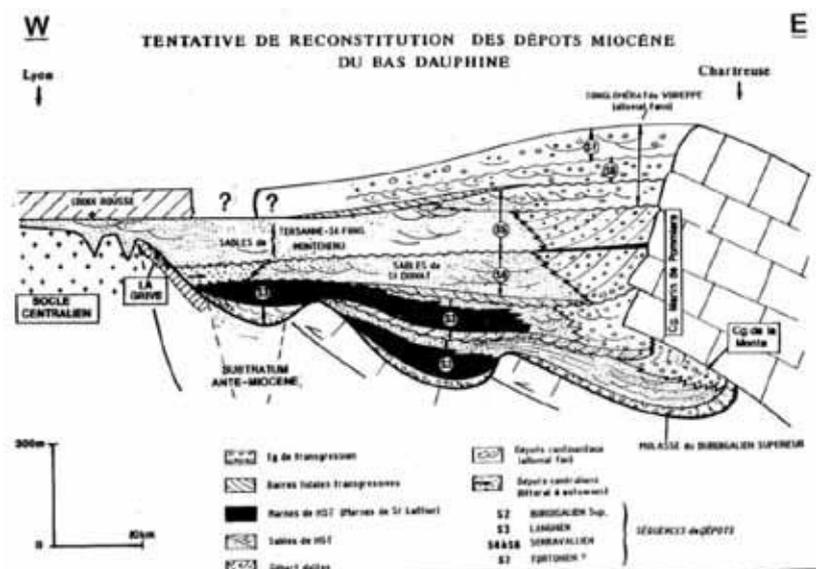
Comme les autres massifs cristallins externes, l'Aar et le Gotthard sont enfouis sous les unités internes autour de 34-32Ma [Sinclair, 1997b; Challandes et al., 2008]. Le pic du métamorphisme passe de 300°C/3kbar au Nord (25°C.km⁻¹ ; 10-15km) à 450-500°C/4-5kbar au Sud (20-30°C.km⁻¹ ; 14-20km) et les conditions P-T de la déformation ont même été estimés à 450±20°C/6±1kbar (15-20°C.km⁻¹ ; 20-25km) [Challandes et al., 2008].

Les déformations ductiles dans les conditions susnommées du massif de l'Aar ont été datées entre 23 et 12Ma [Challandes et al., 2008; Rolland et al., 2009]. Les données traces de fission sur zircon donnent des âges entre 22 et 8Ma (avec des âges non réinitialisés sur la bordure ouest) et celles sur apatite donnent des âges entre 12 et 6Ma, compatible avec les déformations fragiles enregistrées entre 9 et 5Ma [Michalski and Soom, 1990; Kralik et al., 1992]. Il est à noter que les bassins Nord Alpin à l'est de l'Aar montrent une rotation horaire de 16-17° postérieur à 13Ma [Kempf et al., 1998].

h) *Cinématique et âge des chaînes Subalpine et du Jura*

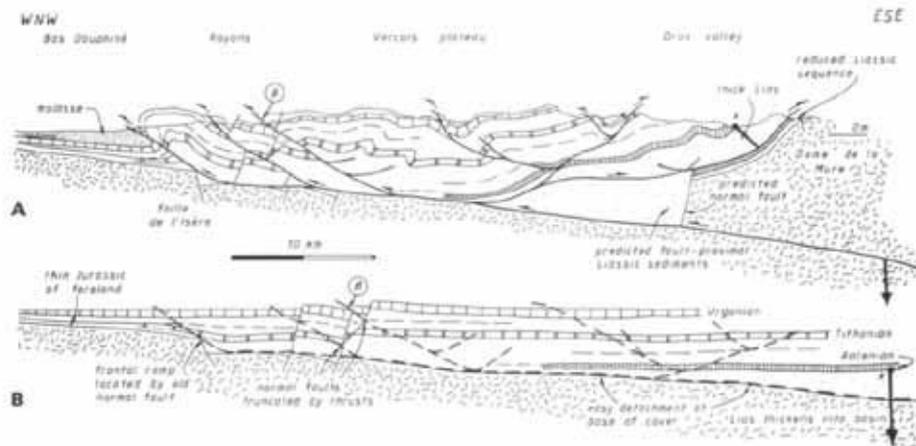
(a) *Vercors et Chartreuses*

Alors que les premiers dépôts sont datés du Burdigalien (17.5Ma), les âges de plis et chevauchements dans les environs du Vercors et de la Chartreuse sont estimés entre 15 et 12Ma [Clauzon, 1990] (Fig. II-20).



II-20: Dépôts du Miocène et activité tectonique. D'après [Clauzon, 1990]

Ces chaînes plissées sont classiquement interprétées comme liées à la surrection des massifs cristallins externes. Décollée le long de niveaux peu résistant comme le Trias ou le Lias [Deville and Sassi, 2006], la couverture est affectée de chevauchements liés à un chevauchement de socle sous Belledonne [Ménard, 1979; Butler, 1989; Philippe et al., 1998; Deville and Chauvière, 2000] (Fig. II-21).



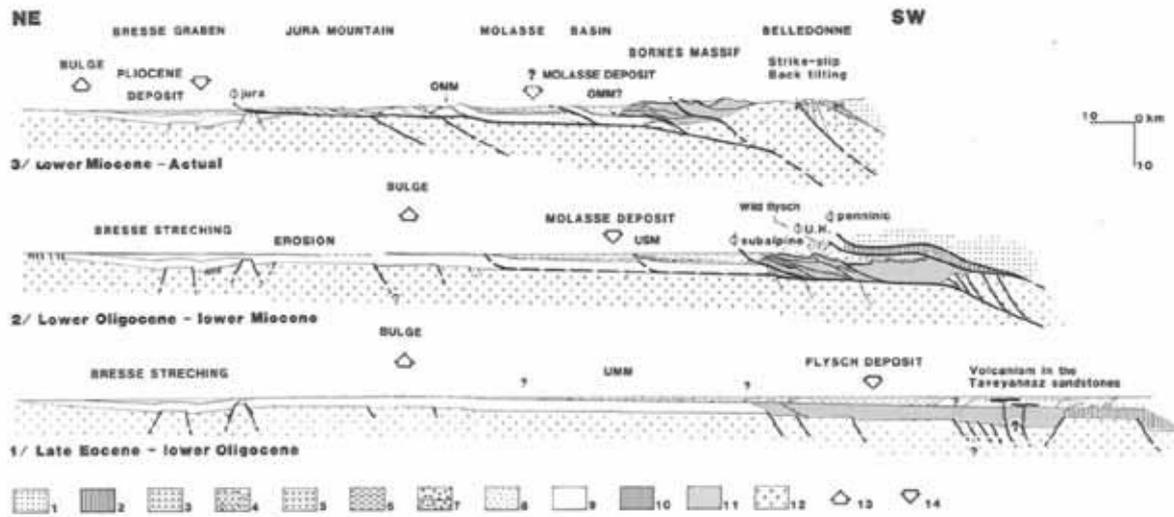
II-21: Coupe ONO-ESE restaurée du massif de la Mure au Bas Dauphiné d'après [Butler, 1989].

(b) *Bornes, bassin molassique et Jura*

54

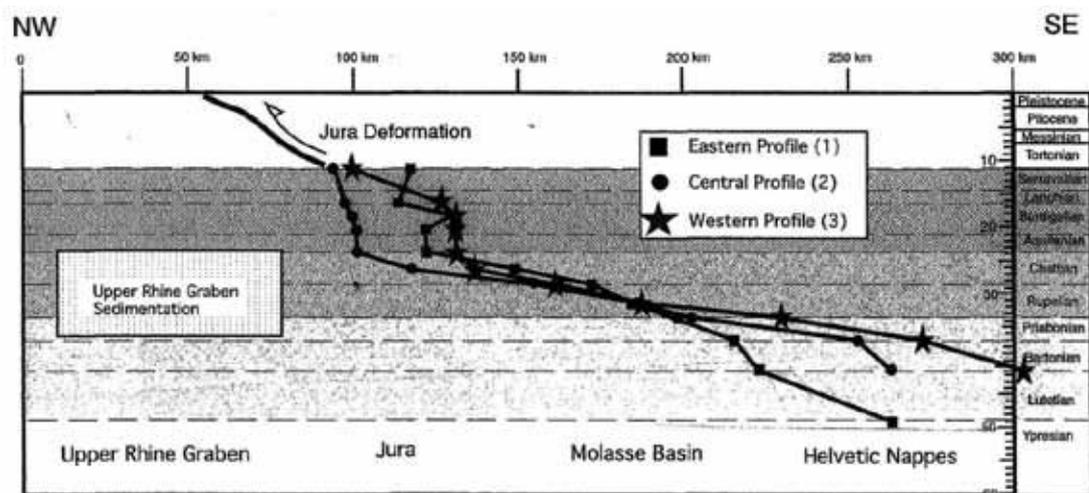
Contrairement au Vercors et à la Chartreuse, les chaînes Subalpines des Bauges et des Bornes, à l'ouest du Nord de Belledonne et des Aiguilles Rouges, ont été enfouies et déformées sous les unités tectoniques d'origine interne (les Préalpes) à l'Oligocène (34-25Ma) [Eltchaninoff-Lancelot et al., 1982; Deville and Sassi, 2006]. Il n'y a pas d'argument claire d'une activité tectonique entre 20 et 12Ma dans le bassin molassique de l'Ouest [Guellec et al., 1990; Burkhard and Sommaruga, 1998]. L'ensemble est ensuite affecté par une seconde phase tectonique dès 12Ma qui affecte les Bornes, interrompt la sédimentation du bassin molassique, déplace le bassin molassique de 30km vers le Nord-Ouest et génère le Jura, probablement lié à la l'activité d'un chevauchement sous les massifs cristallins externes (Belledonne, Mont Blanc, Aar) (Fig. II-22) [Pfiffner, 1986; Guellec et al., 1990; Burkhard and Sommaruga, 1998]. Cette chronologie est conforté par l'absence de migration du front des dépôts sédimentaire entre 24 et 16/11Ma (Fig. II-23) [Ford and Lickorish, 2004]. Un autre scénario possible implique une déformation continue se propageant en séquence d'Est en Ouest sur un décollement localisé à la base de la couverture [Homewood et al., 1986;

Pfiffner, 1986; Guellec et al., 1990; Pfiffner et al., 2002; Ford and Lickorish, 2004] (Fig. II-24).

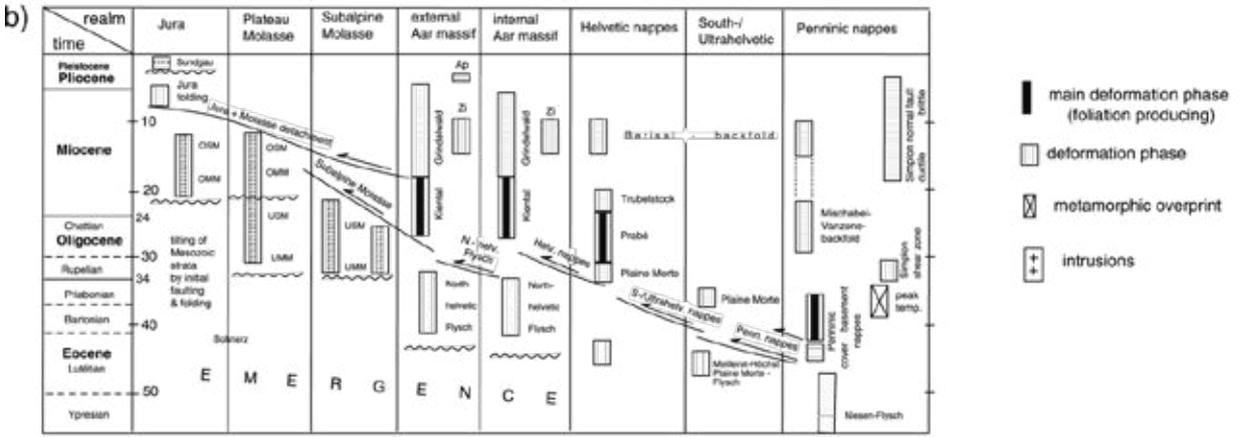
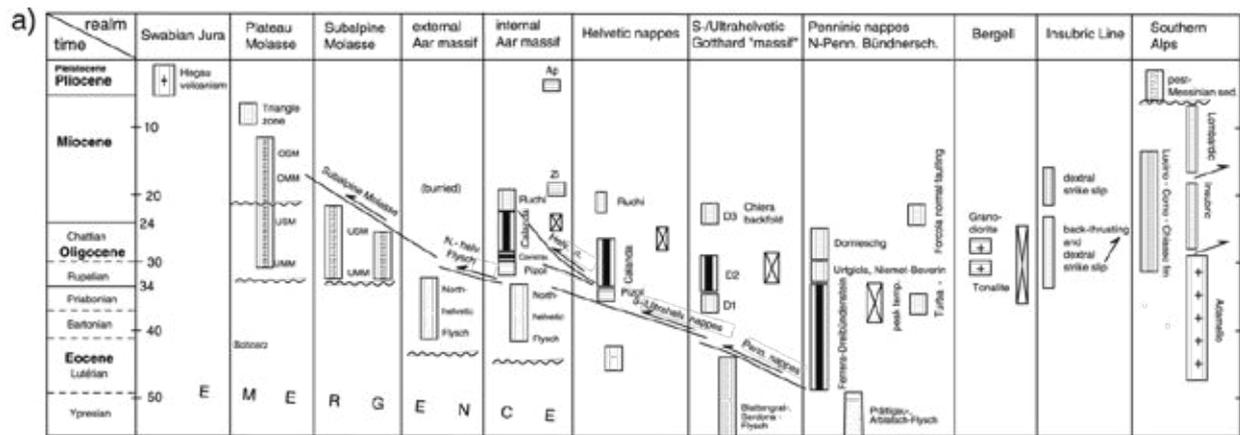


II-22: Evolution tectono-sédimentaire des Bornes au Jura d'après [Guellec et al., 1990]. 1: unité interne; 2: couverture mésozoïque ultrahelvétique; 3: flysch interne et ultra-helvétique; 4: flysch intermédiaire entre le flysch subalpin et l'ultrahelvétique; 5: Flysch Subalpin avec les grès de Taveyannaz; 6: Flysch Subalpin sans les grès de Taveyannaz; 7: formation de transition entre les molasses d'eau douce et les flyschs; 8: molasse d'eau douce; 9: dépôt cénozoïque de bresse; 10: couverture mésozoïque des chaînes Subalpines; 11: couverture mésozoïque du Jura et du graben de Bresse; 12: socle indifférentié; 13-14: positions des bombements et dépo-centre tertiaire; OMM: Molasse marine supérieure ; USM: molasse d'eau douce inférieure; UMM: molasse marine inférieure; UH: ultrahelvétique.

55



II-23: Migration du front nord des dépôts du bassin frontal nord Alpin d'après [Ford and Lickorish, 2004]. Les vitesses de migration sont de l'ordre de 6 à 9.6mm.an⁻¹ entre le Lutétien et le Chattien. Il n'y a pas de migration significative entre l'Aquitaniien et le Serravalien. S'en suit le chevauchement du Jura dès 11Ma. Les profils sont NW-SE; le profil 1 passe par le Nord de l'Aar, le profil 2 par le Sud de l'Aar et le profil 3 par le Nord de Belledonne.



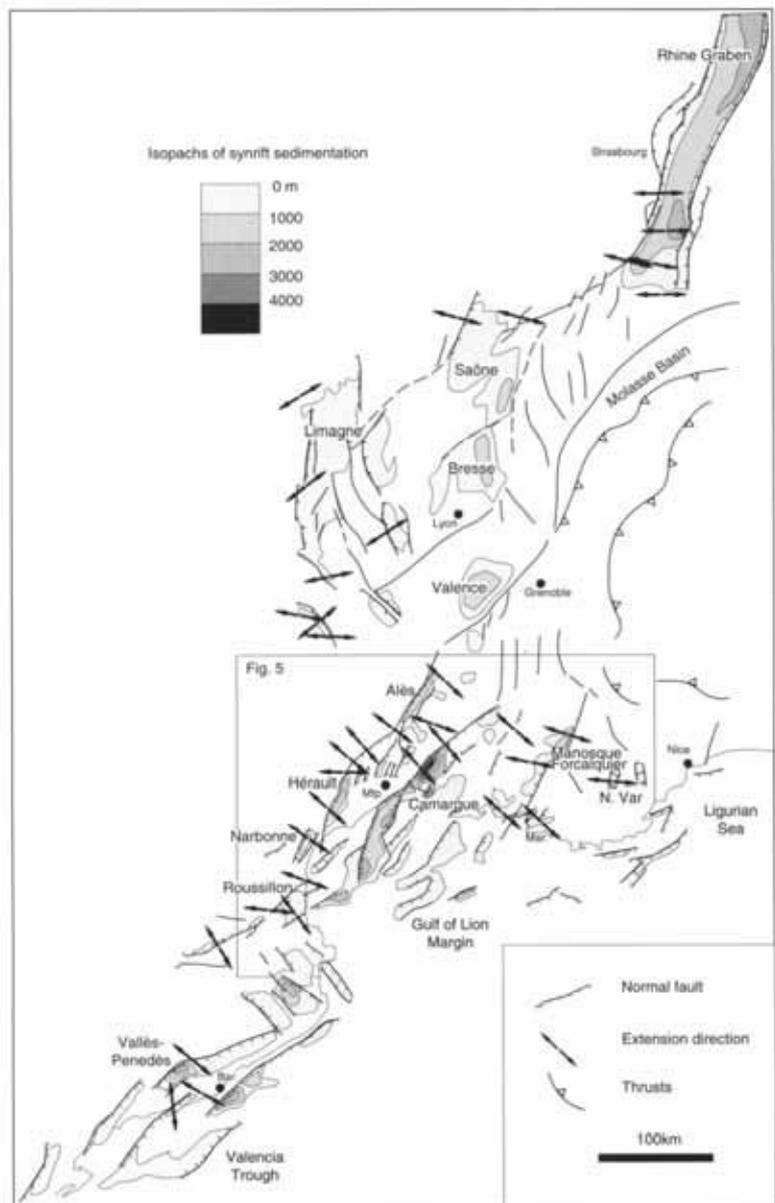
II-24: Synthèse tectonométamorphiques, magmatiques et sédimentaires sur une transverse NO-SE au Nord et au Sud de l'Aar d'après [Pfiffner et al., 2002].

i) Les riftings Oligocènes

Selon les travaux de [Séranne, 1999] (Fig. II-25), deux phases d'extension peuvent être définies à l'Ouest de l'orogène. La première, qui a principalement lieu entre le Priabonien (vers 36Ma) et le Rupélien est une extension d'axe E-W qui a généré le rift ouest Européen, c-à-d. les bassins depuis Valence au graben du Rhin. Au Sud du bassin de Valence, dans le bassin de Valreas, les sédiments du Burdigalien supérieur au Langhian (vers 16Ma) scellent cette déformation extensive [Riche and Tremolieres, 1987]. Les grabens et demi-graben liés à cette extension semblent spatialement associés à un plume mantellique visible en tomographie [Granet et al., 1995; Goes et al., 1999]. Ce plume a été interprété comme le résultat d'un flux mantellique induit par le mouvement du slab européen [Merle and Michon, 2001]. Quoi qu'il en soit, l'extension crustale Oligocène n'est pas interprétée comme résultant de ce plume (qui serait un

évènement ultérieure), mais serait plutôt le résultat de la distribution des contraintes dans la croûte due aux zones de collision [Dèzes et al., 2004; Ziegler and Dèzes, 2007] ou à la traction de la plaque plongeante [Merle and Michon, 2001].

La seconde est une extension d'axe NO-SE qui affecte la région du Golfe du Lion, c-à-d. depuis les bassins du sud de la France à la Sardaigne, et qui débute autour du Rupélien supérieur (proche de 30Ma). Cet évènement est classiquement associé à l'extension arrière arc de la plaque plongeante des Apennins [Séranne, 1999; Faccenna et al., 2001].



II-25: Carte structurale des bassins syn-rift d'après Séranne [1999]

Les parties suivantes sont disponibles en Annexe 2 :

j) ZFT et AFT: une synthèse de l'exhumation

6. Rétro-déformation vue en coupes

a) Coupes historiques

b) Dernière reconstitutions des Alpes Occidentales depuis 170Ma

7. Modèles géodynamiques de la collision

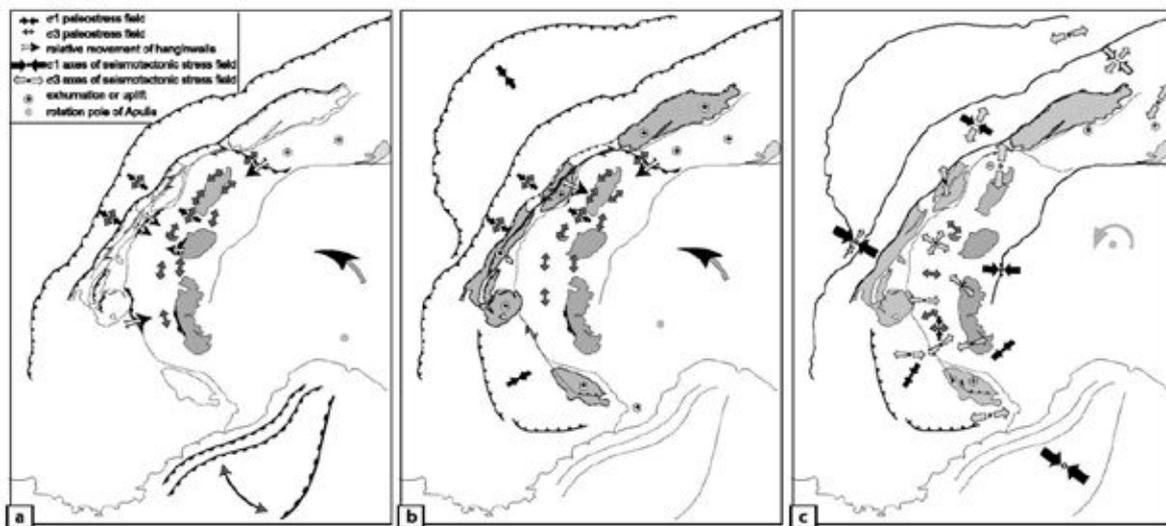
Il existe différents modèles géodynamiques de la collision, du fait de l'évolution des connaissances, de la hiérarchisation des faits et du grand nombre d'inconnue. Je vais présenter ici les modèles classiques, cherchant à expliquer la genèse des Alpes en tant que chaîne de collision. Je procéderais en quatre étapes: d'abord, les modèles de l'histoire récente, cherchant à expliquer l'extension de la zone interne, synchrone de raccourcissements et de décrochements dans la zone externe. Ensuite les modèles cherchant à expliquer l'histoire du raccourcissement de cette chaîne arquée. Dans un troisième temps, nous discuterons des modèles expliquant l'exhumation syn-convergence des unités de haute pression. Dans un quatrième temps, nous parlerons des modèles mettant en relation les mouvements asthénosphériques et les mouvements crustaux.

a) Synchronisme entre extension, convergence et décrochement

De l'inversion du front pennique [Seward and Mancktelow, 1994; Ceriani et al., 2001; Tricart et al., 2001; Tricart, 2004] aux failles normales fragiles distribuées dans la zone interne [Sue and Tricart, 1999, 2002; Champagnac et al., 2006a, 2006b; Tricart and Sue, 2006; Tricart et al., 2006] et à la faille normale du Simplon [Grasemann and Mancktelow, 1993; Steck and Hunziker, 1994], une dynamique extensive néogène caractérise la déformation de la zone interne. Cette extension s'opère alors que la zone externe est affecté par du raccourcissement (Jura, Nappes de Digne, Chaînes Subalpines; voir les sections précédentes) ou du décrochement dextre (Argentera, Belledonne, Mont-Blanc, Aar). Par ailleurs, ce régime généralisé de décrochement dextre parallèle à la chaîne, qui est Néogène supérieure [Tricart, 2004; Rolland et al., 2009; Sanchez et al., 2011b] à actuel [Maurer et al., 1997; Thouvenot et al., 2003; Delacou, 2004], est en accord avec une rotation antihoraire de la plaque Apulienne [Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002]. De plus, un changement de la dynamique extensive a été documentée (direction parallèle puis perpendiculaire à la chaîne), ce qui implique une possible évolution des causes géodynamiques de cette extension [Delacou, 2004; Champagnac et al., 2006a, 2006b] (Fig. II-26).

Différents modèles peuvent expliquer cette extension (Fig. II-27), impliquant des forces de volumes ou des forces aux limites [Sue and Tricart, 2002]: (1) le

retrait de la plaque plongeante qui induit une extension arrière-arc [Sue et al., 1999]; (2) la rupture du slab ou de la racine lithosphérique [Sue et al., 1999]; (3) l'effondrement gravitaire de la chaîne [Delacou, 2004; Delacou et al., 2004]; (4) une extension superficielle au dessus d'un coin ascendant (indentation verticale) [Eva et al., 1997; Rolland et al., 2000; Lardeaux et al., 2006; Schwartz et al., 2009]. (5) Une extension extrados d'un plis de rampe crustale [Burg et al., 2002]; (6) un échappement latéral induit par l'indentation et/ou la rotation de la plaque Apulienne [Bistacchi and Massironi, 2000; Champagnac et al., 2006a]; (7) un système transtensif induit par une collision oblique et/ou une rotation de l'Apulie [Maurer et al., 1997].



II-26: Evolution tectonique néogène d'après [Champagnac et al., 2006a]. (a) extension parallèle à l'orogène dans la zone interne et raccourcissement dans la zone externe due à l'extrusion vers le bassin Liguro-Provençale induit par l'indentation et la rotation de la plaque Apulienne. (b) Régime tectonique à la fin de l'ouverture du bassin Liguro-Provençale caractérisé par un mouvement du front de la chaîne vers le NW (Jura), vers le SW (nappe de Digne) ainsi que par des mouvements décrochant dextre et l'exhumation des massifs cristallins externes. (c) extension perpendiculaire à la chaîne récente à actuelle associée à un régime convergent peu développé.

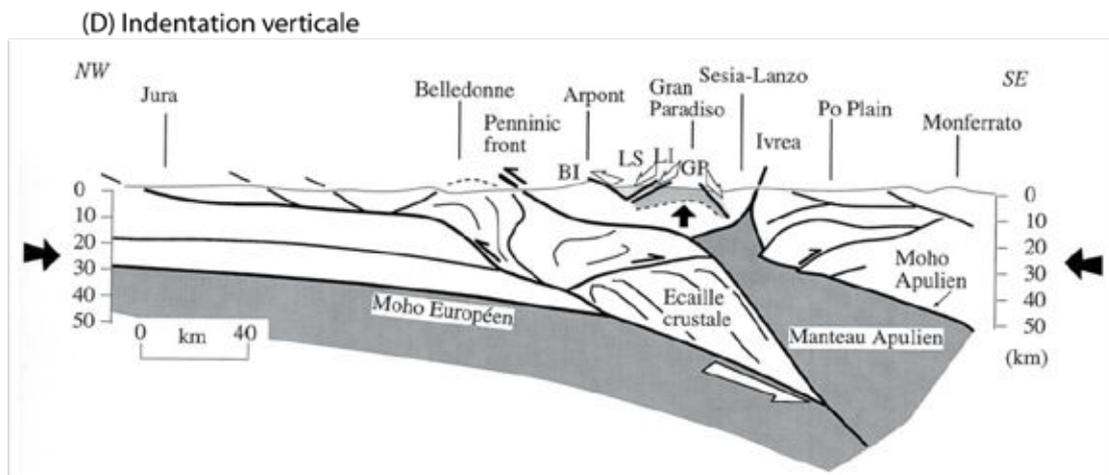
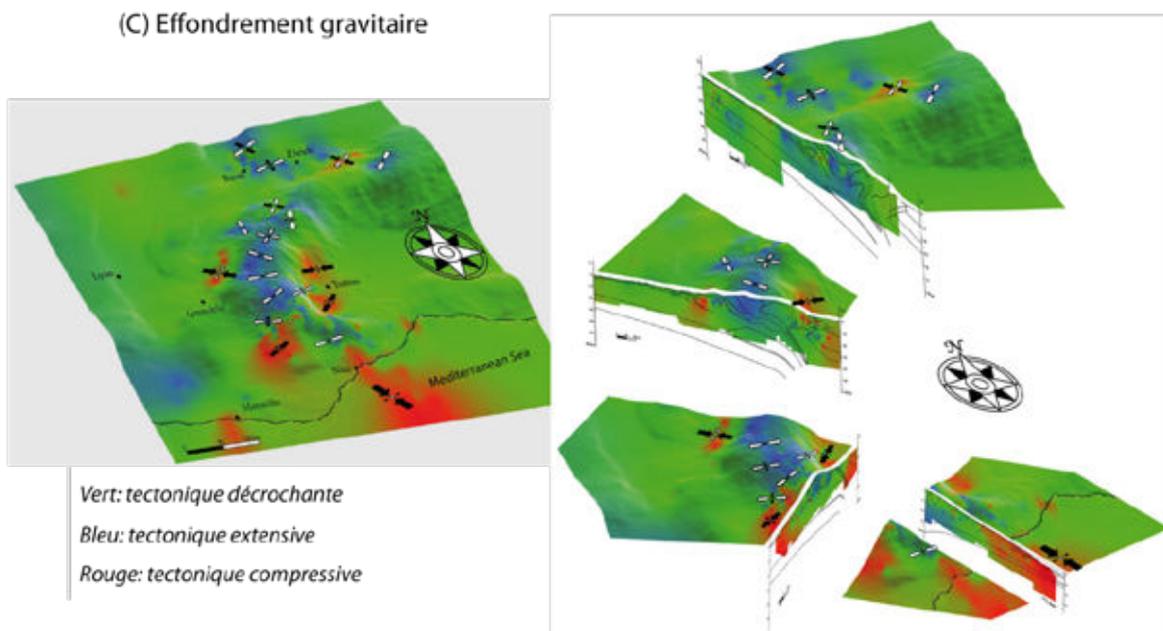
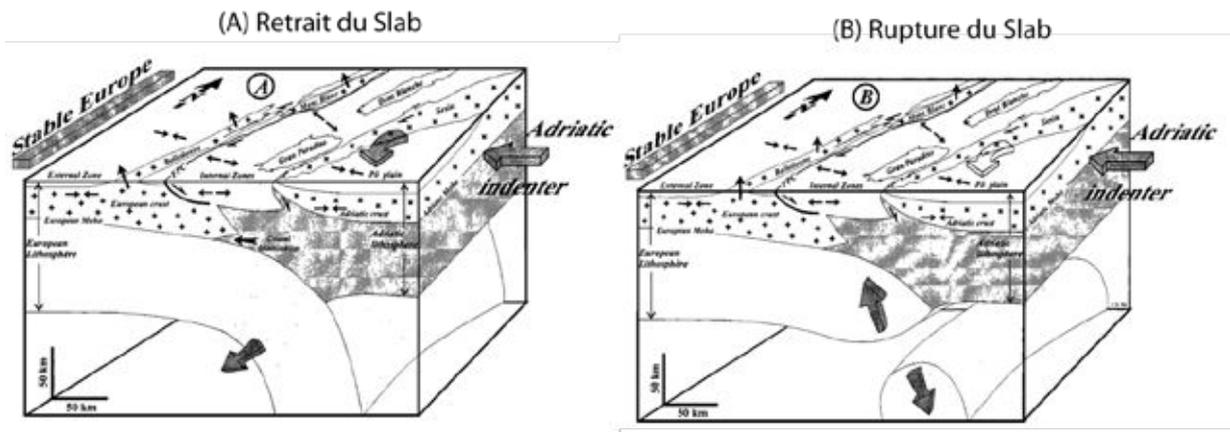
L'extension fragile parallèle à l'arc, interprété comme la plus ancienne des extension fragile [Delacou, 2004; Champagnac et al., 2006a, 2006b], non datée mais probablement Oligocène supérieur à Pliocène, ne peut être expliquée par un effondrement syn-orogénique, un slab break-off ou par un retrait du slab qui induisent une direction d'étirement parallèle à la direction de raccourcissement [Delacou, 2004]. Il en va probablement de même pour l'indentation verticale [Rolland et al., 2000], notamment parce que le poinçon (le manteau Apulien) se présente sous la forme d'une étroite bande N-S à NNE-SSO (Fig. II-13). Cette

direction d'étirement pourrait être en revanche expliquée par une extrusion latérale de la zone interne sous l'effet du poinçonnement N-S à NO-SE de la plaque Apulienne couplé à sa rotation antihoraire et favorisé par la bordure libre au Sud de cette zone que constituait la mer Liguro-Provençale [Champagnac et al., 2006a].

Une diminution de la convergence au Pliocène a pu favoriser l'effondrement gravitaire de la zone interne, caractérisé par une direction d'étirement perpendiculaire à la chaîne [Delacou, 2004] (Fig. II-27C). La chaîne résulterait donc d'un équilibre entre forces de volume et forces aux limites induit par l'interaction de différents processus (épaississement de la croûte, rotation de la plaque Apulienne, ouverture de la mer Liguro-Provençale et de la mer Tyrrhénienne, diminution du taux de convergence...).

b) Le raccourcissement d'une chaîne arquée

De nombreuses études ont tenté d'expliquer les mécanismes du raccourcissement ayant conduit à l'édification de l'arc Alpin, et différents faits étayaient différentes théories: (1) le raccourcissement de la zone externe est globalement perpendiculaire à l'arc Alpin depuis 40Ma (Fig. II-13) [Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989a; Lickorish et al., 2002; Rosenbaum and Lister, 2005a]; (2) un raccourcissement NO-SE associé à des décrochements sénestres subméridien, au moins postérieur aux dépôts éocènes (et donc à 34Ma environs), affectent les unités proches du front pennique [Ricou and Siddans, 1986; Fügenschuh et al., 1999; Ceriani et al., 2001]; (3) une linéation globalement orientée N-S à NO-SE, synchrone de l'épisode de haute pression, semble affecter les unités de la zone interne (voir sections précédentes); (4) le taux de raccourcissement semble croître du Sud vers le Nord [Sinclair, 1997b; Burkhard and Sommaruga, 1998; Lickorish and Ford, 1998; Philippe et al., 1998; Bellahsen et al., 2012].

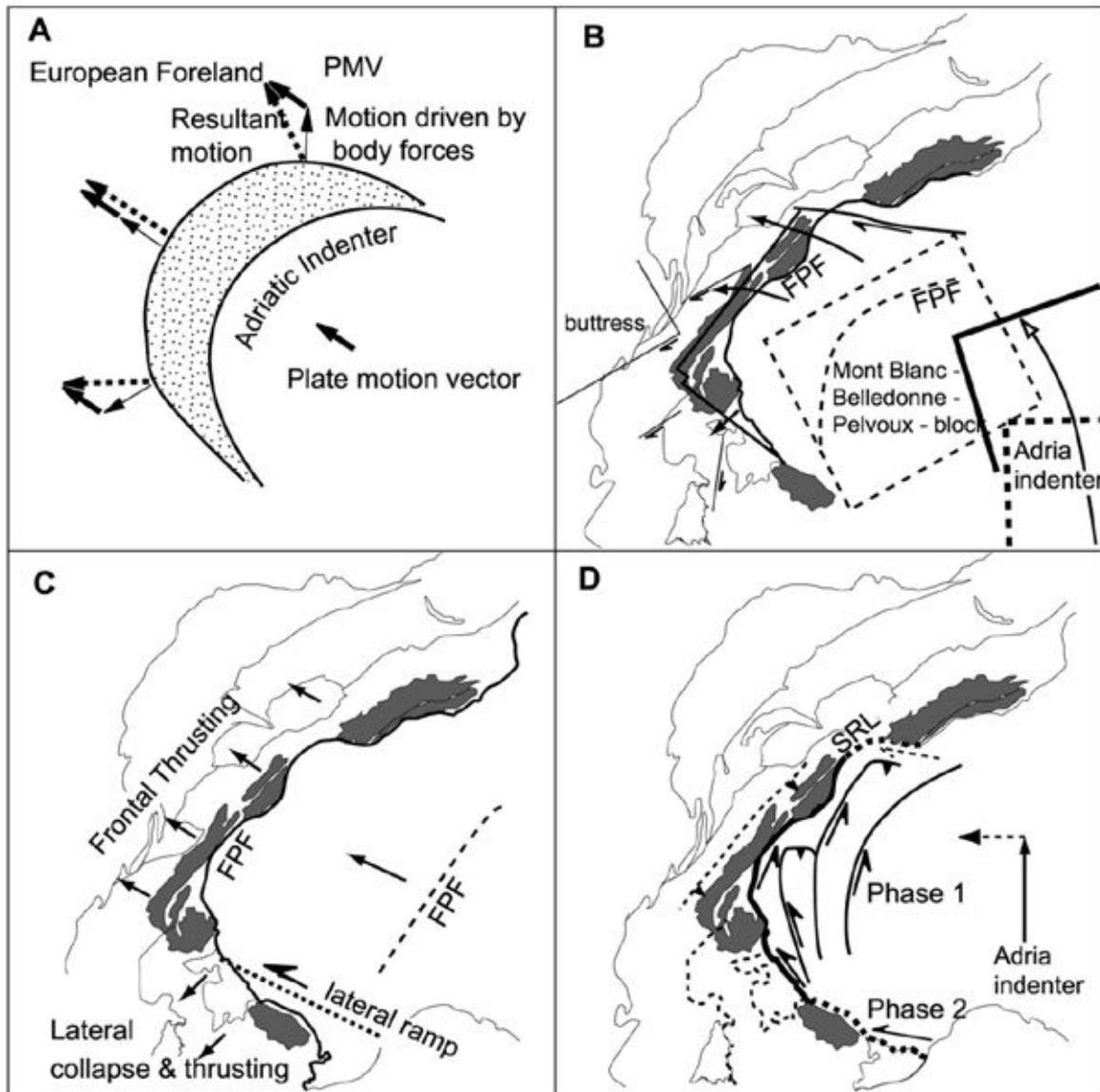


II-27: Différents modèles expliquant l'extension de la zone interne synchrone du raccourcissement de la zone externe. (A) et (B) d'après Sue et al. [1999]; (C) répartition des contraintes d'après l'analyse des mécanismes aux foyers: argument pour un effondrement gravitaire d'après [Delacou et al., 2004]; (D) d'après [Rolland et al., 2000].

Pour expliquer le raccourcissement radial de la zone externe, [Platt et al., 1989a] ont invoqués un effet couplé entre le mouvement linéaire de la plaque Apulienne vers le NO et des forces de volumes perpendiculaire à une frontière courbe du poinçon Apulien (Fig. II-28A). Néanmoins, ce modèle implique l'enregistrement d'une rotation des directions de transport, ce qui n'est pas observé sur le terrain et qui rend donc ce modèle obsolète selon [Fry, 1989a].

Le modèle de [Vialon et al., 1989] (Fig. II-28B), qui suppose un mouvement vers le NO de la plaque Apulienne suivi par sa rotation antihoraire, explique non seulement le raccourcissement radial de l'Arc Alpin mais également l'augmentation vers le Nord du taux de raccourcissement. De plus, ce modèle est privilégié par la modélisation analogique [Lickorish et al., 2002]. En revanche, ce modèle implique également la rotation du Pelvoux et Belledonne, qui semblent pourtant ne pas avoir subi de rotation significative autour d'un axe vertical depuis 25Ma au moins [Henry, 1992; Crouzet et al., 1996]. Quoiqu'il en soit, ce modèle est supporté par les données paléomagnétiques qui indiquent d'importante rotation dans la zone interne ainsi que la présence d'une zone de cisaillements sénestres dans les Alpes Ligure Briançonnaise [Collombet et al., 2002]. Par ailleurs, [Schmid and Kissling, 2000] propose que le mouvement vers le NO (qui fait suite à un mouvement vers le N) est synchrone de cette rotation antihoraire.

Le modèle de [Butler et al., 1986] (Fig. II-28C) implique un raccourcissement qui ne serait pas parfaitement radial à l'arc Alpin mais plutôt composé de deux directions de transport orthogonales. Dans ce modèle, la plaque Apulienne se déplace vers le NO le long d'une rampe crustale sur laquelle chevauche les massifs cristallins externes. Les mouvements vers le SO du sud de l'arc alpin résulteraient d'un effondrement gravitaire dû à la bordure de la rampe. Néanmoins, le transport des nappes de l'Embrunais-Ubaye se faisaient déjà vers le SO tandis que la rampe crustale n'était pas encore active.



II-28: Les 4 différents modèles de collision principaux synthétisés d'après [Lickorish et al., 2002]. (A) le modèle de [Platt et al., 1989a]: le raccourcissement radial de l'arc Alpin résulte du mouvement linéaire vers le NO de la plaque Apulienne couplé à des forces de volumes perpendiculaires à la bordure circulaire de ce poinçon; (B) le modèle de [Vialon et al., 1989]: déplacement vers le NO de la plaque Apulienne couplé à sa rotation antihoraire. Ce modèle est rejoint par ce lui de [Collombet et al., 2002] qui intègre en plus une zone de cisaillement sénestre dans les Alpes Ligure Briançonnaise; (C) le modèle de [Butler et al., 1986]: mouvement vers le NO de la plaque Apulienne. Le raccourcissement NE-SO du sud des Alpes est expliqué comme un effondrement gravitaire le long de la bordure de la rampe de charriage; (D) le modèle de [Ricou and Siddans, 1986]: mouvement vers le nord puis vers l'Ouest de la plaque Apulienne.

Le modèle de [Ricou and Siddans, 1986] (Fig. II-28D), repris par [Coward and Dietrich, 1989], implique un mouvement de la plaque Apulienne en deux temps: d'abord vers le Nord puis vers l'Ouest. Le premier est accompagné de

grands décrochements sénestres subméridiens accompagnés de chevauchements vers le Nord à Nord-Ouest. La plaque Apulienne se déplace ensuite vers l'Ouest, bordée au Nord par les décrochements dextres du complexe périadriatique [Handy et al., 2005] et au Sud par les décrochements sénestres de la Stura/Cueno [Coward and Dietrich, 1989; Giglia et al., 1996], tout deux orientés E-W. Les travaux de [Ceriani et al., 2001] indiquent bien la présence d'une activité transpressive sénestre subméridienne autour du front pennique.

Un autre modèle propose une rotation de blocs rigides postérieure à un raccourcissement homogène orienté NE-SO [Rosenbaum and Lister, 2005a]. Néanmoins, ce modèle qui implique une rotation de l'argentera de 110° n'est pas supporté par les données paléomagnétiques qui indiquent a posteriori que cette zone n'a subi aucune rotation depuis le Permo-Trias [Heller et al., 1989].

Dumont et al. [2008, 2011, 2012] ont proposés un modèle où la plaque adriatique présente en mouvement rectiligne rotatif: vers le Nord jusqu'à 45-50Ma, vers le NW entre 33 et 45Ma et vers l'Ouest entre 33 et 25Ma (modèle intermédiaire entre B et D de la [figure II-28](#)).

Il existe donc différents modèles dont aucun ne fait pour l'heure consensus. L'analyse cinématique, qui identifie la direction et le sens du transport de matière ainsi que la chronologie et la quantité du raccourcissement, est une méthode clef pour contraindre ces modèles ou en proposer de nouveaux [Choukroune et al., 1986; Lickorish et al., 2002]. Qui plus est, la cinématique du massif des Ecrins, à l'interface entre des mouvements vers le NO au nord et vers le SO au sud, est une zone clef pour la compréhension de l'évolution cinématique des zones externes.

64

Les parties suivantes sont disponibles en Annexe 3 :

c) Exhumation syn-convergence d'unité de Haute Pression

d) Mouvements asthénosphériques et subductions

8. Bilan méthodologique

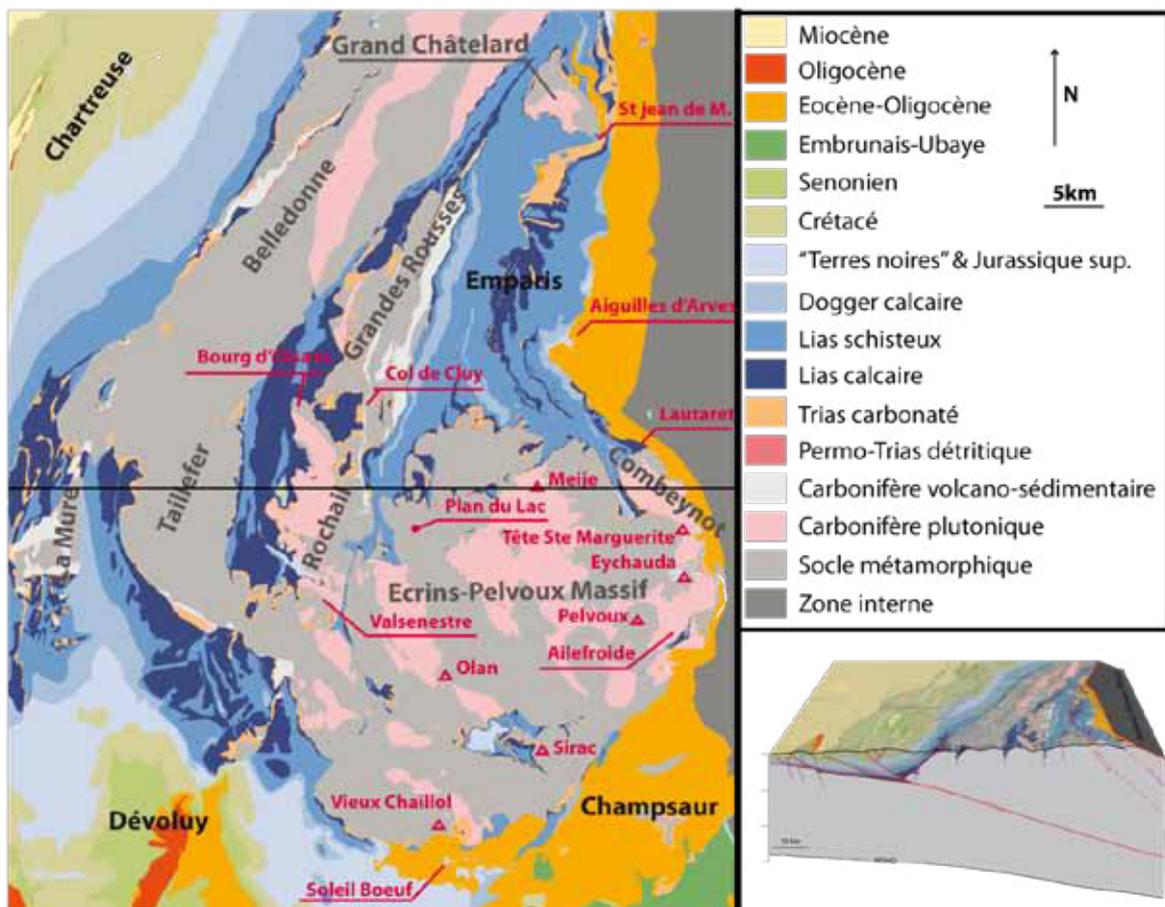
C. Le massif des Ecrins

65

1. Introduction
2. Histoire Paléozoïque
3. Marqueurs de la divergence Mésozoïque
4. Marqueurs de la convergence Cénozoïque
5. Problématiques

1. Introduction

Le massif des Ecrins, de par sa position originale au croisement des deux principales directions des structures de la zone externe qui soulignent l'arc Alpin (SO-NE au nord et SE-NO au sud), est un endroit important pour contraindre la cinématique de l'arc. De plus, les dépôts du Trias de cette région, horizontaux sur une vaste plaine, sont un marqueur privilégié des déformations qui leur sont postérieures.



II-29: Toponymie et formations géologiques de la zone d'étude.

Le massif des Ecrins est composé d'un socle polymétamorphique au sein duquel se trouvent quelques plutons granitiques; il est recouvert par endroit par une couverture mésozoïque à cénozoïque (Fig. II-29). Il est bordé à l'est par le front pennique, au sud par les bassins sédimentaires du Champsaur et du Dévoluy, à l'ouest par les massifs du Taillefer, de La Mure et de Belledonne et au nord par le bassin d'Emparis et le massif des Grandes Rousses. Ce que cette étude appelle le massif des Ecrins correspond globalement à l'étendue du parc

national des Ecrins est comprend: le massif du Combeynot, le massif des Ecrins-Pelvoux ou Pelvoux, le massif du Sirac et le massif du Rochail. Néanmoins, la présente étude travail dans un cadre limité à l'ouest par Grenoble, à l'est par Briançon, au nord par Saint Jean de Maurienne et au sud par Embrun.

Nous ferons le point dans cette partie sur les connaissances déjà acquises de l'histoire pré-collisionnelle du massif, depuis le Paléozoïque au Mésozoïque, dans le but de contraindre la structure de la région avant qu'elle ne subisse ses déformations résultantes de la convergence. Nous allons ensuite détailler les témoins de cette convergence et leur(s) implication(s) géodynamique(s). Enfin, nous allons détailler les incertitudes concernant l'ensemble de cette histoire, et les problématiques de recherche qui en découlent.

2. Histoire Paléozoïque

- a) Introduction
- b) Anté-Dévonien
- e) Dévono-Dinantien
- f) Carbonifère supérieure
- g) Permien

a) Introduction

Quelques travaux de référence sur l'histoire pré-Triasique des Alpes, et de notre zone d'étude en particulier, ont été fournis par [Raumer and Neubauer, 1993; Debon and Lemmet, 1999; Guillot et al., 2009]. La structuration pré-Mésozoïque des massifs cristallins externes résulte d'une succession d'évènements géodynamiques marqués notamment par des unités polymétamorphiques [Von Raumer et al., 1999]. Nous allons donc décrire les différentes unités reconnues d'ouest en est.

Le massif de Belledonne est divisé en deux branches limitées par un accident nommé Synclinal Médian. La branche Ouest, qui se poursuit au Sud par le massif de la Mure, est composée d'une série de flysch dit "satiné", non daté mais probablement néo-protérozoïque à cambrien inférieure [Barfétý et al., 1984]. Cette série est recouverte par des dépôts Permo-Carbonifères (Fig. II-30).

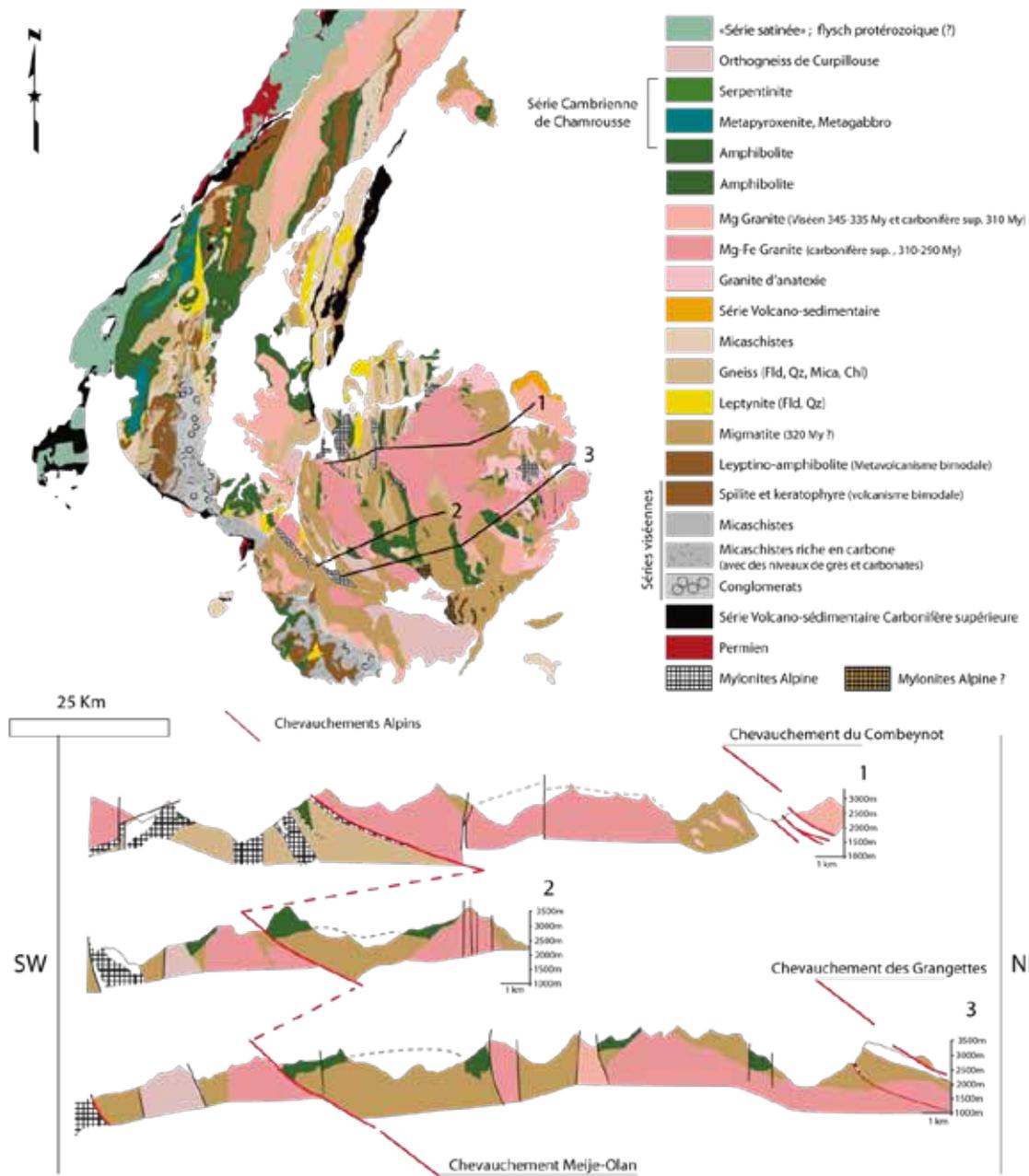
La branche Est peut être séparé en deux domaines séparés par un contact tectonique nommé faille de Belle étoile [Vivier et al., 1987; Ménot, 1988]: un domaine au nord, composé d'intrusions plutoniques et de séries de haut grade

métamorphique, et d'un domaine au sud, composé d'un empilement de nappes daté à 324 ± 12 Ma comprenant la série ophiolitique de Chamrousse, un complexe magmatique et sédimentaire Dévono-Dinantien et des séries volcano-sédimentaires Viséennes [Ménot et al., 1987; Guillot and Menot, 1999]. Ce dernier domaine se prolonge au Sud du massif des Ecrins (Fig. II-30).

On distingue classiquement dans les Ecrins un cortex, composé par ces séries Dévono-Dinantiennes dont la paragenèse minéralogique est à staurotide-cyanite (Fig. V-13) et un noyau migmatitique associé à des intrusions granitiques et chapeauté par un niveau d'amphibolite (Fig. II-30) dont la paragenèse est à sillimanite et cordiérite (Fig. V-13) [Barfély and Pêcher, 1984].

Le massif des Grandes Rousses a été associé au cortex du massif de l'Oisans et au domaine Sud-Est du massif de Belledonne [Barfély and Pêcher, 1984; Guillot et al., 2009]. En effet, ce massif est composé d'une importante série Carbonifère et d'unités micaschisteuses parfois conglomératiques (dit *chloritoschistes feldspathique*) et d'unités leypnitiques qui ont été associées aux séries volcano-sédimentaires Viséennes [Guillot et al., 2009]. Néanmoins, elle comporte également des gneiss migmatitiques et une intrusion granitique qui la rapproche plus du domaine NE de Belledonne (Fig. II-30). Il pourrait en fait s'agir d'un domaine structural correspondant à la transition entre les deux domaines de la branche Est de Belledonne.

Cette structuration de premier ordre témoigne donc d'une histoire polyphasée que je vais maintenant décrire plus en détail, partant des plus anciennes reliques pour en arriver à l'histoire Permienne, basant mon discours sur les cartes établies par [Guillot et al., 2009].



II-30: Carte lithologique des formations pré-Triasique d'après les cartes géologiques au 1/50 000^{ème} du BRGM.

Les parties suivantes sont disponibles en Annexe 4 :

- b) Anté-Dévonien*
- c) Dévono-Dinantien*
- d) Carbonifère supérieure*
- e) Permien*

3. Marqueurs de la divergence Mésozoïque

- a) Dépôts anté-rift
 - (a) Grès et conglomérats de base
 - (b) Dolomies et calcaires
 - (c) Cas des Gypses, cas des Cargneules
 - (d) Schistes dolomitiques
 - (e) Formation du toit du Trias
- b) Initiation du rifting
- c) Le rifting: failles normales et dépôts syn-rift
 - (a) Les failles normales
 - (b) Sur l'âge des dépôts syn-rift
- d) Distribution cartographique des failles Liasiques: une revue
 - (a) A l'échelle du Sud-Est de la France
 - (b) A l'échelle du massif des Ecrins
- e) Quel pendage pour ces failles normales ?
- f) Répartition de l'épaisseur des sédiments syn-rift
- g) Les dépôts post-rift

70

a) Dépôts anté-rift

En discordance sur l'ensemble des séries précédentes, le Trias, avec à sa base un niveau détritique continental de grès et conglomérats. Ce niveau, facilement identifiable sur le terrain, reste solidaire du socle tout au long de l'histoire Alpine (Fig. II-31), ce qui en fait un bon marqueur des déformations. Au dessus, des séries marines carbonatées (avec des intercalations évaporitiques) servent parfois de niveaux de décollement. Le faciès de ce Trias est dit Germanique.

(a) Grès et conglomérats de base

Cette formation d'épaisseur variable (quelques centimètres à une dizaine de mètres) est composé le plus souvent de grès ou arkoses (à quartz, feldspaths, micas), avec parfois une base conglomératique voire bréchique. Une lithologie ferrugineuse brun-rouille s'observe parfois.

Des traces de pas de reptiles sur ces dalles de grès découvertes à Vieux Emosson (Aiguilles Rouges) contraignent le dépôt de la série -selon certains auteurs- entre la fin du Trias moyen et la base du Trias supérieur (Ladinien – Carnien) [Demathieu and Weidmann, 1982]. Cette attribution stratigraphique a récemment été discutée suite à la découverte d'une nouvelle série d'empreintes qui implique un âge Triasique inférieur [Avanzini and Cavin, 2009].

Certains niveaux de grès à quartz roses peuvent être assimilés de par leur faciès au Permo-Trias du Briançonnais [Barfély et al., 2002]. De plus, certains faciès surtout présents à l'est (Près du Col d'Arsine et de Tête Sainte-Marguerite) montrent des graviers de quartz rose ou blanc, des débris volcaniques rouges ou vert et des lits pélitiques violacés intercalés, un faciès très similaire au faciès Verrucano des zones plus internes [Barfély and Pêcher, 1984].

(b) *Dolomies et calcaires*

Cette séquence de dolomie -de cassure grise à jaune beige et patine brune à rousse (dolomie dite 'capucin')- et calcaire -cassure et patine grises, micritique- est épaisse de 10 à 60 mètres. Certains niveaux sont bréchiques (brèche monogénique syngénétique). Les dolomies proches de la base peuvent être localement gréseuses.

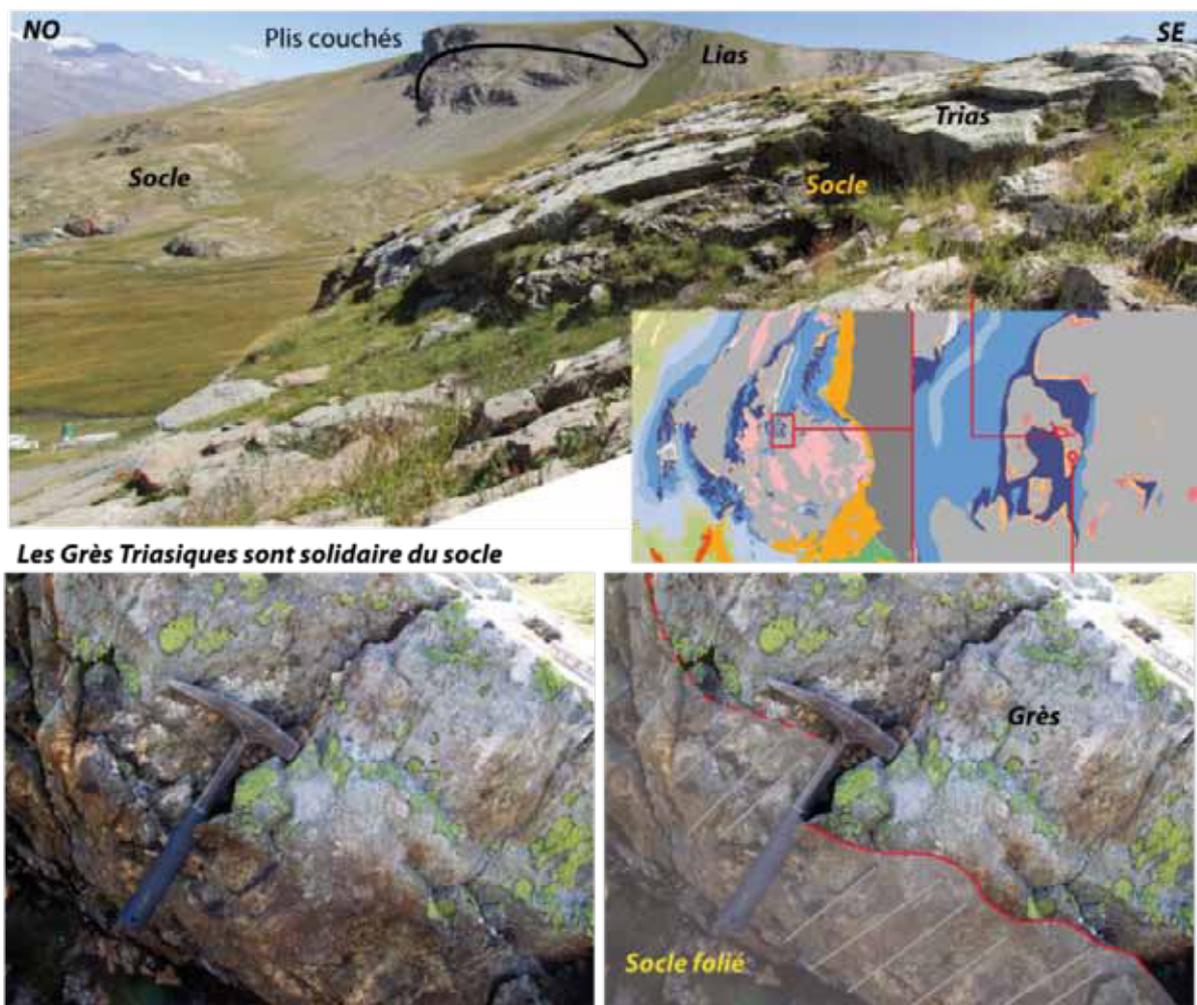
Un bivalve, *Costatoria goldfussi*, découvert à Côte Dure (Carte géologique de La Mure) caractériserait le Muschelkalk supérieur ou la base du Keuper (Fig. II-32). *Myophoria goldfussi* exhumé à la crête de Lavey (Carte géologique de Saint Bonnet) implique un âge Ladinien ou Carnien pour cette formation [Barfély et al., 1988].

(c) *Cas des Gypses, cas des Cargneules*

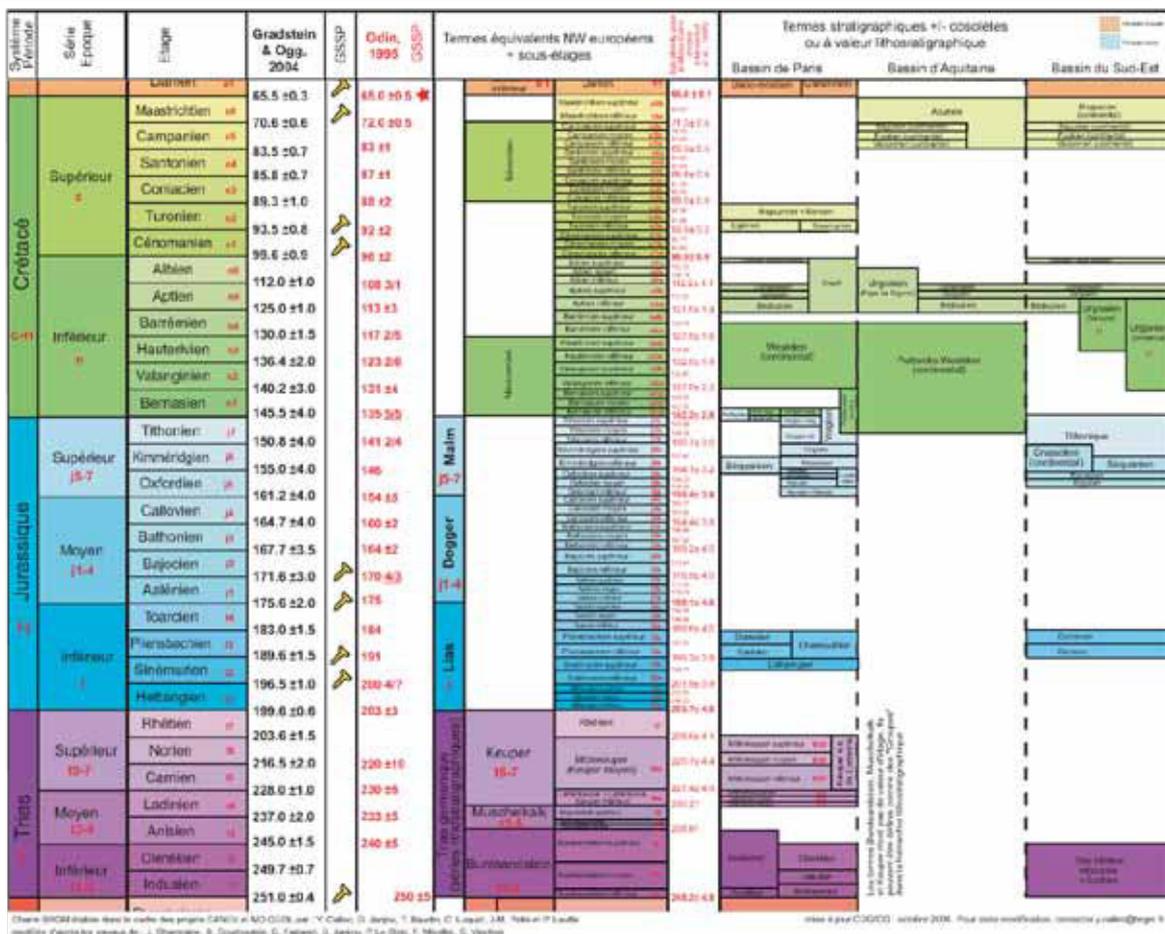
Le gypse est responsable de la formation d'entonnoirs de dissolution dans le paysage. Il est le plus souvent associé aux dolomies et cargneules et/ou jalonne des accidents tectoniques. Le dépôt du gypse a probablement eu lieu au Keuper. Au nord du bassin d'Emparis, d'importants volumes de Gypse contrastent avec le reste des séries Triasiques de la zone externe où ces niveaux dépassent rarement quelques mètres.

Le terme de cargneule regroupe des roches néoformées issues de l'altération des dolomies et calcaires. Il ne faut pas confondre les cargneules

sensu-stricto avec les travertins et brèches de pentes d'aspect similaire (formation supergène quaternaire). Les cargneules ont un aspect caverneux et/ou friable de couleur jaune-ocre. Elles peuvent contenir des éléments de schistes et/ou de dolomies, calcaire, etc... Elles sont globalement issues d'une érosion chimique par des circulations fluides chargées en sulfates. Ce sont donc des roches Tertiaire à Quaternaire. Elles peuvent être autochtone (substitution partielle ou totale des dolomies) ou allochtone (injection le long d'accidents tectoniques notamment). Gypses et cargneules ont eu un rôle prépondérant voire initiateur dans le décollement et glissement des différentes nappes.



II-31: Les grès Triasique restent attachés au socle malgré les déformations Alpines.



II-32: Echelle des temps géologique du Mésozoïque.

(d) *Schistes dolomitiques*

En continuité avec les dolomies et calcaires, on observe des niveaux de schistes bariolés (vert, jaune, lit de vin), bruns ou noirs intercalés avec des niveaux de dolomies jaunes à ocres, de calcaire ou de grès. Ils peuvent être intercalées de grès brunâtres finement lités (laminites) et de brèches grossières à ciment gréseux [Barfély and Pêcher, 1984]. Leur épaisseur dépasse rarement la vingtaine de mètre.

L'âge de cet intervalle de la série triasique est stratigraphiquement compris entre le Muschelkalk-Keuper et le Norien. La limite supérieure est fournit par la continuité sur certaines coupes avec des formations Rhétienne-

Hettangienne datés [Barféty et al., 1988]. Les auteurs s'accordent généralement pour l'intégrer dans le Keuper.

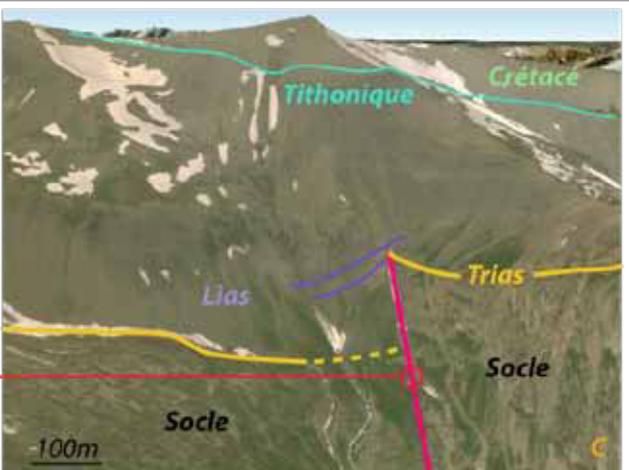
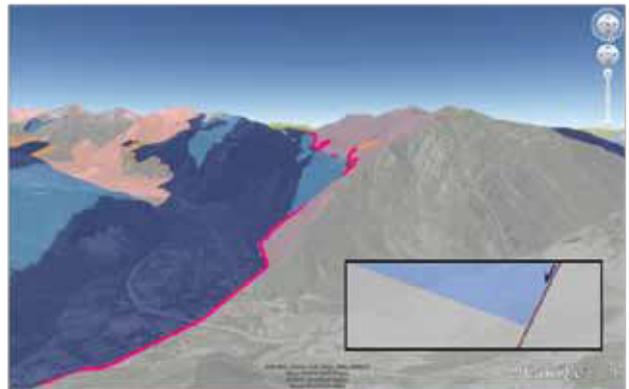
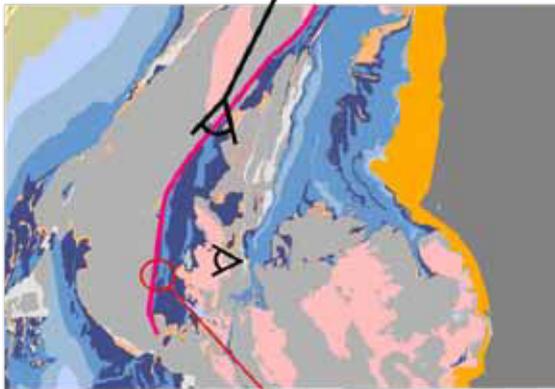
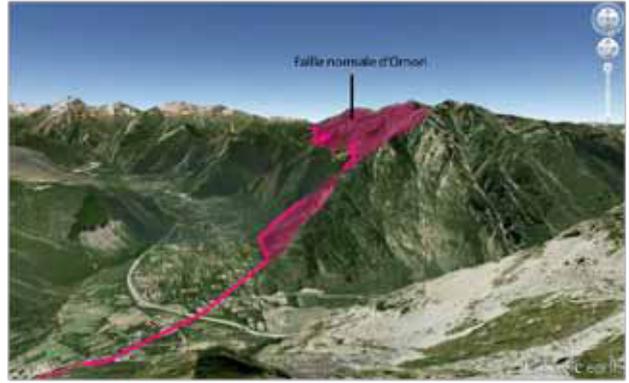
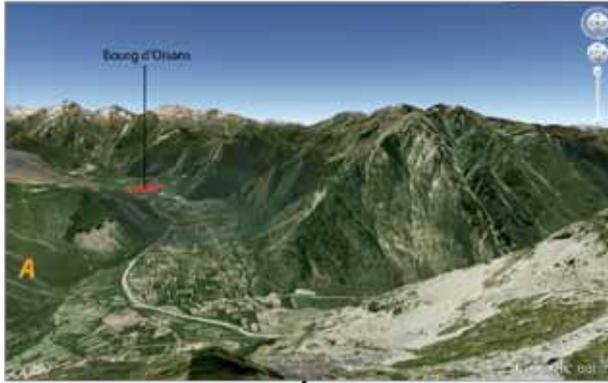
(e) *Formations du toit du Trias*

Un niveau de grès brun surmontant des cargneules -présent seulement sur la carte géologique de La Rochette- a été daté du Rhétien avec *Avicula contorta* et *Mytilus minutus*. Au dessus de ce niveau de grès affleure des calcschistes clairs attribué à l'Hettangien [Barféty et al., 1984]. Localement, des calcschistes bréchoïdes gris et jaunes à éléments dolomitiques et calcaires, parfois lumachellique ou des calcaires noirs spathiques (calcaires moirés ; jusqu'à 5 m de puissance) peuvent être observés au dessus des schistes dolomitiques.

b) *Initiation du rifting*

Le terme de spilite regroupe un ensemble de faciès volcaniques (cinérites, tufs, laves basaltiques alcalines) et volcano-sédimentaire (schistes spilitiques) avec intercalations de niveaux sédimentaires (brèche à éléments de lave et ciment calcaréo-dolomitique, calcaires à entroques, calcaires oolithiques, schistes rouges à violacés). La puissance de cette formation peut dépasser 50 mètres, avec superposition de plusieurs coulées intercalées de niveaux sédimentaires. Au contact des coulées, les calcaires sont métamorphisés en marbres versicolores souvent bréchiques. Certains auteurs supposent une mise en place subaquatique voire de haut fond [Barféty and Pêcher, 1984]. Ces spilites s'intercalent entre la fin du Trias et le début du Lias. Ils ont été observés surmontés par des sédiments du Rhétien à Côte Dure sur la feuille de Vizille [Moret and Manquat, 1948; Barféty et al., 2002]. Cette observation date le début du rifting au Trias supérieure dans le massif des Ecrins.

Ce magmatisme basique, associé à de nombreux filons dans le socle [Vatin-Pérignon et al., 1974] (qui sont très certainement des conduits d'alimentations), exprime une extension crustale, initiation du rifting [Laurent, 1992].



Brèche de socle à matrice carbonaté

Faille normale de la Jassirette

II-33: (page précédente) Faille normale et demi-graben. A: vue aérienne vers le sud (Google Earth) du demi-graben de Bourg-d'Oisans avec superposition progressive de ses structures. B: détail du contact tranché entre le socle et la couverture sédimentaire à l'ouest de le Chalp. Vue de près, le socle est une microbrèche. C: Vue aérienne vers l'ouest (Google Earth) du demi-graben de la Jassirette avec sa série syn-rift Liasique et des séries post-rift Jurassique supérieure à Crétacé (série du Grand Renaud). A gauche, un détail de la brèche de socle à matrice carbonaté matérialisant la faille normale de la Jassirette dans le socle.

c) Le rifting: failles normales et dépôts syn-rifts

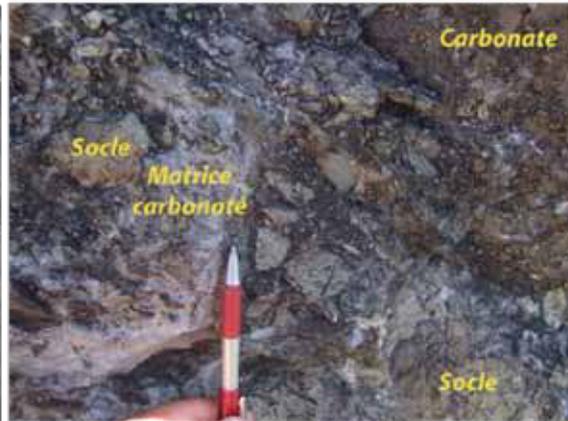
L'extension liasique, reconnue notamment dans le massif des Ecrins par [Barfély et al., 1970a, 1970b], se traduit principalement par des demi-grabens qui peuvent-être caractérisés par différents trait structuraux et sédimentaires: (1) une faille normale limitant un bloc basculé (**Fig. II-33**); (2) des brèches le long de la faille normale et/ou intercalées dans les dépôts syn-sédimentaires (**Fig. II-34, II-35C, D**); (3) des séries anté-rift d'épaisseur régulière, syn-rift d'épaisseur croissante vers la faille normale et post-rift d'épaisseur régulière et recouvrant le tout (**Fig. II-35D**); (4) des dépôts de bathymétrie contrastée: peu profonde à émergé au dessus du bloc inférieur de la faille normale jusqu'à profonde au toit de la faille normale [Roux et al., 1988].

Quelques olistolithes peuvent être observés à proximité des failles normales, comme celui de splilite triasique observable et accessible à l'ouest de le Chalp (**Fig. II-35C**) dans des sédiments Toarciens. Par ailleurs, la faille normale peut-être jalonnée de quelques éléments de sédiments syn-rift comme le Lias calcaire emballés dans un remplissage sédimentaire plus récent (**Fig. II-35C**). Ces éléments peuvent également être vus comme des olistolithes traduisant le jeu continu des failles normales.

Une étude bathymétrique effectuée par [Roux et al., 1988] dans le demi-graben de La Mure indique des profondeurs de dépôts de l'ordre de 1000m au dessus du bloc supérieure de la faille normale et de l'ordre de 500m au dessus du bloc inférieure de la faille normale, ce qui révèle l'importance des reliefs sous-marin créé par ces accidents.



Brèche monogénique carbonaté



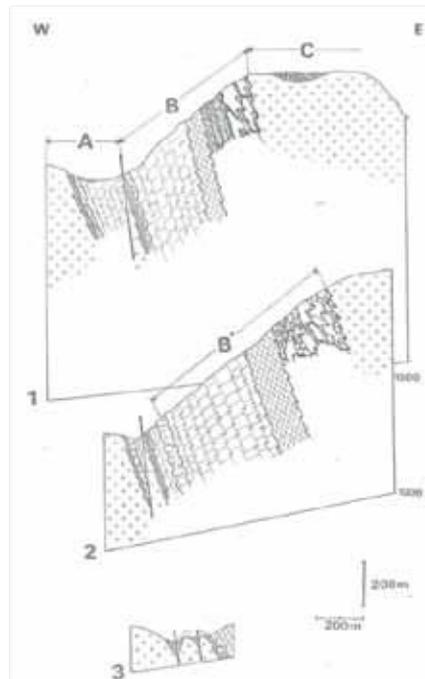
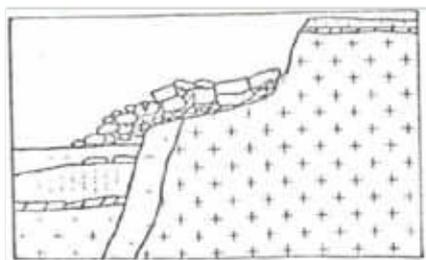
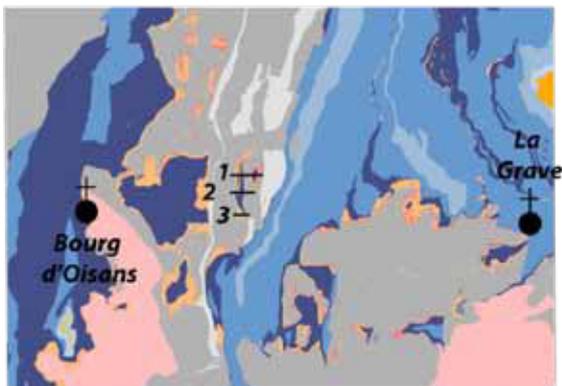
Brèche polygénique à matrice carbonaté



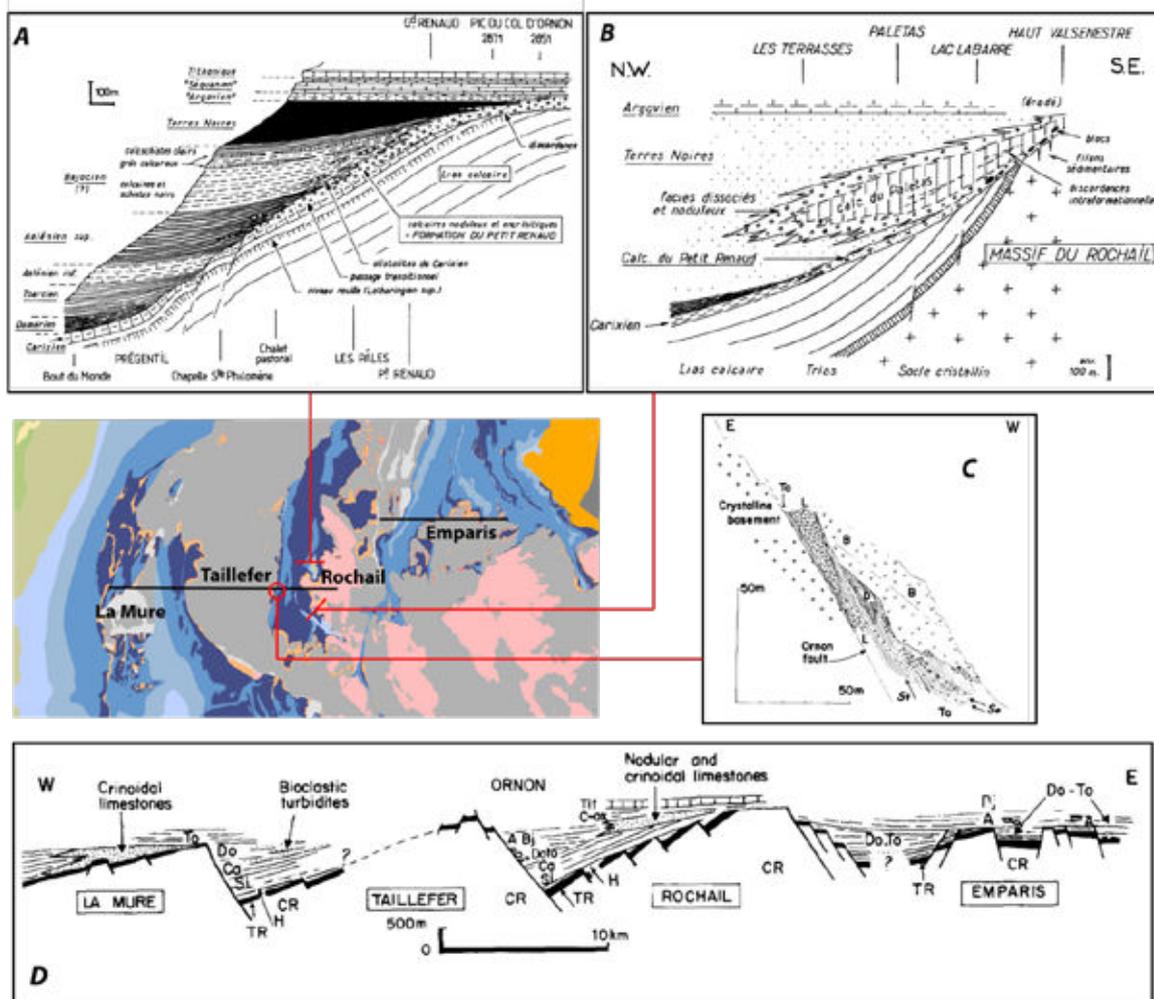
Brèche de socle



Socle avec fentes carbonatés



II-34: Brèches et faille normale de la Croix de Cassini. Les croquis sont de [Rudkiewicz and Vibert, 1982].



II-35: Demi-graben et âge des dépôts syn-rift. A et B: reconstitution des dépôts syn-rift et post-rift du demi-graben de Bourg d'Oisans d'après [Barfély and Gidon, 1983]; C: Olistolithes le long de la faille normale d'Ornon près de le Chalp d'après [Lemoine et al., 1986]; D: coupe restaurée et âge des dépôts à travers les demi-graben de la zone externe depuis La Mure à Emparis d'après [Lemoine et al., 1986].

Les dépôts syn-rifts sont donc ceux dont l'épaisseur augmente vers la faille normale et/ou qui contiennent des brèches. Ces dépôts peuvent également être reconnus par les relations stratigraphiques qu'ils présentent et notamment les angles de discordances entre les différentes séries sédimentaires (Fig. II-35A, B). Il apparaît ainsi que le rifting, initié durant le Rhétien se prolonge jusqu'à l'Oxfordien moyen (203 à 160Ma) comme en témoigne les premières séries post-rift de l'Argovien du bassin de Bourg d'Oisans [Barfély and Gidon, 1983] (Fig. II-35A, B). Cette subsidence tectonique, qui s'étale donc sur quelques 40Ma, s'effectue de manière discontinue avec trois épisodes tectoniques principaux

entre l'Hettangien supérieur à le Sinémurien inférieure, entre le Toarcien et l'Aalénien et entre le Callovien et l'Oxfordien [Rudkiewicz, 1988].

Dans le massif des Ecrins, on désigne fréquemment les formations sur la base de leur lithologie, et non de leur âge strict. Il y a ainsi le Lias calcaire (Hettangien, Sinémurien, Lotharingien, Carixien), le lias schisteux (Domérien, Toarcien), l'Aalénien schisteux, le Dogger Calcaire (Bajocien-Bathonien) et les Terre noires, série Callovo-Oxfordienne pélitique riche en matière organique (Fig. II-32).

Il est à noter que les premiers sédiments post-rift ont le même âge que les premiers sédiments déposés sur la croûte océanique de l'océan Liguro-Piémontais [De Wever and Caby, 1981; De Wever and Dercourt, 1985; De Wever et al., 1987]. Ceci exprime la transition entre une subsidence tectonique durant le rifting et une subsidence thermique durant l'océanisation, qui débute à l'Oxfordien.

Malgré ces quelques critères de reconnaissance simples, il n'est pas toujours aisé d'identifier les failles normales sur le terrain, du fait du raccourcissement Alpin notamment. Or, afin de reconnaître l'impact de l'héritage sur le raccourcissement, l'identification de ces structures est de première importance.

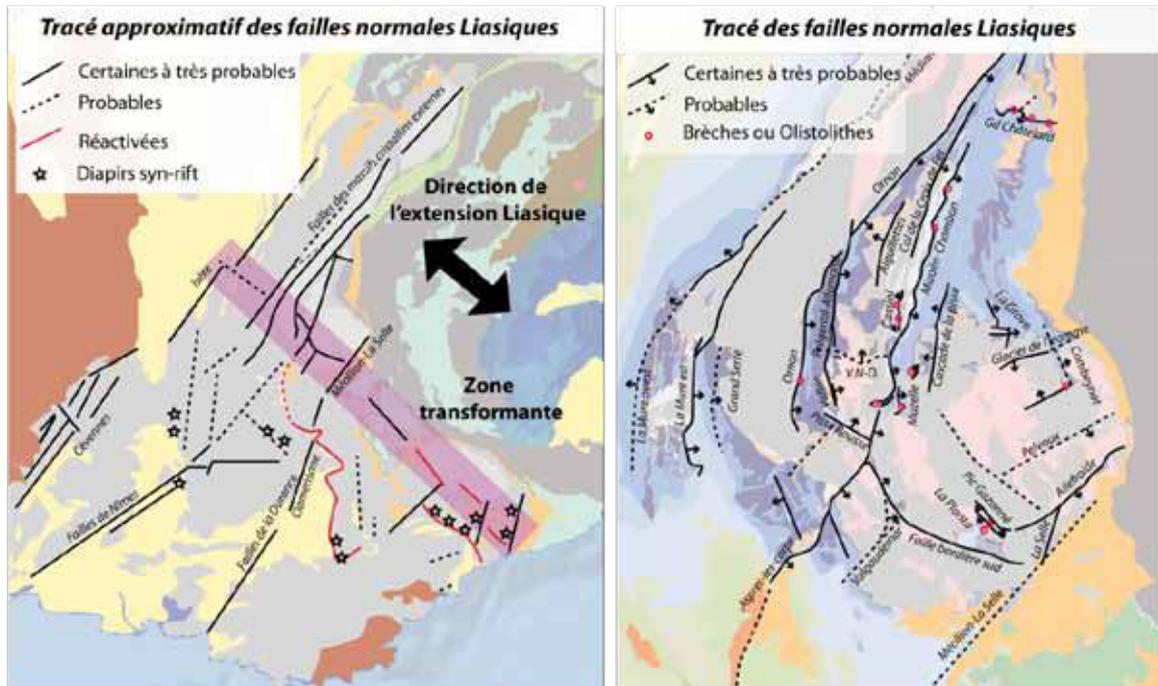
d) Distribution cartographique des failles Liasiques: une revue

(a) A l'échelle du Sud-Est de la France

Lorsque l'on regarde la distribution des failles normales dans la zone externe, zone la moins affecté par la collision Alpine, on distingue des directions préférentielles de failles (Fig. II-36):

- une direction principale NE-SO. Cette direction est soulignée par: (1) le réseau de failles Cévennoles se poursuivant au NE par les failles supposés des chaînes subalpines comme celle de l'Isère (déduite des données sismiques et de forages [BRGM, 1968; Arnaud, 1975; Butler, 1989]), (2) par les failles des massifs cristallins externes (Belledonne, Mont Blanc) et leur très probable poursuite sous le bassin du Sud-Ouest (failles de Nîmes) [Peulvast et al., 1999], (3) par le réseau de failles de la Durance (linéament de Clamensane-Méollion-La Selle) [Gidon and

Paris, 1980]. Cette direction principale est interprétée comme due à une direction d'étirement NO-SE lors du rifting liasique [Lemoine et al., 2000].



II-36: Cartographie des failles normales liasiques certaines à probables. (1) A l'échelle des Alpes Occidentales et des bassin du sud-est de la France à gauche, modifié d'après [de Graciansky et al., 1989; Lemoine et al., 2000]. Noter la direction principale NE-SO des failles normales, traduisant une extension liasique approximativement NO-SE. Il existe également quelques failles de direction NO-SE, comme dans les Cévennes ou le long de la direction Argentera-Ecrins. Ces failles correspondent très probablement à des failles transformantes [Lemoine et al. 2000]. A noter que les failles intermédiaires d'orientation NS à N10 présentent souvent une composante décrochante [Lemoine et al. 2000]. (2) A l'échelle du massif des Ecrins à droite, modifié d'après [Coward et al., 1991] et selon nos observations personnelles. On remarque ici quelques failles NE-SO, direction d'extension principale (Synclinal Médian, Ornon Nord, Apres-les-Corps, Valgaudemar, Ailefroide, Méollion-La Selle, Glacier de l'Homme), mais également beaucoup de failles normales NS (La Mure, Ornon Sud, Vallon-Prégentil-Allemond, Cassini, Col de la Croix de Fer, Mizoën Chambon, Muzelle, Cascade de la Pisse) et quelques failles E-W à NO-SE (Grand Châtelard, Villard Notre Dame, Pic Gazonné, La Planta, faille bordière sud).

- une direction secondaire NO-SE. Cette direction est mise en avant par des failles de transfert Cévennoles (Failles de Bordezac, d'Orcières,...) [Debrand-Passard et al., 1984] et par les failles jallonnant l'axe Argentera-Ecrins (faille bordière Sud, Pic Gazonné, Gourdan Vial-Var, Esteron) [de Graciansky et al.,

1989], ces dernières traduisant probablement une ancienne zone transformante de première ordre [Lemoine et al., 2000].

- une direction secondaire subméridienne. Ces failles jalonnent notamment la transition entre les failles des massifs cristallins externes et les failles de Nîmes. Ces failles présente une composante décrochante significative [Lemoine et al., 2000].

(b) *A l'échelle du massif des Ecrins*

Nous allons passer en revue ici les différentes failles normales principales, certaines ou probables, affectant le massif des Ecrins et son pourtour (Fig. II-36). Pour une présentation explicite et avec pour objectif une familiarisation du lecteur avec le massif, j'ai choisi de présenter la plupart des failles normales en vue aérienne couplée à une vue aérienne recouverte par les cartes géologiques au 1/50000^{ème} publié par le BRGM (Fig. V-17, V-18).

Les parties suivantes sont disponibles en Annexe 5 :

Les failles normales marquées par des brèches ou olistolithes:

- *La faille normale E-W à pendage Sud du Grand-Châtelard.*
- *La faille normale NNE-SSO à pendage Est de Mizoën-Chambon.*
- *la faille normale d'orientation N-S au Sud et NNE-SSO au Nord et à pendage Est d'Ormon.*
- *la faille normale orientée N-S et à pendage Est de Lanchâtra.*
- *la faille normale d'orientation NO-SE à pendage incertain de La Planta.*
- *la faille normale d'orientation NNO-SSE et à pendage Ouest de Cassini.*

Les failles limitant des séries liasiques d'épaisseur contrastée:

- *la faille normale d'orientation N-S et à pendage Est de la Mure.*
- *la faille normale d'orientation incertaine (N-S à NE-SO) et à pendage Ouest de la Mure.*
- *la faille probable d'orientation incertaine, probablement N-S, à pendage Est du Combeynot.*
- *la faille probable d'orientation E-W à pendage Nord de Villard Notre-Dame.*

Les failles mettant en contact des séries syn-rift avec des formations antérieures:

- la faille d'orientation NE-SO à pendage SE d'Ailefroide.
- la faille d'orientation NO-SE à pendage SO de Pic Gazonné.
- la faille probable d'orientation N-S à pendage Est de la Grande-Serre.
- la faille normale d'orientation N-S à pendage Est du Vallon-Prégentil-Allemond.
- la faille normale d'orientation NO-SE à pendage NE de Pisse Rousse.
- la faille normale d'orientation N-S à pendage Ouest de la Cascade de la Pisse.
- la faille normale d'orientation N-S à pendage Est de La Grave.
- la faille probable d'orientation NE-SO à pendage SE du Pelvoux.

Autres failles avec indices suggérant une origine liasique:

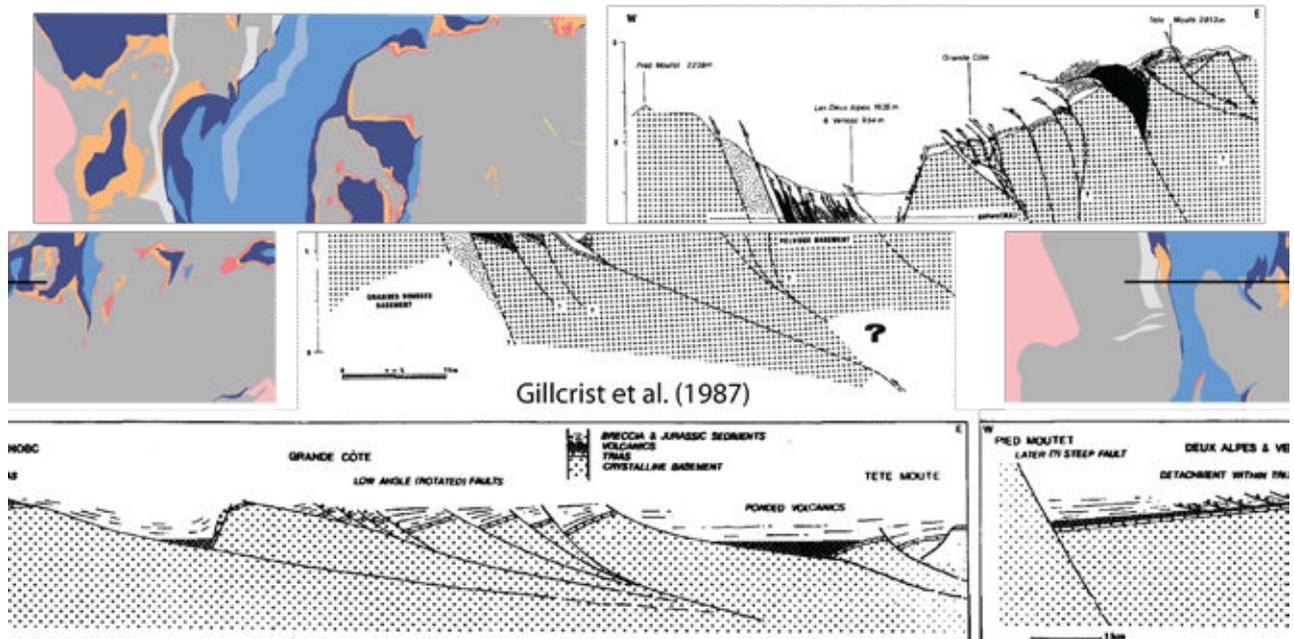
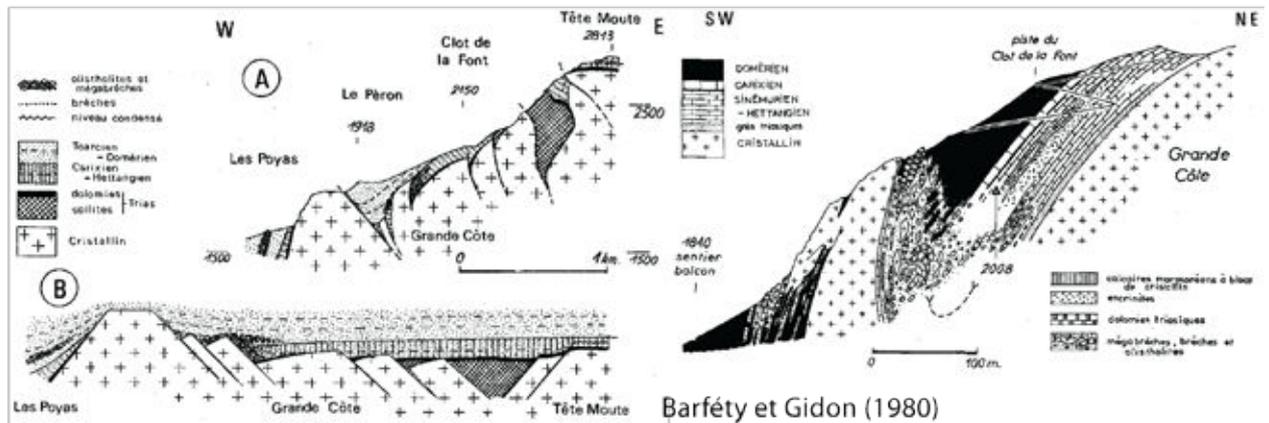
- la faille d'orientation NNE-SSO à pendage incertain du Synclinal Médian.
- la faille d'orientation NNE-SSO à pendage Est du Col de la Croix de Fer.
- le réseau de failles probables d'orientation NE-SO à N-S à pendage incertain, probablement SE, de la vallée de Valgaudemar.
- la faille probable d'orientation ESE-ONO à pendage Sud probable du Glacier de l'Homme.
- la faille probable d'orientation NE-SO à pendage SE probable de Méollion-La Selle.
- la faille normale d'orientation N-S à pendage O des Aiguillettes.

e) Quel pendage pour ces failles normales ?

La revue précédente montre combien il est parfois difficile de reconnaître le caractère hérité d'une structure tant le dernier épisode de déformation l'a affecté. Il en va de même pour sa géométrie initiale.

Le premier exemple que je prendrai est celui de la faille d'Ornon. Là, [Barféty and Gidon, 1984] ont décrit un pendage actuel de cette faille relativement constant, compris entre 65 et 70° vers l'Est. Néanmoins, ces auteurs ont supposé que le pendage initial était de 30 à 35° vers l'Est. Ils appuient cette hypothèse par l'angle relativement constant que fait la stratification du lias au voisinage de la faille normale: 45°. Hors, au moment du dépôt cet angle ne devait probablement pas dépasser 10°. Ces auteurs ont donc retranché 35° au pendage de la faille normale. Mais cette interprétation est critiquable: en effet, la couverture et le socle présente des rhéologies contrastés et ne se sont probablement pas déformés de la même manière. En effet, la couverture s'est déformée ductilement comme le montre certaines Bélémnites très étiré et une schistosité pénétrative. Cet angle peut donc simplement résulter

du plissement de la stratification par écrasement de la couverture contre le socle, plus rigide, lors du raccourcissement [Gratier and Vialon, 1980; Tricart et Lemoine, 1984; Bellahsen et al., 2012].



83

II-37: Deux interprétations possibles de la géométrie des failles normales lors du rifting d'après [Barfety and Gidon, 1980; Gillcrist et al., 1987].

Le second exemple concerne l'interprétation des structures sur le flanc nord de la vallée du Vénéon (Fig. II-37), à proximité de Venosc, par [Barfety and Gidon, 1980; Gillcrist et al., 1987]. Alors que les premiers interprètent la géométrie syn-extension des failles normales qu'ils observent comme des structures avec un pendage de 60°, les seconds y voient des structures avec un pendage inférieure à

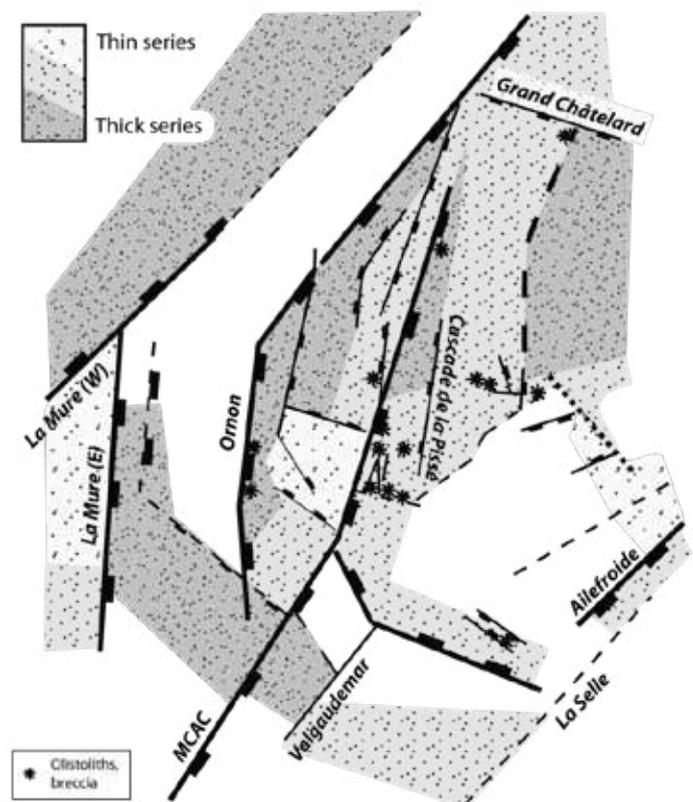
30° pour des failles dites "précoces" et de 60° pour la faille de Mizoën-Chambon qu'ils considèrent comme plus tardive. La base de ce dernier raisonnement est la présence de structures faiblement pentées, inverses, qui recoupent le socle et que ces auteurs considèrent comme des failles normales réactivées. Hors nos observations -telles que détaillées plus loin- n'indiquent pas la présence d'une cinématique normale de ces structures qui semblent -par ailleurs- nouvellement créé lors du raccourcissement. De plus, rien n'indique que ces failles normales soient significativement diachrones. Ainsi, nos observations s'accordent avec celles de [Barfély and Gidon, 1980] qui interprètent le pendage initial des failles normales à 60°. Ceci à son importance pour les reconstructions et le calcul des taux de raccourcissement qui en résulte (Fig. II-37).

Ainsi, la plupart des failles normales présentent actuellement un pendage proche de 60 à 70°, excepté quelques rares exceptions comme la faille normale de la Muzelle dont le pendage actuel est compris entre 40 et 50°, et dont nous verrons plus loin que celui-ci peut s'expliquer par les déformations Alpines. Nous retiendrons donc une valeur de pendage de l'ordre de 60° dans nos futures reconstructions.

f) Répartition de l'épaisseur des sédiments syn-rift

Après avoir synthétisé la distribution des failles normales, il restait encore à synthétiser l'épaisseur relative des séries. *Relatif* est le terme approprié et à retenir de ce travail, du fait de l'importance des déformations compressive Alpine. Néanmoins, cela permet d'avoir une idée de la répartition des zones de haut fond et de subsidence maximum (Fig. II-38).

II-38: Distribution relative des épaisseurs de sédiments Mésozoïque. MCAC fait référence au réseau de faille de Mizoën-Chambon-Aspres-les-Corps



Les séries réduites: D'Est en Ouest, ces séries sont: (1) la couverture autochtone de la Meije (vallée d'Arsine), du Combeynot (Tête Sainte Marguerite) et de l'Eychauda, (2) celle du Rochail (Lac Labarre, Grand Renaud) et (3) de la Mure (Laffrey). Excepté pour la couverture de la Mure, où les sédiments les plus anciens sont de l'Aalénien, les autres séries syn-rift réduites présentent toutes de l'Oxfordien. Il est étonnant de constater que ces séries réduites s'alignent actuellement sur une axe E-W (Fig. II-38), formant très probablement un relief de haut-fond durant le rifting.

Les séries très épaisses: Les séries les plus épaisses se trouvent (1) à l'Ouest de Belledonne, (2) dans le bassin de Beaumont (entre la Mure et le Taillefer et au sud du Taillefer et du Rochail), (3) près de la faille normale d'Ornon (bassin de Bourg d'Oisans) et (4) à l'ouest du bassin d'Emparis, au Pied de la faille Normale de Mizoën-Chambon, (5) dans la partie Est du bassin d'Emparis, bien que cette région soit très déformée.

Ailleurs, les séries sont d'une puissance intermédiaire: (1) dans le massif de Morges, (2) sur la bordure Sud du massif des Ecrins, (3) au milieu du bassin d'Emparis (où le Lias schisteux n'affleure pas et où le Lias calcaire est très réduit). Néanmoins, ces séries sont parfois très fortement déformées et donc difficile à jauger en termes d'épaisseur, comme c'est le cas des synclinaux pincés d'Ailefroide et de Villard-Loubière.

Une remarque importante est que le bloc de la Meije, bordé à l'ouest par des failles à pendage ouest (donc celle de la cascade de la Pisse) et à l'est par le demi-graben caché du Combeynot (à pendage Est probable), avait une position de horst durant le rifting. Cette position haute a été confirmée par l'étude bathymétrique de [Roux et al., 1988] (Fig. II-9).

g) Les dépôts post-rift

Les dépôts post-rift dans le massif des Ecrins sont rares. Au grand Renaud les sédiments affleurent de l'Oxfordien au Valanginien et un peu plus au sud, la pointe de Paletas est composée de calcaire Jurassique supérieur [Barfély and Gidon, 1983]. Les seuls autres affleurements de séries post-rift connus sont des lambeaux de Jurassique supérieure situés sous les dépôts Priaboniens, à l'Est du bassin d'Emparis [Barbier et al., 1973].

4. Marqueurs de la convergence Cénozoïque

a) Déformation de la couverture

(a.a) Dans le bassin de Bourg d'Oisans

(a.b) Dans le bassin d'Emparis

(a.c) Dans les flyschs Priaboniens des Aiguilles d'Arves et du Cheval noir

(a.d) Dans le massif de Morges

(a.e) Dans les formations du Sud-Ouest du massif des Ecrins

(a.f) Dans le Champsaur

b) Déformation du socle

(b.a) Plis de socle

(b.b) Chevauchement et réactivation de structures héritées

(b.c) Néof ormation de zones de cisaillement

c) Cinématique

d) Conditions du métamorphisme et âges radiométriques

a) Déformation de la couverture

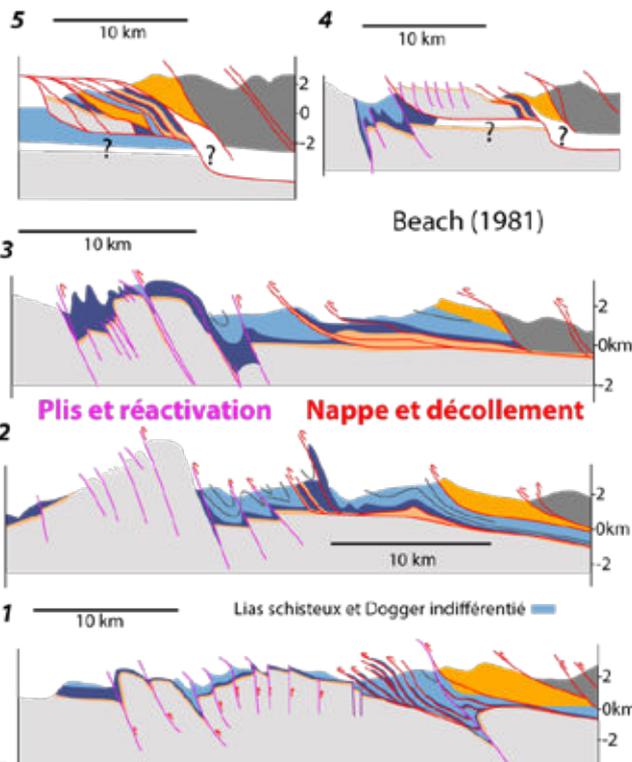
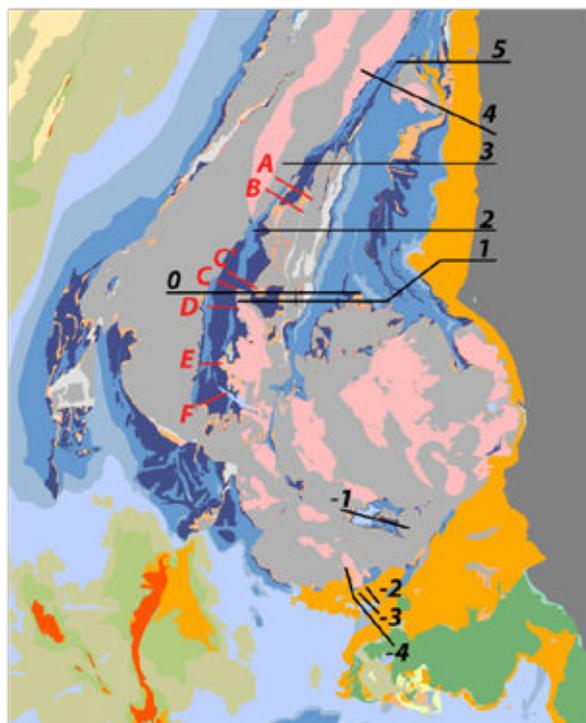
La déformation de la couverture a été précédemment étudiée par [Barbier,

1948; Gratier et al., 1973; Bravard and Gidon, 1979; Depardon, 1979; Beach, 1981a, 1981c, 1982; Spencer, 1992; Ceriani et al., 2001; Gidon, 2001; Dumont et al., 2008; Bellahsen et al., 2012] entre les bassins de Bourg d'Oisans et d'Emparis et par [Kerckhove, 1969; Gratier et al., 1973; Gidon and Pairis, 1976, 1980; Butler, 1992; Meckel et al., 1996; Ford, 1996; Lazarre et al., 1996; Lazarre, 1997; Burgisser and Ford, 1998; Calcagno et al., 2007] pour la partie sud du massif. Cette liste n'est pas exhaustive mais forme une bonne base, avec les cartes géologiques publiées par le BRGM, pour qui s'intéresse à la déformation de la couverture du massif des Ecrins.

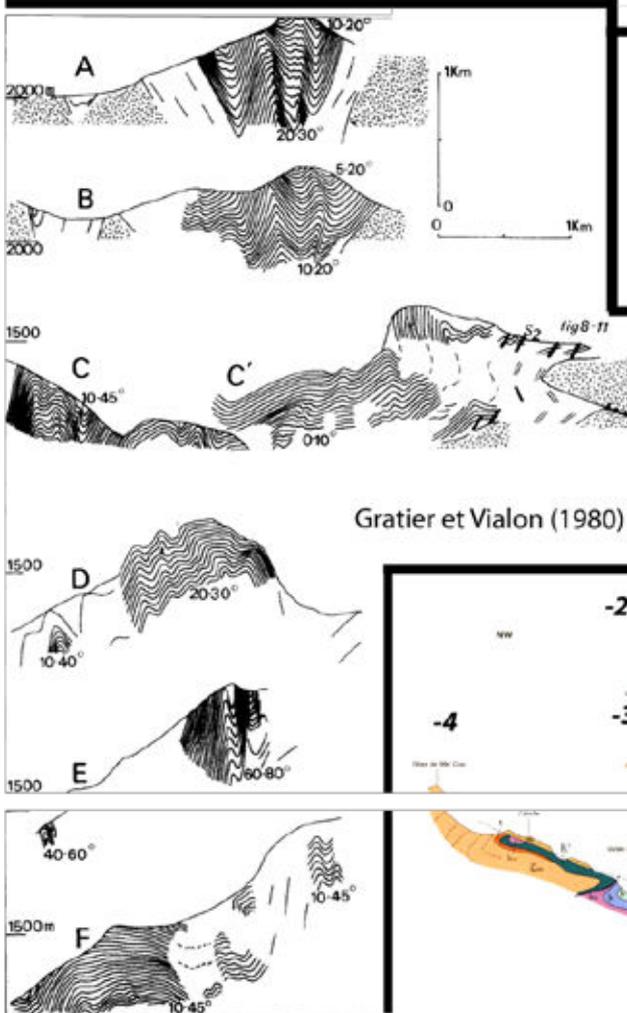
Cette couverture se déforme essentiellement de manière ductile, comme en témoigne les nombreux plis qui l'affecte, la schistosité pénétrative et les bélemnites très étirées qu'elle comporte dans ses niveaux calcaires ou calcaro-pélimitique (Fig. II-39) [Beach, 1981a].



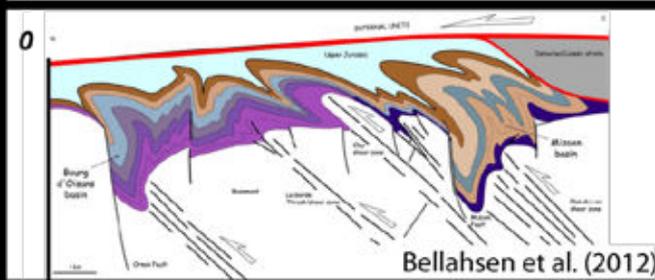
II-39: Plis de couverture (Villard-Loubière) et bélemnite étirée (Col de la Croix de Fer).



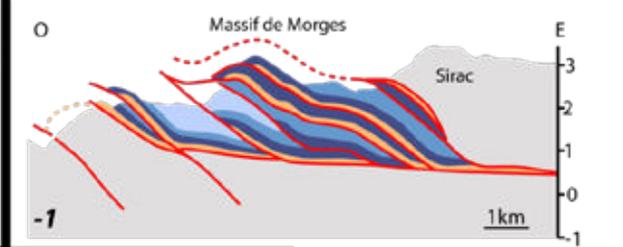
Beach (1981)



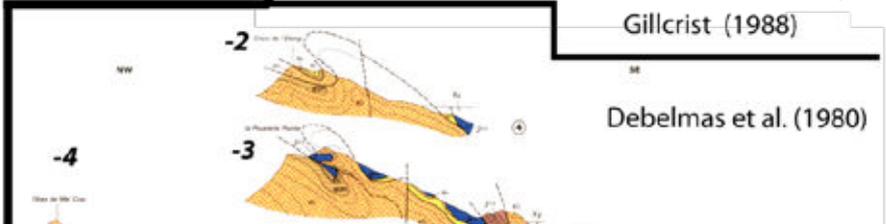
Gratier et Vialon (1980)



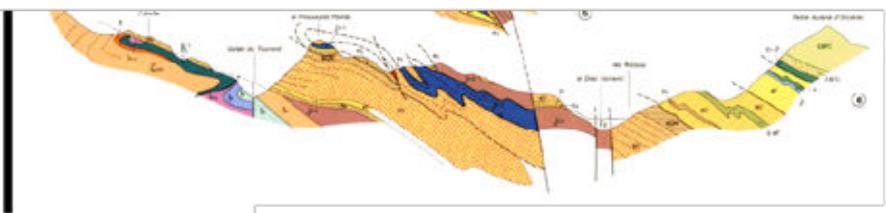
Bellahsen et al. (2012)



Gillcrist (1988)



Debelmas et al. (1980)



II-40: (page précédente) Coupes de la littérature figurant la déformation de la couverture. De A à F: géométrie des plis de la couverture dans le bassin de Bourg d'Oisans selon [Gratier and Vialon, 1980]. Remarquez la verticalité de leurs plans axiaux; de 1 à 5: coupes E-W dans le bassin d'Emparis d'après [Beach, 1981b]. Remarquez que la présence de décollement et de nappes de couverture se limite à l'est du bassin d'Emparis. Ces auteurs interprètent un raccourcissement des Grandes Rousses par réactivation des failles normales Liasiques; coupe 0: coupe du bassin de Bourg d'Oisans au bassin d'Emparis d'après [Bellahsen et al., 2012]. Remarquez l'absence notable de décollement dans la couverture; coupe -1: coupe à travers le massif de Morges d'après [Gillcrisp, 1988]. Remarquez l'empilement de nappe qui caractérise ce massif, dont les décollements triasiques sont enracinés sous le massif du Sirac chevauchant; de -2 à -4: coupes au sud du massif à travers les écaillés de Soleil-Boeuf d'après [Debelmas et al., 1980]. Remarquez la présence d'écaillage de couverture Jurassique au dessus des séries Priaboniennes, ainsi que la position inverse de ces séries (en bleu marine: Terres Noires; en marron: Dogger calcaire). Remarquez également le réseau de failles normales tardives qui affectent l'empilement de nappe Rupélien (coupe -4).

(a) *Dans le bassin de Bourg d'Oisans*

Au premier ordre, la couverture du bassin de Bourg d'Oisans présente des plis droits plus ou moins isoclinaux (**Fig. II-40**) associé à une schistosité de flux globalement N-S et une linéation d'étirement dip-slip⁷ ou à fort pendage (Est ou Ouest) ainsi qu'à des axes de plis N-S [Gratier et al., 1973]. [Gratier and Vialon, 1980] ont par ailleurs décrit que la schistosité s'incline progressivement depuis le bord de la faille normale (où elle est verticale) vers le massif des Grandes Rousses (où elle prend progressivement un pendage vers l'est de quelques 20 à 45° avec une linéation dip-slip). Ce comportement indique que la déformation passe progressivement d'un cisaillement pur près de la faille normale à un cisaillement simple haut-vers-l'ouest, associé à des plis et/ou des chevauchements de socle selon les auteurs, vers le massif des Grandes Rousses (**Fig. II-40 coupe C', 0 et 1**) [Giorgi, 1979; Gratier and Vialon, 1980; Beach, 1981c; Bellahsen et al., 2012].

Rien n'indique que la couverture soit significativement décollée vers l'Ouest. Quelques retrocharriage sont observés sur les flancs ouest du Rochail [Gillcrisp et al., 1987; Grand, 1988]. Il existe également quelques critères structuraux au nord de la vallée de la Romanche, souvent proche de l'interface socle couverture, qui indiquent que la couverture a été affectée par un mouvement cisailant top-vers-l'est précoce [Bellahsen et al., 2012]. [Gillcrisp et al., 1987; Grand, 1988]

⁷ parallèle à la direction de pendage

décrivent un décollement au niveau du Lias calcaire du bassin d'Auris, au nord de Bourg d'Oisans. A cet endroit, les formations passent de structures très peu déformées, où les demi-grabens sont bien conservés, à un domaine de plus en plus intensément déformé vers le haut et où la schistosité se parallélise à une structure relativement planaire interprété comme un décollement vers l'Ouest. Néanmoins, cette structure est relativement locale et l'architecture à grande échelle n'indique pas de décollement significatif (**Fig. II-40 coupe 0**) [Bellahsen et al., 2012].

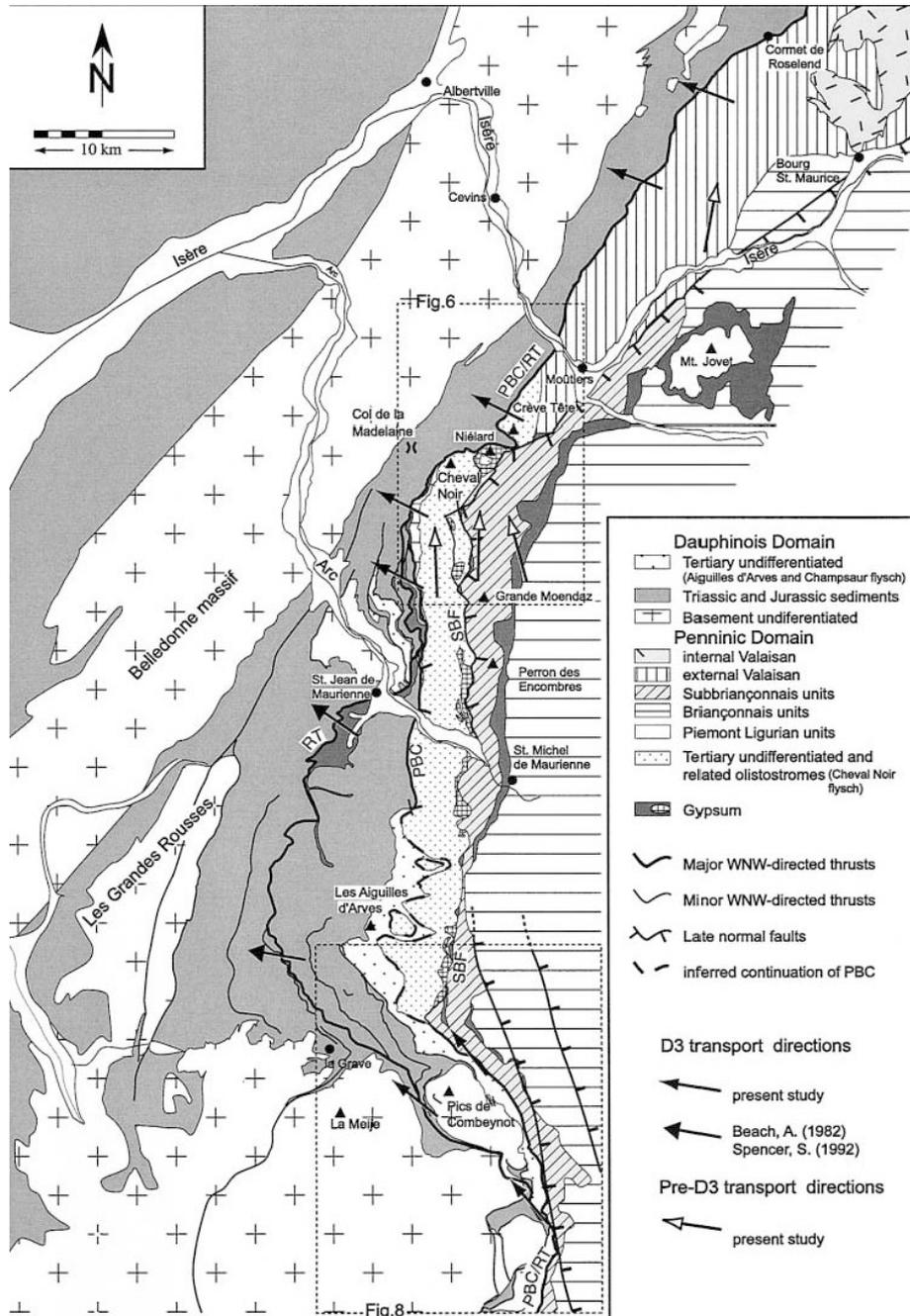
La linéation d'étirement est marquée par des bélemnites étirées [Gratier et al., 1973] mais aussi par quelques petites fibres de pyrophyllite, indiquant un métamorphisme de plus de 280°C [Jullien and Goffe, 1993; Agard and Lemoine, 2003].

Quelques auteurs ont invoqué une déformation précoce marqué par des axes de plis E-W de grandes longueurs d'onde résultant d'une compression N-S, traduite sur le terrain par le comportement des linéations d'intersections portées par la schistosité principale [Vialon, 1974; Dumont et al., 2008]. Néanmoins, les études existantes de la déformation indiquent qu'associer ces structures à une phase de raccourcissement N-S est hasardeux et qu'en plus ces structures sont anecdotiques vis à vis de la déformation principale [Depardon, 1979; Gratier and Vialon, 1980]. Néanmoins, quelques décrochements tardifs affectant la schistosité principale témoignent d'un raccourcissement tardif N-S peu prononcé un peu partout dans le bassin de Bourg d'Oisans [Gratier et al., 1973]. [Grand, 1988] décrit quant à lui des stries N-S qui recoupent et sont recoupées par des stries E-W.

(b) *Dans le bassin d'Emparis*

Le bassin d'Emparis (**Fig. II-29**) peut-être subdivisé en deux entités limitées par un niveau de décollement majeur: le chevauchement de Roselend (**Fig. II-41**) [Ceriani et al., 2001]. A l'Ouest de ce chevauchement les unités sont plissées et autochtones, tandis qu'à l'Est de celui-ci, les unités forment un empilement de nappes décollées dans le Trias (**Fig. II-40**). Les unités mésozoïques allochtones à parautochtones transportés par ce chevauchement sont dites Ultra-dauphinoises [Barbier, 1948, 1963].

Nos propres observations dans ce bassin nous ont conduit à de nouvelles interprétations décrites en **partie III**.



II-41: Extension du Chevauchement de Roselend d'après [Ceriani et al. 2001].

Le chevauchement de Roselend se poursuit au Nord (jusqu'à Cornet de Roselend au moins) et au Sud (deux chevauchements possibles, voir plus loin), ce qui en fait une structure majeure de la zone externe et des Alpes Occidentales [Ceriani et al., 2001]. Ce chevauchement, qui transporte les unités vers l'Ouest-Nord-Ouest (Fig. II-41), recouvre les séries Priaboniennes à l'Est du Grand-

Châtelard. Il recouvre également un tout petit lambeau de ces séries dans le bassin d'Emparis, au nord de Foncouverte [Barfétý and Barbier, 1977], ce qui suggère qu'une bonne partie du bassin d'Emparis devait être recouvert de ces séries avant les déformations. Ce chevauchement est donc postérieur au Priabonien-Rupélien. La poursuite de ce chevauchement au Sud de la Grave pose problème. En effet, il pourrait tout à fait venir s'enraciner dans le chevauchement de socle de la Meije-Olan [Debelmas et al., 2002] ou bien se poursuivre par les chevauchements présents dans la vallée d'Arsine, comme le propose [Ceriani et al., 2001] (Fig. II-41).

(c) *Dans les flyschs Priaboniens des A. d'Arves et du Cheval Noir*

Je vais décrire ici ces formations depuis le Niélard au Nord jusqu'à Vallouise au Sud. Ces formations sont de première importance, car elles sont le seul critère de chronologie relative de la région pour contraindre l'histoire du raccourcissement. Nous allons d'abord voir leur composition, puis la nature de leur base (tectonique ou transgressive) et enfin nous détaillerons leurs déformations internes.

Nature des flyschs:

Ces formations de flysch se composent de quatre termes [Barbier, 1948]: des conglomérats de base (dont l'épaisseur est maximale aux Aiguilles d'Arves où ils forment les dites Aiguilles), d'un flysch calcaire, d'un flysch schisteux et d'un flysch gréseux, succession typique de ces formations [Sinclair, 1997b]. Néanmoins, ce flysch a été subdivisé en deux unités provenant de deux parties distinctes (Ouest et Est) d'un même bassin [Serre et al., 1985] (Fig. II-40; II-41): le flysch des Aiguilles d'Arves, reposant sur la marge Dauphinoise et alimenté par elle, et le flysch du Cheval Noir, reposant initialement sur la marge Briançonnaise (et alimenté par elle), qui chevauche actuellement le flysch des Aiguilles d'Arves (Fig. II-41).

Nature du contact basal:

Lorsque l'on regarde le substratum de cette formation au Sud de Niélard, il est composé d'une écaille composée d'unités Carbonifères à Jurassiques (et peut être Tertiaires ?) d'un faciès typique du Subbriançonnais [Barbier, 1956; Barfétý et al., 1984]. Ainsi, cette unité du Cheval Noir et son substratum sont

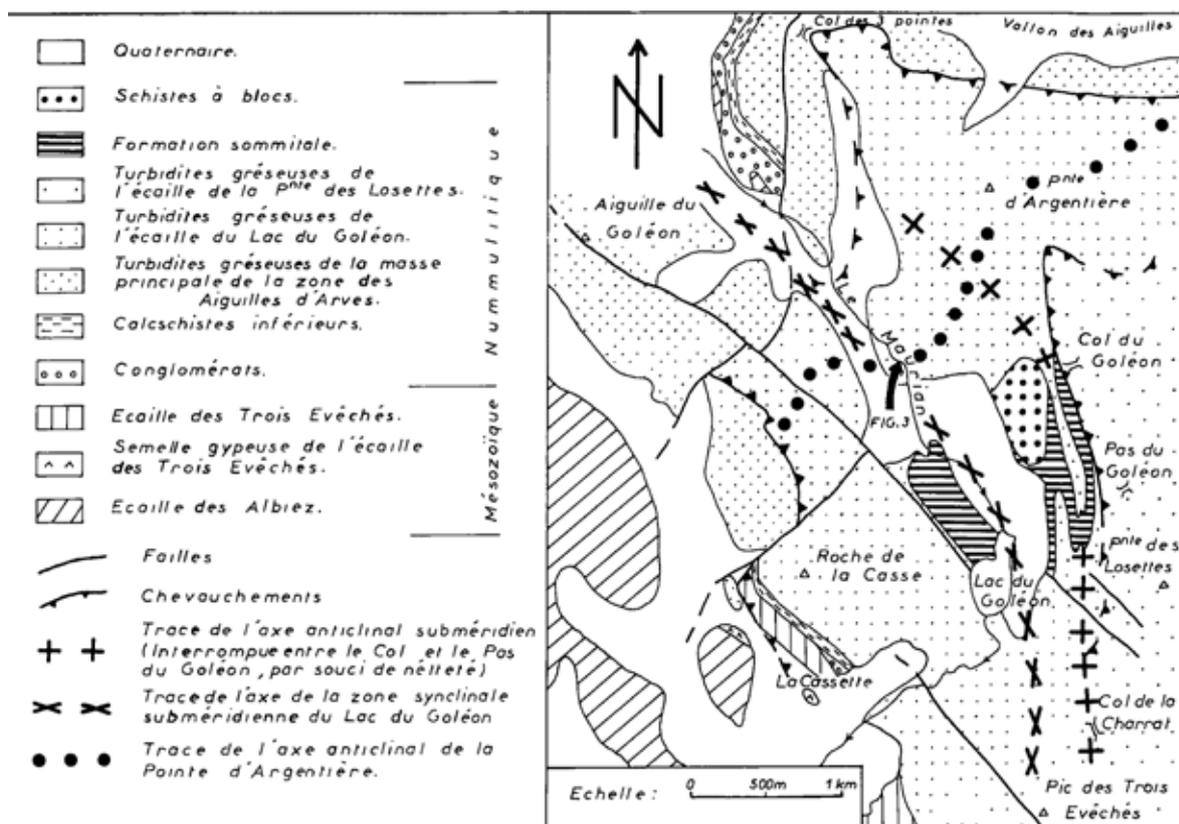
chevauchant sur les unités sous jacentes. Hors, ce substratum Subbriançonnais disparaît plus au Sud et les flyschs reposent sur le mésozoïque Dauphinois le long d'un contact tectonique (Fig. II-41), là où les auteurs précédant [Barbier, 1948, 1956] décrivait un contact transgressif. Ainsi, le contact transgressif des flyschs des Aiguilles d'Arves sur leur couverture Dauphinoise n'est plus documenté que du Col d'Albane (au Sud d'Albiez-Montrond) aux Aiguilles d'Arves. En effet, au sud des Aiguilles d'Arves le contact entre flysch et série mésozoïque est fortement tectonisé, comme le montrent les nombreuses petites écaïlles qui jalonnent le contact [Barbier et al., 1973] ainsi que les décrochements sénestres qui affectent la zone du Col du Lautaret [Bravard and Gidon, 1979]. Il semble néanmoins que les flyschs soient effectivement transgressif sur le socle du Combeynot [Bravard and Gidon, 1979], ce qui a par ailleurs conduit ces auteurs à interpréter une première phase de mise en place de nappes de socle vers le NO anté-nummulitique. Dès que l'on redescend un peu plus au Sud, le contact est à nouveau tectonique [Barféty et al., 1995], comme cela a été démontré au niveau du Rocher de l'Yret (à l'Est de l'Eychauda) où une importante tectonique de nappes affectant ces séries a été observée [Butler, 1992]. Il est à noter que certains auteurs pensent que le socle du Pelvoux a été principalement structuré avant la transgression nummulitique [Bravard and Gidon, 1979; Lami, 1988]. Quoiqu'il en soit, tous ces auteurs s'accordent à dire que le socle était affleurant lors du dépôt des séries Priaboniennes, ce qui est confirmé par les nombreux galets de socle qui existent dans les séries conglomératiques des Aiguilles d'Arves [Barbier, 1956; Bravard and Gidon, 1979].

Déformation interne:

Près de l'Eychauda, la déformation interne des séries Priaboniennes indiquent un mouvement cisailant vers l'ONO, en accord avec les structures observées dans le socle sous jacent au niveau du Rochet de l'Yret [Butler, 1992].

En remontant au nord du col du Lautaret, les flysch présentent une schistosité orientée NO-SE à N-S. Les axes de plis sont principalement orientés NO-SE. Les linéations d'étirements y sont peu développées mais celles que l'on peut trouver sont horizontales et parallèles aux axes de plis. Cette extension parallèle aux axes de plis est confirmée par les directions d'étirement associées à des fentes carbonatées néoformées. Autour du Lac du Goléon s'observent des

déformations superposées [Bravard, 1982]: des axes de plis NE-SO avec un déversement vers le NO qui semblent repris par un plissement NO-SE avec un déversement vers le SO (Fig. II-42). Le tout est recoupé par des décrochements sénestres NO-SE tardif [Bravard and Gidon, 1979]. La première direction serait associé à la mise en place d'une nappe vers le NO décollé depuis la base des flyschs [Bravard, 1982]. Ces deux directions de plissement sont à l'origine de deux schistosités que l'on retrouve un peu partout dans cette zone (cf. III.A). Elles ont d'ailleurs données naissances à des "frites", bâtonnets de flysch relativement allongés⁸. Sur la base de mes observations dans le Lias (décrites en partie III), où une schistosité NE-SO recoupe clairement la schistosité NO-SE, je mets un doute sur la chronologie établie par [Bravard, 1982]. Par ailleurs, il est frappant de remarquer que l'axe des anticlinaux et synclinaux sont N-S au sud et qu'ils tournent progressivement jusqu'à être orienté NO-SE au Nord, et que c'est associé à cette dernière direction qu'apparait l'axe anticlinal NE-SO (Fig. II-42).



II-42: Carte structurale des flyschs des Aiguilles d'Arves autour du Lac du Goléon d'après [Bravard, 1982].

⁸ les randonneurs les utilisent pour marquer leur passage en inscrivant leur prénom où des symboles au nord du Lac du Goléon

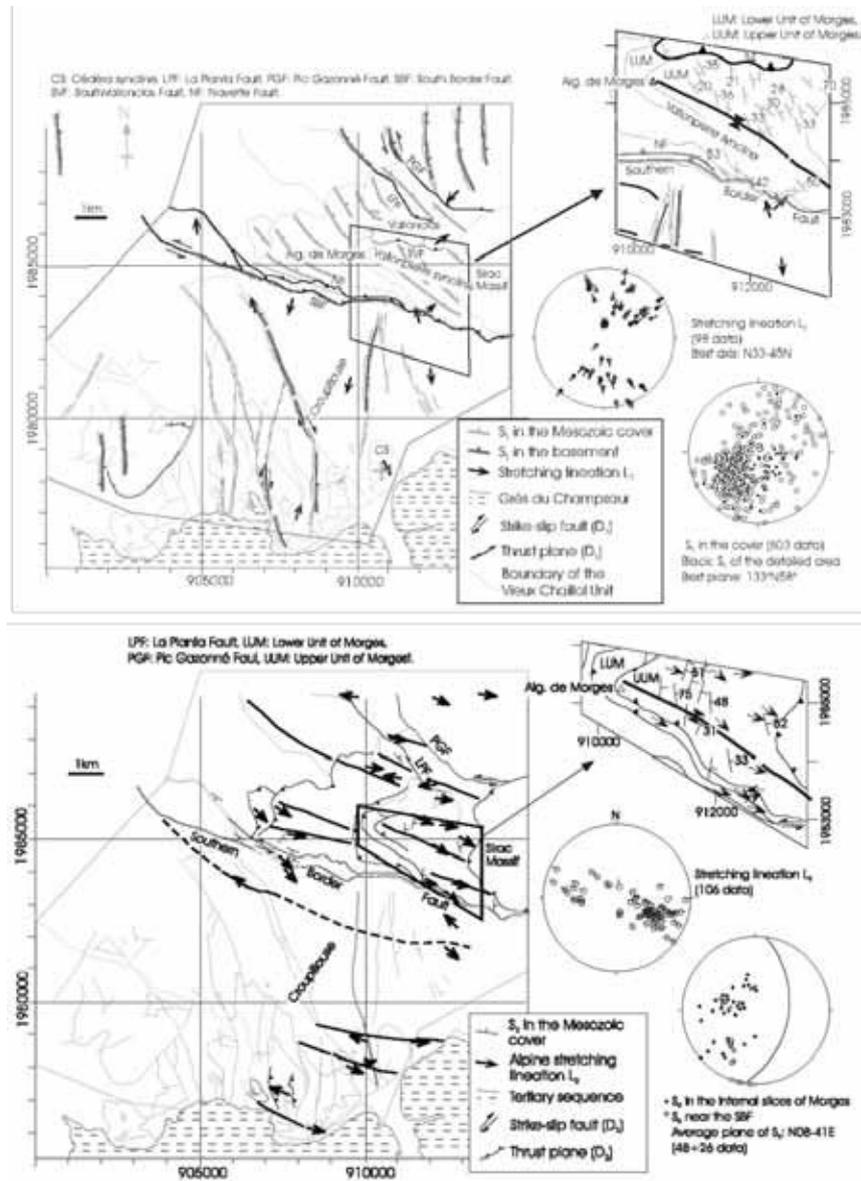
Quoi qu'il en soit, des schistosités N-S à NE-SO sont visibles dans les flyschs du Cheval Noir, au sud de Niélard [Ceriani et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004]. Les axes de plis sont d'orientation dispersée mais globalement N-S, de même que la linéation d'étirement. Une schistosité frustre orienté NE-SO, avec un pendage de 30 à 60° vers le SE affecte la schistosité précédente [Ceriani and Schmid, 2004]. Le tout est ensuite affecté par des failles normales à pendage Est.

On retrouve donc au nord des critères similaires aux déformations observées plus au sud, avec une orientation légèrement différente. [Ceriani et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004] interprètent ces déformations comme résultant d'une tectonique transpressive sénestre associée à des chevauchements vers le nord ou nord-ouest, postérieur au dépôt des flyschs et antérieur aux chevauchements vers l'ONO de Roselend.

(d) Dans le massif de Morges

Selon [Gillcrist, 1988], le massif de Morges a été affecté par un empilement de nappe (Fig. II-40, coupe -1). Les données structurales de [Gratier et al., 1973; Lizarre et al., 1996; Lizarre, 1997] indique une schistosité de flux principale N-S à NO-SE (pendage vers l'E et le NE), globalement parallèle aux axes de plis déversés vers le SO. Cette schistosité principale se parallélise progressivement à la faille bordière sud orienté ONO-ESE. Là, les linéations d'étirements indiquent une activité sénestre de cet accident [Lizarre et al., 1996]. La linéation d'étirement principale portée par la schistosité est ONO-ESE [Lizarre, 1997; Calcagno et al., 2007]. Une linéation antérieure, plutôt rare, est portée par cette même schistosité, et est orienté NE-SO [Lizarre et al., 1996; Lizarre, 1997]. La schistosité principale est affectée par une schistosité N-S tardive plus frustre. Ces auteurs interprètent ces marqueurs comme un raccourcissement NE-SO, majeur, suivi par un raccourcissement E-W [Calcagno et al., 2007] (Fig. II-43). Néanmoins, selon la lecture que je fait de l'ensemble de leur travaux et suite à une discussion avec un des co-auteurs (G.C.), je propose que la schistosité et la linéation d'étirement principale (la seconde étant portée par la première) sont synchrones (contrairement à ce que supposent ces auteurs) et que l'ensemble de ces structures résulte d'une tectonique transpressive sénestre.

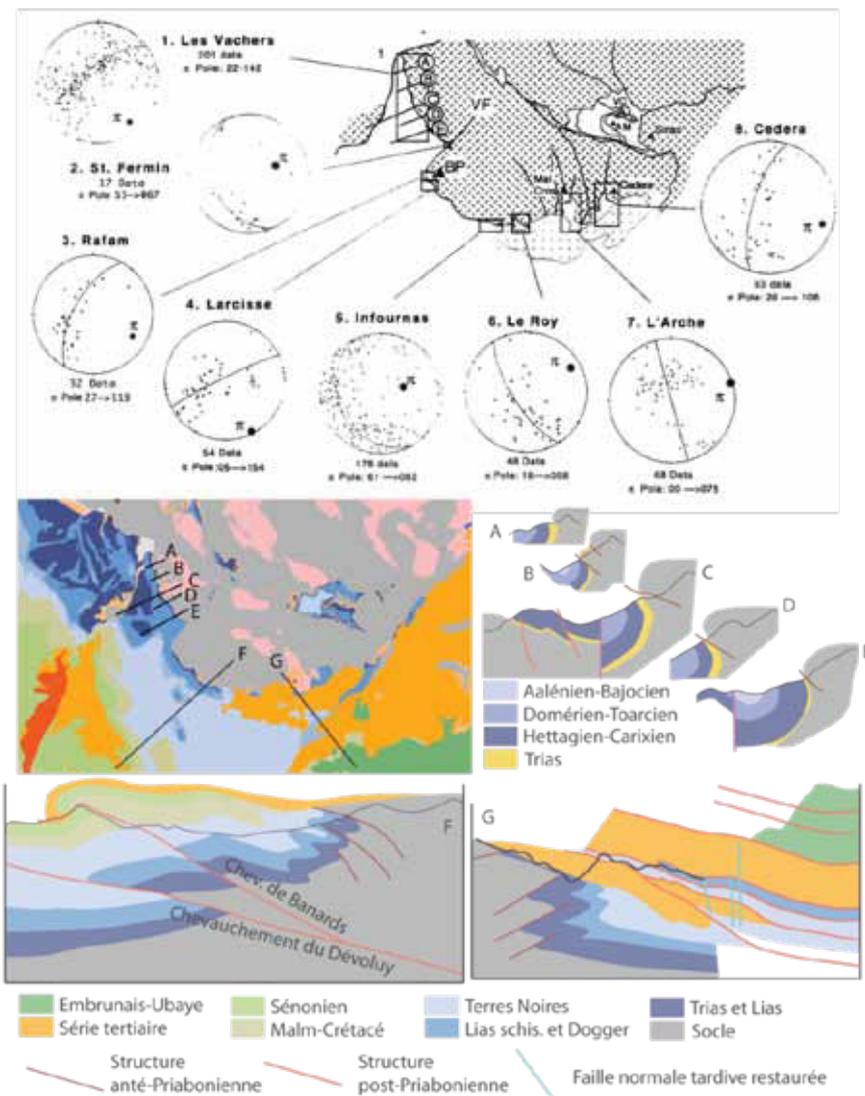
Cette zone a été intensivement étudiée par [Ford, 1996]. Elle y a montré que les séries mésozoïques sont affectées par un raccourcissement vers le SO à l'ouest de la vallée de Valgaudemar, tandis que les séries à l'Est de cette vallée sont affectées par un raccourcissement vers le SSE (Fig. II-44). Ce raccourcissement est associé à des zones de cisaillements à pendage vers le cœur du massif qui ont conduit à l'inversement des séries avant les dépôts de flysch Priabonien qui reposent indéniablement en discordance sur ces structures (Fig. II-44). Des interférences de plis montrent également que le raccourcissement vers le SO (qui n'est pas cacheté par les dépôts Priabonien) est postérieur au raccourcissement vers le SSE.



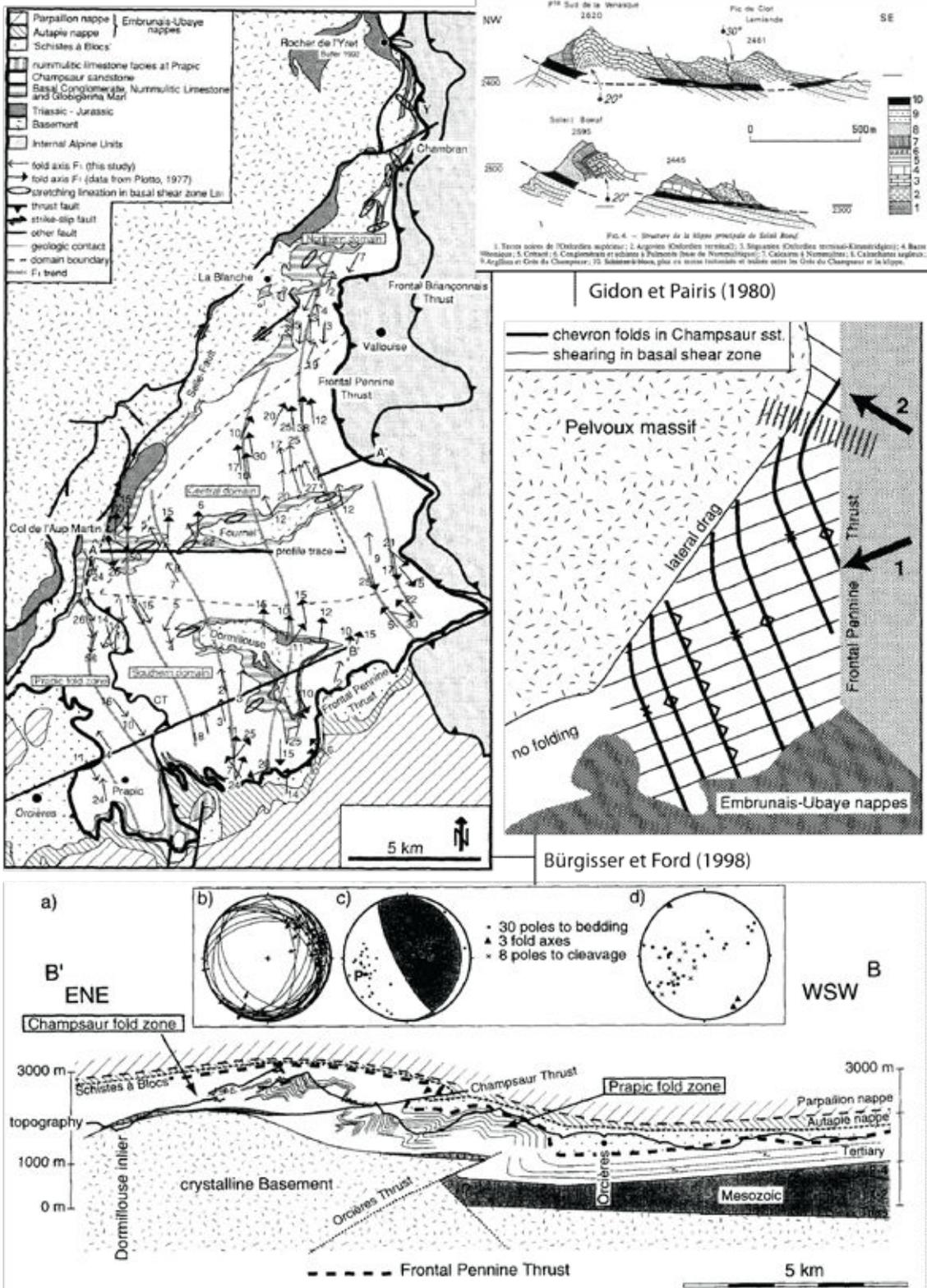
II-43: Carte structurale du Massif de Morges d'après [Calcagno et al., 2007]. En haut: déformation associée à un raccourcissement NE-SO, en bas: déformations associées à un raccourcissement postérieur E-W. Nous proposons que les linéations (en bas) et les schistosités qui les portent (en haut) sont synchrones et non diachrone comme le propose ces auteurs.

Les auteurs des cartes géologiques indiquent que la région a subi diverses déformations [Debelmas et al., 1980; Gidon, 1980]. (1) Une phase de plissement

anté-sénonienne affecte le Dévoluy. Ces plis, d'axes NE-SO à E-W, ont récemment été interprétés comme résultant d'un glissement gravitaire dont le décollement basal se trouve dans les Terres Noires [Michard *et al.*, 2010]. (2) Une phase de plissement anté-nummulitique, générant des plis NO-SE à E-W (Fig. II-44). (3) Une phase extensive nummulitique. (4) Une phase de plissement post-nummulitique ayant généré des plis NNO-SSE associé à une schistosité N-S à NO-SE et générant les grands chevauchements du Dévoluy central et oriental. (5) Enfin, la zone subit une nouvelle phase extensive, essentiellement marquée par le jeu normale du réseau de faille de la Selle.



II-44: Structures de la bordure SO du massif des Ecrins d'après [Ford, 1996]. Les stéréogrammes représentent les pôles de la stratification, représente l'axe du pli.



II-45: Déformation dans le Champsaur. En haut à droite: écaïlle de mésozoïque charrié durant le Rupélien d'après [Gidon et Pairs, 1980]. Le reste: déformation vue en carte et en coupe et schéma conceptuelle d'après [Burgisser et Ford, 1998].

La déformation de cette région a été étudiée par [Kerckhove, 1969; Gamond, 1980; Gidon and Pairis, 1980; Tricart, 1980; Burgisser and Ford, 1998], tandis que l'histoire de sa sédimentation a été étudiée notamment par [Lami, 1988; Pairis, 1988; Waibel, 1990; Gupta and Allen, 2000]. Cette liste n'est pas exhaustive mais permet une bonne synthèse de la situation.

A l'ouest de Champoléon, les séries Priaboniennes sont chevauchées par des écailles de Dogger, dites de Soleil-Boeuf (Fig. II-44, II-45) [Debelmas et al., 1980; Gidon and Pairis, 1980; Butler and McCaffrey, 2004]. Les séries Priaboniennes sont marquées par une déformation tardive associant des chevauchements vers le N-NO à des plis d'axe E-O à ENE-OSO déversés vers le Nord [Gidon and Pairis, 1980]. Avant cela, la mise en place syn-sédimentaire des écailles de Soleil-Boeuf semble se faire vers l'ONO, comme en attestent les axes de plis NNE-SSO qui affectent les écailles (Fig. II-45) ainsi qu'une schistosité NNE-SSO à pendage ESE de 40° portant des stries orientées N110, développées à proximité du contact. Ces auteurs remarquent également la présence de stries orienté N60 à N70 sur des petits plans de fracture subhorizontaux recoupant la schistosité [Gidon and Pairis, 1980].

A l'Est d'Orcière (Fig. II-45), les séries Priaboniennes reposent directement sur le socle et quelques lambeaux de Trias (Vallée du Fournel et de Dormillouse). Là, les séries Tertiaires sont fortement plissées, avec des axes de plis globalement NNO-SSE qui s'incurvent vers le nord jusqu'à être orienté NE-SO (Fig. II-45) [Tricart, 1980; Burgisser and Ford, 1998]. Une analyse détaillée de la déformation par ces auteurs révèle une augmentation de la déformation vers le toit et vers la base des séries. Au toit des séries, ces déformations révèlent un déplacement des nappes de l'Embrunais-Ubaye vers l'OSO. Ce charriage entraîne un découplage de ces séries vis-à-vis du socle le long d'une zone de cisaillement basale dont les linéations d'étirement et autres critères cinématiques indiquent un mouvement vers l'OSO à SO (Fig. II-45). Par ailleurs, les séries Priaboniennes sont décollées et chevauchent vers l'OSO le long du chevauchement du Champsaur (Fig. II-45). Au nord, les déformations se font vers l'ONO. [Burgisser and Ford, 1998] suppose que cette direction de transport est postérieure à la précédente car les plis ouverts associés à cette déformation vers l'ONO n'ont pas été affectés par la déformation plus intense ayant engendré les plis indiquant un

mouvement vers l'OSO-SO. Néanmoins, ils n'observent aucun critère de recoupement.

b) Déformation du socle

Le Trias détritique, solidaire du socle durant les déformations Alpines, à permis de saisir la géométrie finie de celui-ci depuis bien longtemps [Vernet, 1965]. Nous verrons dans cette partie comment ce tégument triasique révèle la formation de grands plis de socle. Dans un second temps, nous étudierons les différentes nappes de socle décrites autour du Pelvoux ainsi que les conditions de leurs formations. Enfin nous verrons quelques descriptions des déformations internes subies par ce socle.

(a) Plis de Socle

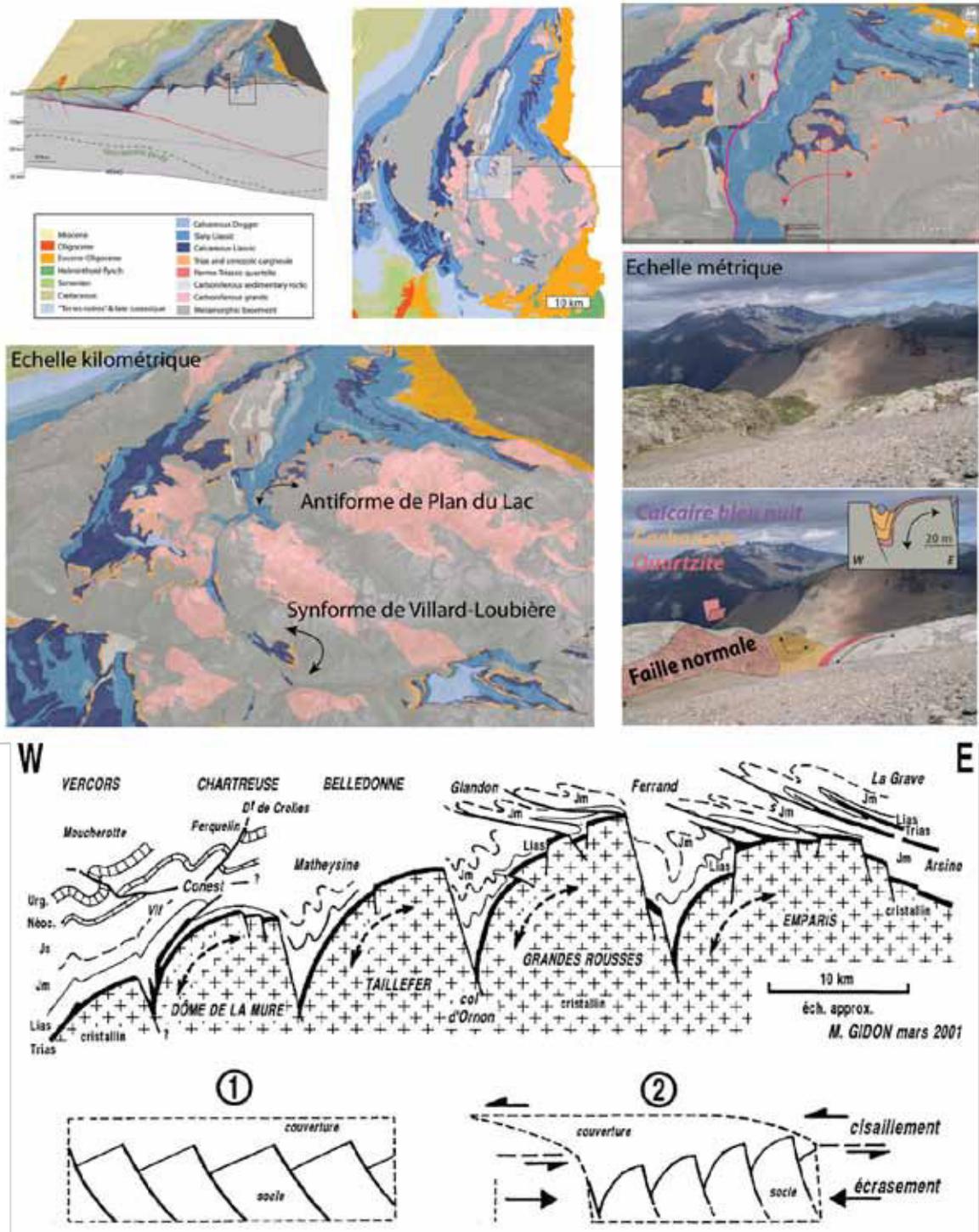
Le socle, poly-tectonométamorphique, présente des structures qu'il n'est pas toujours aisé d'interpréter. Un moyen fiable pour analyser les déformations qu'il a subit durant la phase Alpine et l'analyse de la géométrie finie du Trias qui lui est solidaire [Vernet, 1965; Bellahsen et al., 2012]. Ce Trias détritique, qui ne s'est pas déposé en tout lieux, à pourtant l'avantage d'être identifiable sur le terrain. De plus, l'importante déclivité du massif des Ecrins permet une vue en 3 dimensions de sa géométrie. Il apparait ainsi que le socle forme de grand plis aux abords des failles normales à pendage Est (Fig. II-46).

99

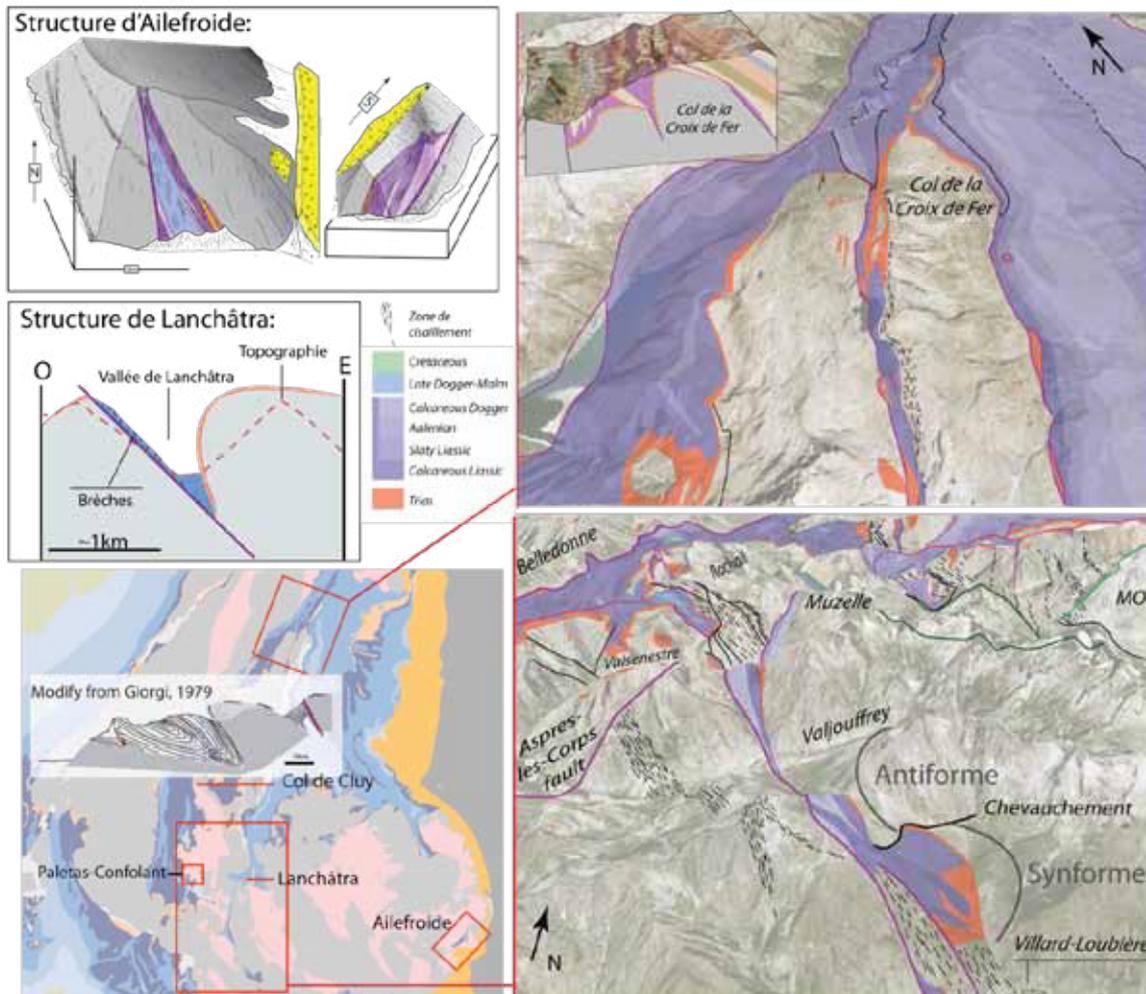
Quelques témoins de socle plissé:

- Structure des Deux Alpes: Le village des Deux Alpes repose sur une antiforme kilométrique de socle correspondant au bloc basculé de la faille normale de Mizoën-Chambon. Bordée au nord par la vallée de la Romanche et au sud par la vallée du Vénéon, la géométrie du pli est relativement bien contrainte (Fig. II-46), malgré les nombreuses failles normales qui affectent l'interface socle-couverture (Fig. II-37). Des observations de terrain que nous avons effectué autour du Lac du Plan, à l'ouest des Deux Alpes, a révélé qu'il existait des structures similaires d'échelle métrique (Fig. II-46). Celle que nous avons pu décrire est caractérisée par une faille normale à pendage Est, par un pli synclinal relativement droit dans le cœur du demi-graben, et une interface socle-couverture marqué par le Trias détritique qui plonge progressivement vers la faille normale (Fig. II-46). Par ailleurs, il semble que l'antiforme des Deux Alpes ait été plus ou moins découpée par des chevauchements haut-vers-l'Ouest (Fig.

II-49-3), comme en témoigne la couverture inverse recristallisée qui se trouve sous une lame de socle en dessous de Grande Côte (**Fig. II-37**).



II-46: En haut: localisation et vue aérienne des plis de socle kilométrique du bassin de Mizoën-Chambon et vue de terrain d'un pli de socle incrémentale d'échelle métrique. En bas: synthèse régionale d'après [Gidon, 2001].



II-47: Exemples de plis de socle.

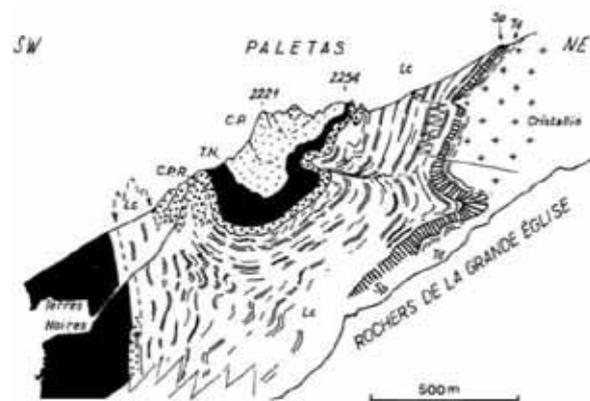
- **Structure de Villard-Loubière:** Plus au sud affleure la partie inférieure du pli de socle précédent, là où la partie basculée du demi-graben est en contact avec la faille normale. Cet affleurement révèle une géométrie de synforme à la base qui se poursuit par une géométrie d'antiforme vers le haut (Fig. II-47) (poursuite méridionale de l'antiforme précédent). La transition entre les deux est marquée par la présence d'un chevauchement légèrement incliné vers l'Est (Fig. II-47) [Gidon, 2001].

- **Structure de Lanchâtra:** Là, une faille normale à pendage modéré marquée par des brèches est à l'origine d'un bloc basculé qui se trouve aujourd'hui être fortement plissée. En effet, le Trias couvrant ce bloc est actuellement en position verticale à inverse sur plus de 500m d'altitude (Fig. II-47).

- **Structure d'Ailefroide:** Ce grand synclinal pincé est bordé au NO par une faille normale très raide à pendage Est (Fig. II-47). Ce demi-graben a été

suffisamment plissé pour que le bloc basculé touche aujourd'hui la faille normale (Fig. II-47). Ainsi, cette structure aurait formé une pincée de lias caché si il n'y avait pas eu la vallée pour nous le révéler [Gidon, 1952]. Cette géométrie témoigne d'un raccourcissement particulièrement important. Par ailleurs, le bloc de socle supérieur du synclinal est recouvert de sédiments Priaboniens. Dans le cas où ces sédiments sont transgressifs, la structure d'Ailefroide est alors anté-Priabonienne, mais si ces sédiments repose sur le massif le long d'un contact tectonique (ce que suppose les travaux de [Burgisser and Ford, 1998]), alors cette structure peut-être post-Priabonienne. Néanmoins, une autre interprétation a été donnée pour ce site. Interprété ici comme un demi-graben plissé, d'autres auteurs considèrent le bloc supérieur et le remplissage sédimentaire comme une nappe tectonique dite de Peyron-des-Claux [Dumont et al., 2011], du nom donné à cette lame de socle fermant la pincée de Lias d'Ailefroide [Gidon, 1954], dont le chevauchement serait la faille d'Ailefroide. Aux regards des résultats de la présente étude que vous découvrirez plus loin, cette structure, qui interroge les géologues depuis bien des générations [Gidon, 1954, 1965; Vernet, 1965; Dumont et al., 2011], nécessite qu'on lui consacre de nouvelles observations.

- Structure de Col de Cluy: Toutes les structures précédentes décrivent la naissance d'un plis de socle aux abords directs d'une faille normale. Néanmoins, ceci n'est pas toujours le cas, comme cela peut être observé au Col de Cluy [Giorgi, 1979; Bellahsen et al., 2012] (Fig. II-40, coupe 0; II-47). Cet exemple montre que ces plis peuvent naître indépendamment du rejeu ou de la présence immédiate d'une faille normale. Ce plis se prolonge jusqu'au nord du massif des Grandes Rousses, où il est de nouveau visible, à l'Ouest du Roc de la Balme. Il existe également un pli de socle tout aussi indépendant d'une faille normale mais de plus petite taille, à l'Ouest du Col de Cluy, entre la Garde et Huez.

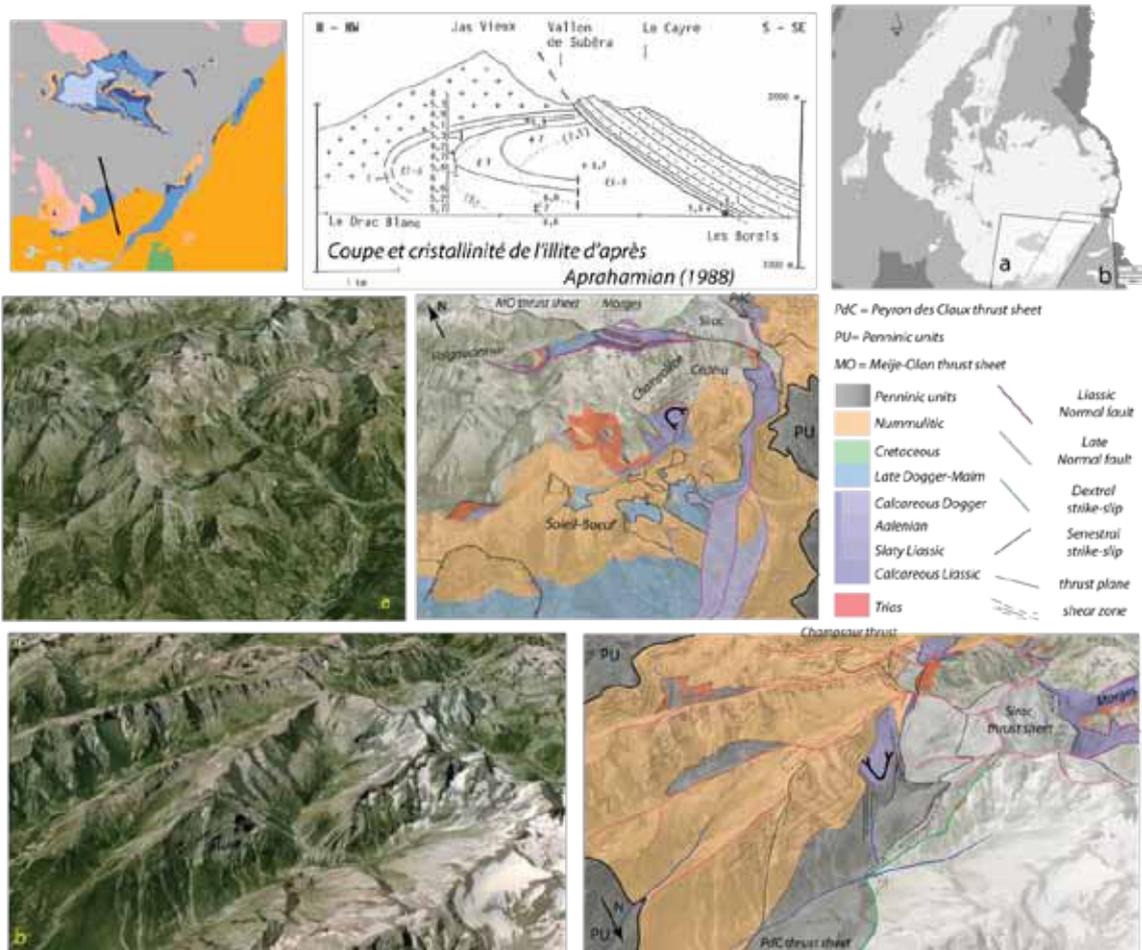


II-48: Plis de socle de Paletas-Confolant d'après [Barféty et Gidon, 1983]

- Structure de Paletas-Confolant: De même que pour Col de Cluy mais en bien moins important, ce petit pli du flanc occidentale du Rochail, décrit par

[Barféty and Gidon, 1983], n'est pas associé à la présence directe d'une faille normale (Fig. II-48).

- **Structure du Rochail:** Au nord de la pointe du Rochail et au sud de l'accident de Villard-Notre-Dame existe un pli de socle déversé vers le NNO.

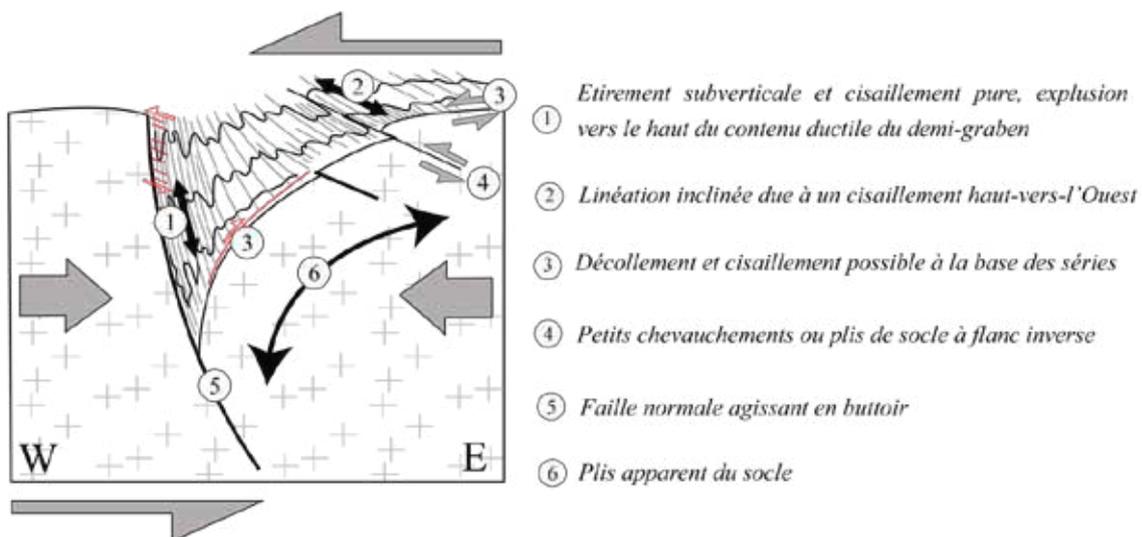


II-49: Vue aérienne des plis de socle anténummulitique de la vallée de Champoléon (a) et de la vallée de la Selle (b). En haut: une coupe dans la vallée de Champoléon d'après [Arahamian, 1988]. Les valeurs indiquent la cristallinité de l'illite, indicateur du métamorphisme (plus les valeurs sont faibles et plus le métamorphisme est important).

- **Structure de la bordure sud des Ecrins:** La bordure sud du massif des Ecrins présente de nombreux flancs inverses témoignant de la présence de plis de socle anté-Priaboniens (Fig. II-44). Une partie au moins de ces plis NO-SE est spatialement associée à une faille NO-SE (Fig. II-44, coupe A-E). Ces plis, cachetés par le nummulitique, sont particulièrement bien visible dans la vallée

du Champoléon sous le pic de Cédéra, ou encore dans la vallée de la Selle (Fig. II-49).

- **Caractéristiques:** L'ensemble de ces plis de socle montre un déversement vers le NO, l'O et le SO. Par ailleurs, l'inversion des failles normales qui a été associé à la formation de ces plis [Gillcrisp et al., 1987], n'est pas une condition essentielle à leur formation comme le montre les plis de Col de Cluy et de Paletas. Cette observation suggère l'existence d'une autre cause que la réactivation des failles normales pour expliquer leur formation. Néanmoins, il semble indéniable que la présence de failles normales favorise grandement leur apparition.



II-50: Synthèse de la déformation de la couverture lors du raccourcissement d'un demi-graben modifié d'après [Tricart and Lemoine, 1986].

- **Structure du Col de la Croix de Fer:** Cette structure présentée en (Fig. II-47), correspond à un demi-graben plissé et fermé dont la couverture a été expulsée [Bellahsen et al., 2012]. L'intérêt de cette structure est que la géométrie de sa couverture expulsée y est bien conservée. On voit ainsi de l'Aalénien et du Lias schisteux en position inverse, charrié au dessus d'un chevauchement souligné par des lambeaux de Trias. Ce chevauchement s'enracine au toit de la faille normale, position originelle des séries expulsées. La géométrie de la couverture expulsée forme donc un grand pli anticlinal cisailé vers l'Ouest et dont le flanc inverse est très étirée, comme en témoigne un affleurement de Bélemnite (45.233510°-6.193300°) (Fig. II-39). Cette structure de premier ordre est affecté

par quelques plis de second ordre comme en témoigne la cartographie des formations [Barféty and Barbier, 1977].

- Structure des nappes Helvétiques: Je vais sortir des cas de notre zone d'étude pour discuter de structures décrites de longue date au Nord du Mont-Blanc: les nappes Helvétiques. La géométrie et la déformation interne de celles-ci est particulièrement bien documentée. La nappe de Morcles correspondrait à la couverture du massif du Mont Blanc dont la géométrie actuelle est celle d'un pli de socle [Escher et al., 1993]. Par ailleurs, [Burkhard and Sommaruga, 1998] interprètent ces nappes comme le contenu expulsé d'un demi-graben bordé à l'ouest par une faille normale à pendage Est dite de Chamonix, limitant le bloc des Aiguilles Rouges du bloc basculé du Mont Blanc. Ainsi, la nappe de Morcles serait le contenu expulsé et cisailé d'un demi-graben aujourd'hui fermé. Sa géométrie anticlinale et l'intense déformation de son flanc inverse charrié vers le NO, i.e. au dessus du bloc inférieur de la faille normale, n'est pas sans rappeler celle du Col de la Croix de Fer.

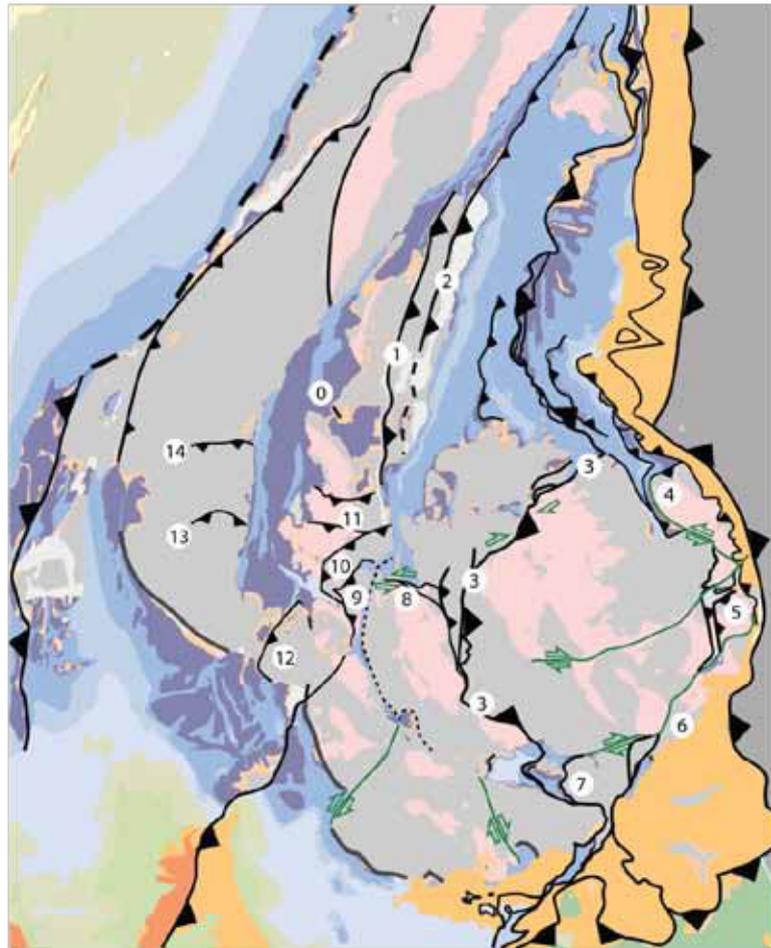
(b) *Chevauchement et réactivation de structures héritées*

Ces plis de socles ne sont pas les seules structures accommodant le raccourcissement dans le massif des Ecrins. Des chevauchements ont été documentés en différents endroits du massif. Nous verrons dans un premier temps quels sont ces chevauchements dans le massif des Ecrins. Nous verrons dans un second temps leurs propriétés structurelles pour finir par discuter des conditions de leur initiation et du rôle des structures héritées.

Du fait de leur nature même, surface localisée de déplacement entre deux blocs, il n'est pas toujours évident d'identifier avec justesse l'extension et l'importance d'un tel accident tectonique. C'est généralement les décalages de couverture qui nous renseignent le mieux sur l'importance de ces structures, qui deviennent presque invisibles lorsque n'affleure plus que le socle. Ainsi, certains tracés reportés sur la carte (Fig. II-51) doivent être considérés avec précaution. Je vais néanmoins essayer de faire ici une synthèse des accidents connus et de ceux qui le sont moins, certains pouvant toutefois être inconnus de moi.

Nom des Chevauchements:

- 0: La Garde-Huez
- 1: Herpie / Col de Cluy
- 2: Col de la Croix de Fer /
Grandes Rousses
- 3: Meije-Olan
- 4: Combeynot
- 5: Eychauda
- 6: Peyron des Claux
- 7: Sirac
- 8: Muzelle
- 9: Saint Barbier
- 10: Lauvitel
- 11: Villard Notre Dame et Rochail
- 12: L'Arcanier
- 13: Armet
- 14: Taillefer



106

II-51: Carte représentant les principaux chevauchements et écailles tectoniques reconnues sur le massif des Ecrins.

La description des structures suivantes est disponible en Annexe 6 :

- **La Garde-Huez**
- **L'Herpie / Col de Cluy**
- **La Meije-Olan**
- **Le Combeynot**
- **Eychauda-Yret**
- **Peyron-des-Claux**
- **Col de Méollion**
- **Le Sirac**
- **La Muzelle/ Lanchâtra**
- **Ser Barbier/ Lauvitel/ Valsenestre**

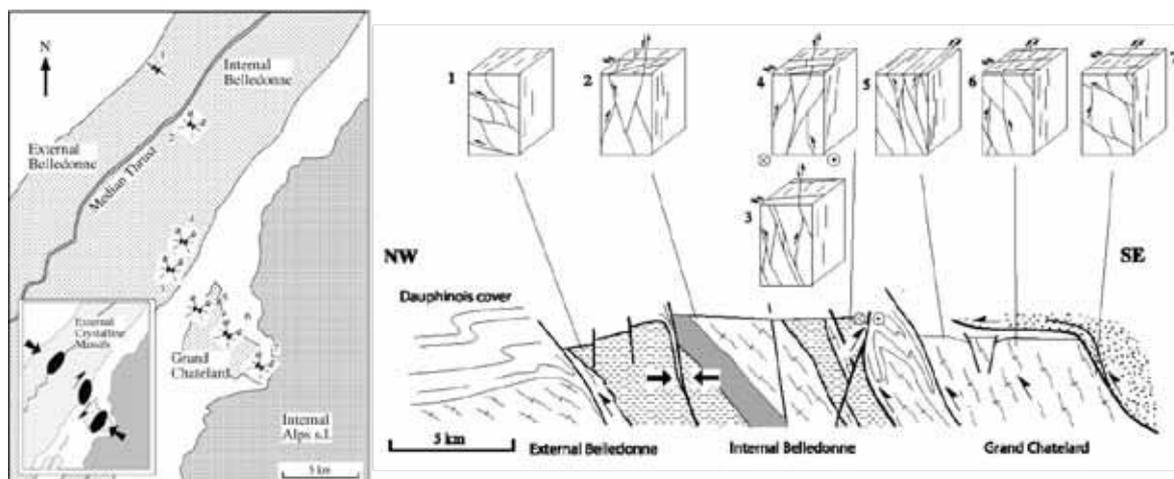
- *Rochail et Villard-Notre-Dame (ou Péron/ Côte Belle ou Pierre Grosse)*
- *L'Arcanier/ Vet*
- *L'Armet et Taillefer*
- *Bordure Sud du massif des Ecrins*
- *De Villard-Loubière à la Muzelle*
- *Cas du Grand-Châtelard*

(c) *Néoformation de zones de cisaillements*

Quelques auteurs ont suggéré que le socle a été déformé de manière ductile (à l'échelle des Massifs Cristallins Externes) lors du raccourcissement, comme en témoigne des zones de cisaillement nouvellement formées [Bartoli et al., 1974; Wibberley, 1999, 2005; Marquer et al., 2006; Bellahsen et al., 2012]. Cette déformation, plus distribuée que les chevauchements, expliquerait ainsi la formation des plis de socle par la présence de gradients de déformation [Bellahsen et al., 2012]. Nous allons revisiter dans cette section les différents travaux relatant cette déformation cisailante.

Les zones de cisaillements Alpines attestés:

- *Le Grand-Châtelard*: Les travaux de [Gasquet, 1979; Marquer et al., 2006] ont montré l'importance des déformations cisailantes dans le Grand-Châtelard et dans Belledonne (Fig. II-52). Ces auteurs ont décrit des zones de cisaillement alpines fragile-ductile anastomosées traduisant un raccourcissement ONO-ESE à NO-SE et un étirement sub-vertical à l'échelle des massifs. Par ailleurs, il a été observé un gradient de déformation depuis les gneiss non déformés jusqu'au phyllonite, roche essentiellement composé de micas-blancs syn-cinématiques.



II-52: Cisaillements conjugués alpins de Belledonne au Grand-Châtelard d'après [Marquer et al., 2006]. Les linéations d'étirement sont E-W à ONO-ESE.

- **Plan du Lac:** Situé dans la vallée du Vénéon, cette zone de cisaillement Alpine [Bellahsen et al., 2012] est reconnue comme une large bande blastomylonitique⁹ depuis [Bartoli, 1973; Bartoli et al., 1974] (Fig. V-20) et a été reportée sur la carte géologique au 1/250000 de Gap édité par le BRGM. Ces auteurs y ont décrit une zone mylonitique¹⁰ à blastomylonitique plurikilométrique caractérisée par des *gneiss ocellaires* et des *micaschistes*. Les *gneiss ocellaires* correspondent à des amandes feldspathiques à quartzofeldspathiques (mm à cm) baignant dans une matrice phylliteuse composé de grains très fins (quartz, feldspaths) et de phengites¹¹. Les amandes peuvent être fracturées (clastes) ou recristallisées. Les *micaschistes* sont des phyllonites, roches principalement composées de phengite où quelques ocelles de quartz et feldspaths subsistent. La transition des migmatites non déformées, aux *gneiss*

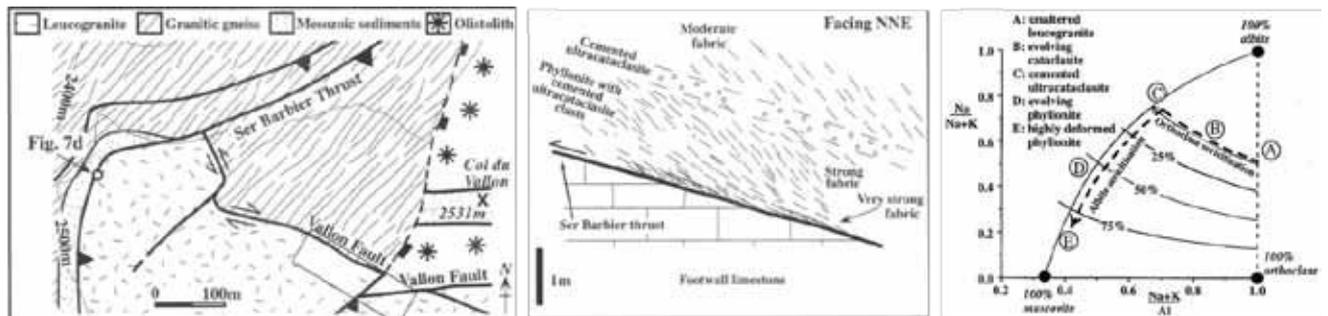
108

⁹ *Blastomylonite* n. f. [du gr. *blastos*, bourgeon, et de *mylonite* ; B. Sander, 1912] - Roche métamorphique dérivant d'une roche magmatique ou d'une roche métamorphique broyée (mylonitisée) à température plus ou moins élevée, et montrant des cristaux brisés (clastes et porphyroclastes) moulés par une matrice granoblastique de minéraux synchroniques ou postcinématiques (blastes). [Foucault and Raoult, 2010].

¹⁰ *Mylonite* n. f. [C. Lapworth, 1885, du gr. *mulôn*, moulin] - Au s.l., toute roche broyée plus ou moins finement (Syn. brèche tectonique) ; Au s.str. des pétrographes, roche dynamométamorphique dérivant d'une roche magmatique ou métamorphique broyée au point que les cristaux originels ne soient plus identifiables à l'œil nu, seul le microscope révélant la structure cataclastique (cristaux émiettés en débris tordus et étirés, englobés, p. ax., dans un ciment du quartz, séricite et chlorite). *Phyllonite* (contraction de *phyllade* et *mylonite*) : type de mylonite de teinte sombre et d'aspect schisteux. *Pseudotachylite* : type de mylonite exceptionnelle à grain à peine visible au microscope, et à aspect de roche vitreuse noire (cf. *tachylite*, verre basaltique). [Foucault and Raoult, 2010].

¹¹ ou séricite

ocellaires puis aux micaschistes est continue [Bartoli, 1973; Bartoli et al., 1974]. L'âge Eocène-Oligocène de ces déformations a été déduit du fait que les déformations du socle et de la couverture sont géométriquement compatibles et que ces déformations affectent également les granites tardi-varisque [Bartoli et al., 1974].

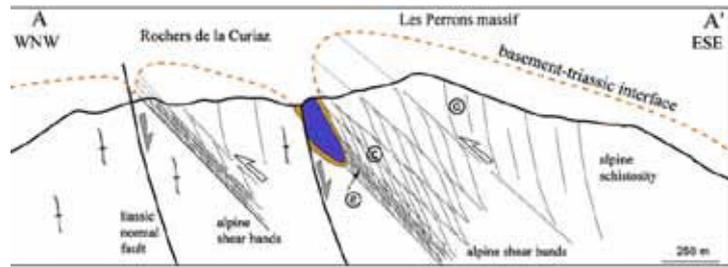


II-53: Zone de cisaillement de Ser Barbier d'après [Wibberley 1999, 2005]. Le diagramme de droite représente l'évolution géochimique de la zone de cisaillement; A: leucogranite sain; B: cataclasite; C: ultracataclasite; D: phyllonite; E: phyllonite très déformée.

- **Ser Barbier**: [Wibberley, 1999, 2005] a décrit l'évolution microstructurale, minéralogique et géochimique d'un leucogranite présentant un gradient de déformation macroscopique (Fig. II-53). Les faciès évoluent depuis un leucogranite sain vers des cataclasites, ultra-cataclasites puis des phyllonites, termes les plus déformés. Les termes les moins déformés présentent des clastes de quartz et feldspath ainsi qu'une phengitisation¹² des orthoclasses. Cette réaction produit un gain de volume de près de 50% et une précipitation in-situ de silice qui enduret la roche. Les termes les plus déformés, les phyllonites, se caractérisent par une phengitisation des albites qui engendre un perte de volume de près de 50% (vis à vis du volume initial) et une dissolution de la silice. Ces réactions minéralogiques nécessitent la présence de fluides acides [Hemley and Jones, 1964]. Contrairement aux ultracataclasites à ciment de quartz, les phyllonites sont des roches très peu résistante. Ces phyllonites peuvent évoluées pour former un plan de chevauchement (Fig. II-53).

¹² recristallisation en phengite

- Col de Cluy et Col de la Croix de Fer: Récemment, [Bellahsen et al., 2012] ont décrit des zones de cisaillement associées aux plis de socle de Col de Cluy et du Col de la Croix de Fer (Fig. II-54). Ces zones de cisaillement haut-vers-l'ouest à pendage Est sont fragiles-ductiles. Quartz et feldspaths



II-54: [Bellahsen et al., 2012] interprètent les plis de socle comme la traduction d'un gradient de déformation au sein d'une zone de cisaillement dans le socle.

peuvent être brisés ou recristallisés en proportion variable. Les feldspaths recristallisent en phengite et les zones les plus déformées sont composés d'amandes de quartz et feldspaths dans une matrice phylliteuse fine. Ces auteurs ont expliqués les plis de socle comme le résultat d'un gradient de déformation au sein de zones de cisaillement, elles même localisées par la présence de demi-grabens.

Les zones mylonitiques:

- Nappe des Grangettes: Le socle de la nappe des Grangettes est reconnu depuis longtemps comme une mylonite, faciès reporté aussi bien sur la carte géologique au 1/250000 de Gap que sur celle au 1/50000 de Saint-Christophe-en-Oisans [Barfétty and Pêcher, 1984]. Par ailleurs, le flanc ouest de cette nappe est en flanc inverse, ce qui traduit une géométrie de nappe en 'pli-faille'.

- Mylonite du Pré-de-Madame-Carle: Entre le Pré de Madame Carle et le Glacier d'Arsine, à l'ouest de l'Eychauda, affleure un gneiss présentant des ocelles feldspathiques sur un fond de matrice verdâtre à mica blanc, quartz et chlorite. Cette formation cartographiée en lambeaux est reconnue comme une blastomylonite alpine développée au dépend du granite et des anatexites [Barfétty and Pêcher, 1984].

- Mylonite et Phyllonite de Valsenestre: Sur le flanc Sud du Pic du Clapier du Peyron, au NE du village de Valsenestre, ont été cartographiés des faciès typiques des déformations alpines formant d'étroits couloirs dans les flancs de ces reliefs, soulignant la présence de chevauchements alpins [Barfétty et al., 1988]. Ces roches présentent des clastes de quartz et feldspaths dans une matrice phylliteuse plus ou moins importante, typique des faciès de déformation

reconnue comme alpine. Ces mylonites sont réparties sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et traduisent une importante zone de cisaillement dont fait partie le chevauchement alpin de Ser Barbier au nord [Wibberley, 1999, 2005]. Elles sont probablement à l'origine du flanc inverse observé par [Desthieux and Vernet, 1970], c'est à dire de la géométrie en 'pli-faille' de cette nappe de socle (à l'image des Grangettes).

- *Mylonite et phyllonite du Valjouffrey*: Entre Valjouffrey et le désert en Valjouffreyaffleure une bande mylonitique qui se poursuit sur plusieurs kilomètres. Elle part du flanc sud du Pic de Valsenestre, limitée à l'ouest par la faille d'Aspres-les-Corps-Mizoën-Chambon, et se poursuit vers le SE jusqu'au flanc sud de la Tête du Clotonnet [Barfély et al., 1988]. Cette bande est assez raide, contrairement aux précédentes, et est composée de clastes quartzo-feldspathiques dans une matrice à muscovite, chlorite et quartz (en proportions variables et en longs rubans dans certains faciès). Cette blastomylonite affecte granite et migmatite et est donc postérieur à la mise en place du granite, raison pour laquelle elle a été interprété comme alpine par Barfély et al. [1988].

- *Mylonite et phyllonite du Grun de Saint Maurice*: Sur la bordure SO du massif des Ecrins, entre le Valjouffrey et le Valgaudemar, là où le Trias souligne une interface socle-couverture inverse à vertical (Fig. II-44, coupe A-E), se trouve une bande de mylonite à phyllonite [Barfély et al., 1988] qui part depuis le Grun de Saint Maurice au sud jusqu'au Grand Chapelet au nord (environ 3km). Cette bande mylonitique orientée NO-SE présente un faciès alpin typique (ocelles de quartz recristallisés et feldspaths dans une matrice de phengite) et représenterait une zone idéale pour dater les déformations vers le SO de la bordure sud du massif des Ecrins.

- *Mylonite du Sirac*: Le massif du Sirac, chevauchant sur le massif de Morges et présentant un important flanc inverse souligné par le Trias, est composé de migmatite et est caractérisé par un faciès de gneiss ocellaire (clastes quartzo-feldspathiques sur fond de matrice phylliteuse verte). Ce faciès traduit très probablement des déformations alpines. Ceci semble d'autant plus probable lorsque l'on constate que ce faciès est principalement distribué à l'Est du flanc inverse du Sirac [Debelmas et al., 1980]. Il s'agit probablement là d'une importante zone de cisaillement.

- Cipolin de l'Aiguille des Marmes: Une bande de cipolin à pendage Est (marbre pur avec occasionnellement des lits siliceux) épaisse de moins de 1m à 10m parcourt le bloc basculé verticalisé de Mizoën-Chambon-Villard-Loubière sur quelques 5km [Barféty et al., 1988] (depuis le flanc sud de l'Aiguille des Marmes au Sud à l'ouest de la Roche de la Muzelle au nord). Cette bande, associée à d'autres de moindre envergure, est tectonisée et semble recouper la foliation varisque [Barféty et al., 1988]. Je pense que ce niveau mérite une attention particulière du fait qu'il existe un lien possible entre sa formation et les déformations alpines. Le flanc sud de l'Aiguille des Marmes offre en ce sens un site d'étude approprié permettant une vision 3D des structures.

c) Cinématique

Une partie des données cinématiques ont été présentés précédemment. Je souhaite exposer ici les quelques cartes cinématiques du massif des Ecrins (Fig. II-55, II-56, II-57, II-58).

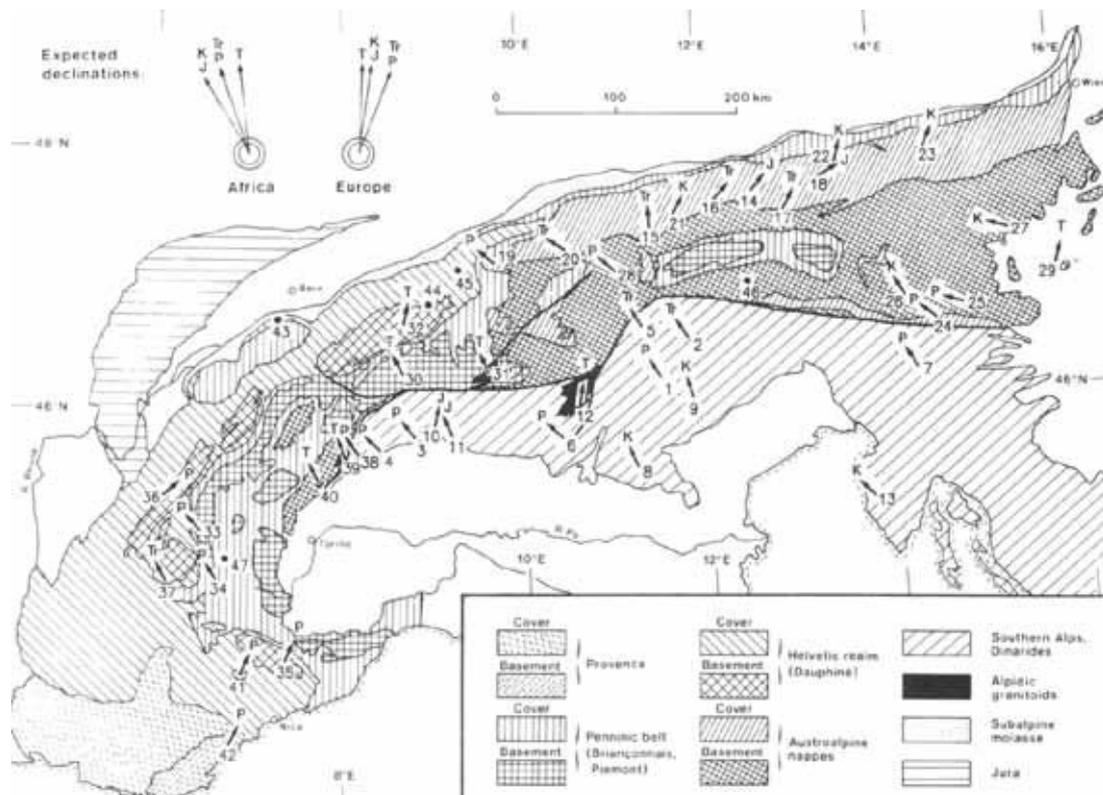
Il existe quelques rares données documentant des rotations de blocs autour d'axes verticaux (Fig. II-55, II-56) [Henry, 1992], dont les résultats sont décrit ci-après. Ces directions paléomagnétiques sont portées par l'hématite des spilites. Les sites m et n (Fig. II-55) semblent avoir été affectés par les déformations alpines,

de même que le site r situé dans une lave permienne des séries Briançonnaises. Les sites a et b montrent que la branche occidentale de Belledonne n'a pas subit de rotation significative depuis le Permien, de même que le Rochail (site k). La bordure sud du Taillefer montreraient une rotation antihoraire de 90° (site o, j, i, p). Les roches à proximité de la faille d'Aspres-les-Corps montreraient en revanche une rotation de 45 à 90° horaire (site q, f, h, e). Enfin, la bordure sud du massif des Ecrins montre une rotation antihoraire de 30° environ (sites g, c, d). La signification de ces données est discutable du fait de la relative



II-55: Carte des directions paléomagnétiques révélant les rotations Alpines d'après [Henry, 1992]

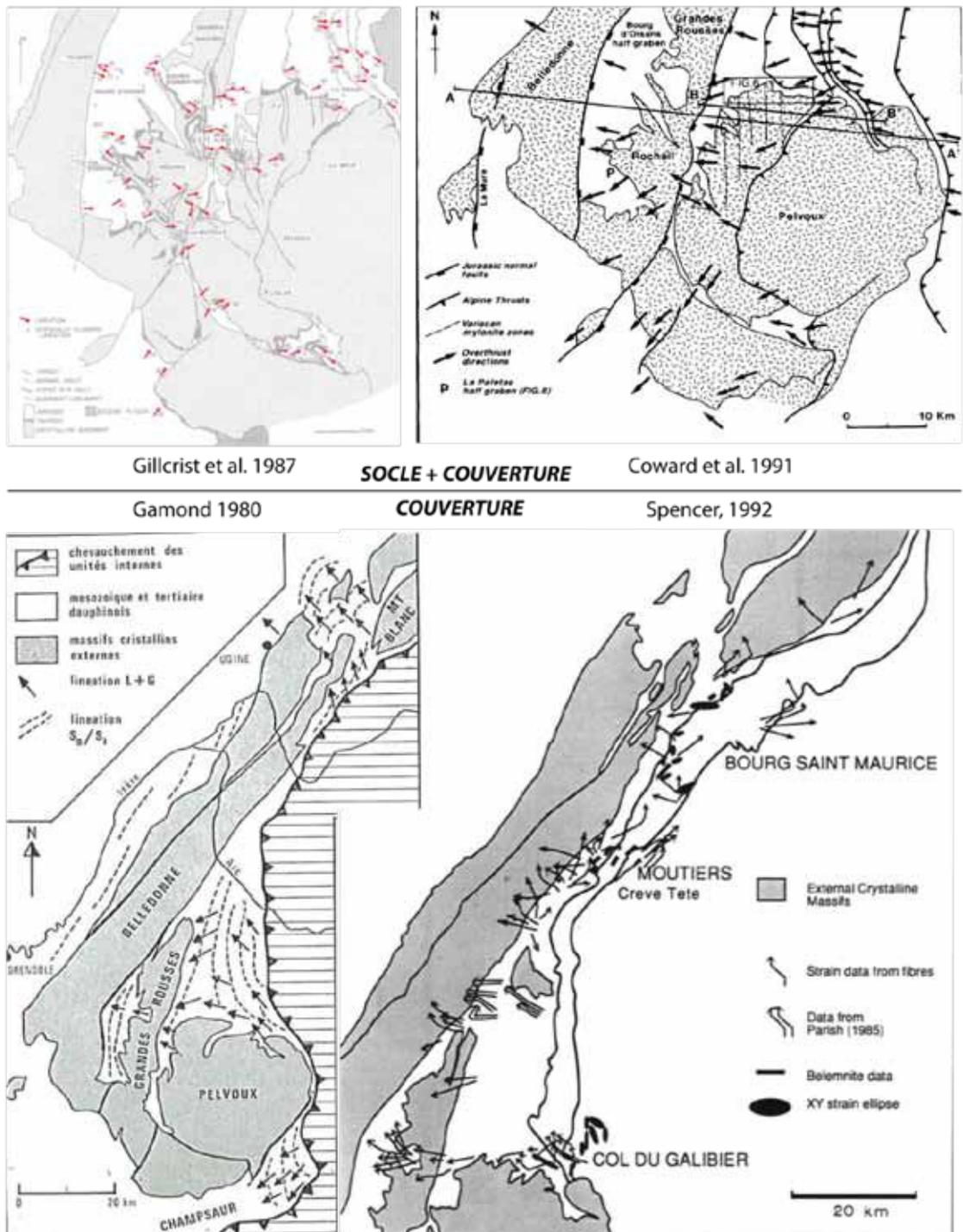
hétérogénéité des directions. Néanmoins, ces données existent et méritent d'être citées. Ces directions sont à comparer à la carte de plus petite échelle des directions des déclinaisons paléomagnétiques des Alpes établie par [Heller et al., 1989] qui permet d'avoir une vision intégrée de ces directions (Fig. II-56).



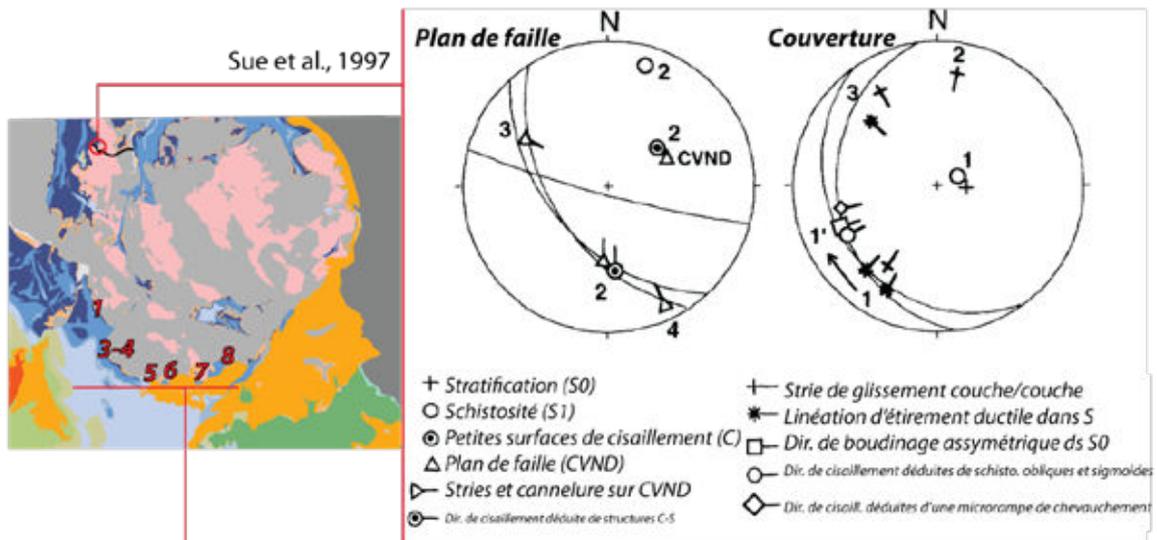
II-56: Synthèse des déclinaisons Paléomagnétiques des Alpes d'après [Heller et al., 1989]

Les données cinématiques de la couverture [Gratier et al., 1973; Depardon, 1979; Gamond, 1980; Beach, 1981c; Spencer, 1992; Burgisser et Ford, 1998; Dumont et al., 2011] indiquent une direction de transport principalement vers le SO au sud du massif des Ecrins, vers l'Ouest dans le bassin d'Emparis (vers le NO au nord du Combeynot) et vers le NO au nord du massif du Grand Châtelard (Fig. II-57). Les données cinématiques du socle, plus rare [Gillcrist et al., 1987; Coward et al., 1991, Ford, 1996], indique une direction de transport vers le Sud à SO dans le quart Sud-Ouest du massif des Ecrins et vers l'Ouest au Nord du massif des Ecrins (Fig. II-57, II-58). Ces directions ont d'abord été interprétés comme le témoignage du mouvement de nappes épiglyptiques déviées par le haut-paléogéographique que constitue le massif des Ecrins [Gamond, 1980]. Par

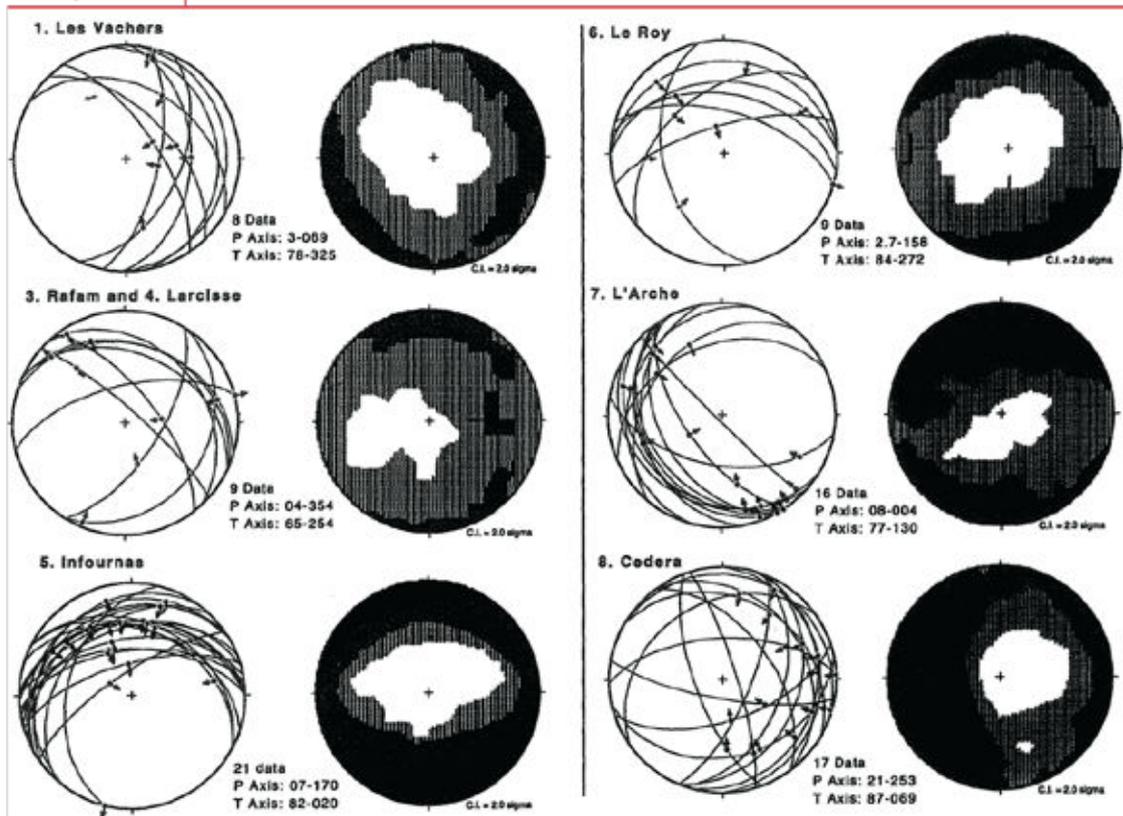
la suite, la proposition d'un raccourcissement polyphasé a compliqué l'interprétation de ces directions de transport, dépourvues de datation radiochronologique.



II-57: Cartes cinématiques de Belledonne au massif des Ecrins.



Ford, 1996



II-58: Stéréogrammes des structures autour de la faille de Villard Notre Dame et cinématique des failles anté-Priabonienne du sud du massif des Ecrins.

d) Conditions du métamorphisme et âges radiométriques

Les données sur les conditions P-T de l'histoire alpine ont été essentiellement acquises au sein de la couverture. Ceci s'explique d'une part par le fait que les conditions métamorphiques alpines du massif des Ecrins ont été faible et de ce fait ont eu une faible empreinte sur un socle qui est par ailleurs

polymétamorphique. D'autre part, la couverture fournit des témoins d'une histoire moins longue et complexe que le socle. Du fait des faibles conditions métamorphiques, peu de nouveaux minéraux ont cristallisés durant le chemin P-T des roches et les données radiométriques sont peu nombreuses, traduisant le plus souvent la réouverture des systèmes chimiques de minéraux hérités. Nous allons détailler dans cette section les quelques données fournies par la littérature pour l'histoire P-T-t-d du massif des Ecrins.

Les données de la couverture

- Pression-Température:

La présence d'une paragenèse à pyrophyllite, chlorite, quartz, cookéite et margarite a permis à [Jullien and Goffé, 1993] de contraindre les conditions P-T du pic du métamorphisme entre 280-350°C et entre 1 et 5kbar (Fig. II-59).

Les paragenèses (laumonite-pumpellyite-prehnite-albite-chlorite-titanite et calcite-chlorite-albite-titanite-phengite) des séries Priaboniennes du Champsaur indique des températures proches de 240°C et des pressions inférieure à 3kbar, soit un gradient géothermique minimum de 18.3°C.km⁻¹ (pour 250bar.km⁻¹) [Waibel, 1990]. Ce dernier auteurs propose une profondeur d'enfouissement de 6-7km pour une gradient de 30°C.km⁻¹ et plus probablement de 9-11km pour une gradient de 20°C.km⁻¹.

- Température-temps-déformation:

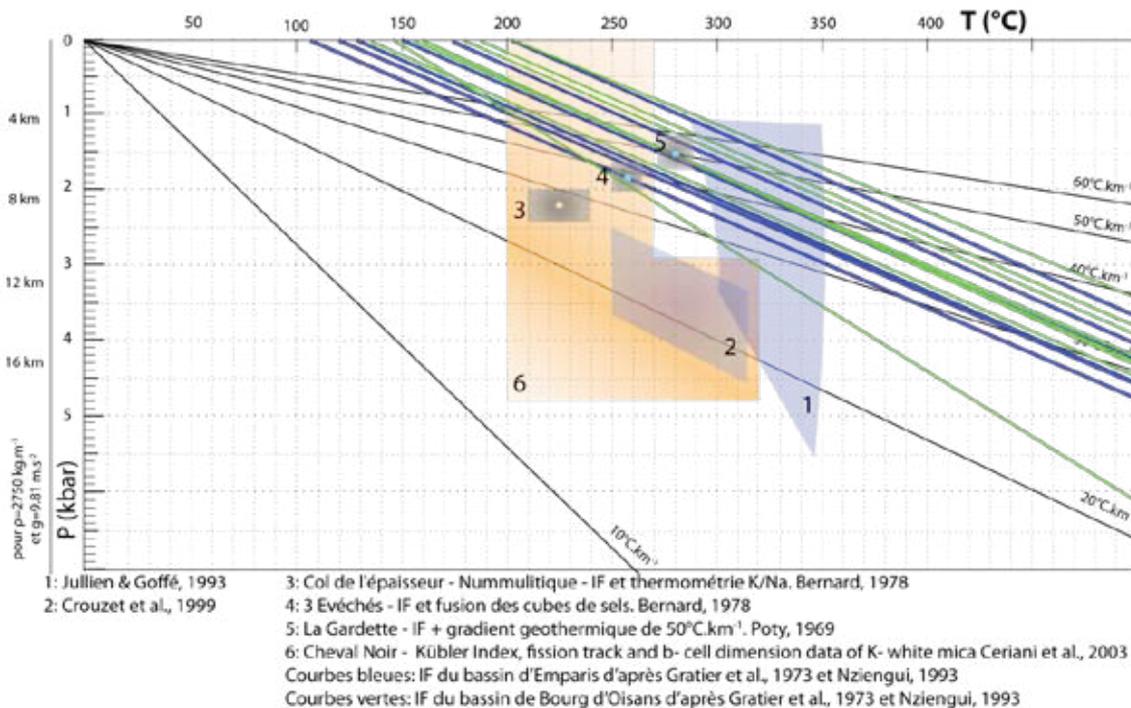
La pyrophyllite a été observé (1) sur la bordure ouest des massifs de la Mure et de Belledonne, (2) dans les bassins de Bourg d'Oisans et du plateau d'Emparis (où elle souligne la direction d'étirement), (3) sur la bordure sud du massif des Ecrins, (4) dans et sous les nappes de l'Embrunais-Ubaye [Agard and Lemoine, 2005]; ce minéral indique une température de cristallisation supérieure à 280°C [Agard and Lemoine, 2005].

L'histoire thermique a pu être étudiée grâce aux données paléomagnétiques sur pyrrhotite dans les bassins de Bourg d'Oisans et d'Emparis par [Ménard and Rochette, 1992; Crouzet et al., 1997, 1999, 2001]. Ces auteurs ont montré que le refroidissement, dont l'enregistrement démarre juste en dessous de 335°C (température de Curie de la pyrrhotite), est postérieur aux déformations subit par la couverture. Par ailleurs, [Crouzet et al., 1999] documente un gradient géothermique de 22±2°C.km⁻¹ dans le bassin de Bourg d'Oisans (Fig. II-59).

[Crouzet et al., 2001], se basant sur les âges obtenus par [Nziengui, 1993] entre 26 et 24Ma, calcule 21 couples âges/température compris entre 24.1Ma/302°C et 20.2Ma/182°C.

- Pression-Température-déformation:

Il existe également de nombreuses données d'inclusions fluides provenant de veines de la couverture [Poty, 1969; Gratier et al., 1973; Bernard, 1978; Nziengui, 1993]. La microthermobarométrie fournit des courbes de stabilité P-T. Ainsi, [Gratier et al., 1973; Nziengui, 1993] ont documenté de nombreuses courbes de stabilité dans le bassin de Bourg d'Oisans et d'Emparis (Fig. II-59). Ces données sont concordantes entre elles et avec un gradient relativement chaud compris entre 30°C.km⁻¹ et 60°C.km⁻¹ pour une température comprise entre 300 et 350°C (Fig. II-59).



II-59: Champs P-T des données de la couverture du massif des Ecrins.

Pour contraindre une valeur ponctuelle des conditions métamorphiques avec cette méthode, il est nécessaire d'obtenir de manière indépendante une valeur de pression ou de température. Il existe différentes manières d'atteindre ce but. Celles utilisés par les auteurs de la région contraignent la température de

formation et sont de trois types: hypothèse sur le gradient géothermique¹³, température de fusion des cubes de sels inclus¹⁴ et thermométrie issue du rapport K/Na¹⁵ (pour cette méthode voir [Orville, 1963; Lagache and Weisbrod, 1977]). Les valeurs ainsi obtenues dans le bassin d'Emparis restent néanmoins très incertaines [Bernard, 1978]: autour de 280°C pour un gradient de 50°C/km, 255 à 260°C pour la température de fusion des cubes de sels et 210 à 240°C pour la température issue des rapport K/Na (Fig. II-59).

- Température-temps:

[Ceriani et al., 2003] a contraint le pic métamorphique dans l'unité Priabonienne du Cheval Noir entre 270 et 320°C pour 2.8-4.8 kbar (soit un gradient géothermique proche de 20°C.km⁻¹) en couplant diverses méthodes (index de Kübler, trace de fission et dimension des cellules-b des micas blancs). Ils documentent par ailleurs un gradient vertical de température allant de 320°C à la base à quelques 200°C au toit de cette formation (Fig. II-59). Ces auteurs estiment l'âge du pic du métamorphisme de la zone Dauphinoise entre 24 et 27.5Ma.

[Nziengui, 1993] a daté une fraction fine des micas blancs de la couverture par la méthode K/Ar supposée marquer le pic du métamorphisme. Cet auteur a néanmoins du recourir à une forte correction d'⁴⁰Ar sur la base des teneurs en excès de l'⁴⁰Ar présent dans les inclusions fluides des veines alpines. Les résultats qu'il obtient sont compris entre 26.6 et 26.3Ma pour le bassin de Bourg d'Oisans et entre 23.4 et 25.8Ma autour de la Grave dans le bassin d'Emparis.

Les données du socle

- Pression-Température:

Les fentes alpines du socle contiennent des inclusions fluides et des paragenèses qui ont fourni des couples et des champs de stabilité P-T (Fig. II-60). Ainsi, la microthermométrie sur inclusions fluides couplée au rapport K/Na¹⁶ à

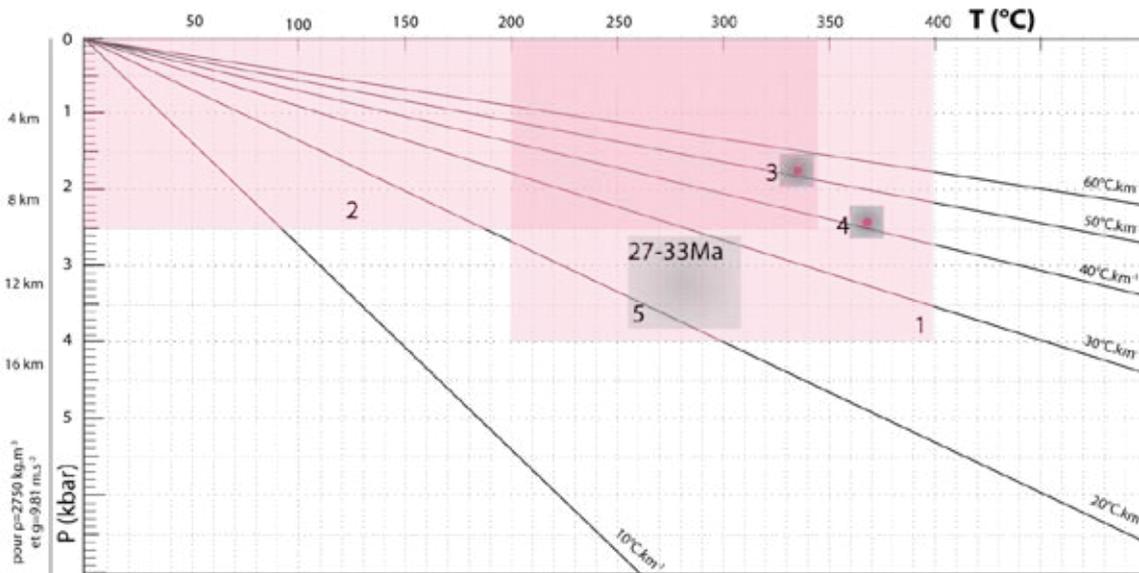
¹³ [Poty, 1969] fait l'hypothèse d'un gradient de 50°C.km⁻¹ et obtient ainsi une valeur à 280°C-1.4kbar dans la couverture de La Gardette, dans le bassin de Bourg d'Oisans

¹⁴ [Bernard, 1978] obtient ainsi une valeur de 255-260°C - 1.9kbar dans la couverture Mésozoïque sous le Pic des 3 Evéchés.

¹⁵ [Bernard, 1978] obtient ainsi une valeur de 210-240°C - 2-2.3kbar dans la couverture Priabonienne du Col de l'Epaisseur.

¹⁶ La méthode est décrite par [Orville, 1963; Lagache and Weisbrod, 1977]

fourni des couples de 335°C-1.7kbar et 360/375°C-2.3/2.5kbar dans les Grandes Rousses [Poty et al., 1973, 1974]. Par ailleurs, la paragenèse à laumonite-prehnite des fentes du massif des Ecrins indique un champs de stabilité inférieure à 370°C-7kbar ou plus probablement inférieure à 345°C-2.5kbar [Saliot, 1973]. La paragenèse à Pumpellyite-Prehnite de ces fentes indique un champ de stabilité compris entre 200 et 400°C pour une pression inférieure à 4kbar [Le Fort, 1973].



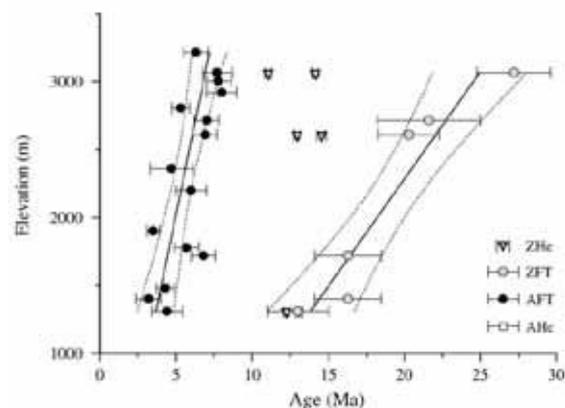
- 1: Fentes Alpines du Pelvoux à laumonite-phrenite; Le Fort, 1973
- 2: Fentes Alpines du Pelvoux à pumpellyite-prehnite; Saliot, 1973 (345°C-2.5Kbar)
- 3: Alpes d'Huez, IF et rapport K/Na; Poty et al., 1974
- 4: Rampe des Commères - IF et rapport K/Na; Poty et al., 1973
- 5: Zones de cisaillement décrochantes à l'Est du massif des Ecrins, Géothermomètre à chlorite et teneur en Si des phengites; Simon-Labric et al., 2009

II-60: Champs P-T des données du socle du massif des Ecrins.

- Température-temps:

Les données de traces de fission sur apatite et zircon sont des indicateurs du chemin T-t subit par les roches. Néanmoins, la signification du couple T-t reste dépendante de plusieurs facteurs (voir [Fügenschuh and Schmid, 2003]).

La température de fermeture généralement admise pour l'apatite serait proche de 90°C [Green et al., 1989a,



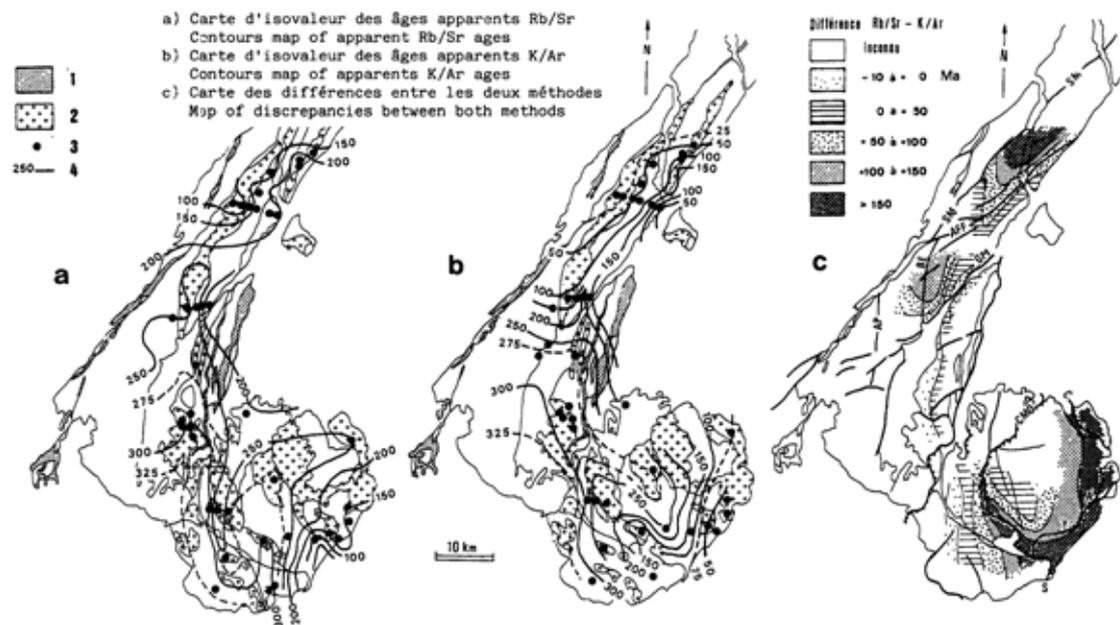
II-61: Données traces de fission sur un transect altitudinale au Sud de la Grave d'après [Van Der Beek et al., 2010]

1989b] tandis que pour le zircon elle serait proche de 240°C [Yamada et al., 1995]. Il existe néanmoins une gamme de température pour laquelle ces minéraux ne sont que partiellement réinitialisés. La température au-delà de laquelle les zircons sont totalement réinitialisé serait de 320°C [Tagami et al., 1998]. [Fügenschuh and Schmid, 2003] propose une gamme de réouverture partielle du zircon comprise entre 200 et 320°C et une gamme de réouverture partielle de l'apatite comprise entre 60 et 120°C. En considérant ces incertitudes, les âges fournis par ces méthodes sont multiples. [van der Beek et al., 2010] fournit des âges sur apatites compris entre 3.2 et 8Ma et des âges sur zircon compris entre 13 et 27Ma, sur un gradient vertical de 2000m au sein du socle de la Meije au sud de la Grave (Fig. II-61). Cette distribution de l'âge, dépendante de l'altitude, permet de contraindre les vitesses d'exhumations entre 0.15 et 0.6 km/Ma selon la période et la méthode (données brutes ou corrigées) considérées (Fig. II-64) [Fügenschuh et al., 1999; Ceriani et al., 2003; Fügenschuh and Schmid, 2003] ont fournis des âges sur apatite compris entre 3.3 et 4.6Ma dans le massif du Grand-Châtelard et entre 3.6 et 9.2Ma dans les séries Priaboniennes du Cheval Noir ainsi que des âges sur zircon compris entre 10 et 15Ma dans le massif du Grand-Châtelard et entre 20 et 70Ma dans les séries Priaboniennes du Cheval Noir. [Sabil, 1995] fournit des âges sur apatite compris entre 3 et 14 Ma pour les massifs de Belledonne et des Grandes Rousses. [Beucher, 2009; Beucher et al., 2012] fournit des âges sur apatite compris entre 3 et 11Ma dans le socle du Pelvoux le long d'un transect Nord-Sud et entre 9 et 13Ma dans les flysch du Champsaur occidentaux.

- temps-déformation:

Les données radiométriques sont peu nombreuses sur le massif des Ecrins. [Demeulemeester, 1982; Demeulemeester et al., 1986] a fournis une cartographie détaillé des âges Rb/Sr et K/Ar des biotites du socle entre les massifs de Belledonne et des Ecrins (Fig. II-62). Ces âges résultent tous d'une réouverture partielle de ce système isotopique et ne sont donc pas significatif. Néanmoins, le degré de réouverture de ces systèmes est différent, et cette différence souligne des zones de réouverture plus importantes des biotites, comme sur la bordure Est des Ecrins, le long de l'accident Meije-Olan ou le long du Synclinal Médian. Ainsi, les systèmes isotopiques de la biotite témoignent de zones où ces systèmes ont été plus réouverts que la normale (Fig. II-62). Le degré de réouverture du système K-Ar est en lien direct avec le degré de chloritisation des biotites et

probablement en relation avec l'importance des circulations fluides [Demeulemeester, 1982; Demeulemeester et al., 1986].



1. Mouiller (Carboniferous)
2. Granites hercyniens (Hercynian granites)
3. Echantillon (sample location)
4. Courbes d'isovaleur des âges apparents Rb/Sr ou K/Ar (contour lines of Rb/Sr or K/Ar apparent ages).

La différence entre les méthodes est exprimée en millions d'années. (The discrepancy between the two methods is given in million years = Ma)

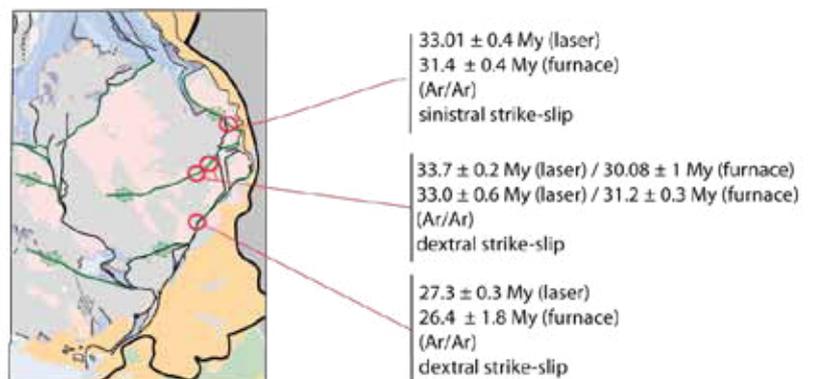
Accidents tectoniques majeurs (Major tectonic fractures) A, Aillefroide; AFF, Fond-de-France; AP, La-Pra; BE, Belle-Etoile; C, Combeynot; GM, Grand'Maison; S, Sirac; SM, accident médian; Y, Yret. Carte géologique du Haut Dauphiné avec les contours des différences d'âges apparents. Influence du chevauchement Meije-Olan (CMO).

II-62: Répartition des âges Rb/Sr et K/Ar des biotites d'après [Demeulemeester et al., 1986]

- Pression-Température-temps-déformation:

Les seules données P-T-t-d qui existent pour le massif des Ecrins ont été fournies par [Simon-Labric et al., 2009]. Ces auteurs ont analysé des zones de cisaillement décrochant compatibles avec un raccourcissement E-W. Les chlorites syn-cinématiques de ces zones de cisaillement ont

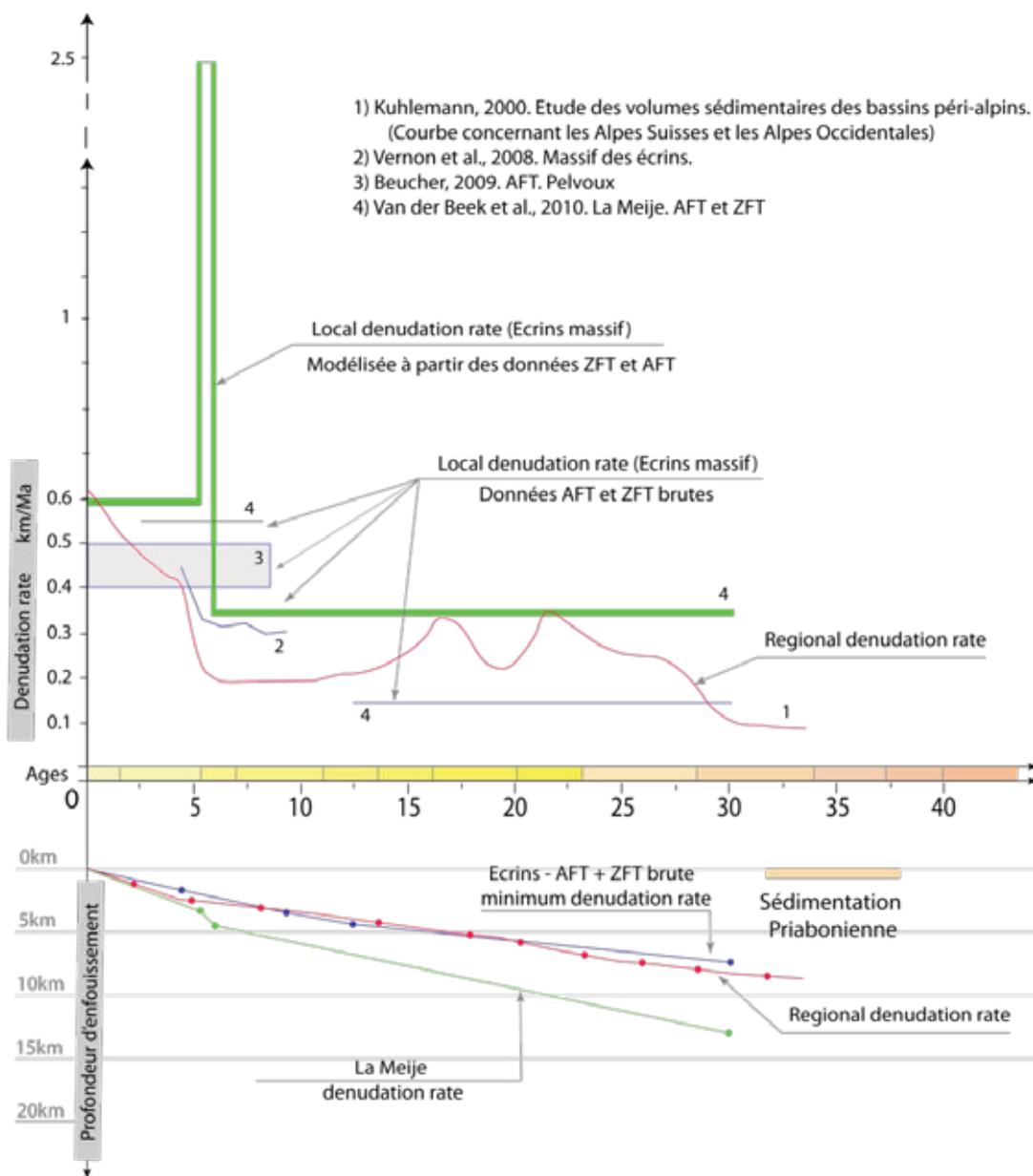
II-63: Répartition des datations sur phengites réalisé par [Simon-Labric et al., 2009].



fourni des températures comprises entre 200 et 320°C, calculées avec la méthode

thermodynamique de [Vidal et al., 2001], avec une moyenne de 280°C. Cette température associée à une teneur en Si des phengites syn-cinématiques de 3.3 atomes par unité de formule est en accord -selon ces auteurs- avec un enfouissement sous 10-15km de roche le long d'un gradient géothermique de 25°C.km⁻¹ (selon les abaques de [Massonne and Schreyer, 1987]). Par ailleurs ces phengites syncinématiques ont fournit des âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar compris entre 26 et 34Ma (Fig. II-63).

Estimation des vitesses d'exhumations



II-64: Données sur l'exhumation du massif des Ecrins.

Les vitesses d'exhumation ont été estimées de diverses manières à diverses échelles. A l'échelle des Alpes, [Kuhlemann, 2000] a calculé des taux de dénudation¹⁷ pour les Alpes Occidentales et Suisses sur la base de la dynamique de remplissage des bassins péri-Alpins (Fig. II-64). A l'échelle du massif des Ecrins, les données de trace de fission ont permis à [Vernon et al., 2008; Beucher, 2009; van der Beek et al., 2010] d'estimer de diverses manières la vitesse de dénudation du massif des Ecrins (Fig. II-64). A partir des données brutes de traces de fission brute (Fig. II-61), [van der Beek et al., 2010] a modélisé une courbe continue des vitesses d'exhumation du massif des Ecrins (Fig. II-64). L'ensemble de ces données permet d'estimer une profondeur d'enfouissement du massif des Ecrins entre 5 et 15km de profondeur vers 25-30Ma, ce qui est en accord avec les estimations de pression.

Signification de ces données

Ces données s'accorde sur un pic du métamorphisme entre 27 et 24Ma. Selon elles, le début du refroidissement aurait eu lieu après les déformations de la zone externe comme le prouve les isothermes qui recoupent les plis [Ménard and Rochette, 1992; Crouzet et al., 1999], ce qui semble confirmé par les datations radiochronologiques qui ont daté les déformations entre 34 et 26Ma [Simon-Labric et al., 2009]. Néanmoins, ces données sont parfois basées sur de grosses incertitudes, avec par exemple les âges de Crouzet et al. (2001) qui se basent sur les données fortement corrigées de Nziengui (1993). De plus, les modélisation de Crouzet et al. (2001) suggèrent que le refroidissement aurait très bien pu s'initier vers 30-31Ma (plutôt que vers 25Ma comme retenu dans leur étude), ce qui serait plus en accord avec l'âge ZFT de Van der Beek et al. (2010) à 27Ma. *Il sera donc important de garder un avis critique sur l'âge du pic du métamorphisme.*

Par ailleurs, il existe une incertitude sur le gradient géothermique associé à ce pic: il va de 20-25°C.km⁻¹ (thermopaléomagnétisme, couple Chl-Phg) à 30-60°C.km⁻¹ (microthermobarométrie des inclusions fluides), ces deux gammes étant compatible avec le champ de stabilité des paragenèses observées par [Jullien and Goffé, 1993]. Néanmoins, la pression des inclusions fluides peuvent refléter des rééquilibrations de leur densité au cours d'une décompression

¹⁷ A noter que ce travail est actuellement soumis à controverse.

isothermale [Boullier, 1999], comme cela a été observé en Himalaya par [Pecher, 1981]. Ces données sont donc à prendre avec précautions.

Quoi qu'il en soit, la couverture autochtone ne dépasse guère 2km d'épaisseur (sauf dans les bassins où elle peut atteindre 5km), ce qui implique une surcharge tectonique de 3 à 15km d'épaisseur. Cette surcharge est celle du charriage des unités internes sur la zone externe, dont le début est marqué par les schistes à blocs Rupéliens. L'âge de la fin de ce charriage, incertain, peut-être associé au début du refroidissement ou à la fin des déformations du massif des Ecrins, qui apparaissent d'ailleurs potentiellement synchrone, vers 24-25Ma.

5. Synthèse

Je vais exposer dans cette partie les différentes incertitudes dans les résultats concernant notre zone d'étude ainsi que les moyens que nous allons mettre en œuvre pour y apporter des éléments de réponses.

a) Style de déformation et réactivation versus néoformation

La première incertitude du massif des Ecrins concerne son style de déformation. Deux visions de premier ordre s'opposent:

(A) Le socle n'est pas raccourci, seule la couverture l'est, par l'intermédiaire de décollement dans le Trias où le Lias. On parle de 'thin-skinned tectonics', i.e. d'une déformation de la couverture uniquement.

(B) Le socle (i.e. au moins la croûte supérieure) est raccourci. On parle de 'thick-skinned tectonics'.

Cette distinction a d'importantes implications rhéologiques. Dans le premier cas le socle est trop résistant pour être déformé: il va s'enfoncer sous la zone interne, la couverture jouant le rôle de couche savon [Watts et al., 1995]. Dans le second cas, le socle -moins résistant- va se raccourcir lors de la collision et la croûte va ainsi s'épaissir. Il existe différents types de raccourcissement, dépendant principalement de la stratification rhéologique de la croûte:

- Si il y a un contraste rhéologique entre croûte inférieure (ductile) et supérieure (fragile), l'interface entre ces niveaux peut jouer le rôle de décollement et la croûte supérieure sera raccourci [Mouthereau and Petit, 2003]. Dans ce cas la résistance des failles est souvent inférieure à la résistance de la croûte

supérieure [Butler et al., 2006], et ces failles seront réactivées¹⁸ (dans le sens de l'inversion positive de [Williams et al., 1989]¹⁹).

- Si toute la croûte est ductile, alors sa résistance sera égale ou inférieure à la résistance des failles et celles-ci ne seront pas (ou alors peu) réactivées: de nouvelles structures seront créées [Bellahsen et al., 2012].

Les mécanismes de raccourcissement et le style des déformations reflètent ainsi les propriétés rhéologiques de la zone de collision, propriétés qui influent inévitablement sur la cinématique de la collision. Cependant, différents mécanismes de raccourcissement et style de déformation ont été invoqués dans le cas du massif des Ecrins:

(A) Le raccourcissement a été accommodé par des décollements de la couverture au dessus d'un socle non déformé (Fig. II-65) [Gillcrist et al., 1987; Gillcrist, 1988; Coward et al., 1991].

(B1) Le raccourcissement a été accommodé par la réactivation des failles Liasiques (Fig. II-40) [Beach, 1981b; Gillcrist et al., 1987; Hayward and Graham, 1989; Coward et al., 1991].

(B2) Le raccourcissement a été accommodé par la réactivation de la foliation Varisque (Fig. V-19) [Dumont et al., 2008].

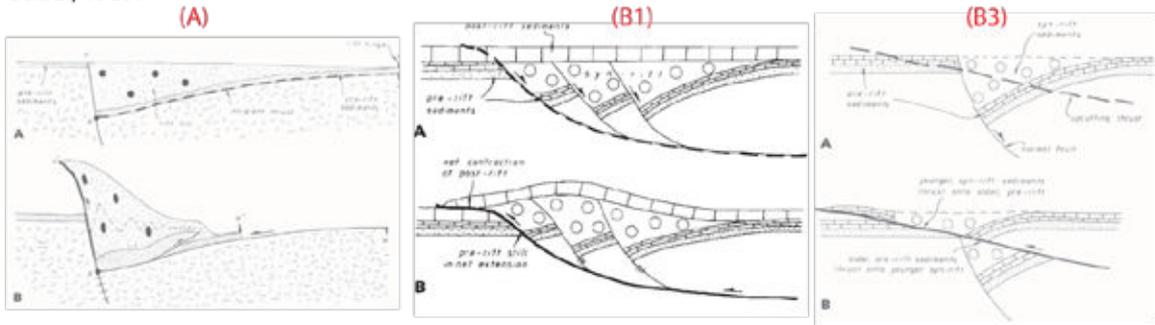
(B3) Le raccourcissement a été accommodé par la création de nouvelles structures: les zones de cisaillement (Fig. II-54) [Bartoli et al., 1974; Marquer et al., 2006; Bellahsen et al., 2012].

Pour tenter d'éclaircir l'importance de ces différents mécanismes lors du raccourcissement du massif des Ecrins, nous avons mené plusieurs campagnes de terrain d'une durée totale de plus de 100 jours d'observation.

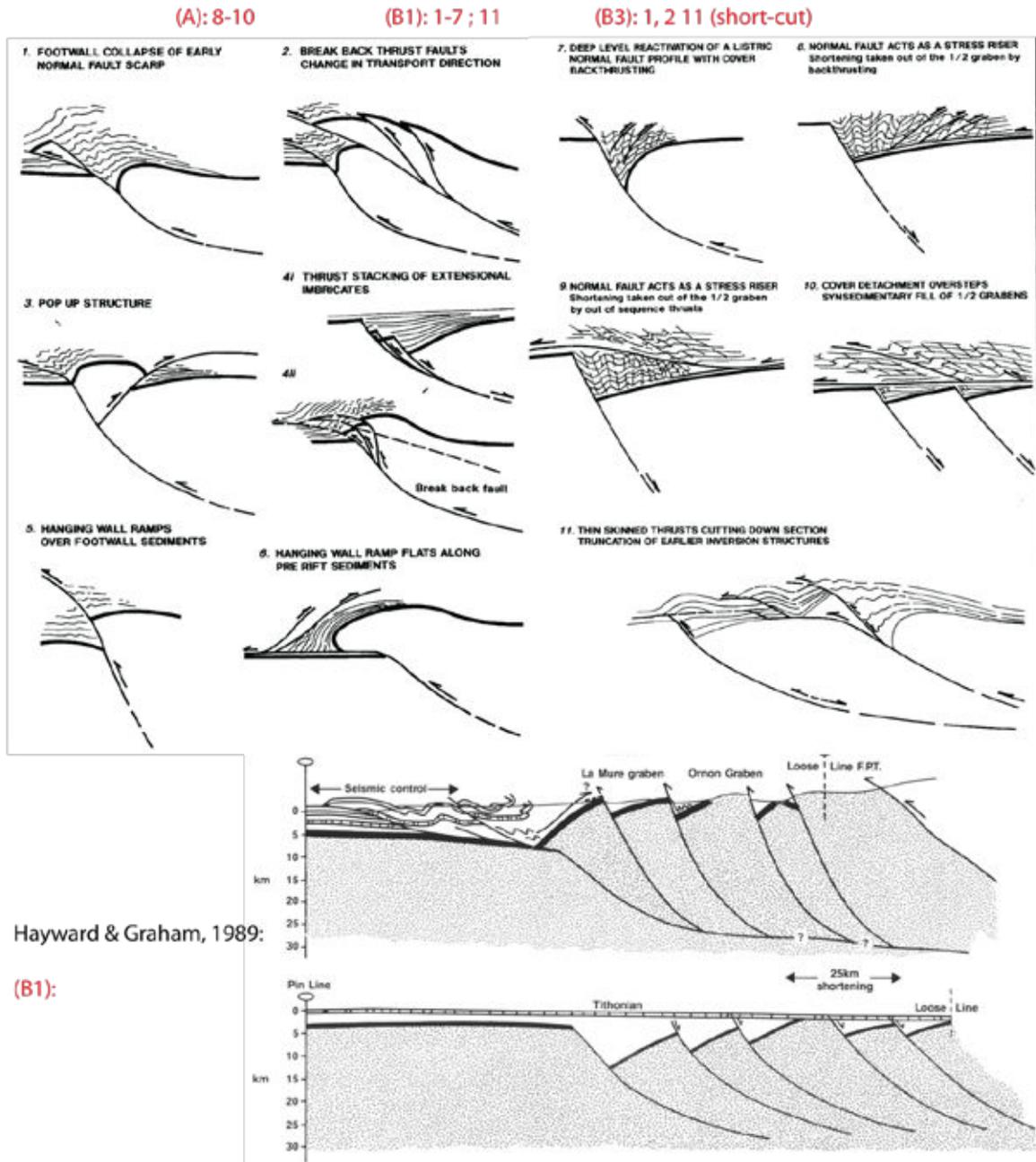
¹⁸ dépend aussi de la pression fluide et de l'orientation des failles vis à vis de l'ellipsoïde des contraintes [Ranalli, 2000].

¹⁹ le faille, dont la friction est inférieure à celle de la croûte, va être le plan le long duquel les mouvements entre les blocs se produiront

Butler, 1989:



Gillcrist et al., 1987 ; Gillcrist, 1988 ; Coward et al., 1991:



Hayward & Graham, 1989:

(B1):

II-65: Schéma conceptuel et cas de réactivation dans le massif des Ecrins. (A), (B1) et (B3) sont les styles de raccourcissement (se référer au texte).

b) Chronologie de la déformation

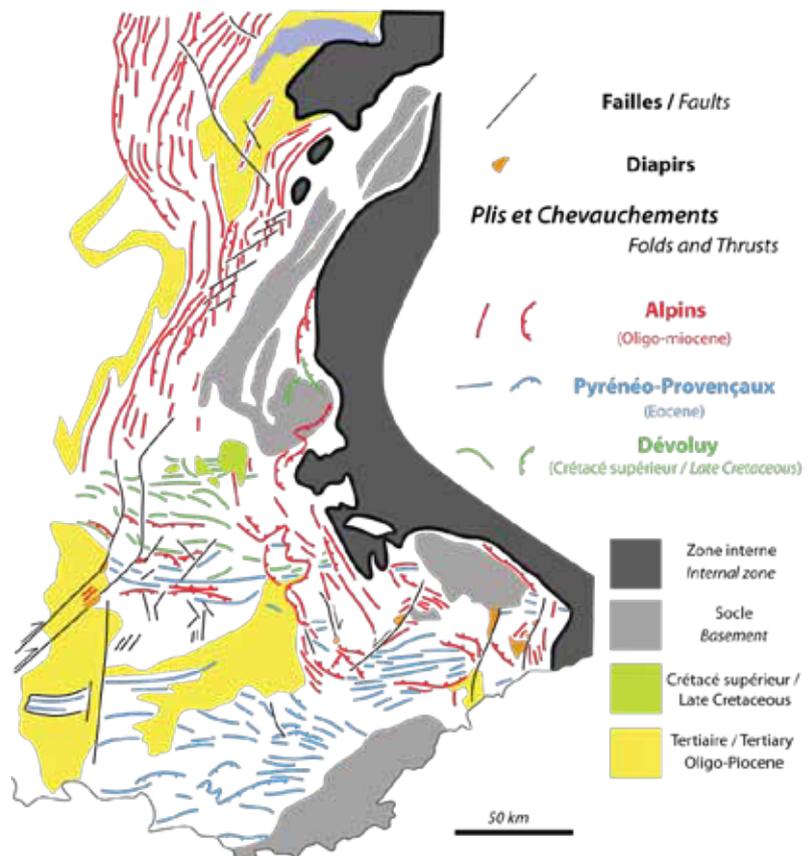
La seconde incertitude concerne la chronologie des déformations. Celle-ci réside notamment dans:

(1) les incertitudes concernant la nature discordante ou chevauchante des séries Priaboniennes.

(2) le manque de données radiochronologiques datant les déformations.

(3) la présence de plusieurs phases de déformation (Fig. II-66).

(4) l'hétérogénéité spatiale d'une même phase de déformation.



II-66: Ages des déformations dans les Alpes Occidentales d'après [Agard et Lemoine, 2005].

Dans cette partie, nous allons tâcher d'exposer les incertitudes qui existent sur le massif des Ecrins pour ensuite proposer une méthodologie et des outils pour apporter de nouveaux arguments aux hypothèses qui s'affrontent.

(a) Les différentes phases de déformation

La première phase de raccourcissement reconnue dans les Alpes Occidentales a été documentée dans le Dévoluy. Là, des plis E-W à NO-SE recouvert en discordance par des séries Sénoniennes (Crétacé supérieur) (Fig. II-66), témoigneraient d'un raccourcissement N-S d'âge Turonien à Coniacien (93-85Ma) [Glangeaud and d'Albissin, 1958; Gidon, 1980]. Quelques auteurs ont associés des structures du massif des Ecrins à cette phase de plissement [Agard and Lemoine, 2005]. Pourtant, les travaux portant sur les structures anté-nummulitique argumentent une mise en place postérieur à cette phase de

plissement [Barbier, 1956; Ford, 1996]. De plus, [Michard et al., 2010] a récemment proposé que cet ensemble du Dévoluy reflète un glissement syn-sédimentaire.

La seconde phase de raccourcissement reconnue dans les Alpes Occidentales est celle dite Pyrénéo-Provençale [Lemoine, 1972; Caby, 1973]. Cette phase génère des plis et chevauchements d'axe E-W, principalement dans les bassins du Sud de la France (Fig. II-66). Une dynamique extensive qui débute dès 35Ma (Priabonien) [Séranne, 1999], donne une limite temporelle minimale pour cette phase compressive. Il semble que celle-ci débute dès le Sénonien supérieur (83-70Ma) mais qu'elle atteint son paroxysme de l'Yprésien au Lutétien (55-40Ma) [Lacombe and Jolivet, 2005]. La direction de raccourcissement associée à cette phase Pyrénéo-Provençale est globalement N-S [Lacombe et al., 1992]. Les structures Provençales de cette phase ont été interprétées comme l'avant-pays de la collision Pyrénéenne impliquant l'Europe et l'ensemble Ibérie-Sardaigne-Corse [Lacombe and Jolivet, 2005] (Fig. II-67).

Il y a ensuite les deux phases de rifting Oligocène, principalement Priabonienne. La seconde phase, une extension NO-SE débutant vers 30Ma [Séranne, 1999] est associée à l'ouverture arrière arc de la subduction Adriatique (Fig. II-67). Cette ouverture qui donnera naissance à l'océan Liguro-Provençal et qui est liée à la rotation de la Corse de 40 à 50° antihoraire, est associée au retrait du slab Adriatique [Lacombe and Jolivet, 2005].

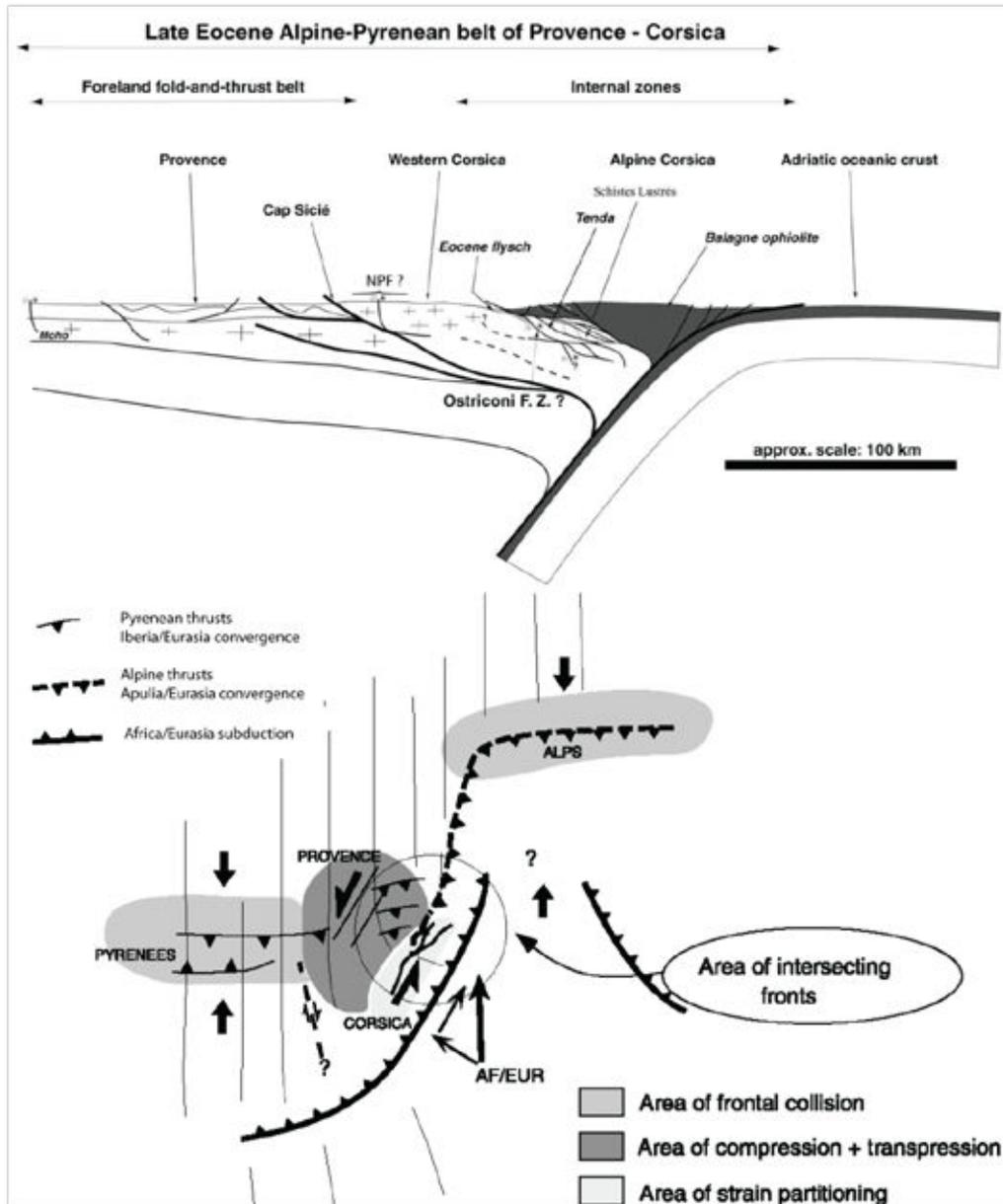
Dumont et al. (2008, 2011, 2012) proposent qu'une phase de raccourcissement NO-SE à N-S allant du Lutétien au Priabonien affecte l'ensemble des bassins du Sud-Est de la France ainsi que le massif des Ecrins.

La zone interne des Alpes, qui est subduite entre 70 et 32Ma, est charriée au dessus de la zone externe durant le Rupélien (34-28Ma) [Sinclair, 1997b]. C'est durant cet événement que la zone externe est raccourcie.

Enfin, quelques données suggèrent un raccourcissement N-S tardif dans la zone externe, mais dont l'importance n'est pas significative [Gratier et al., 1973; Gidon and Pairs, 1980; Grand, 1988; Salles et al., 2011].

La zone interne subit une extension depuis la limite Oligocène-Miocène (vers 23Ma). Quelques traces d'extension tardive sont également observées dans la zone externe, comme le rejeu normal de la faille de la Selle-Méollion [Ford,

1996], ou de la faille de la Muzelle [Gillcrust et al., 1987] ainsi que la présence de nombreuses structures extensives postérieures aux chevauchements dans la région de la Grave [Coward et al., 1991].



II-67: Reconstruction de la collision Pyrénéo-Provençale à l'Eocène supérieure d'après [Lacombe et Jolivet, 2005]

*Témoins de la tectonique anté-nummulitique*²⁰

Les structures au sud du Pelvoux sont clairement anté-nummulitiques et semblent postérieures aux plissements du Dévoluy [Ford, 1996]; elles sont donc probablement associées à la phase Pyrénéo-Provençale. Les autres structures rapportées à cette phase sont moins consensuelles.

[Barbier, 1956; Bravard and Gidon, 1979; Gidon, 1979; Ford, 1996] décrivent une importante phase de raccourcissement N-S à NO-SE antérieur au nummulitique et postérieur au plissement du Dévoluy, i.e. une phase Pyrénéo-Provençale probablement Lutétienne. C'est l'apparition de galets de socle dans les conglomérats de base du nummulitique qui a permis à [Barbier, 1956] d'associer les plis de la chaîne Arvinche à un soulèvement du socle du massif des Ecrins. L'observation d'une série nummulitique qui semble en discordance sur quelques structures de socle fait dire à [Bravard and Gidon, 1979] que la mise en place des nappes de socle à l'Est du Pelvoux est anté-nummulitique. Ainsi, les nappes de socle de la Meije, du Combeynot et des Grangettes auraient été mises en place durant cette période (Fig. II-68). Par extension, l'ensemble des chevauchements E-W et à pendage sud²¹ ont été associés à cette phase [Barfély and Gidon, 1990; Pêcher et al., 1992; Sue et al., 1997; Gidon, 1999].

130

Remise en question de la structuration anté-nummulitique du massif des Ecrins

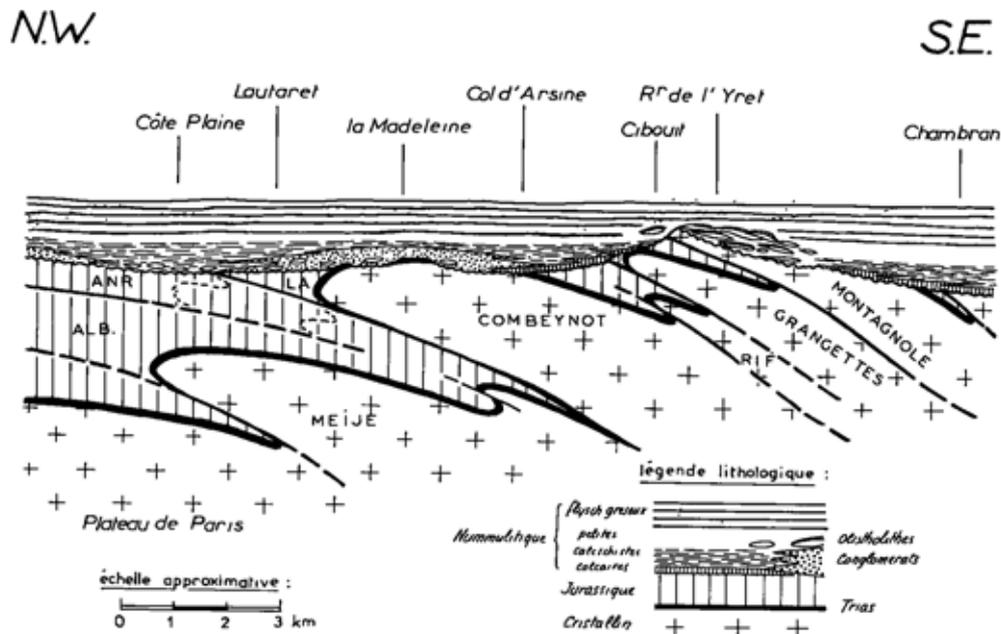
Néanmoins cette vision des structures est discutée. Ainsi Beach (1981c) et Butler (1992) ont décrit une mise en place de ces nappes lors d'une phase de raccourcissement post-nummulitique. Plus récemment, Dumont et al. (2008, 2011, 2012) ont attribués ces structures à une phase de raccourcissement intermédiaire qui aurait lieu entre le Priabonien et le Rupélien.

Ces derniers travaux semblent en accord avec les travaux de [Bravard, 1982; Ceriani et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004] qui décrivent des structures chevauchantes à vergence NO syn- à post-nummulitique antérieur aux mouvements vers l'O à SO.

²⁰ Le Nummulitique se dépose du Lutétien au Priabonien (d'Est en Ouest); voir figure I-23.

²¹ voir III.A.4.b.b

Par ailleurs, la base du nummulitique est interprétée comme discordante par certains auteurs [Barbier, 1956] et comme chevauchante par d'autres [Ceriani et al., 2001], pour un même endroit. Cette divergence des points de vue est représentative de la difficulté d'utiliser la base du nummulitique comme marqueur temporel sur la bordure Est du massif des Ecrins.

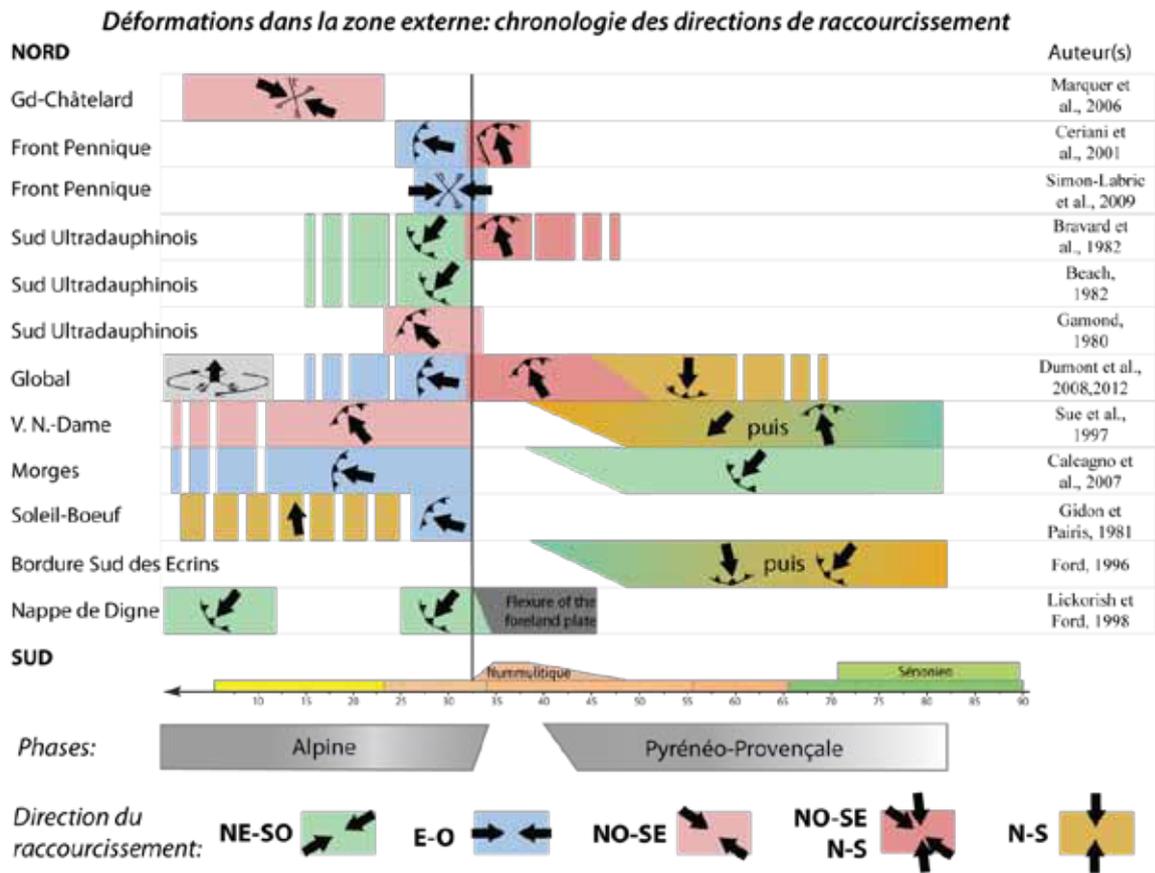


II-68: Interprétation d'une structuration anté-nummulitique du massif des Ecrins d'après [Bravard et Gidon, 1979]

(c) *Cinématique*

Un autre moyen de contraindre l'histoire du raccourcissement et d'analyser l'histoire cinématique du massif des Ecrins. Néanmoins, l'hétérogénéité spatiale d'une même phase de raccourcissement ainsi que les difficultés liées aux transferts d'échelles ont conduit là encore à des interprétations divergentes (Fig. II-69).

Lorsque l'on regarde la synthèse de la chronologie des directions de raccourcissement (Fig. II-69), on constate la présence de différents points de divergence.



II-69: Déformations: chronologie du raccourcissement dans la zone externe autour du massif des Ecrins selon différents auteurs.

Par exemple, le début des déformations dans la zone externe est incertain: certains auteurs proposent qu'elles débutent dès le Crétacé tandis que d'autres font débuter les premières déformations vers la limite Eocène-Oligocène (Fig. II-69).

Par ailleurs, alors que la direction de raccourcissement antérieure à l'Oligocène semble globalement N-S, la direction de raccourcissement de la zone externe post-nummulitique semble bien plus incertaine (Fig. II-69).

Ces différences dépendent notamment de l'hétérogénéité des directions de raccourcissement lors d'une même phase de déformation (raccourcissement NO-SE au nord et NE-SO au sud), mais pas seulement. Ainsi la zone sud de l'ultra dauphinois a été décrite comme résultant d'une direction de transport NO-SE par certains et NE-SO par d'autres (Fig. II-69).

Une déformation par étape ou continue ?

Classiquement, les déformations à vergence N, S et SO ont été associées à une phase Pyrénéo-Provençale et les déformations à vergence NO, O et SO à une phase Alpine (**Fig. II-69**). Ces deux phases étaient classiquement séparées par une période de sédimentation nummulitique où les déformations étaient tout au plus extensive [*Lami, 1988*].

Néanmoins, il a été plus récemment décrit une phase de déformation à vergence N à NO affectant les séries nummulitiques [*Bravard, 1982; Ceriani et al., 2001, 2003; Dumont et al., 2008, 2011, 2012*]. Cette phase de déformation a été décrite comme la continuité entre le raccourcissement Pyrénéo-Provençale et Alpin et refléterait une rotation antihoraire de la plaque Apulienne [*Dumont et al., 2011, 2012*].

Cependant, les datations de [*Simon-Labric et al., 2009*] sur des décrochements -censé représenter un raccourcissement E-W- fournissent une plage chronologique (34-27Ma) qui est la même que pour le raccourcissement NO-SE post-nummulitique décrit précédemment (34-32Ma).

Il est donc nécessaire d'établir la chronologie de ces deux directions de raccourcissement. Nous allons pour cela dater par des mesures radiochronologiques des structures inverses à vergence NO et O. Si leur synchronicité apparente est avérée, cela témoignera d'un fort partitionnement au sein de l'orogène et il sera nécessaire de revoir les modèles cinématiques pré-existants.

133

Une déformation en séquence ?

Alors que les déformations autour du front pennique sont datées du Rupélien [*Sinclair, 1997b; Simon-Labric et al., 2009*], les déformations du Vercors et de la Chartreuse datent du Langhien [*Clauzon, 1990*]. Les déformations sont-elles continues et en séquence d'Est en Ouest ? Les déformations miocènes du Mont Blanc et de l'Aar laissent penser qu'il en va de même pour Belledonne Sud, ce qui serait en accord avec une telle hypothèse. Néanmoins la nappe de Digne ne montre pas de déformations significatives entre 25 et 13Ma.

Il est donc nécessaire de contraindre la répartition chronologique des déformations. Nous allons pour cela dater les déformations le long d'une

coupe E-W. L'objectif est de définir une éventuelle propagation continue des déformations d'Est en Ouest.

Quel âge pour les structures E-W ?

Les structures (de socle ou de couverture) orientées E-W ont donc été supposée Crétacé, Eocène ou Oligocène et témoignant d'un raccourcissement à vergence N, NO ou O (composante décrochante). Ces structures semblent (au moins en partie) être héritées de l'extension liasique [Sue et al., 1997].

Il est donc nécessaire de contraindre l'histoire de ces plans de faille. Une analyse approfondie des critères cinématiques dans l'environnement de ces structures devrait nous aider à contraindre leur histoire. L'objectif étant de savoir si l'orientation E-W de ces structures est réellement due à un raccourcissement N-S à NO-SE où si il s'agit d'une réactivation de failles héritées du rifting Liasique lors du raccourcissement principal du massif des Ecrins.

Quelle direction de raccourcissement pour la déformation post-nummulitique ?

Enfin, il existe de grosses incertitudes sur la distribution des directions de raccourcissement dans le massif des Ecrins lors de la phase post-nummulitique. Un raccourcissement E-W, NO-SE, NE-SO ont été invoqué, parfois sur de mêmes structures (cas de l'ultradauphinois, [Gamond, 1980; Beach, 1981; Bravard et al., 1982]). Une des raisons est que la plupart des données cinématiques proviennent de la couverture. Hors, la couverture s'est déformée de manière ductile ce qui peut rendre plus complexe l'identification des directions de raccourcissement et de transport régional. Par ailleurs, il semble que la bordure Est du massif des Ecrins présente une part importante de transpression.

Il est donc nécessaire de bien comprendre la répartition de la déformation à des échelles incrémentales. Nous allons pour cela réaliser une analyse cinématique sur l'ensemble du socle du massif des Ecrins. L'objectif sera de contraindre la distribution des directions de raccourcissement local pour permettre un transfert vers la chronologie des directions de transport régional.

c) Condition du métamorphisme

(a) Chemin P-T-t-d

Il serait intéressant de déterminer les conditions métamorphiques de la déformation, et éventuellement de confirmer sa nature prograde (ce que semble confirmer les datation de [Simon-Labric et al., 2009]) ou rétrograde (ce qui est le cas pour l'ensemble des autres massifs cristallins externes). Néanmoins, les paragenèses alpines des zones de déformation sont pauvres (chlorite, phengite majoritairement).

Il faut estimer les conditions métamorphiques de la déformation. Nous allons pour cela utiliser le couple chlorite-phengite, reconnu pour être un couple témoignant des conditions géothermobarométriques. De plus, la phengite est un minéral qui peut-être daté à l'aide de la méthode Ar/Ar, méthode que nous allons utiliser. L'objectif est de déterminer le trajet P-T-t-d des unités de socle.

(b) Géométrie des nappes internes

135

Enfin, un dernier problème majeur du massif des Ecrins concerne l'extension géographique des nappes internes au dessus de la zone externe, i.e. la définition des conditions métamorphiques subies par les unités du massif des Ecrins. Ainsi, le gradient géothermique lors du pic du métamorphisme a été estimé entre 20 et 60°C.km⁻¹, ce qui change considérablement l'épaisseur des nappes internes. Par ailleurs, les données métamorphiques sont ponctuelles et peu nombreuses.

Il est nécessaire de réaliser une cartographie des conditions du métamorphisme. La thermométrie RAMAN développé par [Beysac et al., 2002b; Lahfid et al., 2010], particulièrement bien adapté à la couverture du massif des Ecrins (riche en matière carbonée), nous permettra de cartographier la température maximale d'enfouissement.

L'analyse structurale, micro-structurale et cinématique du massif des Ecrins forme un premier papier soumis à Tectonics.

L'analyse des conditions P-T-t-d du massif des Ecrins forme un second papier soumis au Journal of Geodynamics.

137

Nous réaliserons une synthèse des résultats de nos travaux et nous détaillerons leurs implications à différentes échelles dans la troisième partie de cette thèse.

III. Résultats et Discussion

A. Structures et cinématiques

1. 1^{er} article (soumis à Tectonics): Développement des zones de cisaillement dans le socle et cinématique du raccourcissement dans le massif des Ecrins, Alpes Occidentales

Ce premier article analyse et détaille la structure actuelle du massif des Ecrins. Les objectifs sont multiples:

(1) identifier les mécanismes de la déformation:

1.1 De nouvelles structures sont-elles créées ?

1.2 L'héritage influence-t-il le développement des structures Alpines ?

1.2.1 Les failles héritées du rifting Liasique sont-elles réactivées ?

1.2.2 La foliation héritée de l'orogénèse Varisque est-elle réactivée ?

1.2.3 La lithologie a-t-elle un effet sur la déformation ?

1.2.4 L'héritage structural influence-t-il la cinématique de la déformation ?

140

Ces questions permettront de mieux cerner les propriétés rhéologiques de la croûte lors de la déformation (fragile/ductile).

De plus, la compréhension des mécanismes de la déformation permet de contraindre la cinématique de la déformation et d'ouvrir ainsi des portes vers la rétro-déformation des structures.

(2) identifier la cinématique de la déformation

2.1 Quelle est l'évolution de la direction des déplacements?

2.2 Quelle est la part de partitionnement?

2.3 Quelle est la quantité de raccourcissement ?

Répondre à ces questions est une première base essentielle pour comprendre l'histoire de l'édification d'une structure et ainsi apporter des arguments pour contraindre les processus à l'origine de cette histoire.

Résumé:

Le raccourcissement Oligocène de la marge passive Européenne proximale des Alpes Occidentales durant son enfouissement sous les unités internes a affecté une croûte supérieure très hétérogène, avec des demi-grabens Liasiques hérités.

Les massifs de Belledonne et des Ecrins, qui appartiennent aux Massifs Cristallins Externes (MCE), sont raccourcis dans des conditions métamorphiques qui ont atteint 250-350°C et 1-5kbar, ce qui suggère un enfouissement à des profondeurs de 3 à 15km. Nos observations montrent que, sous ces conditions P-T, les failles normales liasiques orientées N-S ne sont pas, ou que très peu, réactivées durant la collision et que le raccourcissement est accommodé par des zones de cisaillement cassant-ductile nouvellement formées qui recoupent le socle Varisque ainsi que par des plis dans la couverture Liasique. Un tel raccourcissement a été localisé par la présence des bassins Liasiques affaiblissant la croûte plutôt que par les failles normales associées.

Les unités sous-charriées ont acquis un comportement ductile notamment à cause de la phengitisation des feldspaths et par la très faible résistance des phyllonites résultant de cette réaction, où la déformation se localise. Cette transformation minéralogique dans une croûte déjà peu résistante due à l'enfouissement tectonique explique pourquoi de nouvelles zones de cisaillements sont initiées à la faveur de la réactivation des failles normales héritées.

La cartographie des zones de cisaillements et des failles inverses, des linéations d'étirement et des décrochements fournit des contraintes cinématiques pour le raccourcissement crustal, principalement orienté E-W à NE-SW. Les directions de transport N-S à NW-SE sont seulement observées localement et sont limités à la bordure Est du massif des Ecrins où elles semblent synchrones (ou légèrement antérieur) au raccourcissement E-W à NE-SW.

La géométrie de l'interface socle-Trias permet la quantification du raccourcissement. De nouvelles coupes équilibrées à travers la zone externe révèlent que la quantité de raccourcissement est proche de 26%, pour un raccourcissement total de 42 km.

Mots-clefs: Alpes Occidentales, zone externe, massif des Ecrins, raccourcissement, cinématiques, zones de cisaillements.

Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps

M. Bellanger^{a, b,*}, **N. Bellahsen**^{c, d}, **L. Jolivet**^{b, a}, **T. Baudin**^a, **R. Augier**^{b, a}, **A. Boutoux**^{c, d}

^a BRGM, DGR/GSO, 3 Avenue Claude Guillemin, BP 36009, F-45060 Orléans Cedex 02, France

^b Univ. Orléans, ISTO, CNRS/INSU UMR 7327, Campus Géosciences, 1A rue de la Ferrollerie, 45071 Orléans cedex 02, France

^c UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, ISTeP, F-75005 Paris, France

^d CNRS, UMR 7193, ISTeP, F-75005 Paris, France

* Corresponding author: mathieu.bellanger@univ-orleans.fr

a) Abstract

The Oligocene shortening of the European passive margin during its underthrusting below the internal zones of the Western Alps has affected a highly heterogeneous upper crust with inherited Liassic half-grabens. The Belledonne and Ecrins massifs, belonging to the External Crystalline Massifs (ECM), were shortened under metamorphic conditions that reached 250-350°C and 0.1-0.5GPa, suggesting a burial depth of about 3-15 km. Our observations show that, under these P-T conditions, the N-S inherited Liassic normal faults were not, or little, reactivated during collision and that shortening was accommodated by newly formed brittle-ductile shear zones cutting through the Variscan basement and by folds in the Liassic cover. Such shortening was mostly localised by the presence of the weak Liassic basins rather than by the associated normal faults. Furthermore, the geometry of the basement-Triassic interface permits a quantification of shortening. New balanced cross-sections across the whole external zone reveal that the amount of shortening amounts to 26%, with a total shortening of about 42km. The underthrustured crustal units have acquired a ductile behaviour mainly because of the P-T conditions, the phengitisation of feldspars and the low strength of resulting phyllonites, where strain is localized. Both the P-T conditions and the mineralogical transformations explain why new reverse shear zones were formed instead of reactivating the inherited normal faults. Mapping of reverse shear zones and faults, stretching lineations and inversion of fault slip data provide kinematic constraints for the crustal shortening, mainly E-W to ENE-WSW. N-S to NW-SE transport directions are only observed locally and they are limited to the eastern border of the Ecrins massif where they appear coeval (or slightly earlier) with the E-W shortening.

Keywords: Western Alps, external zone, Ecrins massif, shortening, kinematics, shear zones

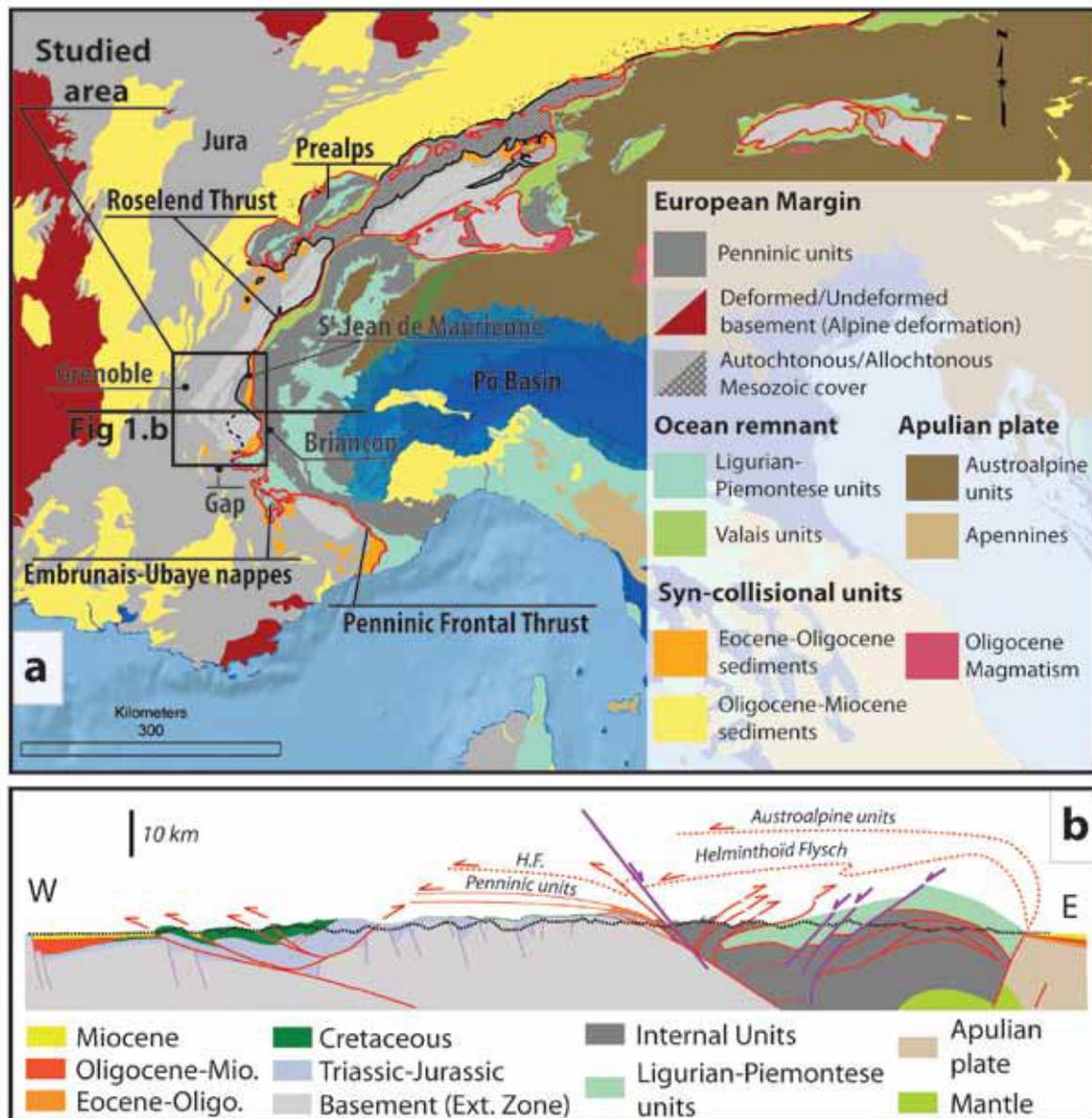
b) Introduction

Thick-skinned tectonics and basement shortening in the external zones of orogens often lead to complex structures because the basement is highly heterogeneous and has inherited structures from previous tectonic episodes [Lacombe and Mouthereau, 2002]. This is especially the case during the shortening of a passive margin where half-grabens are inherited, like in the Western Alps [Tricart and Lemoine, 1986; Butler, 1989, 2006; De Graciansky et al., 1989; Hayward and Graham, 1989]. While in the internal zones of the orogen the deformation is usually too intense to preserve both the inherited structures and the early stages of the compressional deformation, in the External Crystalline Massifs (ECM) of the Alps are preserved both the half-graben geometry inherited from the Liassic rifting and the incipient compressional deformation during the collision.

The presence of the inherited normal faults and associated half-grabens can have variable consequences. When the strength of inherited faults is lower than that of the surrounding basement, deformation preferentially localises along them leading to their reactivation (in the sense of positive inversion of Williams et al. [1989]). But the upper crust can be weak and its strength close or lower than those of inherited faults [Butler et al., 2006]. In this case, there is no fault reactivation and new shear zones are created in the basement [Bellahsen et al., 2012]. In the ECM, deformation is however localized by syn-rift inherited basins after burial under greenschist facies P-T conditions. Thus, it appears that such heterogeneities strongly impact the strength of the crust in various ways, and their mechanical parameters and their geometry probably influence the kinematics of shortening, that has been debated in the external zone of the Western Alps [e.g. Ford, 1996; Dumont et al., 2008].

In this paper we describe the distribution of deformation in the basement especially in the vicinity of Liassic half-grabens of the Ecrins massif. In the absence of a décollement between early Triassic deposits and the basement deformation, the geometry of the Triassic-basement interface can be used as a proxy to estimate the shortening of the basement. We further report multi-scale structural observations as well as new kinematic data to reconsider published

scenarios of space-time evolution of the shortening kinematics. We built a new balanced cross-section from the Valence basin to the Penninic Frontal Thrust (PFT) that provides an estimate of the amount of E-W shortening and constrains the evolution of deformation through time as well as the role of inherited heterogeneities during shortening.



III-1: (a) Tectonostratigraphic map of the Alpine orogen, modified from [Schmid et al., 2004]; location of the studied area, in external zones of the Western Alps. (b) A cross-section from the Massif Central to the Pô plain modified after Deville et al. [1994] and Lardeaux et al. [2006]. In red: reverse faults; in purple: normal faults.

c) Geological and geodynamic setting

The studied area (**Fig. III-1**) is located between St Jean de Maurienne to the north, Gap to the south, Grenoble to the west and Briançon to the east. The Ecrins massif (or Oisans/Pelvoux massif) and Belledonne, belong to the so-called External Crystalline Massifs (ECM), and is composed of a Variscan basement covered with Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks.

The Alpine belt shows a non-cylindrical architecture [Schmid et al., 2004; Handy et al., 2010]. The Western Alps record Late Cretaceous to Eocene subduction of oceanic crust and distal European margin below the Adriatic plate and subsequent Oligocene-Pliocene collisional shortening of the Dauphinois domain (equivalent to the Helvetic domain further north). The collision kinematics of the Western Alps and the origin of its arcuate shape remain unclear [Goguel, 1963; Ricou and Siddans, 1986; Laubscher, 1988, 1991; Coward and Dietrich, 1989; Platt et al., 1989; Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002; Lickorish et al., 2002; Ford et al., 2006].

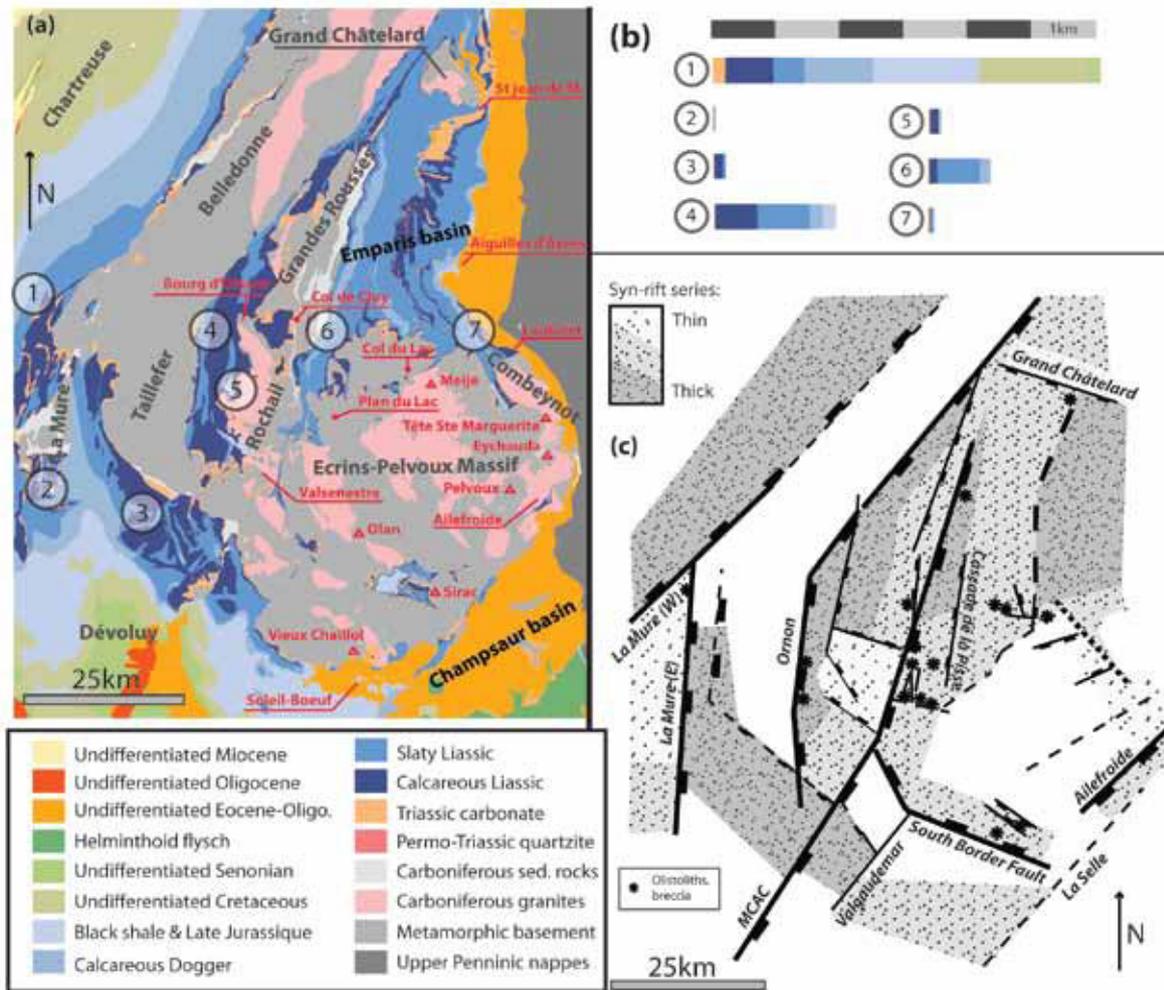
The Alps result from the closure of the Ligurian-Piemontese oceanic domain that opened during the Jurassic, within the Variscan domain [Von Raumer et al., 1999; Guillot et al., 2009] after a Permo-Triassic to Early Jurassic rifting (i.e. break-up of Pangaea) by divergence between Eurasia and Apulia [Ferrara & Innocenti, 1974; Stampfli and Kozur, 2006; Marotta & Spalla, 2007]. Most of rifting was completed during the Liassic and Dogger [Barféty et al., 1970; Barféty and Gidon, 1983; Lemoine et al., 1986; Lemoine and de Graciansky, 1988] and was followed by oceanic spreading of the Alpine Tethys from Oxfordian onward. A post-rift subsidence controlled the deposition of a thick Upper Jurassic and Lower Cretaceous series over the passive margin. Closure of this oceanic domain started during the Late Cretaceous as evidenced by the first alpine flysch (Helminthoid flysch) [Lanteaume, 1956]. Subduction of the oceanic domain and the distal margin and related HP metamorphism ended during late Eocene times. During the early Oligocene, after most of the exhumation of the internal zones had been completed, the proximal margin was shortened and the deformation then propagated outward [Choukroune et al., 1986; Freeman et al., 1998]. The external zones started to shorten during their underthrusting below the Penninic Frontal Thrust during Late Eocene/Early Oligocene times [Freeman et al., 1998; Leloup et al., 2005; Simon-Labric et al., 2009; Sanchez et al., 2011]. Whereas the

geophysical data show that the crust is thickened beneath the penninic frontal thrust [ECORS-CROP deep Seismic Sounding Group, 1989; Nicolas et al., 1990a; Roure et al., 1990a], they do not image the whole deep structure of the belt. Several interpretations have been made about the deep structure of the European crust [Nicolas et al., 1990b]: a large crustal slice whose basal thrust roots in the upper mantle lithosphere [Butler, 1989; Mugnier et al., 1990; Tardy et al., 1990] that may be associated to significant backthrusting [Bois et al., 1990], with lower crust thickening [Roure et al., 1990b; Schmid et al., 2004]. In the Ecrins massif the alpine peak metamorphic conditions are typically greenschist facies [Aprahamian, 1988; Jullien and Goffé, 1993; Ceriani et al., 2003; Bousquet et al., 2008]. Deformations are moderate compared to those of the ECM further north [Bellahsen et al., 2012] and inherited structures such as Carboniferous and Liassic basins are well-preserved (Fig. III-2).

In the external zones, the trend of structures such as fold axes and the strike of thrust faults shows to the first order an abrupt change in the Ecrins massif from NE-SW (e.g. Mont Blanc massif) to NW-SE (e.g. Argentera massif), with a perpendicular tectonic transport direction [Lickorish et al., 2002]. Because of this peculiar position, its important topographic gradient which permits a real 3D analysis of the structures (e.g. Dumont et al. [2008]), and its well-preserved basement-cover interface [Bellahsen et al., 2012], the Ecrins massif appears an ideal site to bring new insights on the kinematics of shortening within the basement.

146

III-2: (next page) (a): Map of studied area from 1/50000 geological maps [Barfély and Debelmas, 1972; Barbier et al., 1973; Barfély and Barbier, 1977; Barfély and Pêcher, 1984 ; Debelmas et al., 1980; Barfély et al., 1988]. In red: the names of places cited in this work. In grey-black: names of Jurassic basins or basement blocks. Number in circle: location of stratigraphic sections in (b). (b): Stratigraphic sections modified from Roux et al. [1988]; Rudkiewicz [1988]; Philippe et al. [1998]. (c): Location of Jurassic normal faults modified from Barfély and Pêcher [1984] and Coward et al. [1991] and thickness of Jurassic (Liassic series).



(a) The Variscan basement

The Belledonne massif is divided in two main domains (external and internal branches) separated by a dextral strike-slip shear zone within the Median Syncline. Syn-kinematic plutons associated with the Synclinal Median shear zone yielded Viséan-Namurian ages of 335 ± 13 Ma (Sept-Laux granite), 343 ± 16 Ma (Saint Colomban granite) and 341 ± 13 Ma (La Lauzière granite) ([Debon and Lemmet, 1999] and references therein). In the external branch, the Flysch series (“série satinée”) is probably Neoproterozoic to Early Paleozoic in age [Barfety et al., 1984]. In the internal branch, three crustal units were superimposed during a nappe stacking event at 324 ± 12 Ma [Guillot and Menot, 1999]. In the Ecrins massif, the ECM were essentially structured during the late Carboniferous to Permian late orogenic extensional stages [Guillot and Menot, 1999]. The Ecrins massif is made of a core of anatectic granite surrounded by amphibolite facies rocks. Migmatites can be compared to that of the Mt. Blanc or

Aiguilles Rouges [Barfety et al., 1988; Demeulemeester et al., 1986] that are dated around 320 Ma [Von Raumer et al., 1999]. Late-Variscan orogenic extension caused the development of late Carboniferous intra-continental basins with a stephanian-westphalien volcano-sedimentary infill [Barfety et al., 1984; Barfety et al., 1988]. The Variscan crust was ultimately eroded during Permian-Triassic times and unconformably covered by continental (sands and conglomerates together with coal intercalations) to shallow marine sediments (dolomitic limestone with evaporitic layers). The earliest unconformable deposits are still attached to the Variscan basement and its unconformity, easily identified in the field, corresponds to a paleo-horizontal reference.

(b) *The Mesozoic cover*

The Triassic layer is overlain by basaltic flows (known as “spilites”) emplaced between Late Triassic and Early Liassic and associated with basaltic dykes intruding the Ecrins basement. These are the first evidence of the intra-continental Tethyan rifting in this area [Laurent, 1992]. The rifting phase is characterized by a network of normal fault, which bound tilted blocks (the largest blocks have a present width of 10km) [Lemoine et al., 1986; Lemoine and de Graciansky, 1988]. Major normal faults are essentially oriented NNE-SSW and east-dipping, as La Mure, Ornon or Mizoën\Chambon\Aspres-les-Corps (MCAC) normal faults (Fig. III-2). Olistoliths in syn-rift sediments and breccia can be observed close to these normal faults. Sediment thickness variations (several kilometres to a few meters, Fig. III-2) with angular unconformities within Liassic to Dogger sediments [Barféty et al., 1970; Barféty and Gidon, 1983] are observed across the syn-rift basins. Facies changes and fauna imply a paleo-bathymetry deeper than 1000m in the hanging-wall of La Mure normal fault and less than 500m in its footwall [Roux et al., 1988]. The formation of tilted blocks was distributed in time from Hettangian to Callovian/Oxfordian, and was diachronous and episodic as evidenced by the age of infill sediments and subsidence curves [Rudkiewicz, 1988].

Rifting was followed by post-rift thermal subsidence that started around Callovian/Oxfordian [Lemoine et al., 1986], when oceanic accretion started. While post-rift sediments are well-exposed in the subalpine chains, only a few outcrops remain in the Ecrins massif as at Petit Renaud where they seal the syn-rift sediments [Barféty and Gidon, 1983].

During the Late Cretaceous, a change in relative motion between Africa and Europe led to the subduction of the Alpine Tethys under the micro-continent Apulia [Smith, 1971; Coward and Dietrich, 1989; Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002].

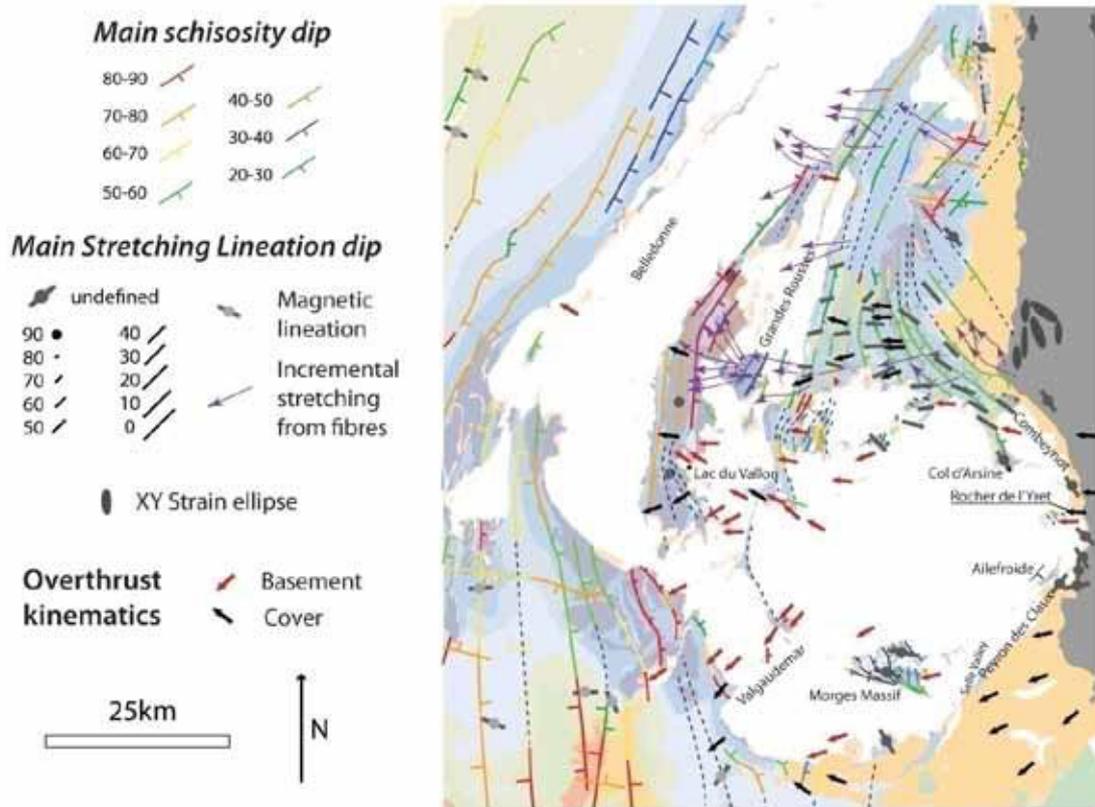
(c) *Subduction of the Ligurian Ocean and subsequent collision*

Subduction of the Ligurian-Piemontese domain was characterized by a typical metamorphic zonation [Ernst, 1971] with cold P/T ratio ($8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$) [Spalla et al., 1996; Agard et al., 2001] and responsible for the HP/UHP metamorphism, as observed in the most internal zones [Dal Piaz, 1974; Chopin, 1984]. A general increase in the P-T conditions toward the east strengthens the overall asymmetry of the crustal wedge and fits in a broad sense the accretionary prism model [Platt, 1986]. One of the first records of a subduction zone in the Ligurian Ocean is the late Cretaceous Helminthoid flysch [Lanteaume, 1956]. Radiometric ages of the HP/UHP metamorphism in the internal zones range from 70 Ma in the Sesia zone to 33 Ma in the Valaisan area [Rosenbaum and Lister, 2005; Berger and Bousquet, 2008; Bousquet et al., 2008; and references therein].

The first evidence of compressional events in the external zones are E-W to NE-SW oriented folds (N-S shortening) that are unconformably overlain by thick Senonian sediments in the Devoluy massif [Meckel et al., 1996]. However, these Devoluy folds were recently reconsidered as the results of gravity-driven detachment on top of the middle to late Jurassic “Terre Noires” and thus may not record a north-south shortening event [Michard et al., 2010]. Further south, younger E-W oriented folds and thrust, commonly associated to the “Pyreneo-Provençal phase” are Late Cretaceous to Early Eocene in age [Lemoine, 1972; Caby, 1973].

While a flexural basin formed in the foreland from Ypresian to Rupelian [Ford et al., 2006], the internal units were exhumed during the same time interval and record a retrograde greenschist metamorphism at about 35Ma. The foreland basins are filled by the “underfilled trinity” sediments [Sinclair, 1997] of Late Eocene to Early Oligocene age south and east of the Ecrins massif. From base to top, this succession includes a basal conglomerate, a shallow marine Nummulitic limestone, hemipelagic Globigerina marls and thick turbiditic sandstones (Grès de Champsaur) [Burgisser and Ford, 1998; Waibel, 1990]. This

Nummulitic series unconformably covers the Ecrins massif (which forms an estimated relief of up to 500m at the time of their deposit) and seals reverse faults of the south Ecrins massif [Ford, 1996; Gupta and Allen, 2000]. At the top of this serie the *schistes à blocs* record the syn-sedimentary emplacement of the internal nappes units of Embrunais-Ubaye during Rupelian times [Kerckhove, 1969; Fry, 1989a; Mulder et al., 2010].



III-3: Structural map with kinematic indicators compiled from Gratier et al. [1973]; Depardon [1979]; Gamond [1980]; Beach [1981a]; Gillcrist et al. [1987]; Coward et al. [1991]; Butler [1992]; Spencer [1992]; Burgisser et Ford [1998]; Aubourg et al. [1999]; Ceriani et al. [2001]; Calcagno et al. [2007]; Bellahsen et al. [2012].

Since the Oligocene, shortening has been oriented NW-SE north of the Ecrins massif and NE-SW in the south of the massif [Gamond, 1980; Bertini et al., 1985; Fry, 1989b; Platt et al., 1989; Spencer, 1992; Philippe et al., 1998; Aubourg et al., 1999; Ceriani et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004; Ford et al., 2006; Dumont et al., 2008] (Fig. III-3). During the Oligocene, the ECM were buried under the internal nappes [Sinclair, 1997; Crouzet et al., 2001] while the Valence basin, less than 100km west of the Belledonne massif, was formed during E-W extension (Oligocene rifting) [Séranne, 1999].

Alpine deformation in the ECM has been already dated by various methods. Numerous veins in the basement, which record an important fluid circulation event during shortening [Feybesse et al., 2004], display various ages: a 36-39 Ma age was obtained from U/Pb dating by ion probe analyses on brannerite from La Gardette veins (less than 2km south of Le Bourg d'Oisans) [Cathelineau et al., 1990; Marignac et al., 1997] and a 17.6 ± 0.3 Ma age was obtained by Th/Pb dating on monazite from a Plan du Lac vein [Gasquet et al., 2010] (Fig. III-2). Some biotites have been dated with Rb/Sr and K/Ar methods in samples from the Belledonne and Ecrins massifs [Demeulemeester et al., 1986]. Results show a large age scatter between 325 Ma and 24 Ma, likely explained by the progressive resetting of the isotopic system of former Variscan biotites accompanied by increasing chloritization. In the eastern Ecrins massif, strike-slip shear zones below the Penninic Frontal Thrust, compatible with an E-W shortening, yielded $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on syn-kinematic phengites clustering between 34 Ma and 27 Ma [Simon-Labric et al., 2009].

The Mesozoic cover of the ECM also experienced alpine greenschist-facies metamorphic conditions. The parageneses of Liassic shales (including margarite, cookeite and pyrophyllite), west of the Penninic Frontal Thrust, implies peak metamorphic conditions around 270-350°C and 0.1-0.5 GPa [Jullien and Goffé, 1993], consistent with recent constraints on the Cheval noir unit (Eocene flysch) [Ceriani et al., 2003]. P-T conditions determined by microthermometry in fluid inclusions from alpine veins, in both the basement and the cover, are 210-375°C and 0.14 to 0.26 GPa [Gratier et al., 1973; Poty et al., 1974; Bernard, 1978]. Thus, an additional 3-15 km of allochthonous units (internal nappes, now eroded) is required above the ECM for such burial. This is consistent with the burial supposed of Nummulitic series to the South of Pelvoux or to the north of Argentera (6-12km) [Waibel, 1990; Labaume et al., 2008].

The timing of exhumation of the external zones is well documented [Crouzet et al., 1999, 2001; Beucher, 2009; Vernon et al., 2009; Van der Beek et al., 2010]. It started at least around 27 Ma in the east (ZFT from La Meije) and 24 Ma in the west (thermopaleomagnetic record in Le Bourg d'Oisans area). Exhumation rates in La Meije area can be crudely estimated to $4 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ between 27 and 6 Ma, $25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ around 6 and 5 Ma, and finally to $6 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ from 5 Ma to present [Van der Beek et al., 2010]. These exhumation rates suggest a cumulative thickness of overburden close to 14 km at 30 Ma, compatible with P-T estimates.

During the Miocene, the Penninic Frontal Thrust was reactivated as an extensional structure with a dominant top-to-the-east kinematics [Ceriani et al., 2001; Tricart et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004].

(d) *Structural style of the deformation in the external zones*

In the west, in the Vercors subalpine chains, shortening is characterized by thin-skinned tectonics (Fig. III-1b) [Butler, 1989; Philippe et al., 1998]. Folds and thrusts formed during Middle Miocene times as demonstrated by the syn-tectonic deposition of the Langhian sediments [Arnaud et al., 1975; Clauzon, 1990]. Philippe et al. [1998] estimated 7km (15%-25%) of horizontal shortening in the south Vercors, which progressively increases to 13-14km (50-55%) further north in the Chartreuse massif. These authors linked this increase to a greater amount of shortening at crustal scale in the north, explained by a counterclockwise rotation of the Ecrins-Belledonne. Thrusts root in a shallow-dipping décollement zone located in the Triassic or Liassic formations, connected to an east-dipping ramp within the basement below the Belledonne massif [Deville et al., 1994; Deville and Chauvière, 2000; Deville and Sassi, 2006]. This wedge geometry is completed by a backthrust zone near La Mure that transports thick Liassic sediments over thin Liassic sediments of the Belledonne massif [Butler, 1989] (Fig. III-1b), with an estimated displacement of 5km [Bellahsen et al., 2012].

152

In the ECM, there is no major décollement between the cover and the basement, except in the easternmost part [Ceriani et al., 2001; Bellahsen et al., 2012] (Fig. III-3). While Gillcrist et al. [1987] and Coward et al. [1991] conclude that the inversion of normal faults was a major process during shortening, Butler et al. [2006] and Bellahsen et al. [2012] show that inherited Liassic normal faults were not significantly reactivated. The high contrast of rheology between basement and cover and the buttress effect of normal faults induced a basement “folding” and the pinching of associated half-grabens [Davies, 1982; Barféty and Gidon, 1983; Tricart and Lemoine, 1986; de Graciansky et al., 1989; Gidon, 2001; Bellahsen et al., 2012]. The grabens infill was deformed mostly by pure-shear (vertical schistosity, vertical stretching, upright folding...), but, close to E-dipping inherited normal faults, W-verging shear predominates while near the basement-cover interface, E-verging shear is observed [Gillcrist et al., 1987; Bellahsen et al., 2012], recording the upward expulsion of the syn-rift fill. In the upper part of half-grabens the cover is deformed by W-verging shear (E-dipping

schistosity, E-dipping fold-axial planes and shear bands) most likely due to overthrusting of the internal units. In the basement, mylonitic alpine shear zones, associated with transformation of gneiss or granites into phyllonites, are described by various authors [Bartoli et al., 1974; Wibberley, 1999; Wibberley, 2005]. Anastomosing shear zones, with sub-vertical stretching lineation, were described from Belledonne and Grand-Chatelârd massifs [Marquer et al., 2006]. The basement-cover interface appears frequently folded and Bellahsen et al. [2012] showed that these apparent "basement folds" are related to west-verging distributed shear zones within the basement, linking the curved "folded" shape of the basement-cover interface to variations in the amount of shearing within basement.

However, the respective contributions of inherited fault reactivation [Gillcrist et al., 1987; Coward et al., 1991], Variscan foliation reactivation [Dumont et al., 2008] or basement shearing along newly formed shear zones [Bartoli et al., 1974; Wibberley, 1999; Wibberley, 2005; Marquer et al., 2006; Bellahsen et al., 2012] on the kinematics of shortening at the scale of the crust are still debated and the overall kinematic evolution through space and times remains unclear. For example, to the south of the Ecrins massif, the direction of thrusting of the Embrunais-Ubaye nappes is either NW-ward [Kerckhove et al., 1978; Dumont et al., 2008, 2012], or SW-ward [Fry, 1989a, b; Lickorish and Ford, 1998; Apps et al., 2004; Salles et al., 2011]. There are also similar uncertainties about the timing of deformation to the east of the Ecrins massif, near the Grangettes slice [Bravard and Gidon, 1979; Lami, 1988; Butler, 1992; Pêcher et al., 1992] or to the NE, around La Meije and the Combeynot thrust sheet [Bravard and Gidon, 1979; Gamond, 1980; Beach, 1981a; Ford, 1996; Ceriani et al., 2001; Dumont et al., 2011].

The goal of the present paper is to determine the kinematics of shortening of the external zone. This study is coupled to chemical analyses, which document the mineralogical evolution of basement rocks during collision. New balanced cross-sections of the entire external zone are used to quantify the shortening. Along with fault slip analysis and stretching lineations, this study also provides new data to discuss the kinematics of shortening in the external zone.

d) Results of the structural analysis

(a) Basement shear zones

The Ecrins massif basement shows undeformed portions separated by localised shear zones that overprinted the pervasive Variscan foliation. In this section we describe some of these shear zones from outcrop scale to thin section scale. We present three shear zones in detail: from east to west, the Col du Lac shear zone, the Plan du Lac shear zone and the Col de Cluy shear zone (**Fig. III-2**). All of them are associated with an *apparent folding* of the basement-cover interface, which result from a strain gradient within the shear zones.

Age of shear zones

These basement shear zones have been regarded as Alpine by several authors [Bartoli et al., 1974; Barfety and Pêcher, 1984; Bellahsen et al., 2012] but their absolute age is still a matter of debate as no radiometric data are available. Several evidences support an Alpine age. (1) The shear zones deformed the late-Variscan granites. (2) The shear zones are always associated with folding of the basement-Triassic interface. (3) Basement shortening kinematics are similar to the Jurassic cover kinematics, both characterised by an E-W to NE-SW shortening direction and a dominant top-to-the-W overall sense of shear.

Col du Lac shear zone

Southwest of La Grave, the Col du Lac shear zone is located below the thrust that separates the La Meije unit to the east from the Emparis plateau to the west (**Fig. III-4a**). The Variscan basement is made of migmatitic gneisses and amphibolites and is covered by a thin metasedimentary cover (Triassic quartzite and dolomites, Liassic calcschists). The basement is affected by a clear polyphase deformation; a conspicuous alpine deformation is characterized by a steep schistosity (60-70° E-dipping) and shallow E-dipping (25°) shear zones (**Fig. III-4a, b**) with E-W stretching lineations and is clearly different from the earlier Variscan migmatite fabric that is overprinted. Near Col du Lac, this hundred-meter thick shear zone caused an overturned basement-cover interface, which displays a folded attitude [Depardon, 1979] (**Fig. III-4b**). Away from this shear zone, in the basement, the alpine deformation is discrete and limited to brittle, chlorite-bearing, fault planes with E-W striations (**Fig III-4c1**). Toward the major shear zone, anastomosing shear planes dipping 20-45°E and 70-80°W are

associated with a steeply E-dipping schistosity (Fig III-4c2). Less than 10 meters above the high strain shear zone (phyllonite bands), anastomosing reverse shear planes (10-50°E-dipping) are observed (Fig III-4c3). The high strain shear zone (a few meters thick) is made of phyllonites (mica rich-mylonite). This zone is structured by a 20-30°E dipping schistosity with the development of C'-type shear bands (Fig III-4c4). These structures are compatible with a top-to-W shear. This pattern suggests a progressive intensification of deformation toward the high strain shear zone with a constant shortening direction.

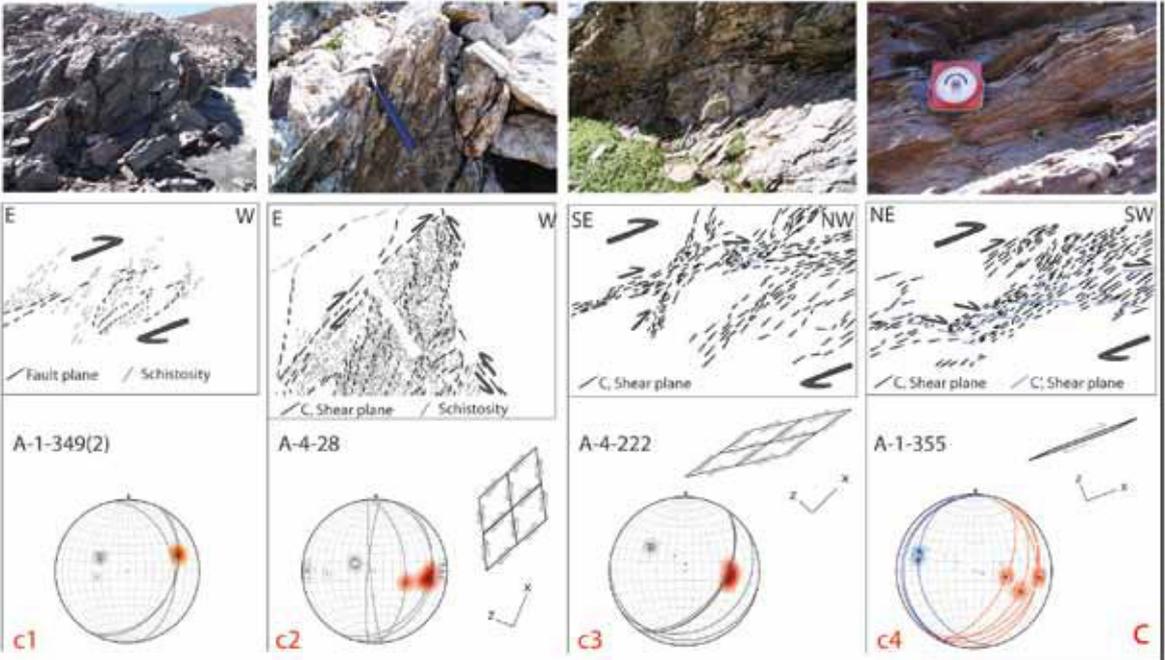
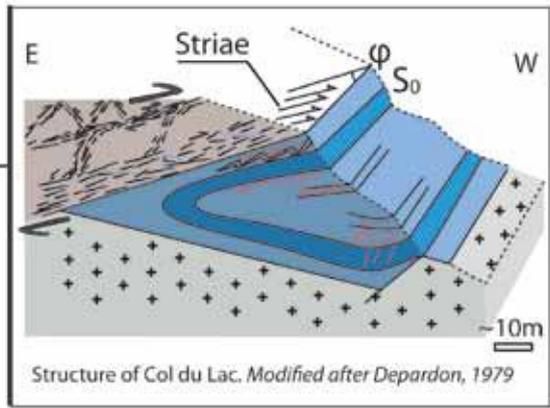
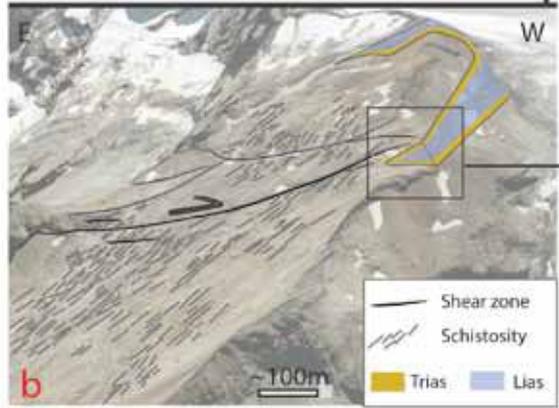
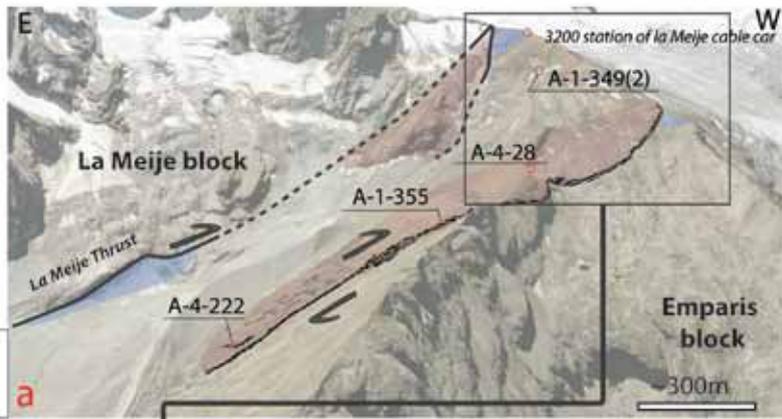
Col de Cluy shear zone

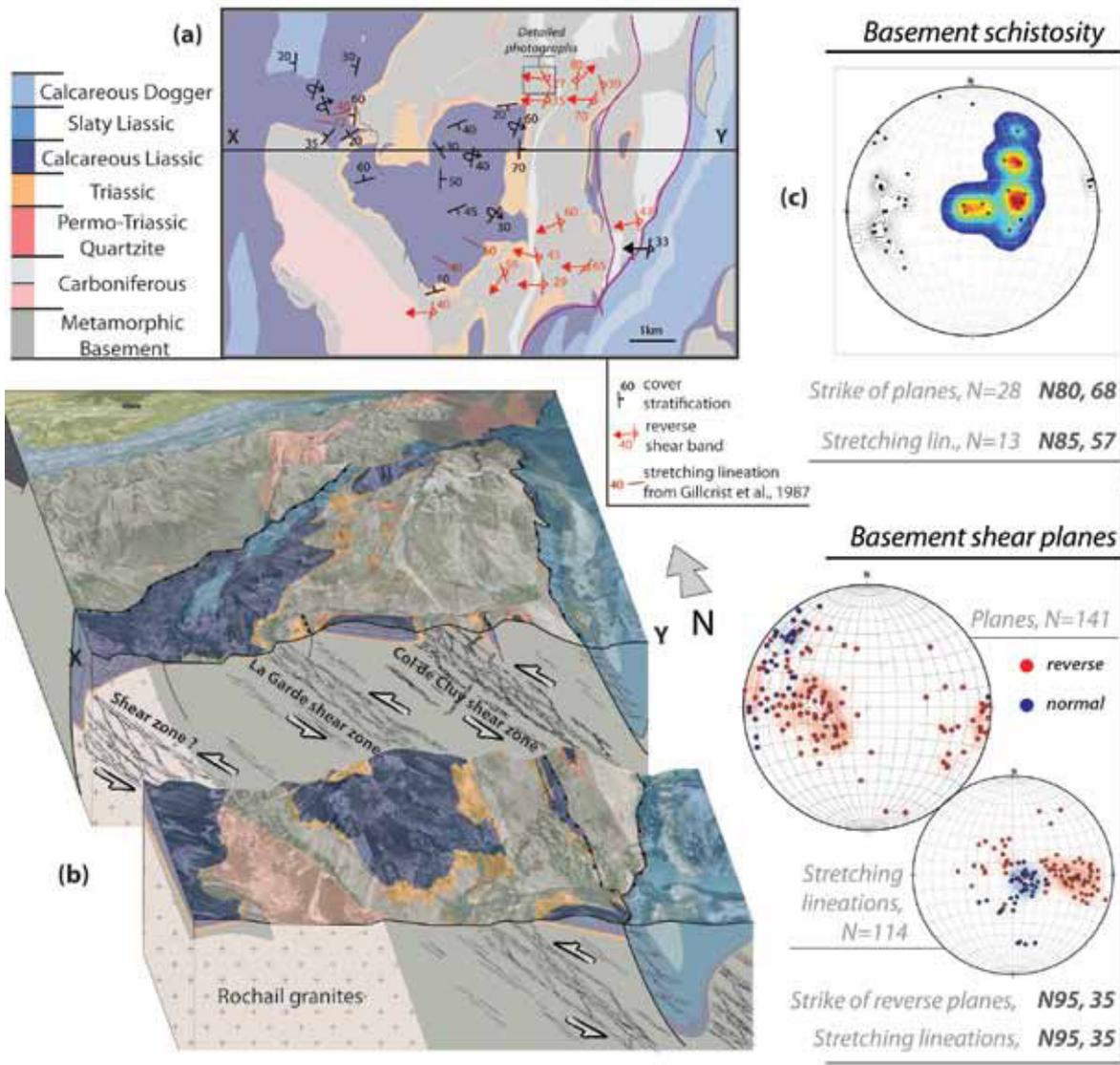
Further west, similar anastomosing shear planes can be observed near *Col de Cluy*, in the *Grandes Rousses* basement. There, overturned Triassic layers trace “basement folds” (Fig. III-5) associated with alpine basement shear zones a few hundred meter thick (*La Garde* and *Col de Cluy* shear zones). At the hundred-meter scale, the shear zone is witnessed by an east dipping schistosity cut by anastomosing shear zones with 5-10m spacing (Fig. III-6). Each of the smaller-scale shear zones shows a clear strain gradient, with a decrease of the angle between shear planes and the foliation when approaching the main shear zones (Fig. III-6d). These N-S shear planes (mainly dipping 10-50°E but also dipping 80°W) show mostly reverse kinematics. A few show a normal sense of motion (dipping 80°E) testifying for a flattening component (Fig. III-6e). The relationships between anastomosing shear planes can vary along the shear zone, but the stretching lineation is everywhere oriented E-W and all structures remain consistent with an overall top-to-W shear sense (Fig. III-5, III-6).

155

III-4: (Next page) *Col du Lac* shear zone. (a): Top\left: location map. Top\right: 3D and aerial photograph viewed toward the south of the shear zone located below the *Meije* thrust plane. The photo-interpretation shows the *Col du Lac* main shear zone and the location of the out-crops described in (c). (b): Left: Close up of the boxed 3D view in (a). The photo-interpretation highlights the geometry of the Alpine shear zone, the Variscan foliation and the apparent basement-cover interface folding. Right: Structure of the *Col du Lac* “basement fold” modified from *Depardon* [1979]. (c): photo-interpretation of four outcrops located in (a), associated structural data in stereographic projections (lower hemisphere, equal area; Reverse shear planes in red and C'-type in blue) and schematic views of anastomosing relationship between shear planes. The shortening (z) and stretching (x) directions were deduced from the anastomosing shear plane relationship.

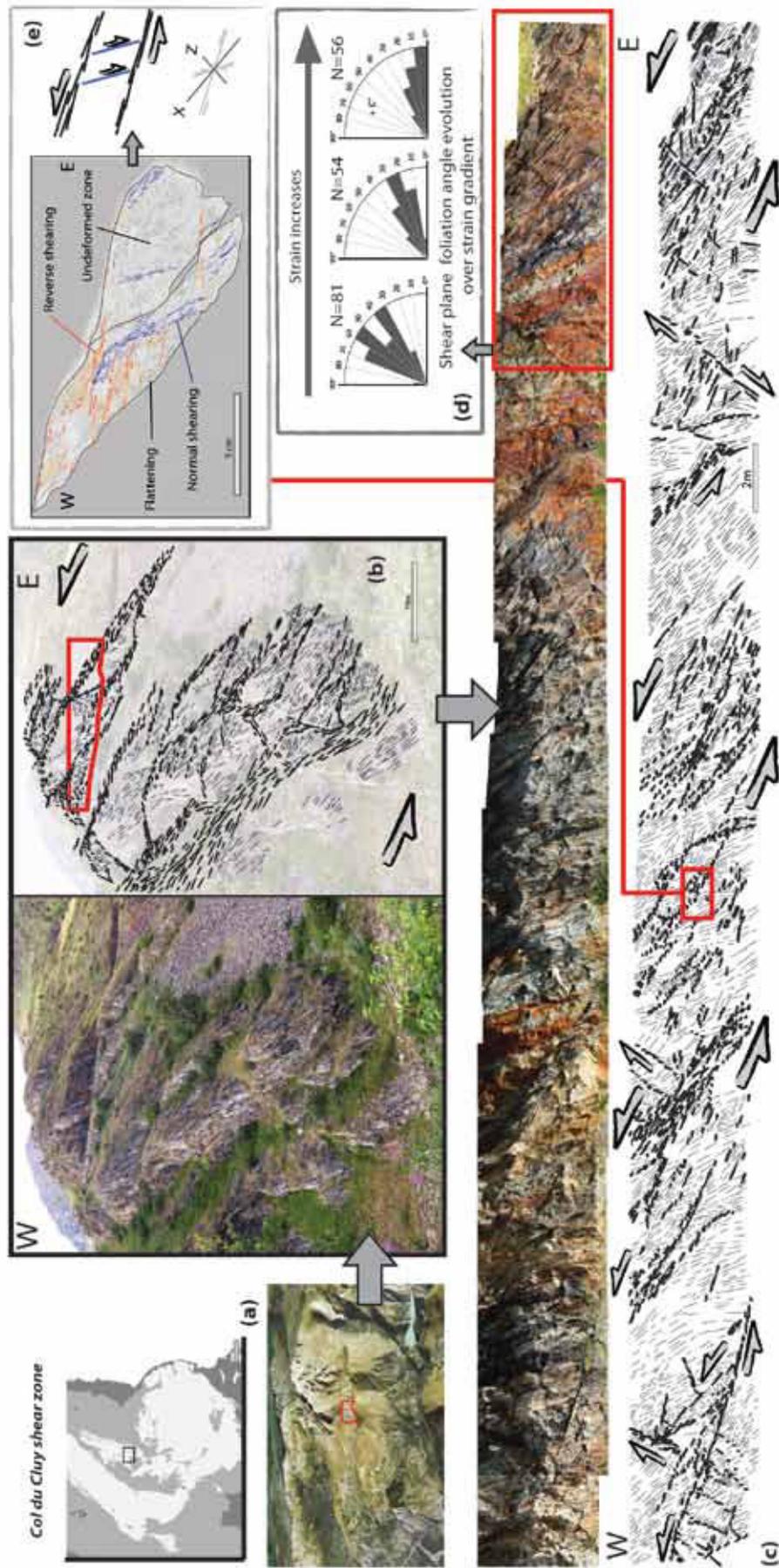
Col du Lac shear zone





III-5: Col de Cluy and la Garde shear zones. (a): Map with basement and cover structural data. Arrows represent the transport direction. (b): 3D view of la Garde and Col de Cluy shear zones and associated basement folds. (c): Stereographic projection of basement structural data (schistosity and shear planes) (lower hemisphere, equal area). The mean value of the orientation represents the dip-slip direction.

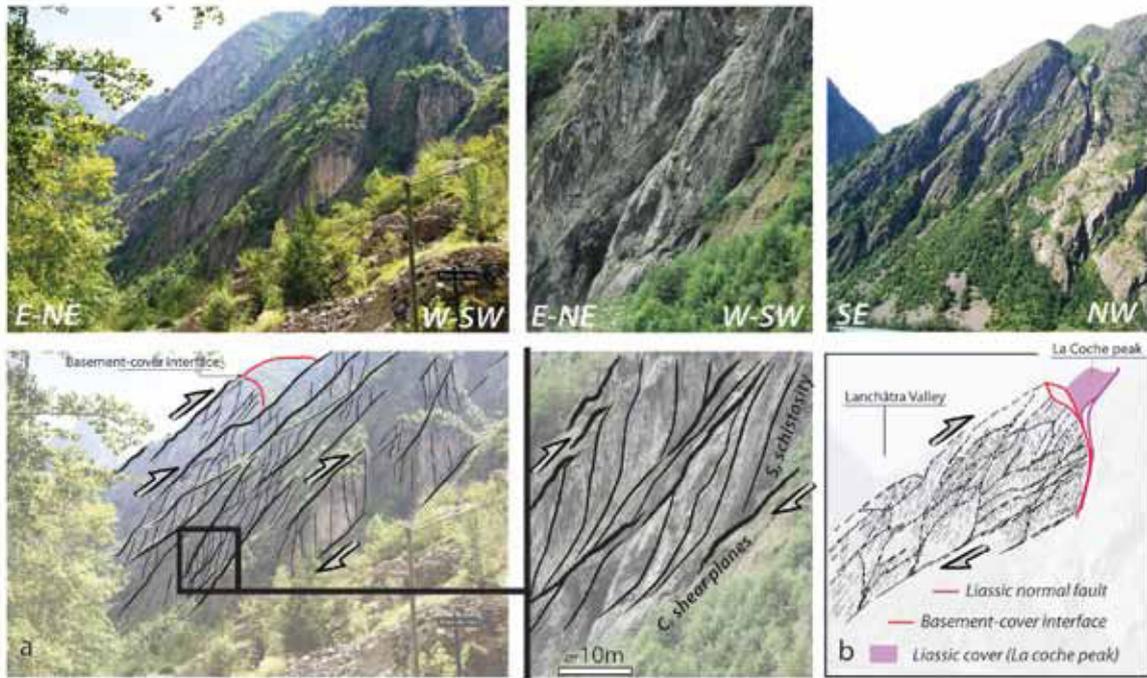
III-6: (next page) Col de Cluy shear zone. (a): location map and aerial view of the Grandes Rousses massif and location of the field views. (b): photo-interpretation of the Col du Cluy shear zone; the shear planes (black) are anastomosing and mainly dip to 35° toward the East. (c): photo-interpretation of a part of the shear zone. The shear plane and foliation relationships indicate a transport direction toward the west. (d): Angle between shear planes and foliation with the strain gradient. (e): sample showing the relationships between reverse and normal shear zones and sketch showing how this relationships witnesses to flattening.



Plan du Lac shear zone

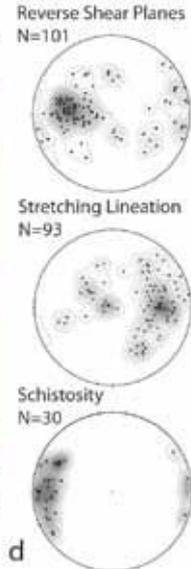
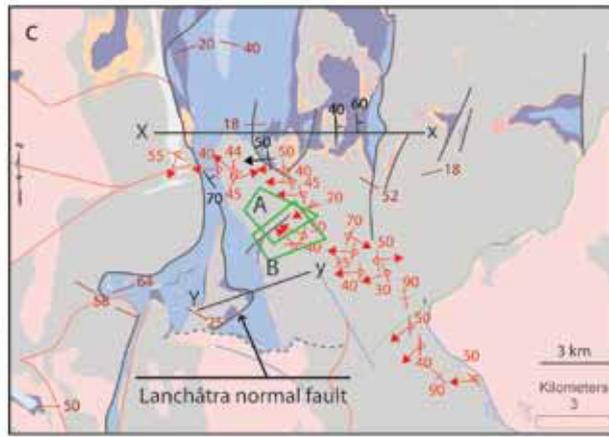
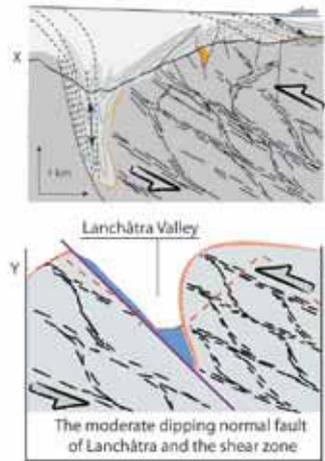
The Mizoën-Emparis half-graben, limited to the west by the east-dipping Mizoën\Chambon\Aspres-les-Corps (MCAC) normal fault, forms a kilometric scale synclinal fold, with pure shear structures in the pinched part of the cover and non-coaxial, top-to-W shear structures, in its upper part where the basement-cover interface has a shallower dip. Near Plan du Lac, in the core of the antiform, a kilometre-thick alpine shear zone was reported by [Bartoli et al. \[1974\]](#) and [Bellahsen et al. \[2012\]](#) within the Variscan gneisses. The main shear planes, dipping 45°E, are associated with a sub-vertical sigmoidal schistosity attesting for top-to-W shearing ([Fig. III-7A](#)).

Further south, between the Lanchâtra Valley and the La Coche peak ([Fig. III-7B, Yy](#)), there is another kilometric basement-cover interface fold with vertical to overturned flanks. This basin is limited to the west by an inherited normal fault (more than 700m of offset) that dips around 45° to the east and covered by a Liassic breccia. The fold indicated by the basement-cover interface is associated with a 1-km thick anastomosing shear zone ([Fig. III-7B](#)). The dip difference between shear planes (20° to 50° to the east) and the normal fault (45° to the east) is not significant. If this normal fault had been reactivated into a reverse fault, there would have been no mechanical reason to develop an large overturned fold of the basement-cover interface in the hangingwall ([Fig. III-7Yy](#)). Thus, the normal fault might not have been reactivated. The development of the shear zone below the basin and on both side of the normal fault, responsible to the overturned basement-cover interface, suggests that the basement surrounding the normal fault had a strength lower or very close to the normal fault during shortening. Moreover, the moderate dip of the normal fault can be explained by rotation from an initial 60° E-dip due to the top-to-W shear.



Plan du Lac

shear zone



III-7: Plan du Lac shear zone. (a): views toward the SSW. Note the sub-vertical schistosity, the 35-45° east-dipping anastomosing shear planes. Associated zoom of the shear zone highlights the shear plane - foliation relationships: the transport direction is clearly toward the west. (b): views toward the SW. The shear zone and associated basement fold of la Coche half-graben. Note the pinched part of the cover (purple), which forms the la Coche peak and the folded shape of the basement-cover interface. (Xx): Left schematic cross-section across the Plan du Lac basement fold. (Yy): cross-section with the Plan du lac shear zone and the moderately dipping normal fault of Lanchâtra. (c): Structural map of the Plan du Lac shear zone. Arrows represent the transport direction. Cross-section and landscape view are localized. (d) Associated structural data projected on stereographic view (lower hemisphere, equal area).

Synthesis of macroscopic pattern of shear zones

In all described shear zones, an angle is observed between the Variscan high temperature foliation and the younger shear planes. The degree of strain localisation seen in the field suggests a rather low-temperature deformation (less than 300-350°C). These shear zones are developed within strongly foliated rocks and are characterized by the development of phyllonites in high strain zones. Shear zone schistosity is progressively parallelized to the high strain zone, which could correspond to the 'tilted' hercynian cleavage describe by Dumont et al. [2008] (Fig. III-8) near la Garde thrust in the Grandes Rousses massif. This schistosity rotation increases with strain gradient as shown by the anastomosed shear planes orientations (Fig. III-8).

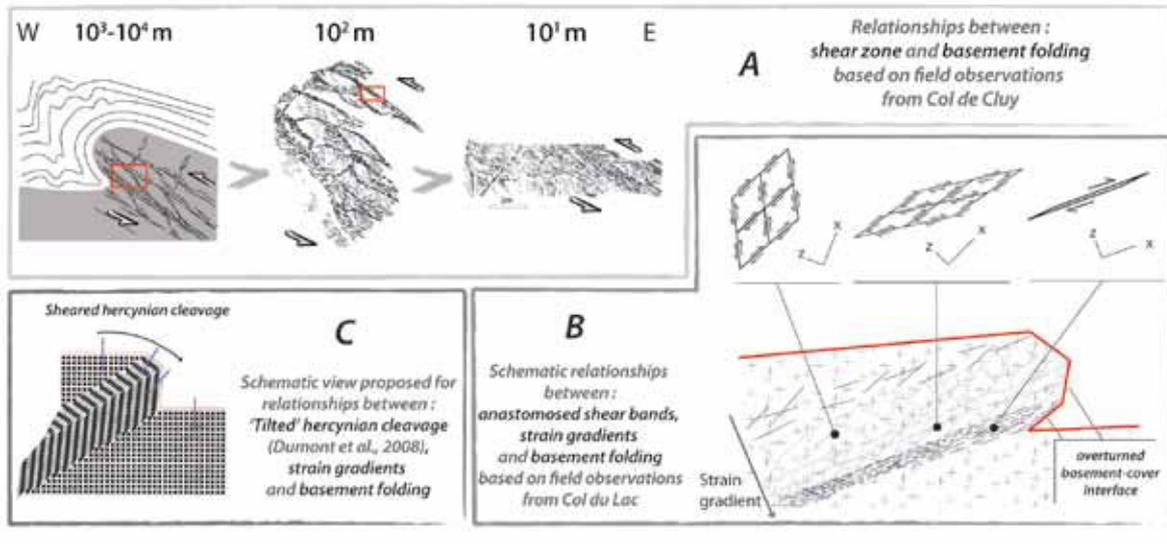
Microstructures and mineralogy

The described shear zones developed in heterogeneously foliated rocks: migmatitic gneiss (quartz, feldspars, biotite\chlorite) for the Col du Lac shear zone; chloritoschists (muscovite, quartz, feldspars, chlorite), micaschists (quartz, muscovite), Carboniferous coal and orthophyre for the Cluy shear zone; gneiss (quartz, feldspars, ±muscovite, ±biotite\chlorite) for the Plan du Lac shear zone. Each shear zone shows an evolution from the protolith to mylonites and ultra-mylonites (Fig. III-8) in brittle-ductile conditions. Microstructural observations indicate that the strain gradient is associated to a grain size reduction and an increase of the micaceous component (Fig. III-8).

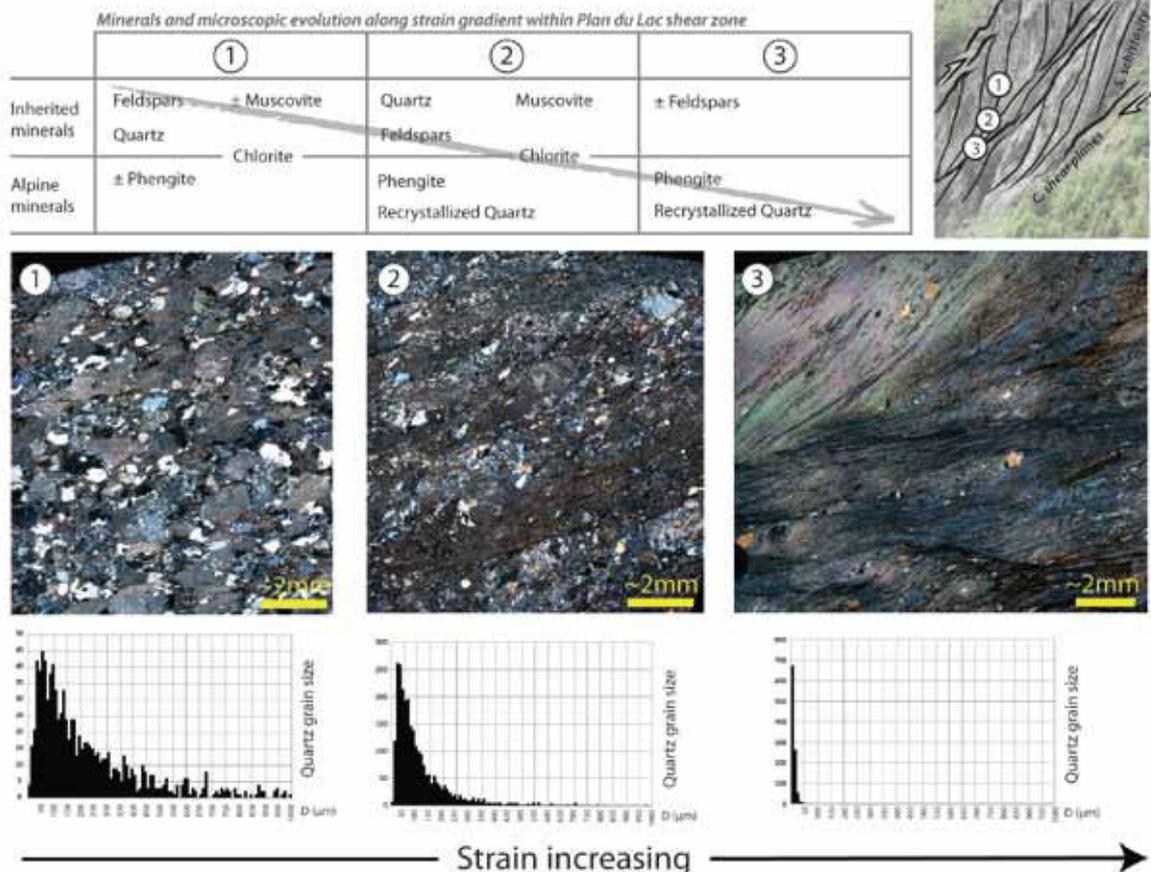
Within all mylonites, quartz can be brittle or ductile and shows many cracks and fluid inclusion planes. The average grain size ranges between 30 and 130 µm and only a few shear planes present dynamically recrystallized quartz grains smaller than 20 µm. The shear planes contain a fraction of phyllosilicates. K-feldspar and plagioclase present a brittle behaviour, without significant recrystallization. Phengite grows in fractures between quartz and feldspar clasts or frequently replaces feldspars. In samples from Col du Lac and Plan du Lac, qualitative observations reveal an increasing proportion of phengite and a decreasing proportion of feldspars along the strain gradient (Fig. III-8). Aggregates of fine-grained phengite grains are progressively connected to form the main rock fabric. Some chlorites appear by chloritization of biotite (Col du Lac Shear zone). These criteria (brittle feldspars, ductile to brittle quartz,

paragenesis with phengite-chlorite) characterize a deformation in the greenschist facies.

Kilometer to meter-scale



Meter to millimeter-scale



III-8: Deformation and strain gradient. (a) Sketches at different scales from field data of the relationship between shear zone and basement fold from Col de Cluy. (b) Conceptual view of the relationship between shear

zones, anastomosed shear planes, strain gradient and *basement folds*. (c) The strain gradient induces an apparent 'tilting' of the Hercynian cleavage (which is rather sheared) as observed by Dumont et al. [2008] near la Garde. *Down*: The mineralogy evolves with the strain gradient (example from Plan du Lac). A strain free rock as gneiss composed by Feldspars, Quartz, \pm Mica, \pm Chlorite (1) is progressively phengitized and develops a mica-rich foliation (2) and is completely transformed into phyllonite (phengite, quartz) in high strain zone (3). The quartz grain size is reduced with the strain gradient increasing.

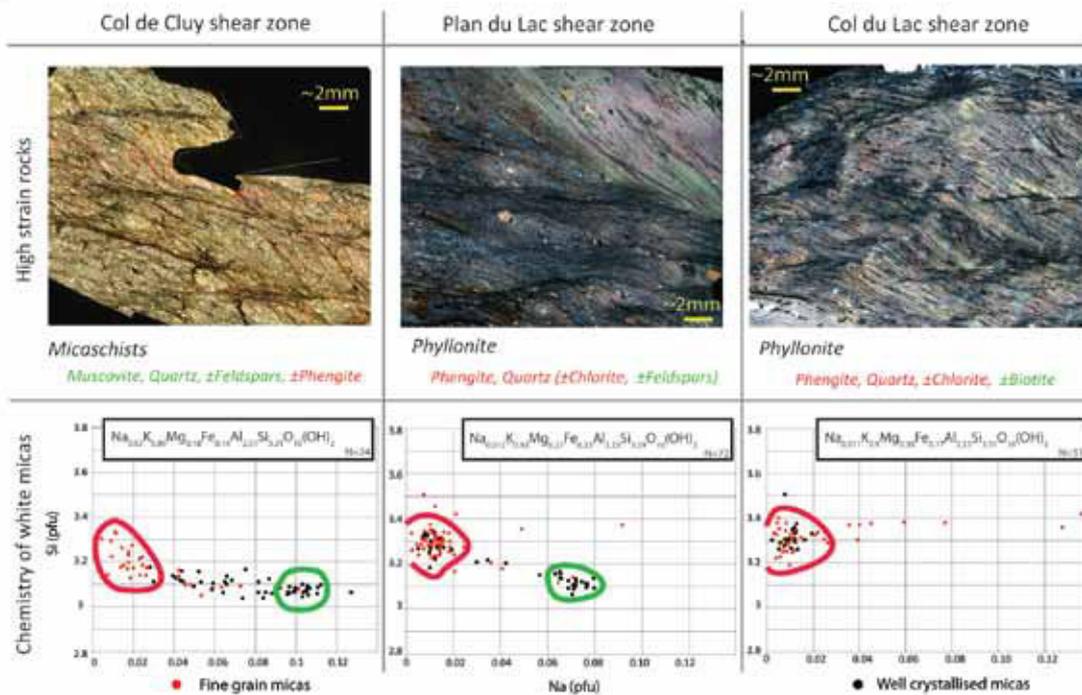
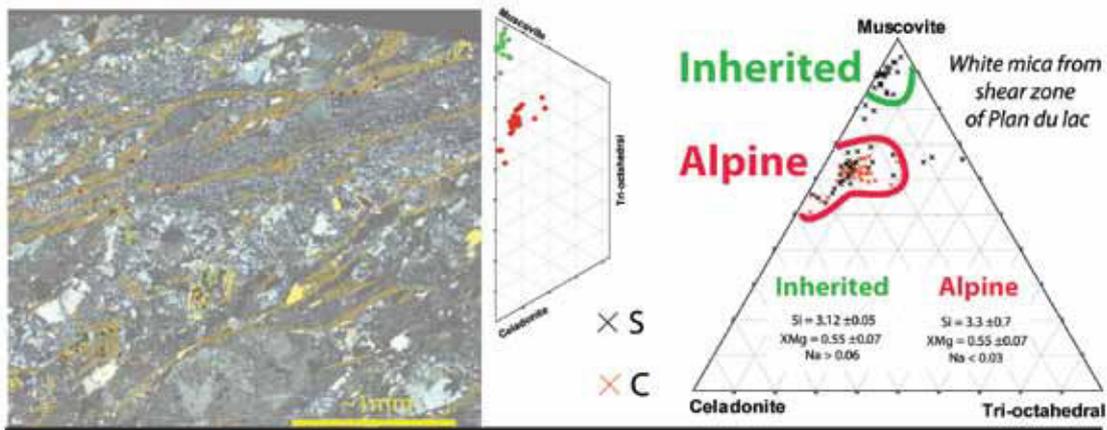
Ultramylonites are the most intensely sheared rocks, locally named phyllonites and composed of neo-crystallized phengite (Fig. III-8). Recrystallized quartz has a mean grain size of less than 20 μ m and occupies preferentially the C'-type foliation (Fig. III-8). Porphyroclasts of feldspar, without major internal deformation, are however preserved.

White micas chemistry

Electron microprobe analyses of white micas on the three shear zones reveal two distinct compositional groups (Fig. III-9). The first group corresponds to well-crystallized muscovites located in the foliation inherited from the Variscan protolith. The second group is typical phengite (average of Si content between 3.31 and 3.22 pfu and Na content lower than 0.03 pfu); corresponding to fine grained micas located in both the shear zones and the foliation/schistosity. Some micas visually look like those of the first group (well-crystallized) but show a phengitic composition suggesting a later static chemical re-equilibration. This suggests that it is possible to differentiate syn-kinematics and inherited white micas based on their chemical composition (Fig. III-9). An Alpine age for syn-kinematic phengite is thus proposed. This interpretation is supported by phengites with a similar composition (from the eastern Ecrins massif) with Ar/Ar ages between 27 and 34 Ma [Simon-Labric et al., 2009].

In the Col de Cluy shear zones, white micas from deformed micaschists (quartz + muscovite) present a transitional composition from muscovite to phengite (Fig. III-9). White micas with a clear phengite composition are rare; they are often only partially reset. This indicates that the recrystallization of micas is moderate and the mineralogical composition of deformed rocks is close to that of the protolith. In the Plan du Lac shear zones, several white micas are muscovites or phengites. Phengites mainly result from feldspar destabilisation. Syn-kinematic phyllonites are composed of phengite and quartz. In the Col du Lac shear zones, no inherited white micas have been observed along the strain

gradient and all phengites are probably due to feldspars alteration. Phyllonites are essentially composed of phengite and quartz but contains a fraction of chlorite due to partial chloritization of biotite.



III-9: Composition of white micas: Inherited vs. Alpine minerals. *Top:* Example of inherited and newly crystallized white micas in moderately deformed sample from Plan du Lac. The fine grained white micas, mainly located in shear zone with dynamically reduced quartz, have a chemistry of phengite (in red). The well-crystallized white micas, mainly located in schistosity, have a chemistry of muscovite. This relationship is true for all analysed thin sections from the Plan du Lac shear zone. Inherited muscovite and newly formed phengite can be differentiating by their composition. *Down:* Microphotograph of high strain rocks and chemical measurements on white micas over the three shear zones described above. Note that the white micas from micaschist are poorly recrystallized. The initial feldspars rich-rocks as gneisses are completely transformed into phengite-quartz rocks (phyllonite) in high strain zone.

(b) *Shortening kinematics*

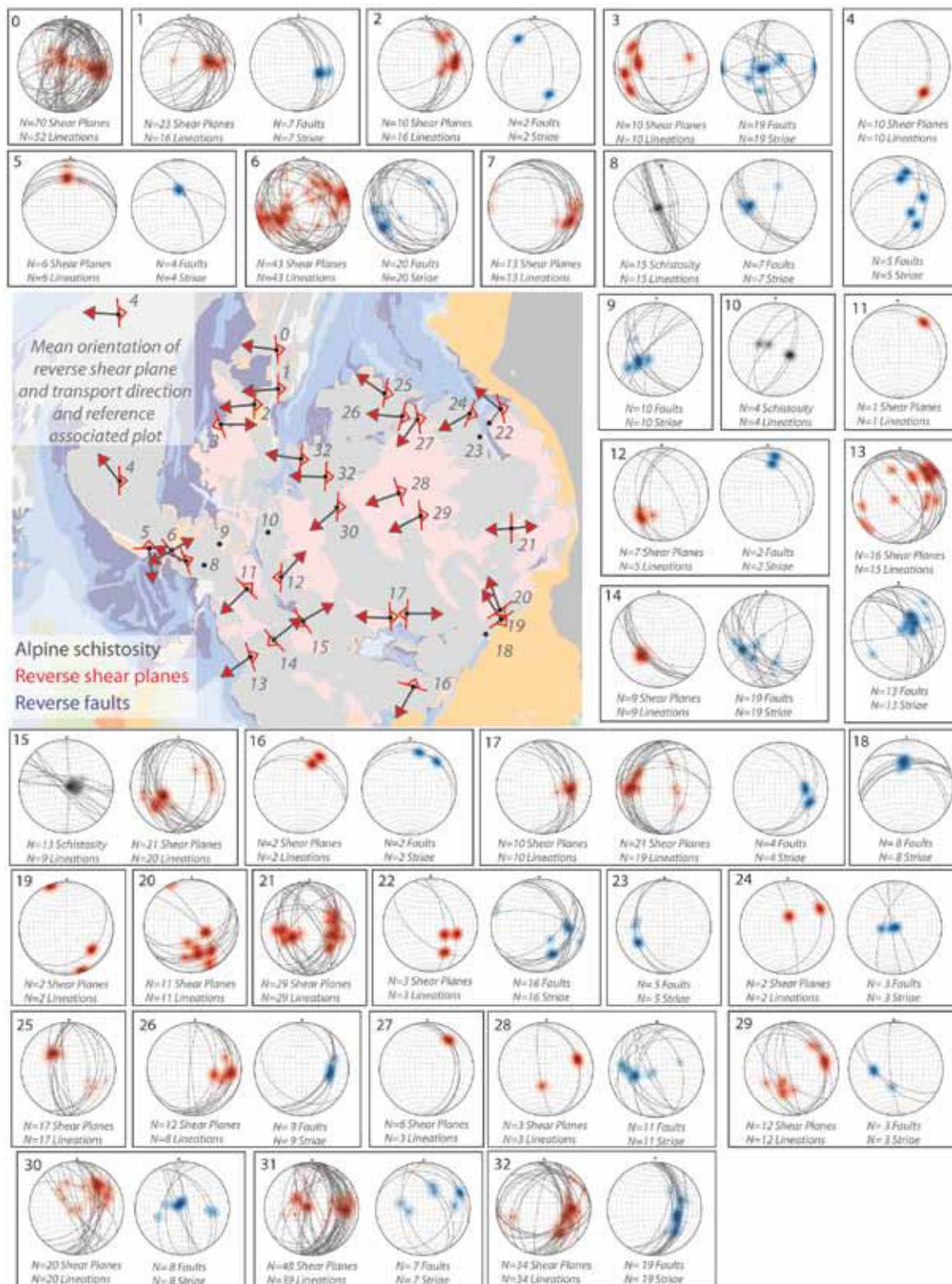
In each shear zone described above (northern Ecrins and Grandes Rousses massifs), detailed observations reveal E-W stretching lineations and a consistent top-to-W sense of shear. To discuss of the kinematics history of the Ecrins massif, a systematic study of small-scale shear zones and faults in the whole massif is presented below.

Basement reverse shear zones and brittle faults

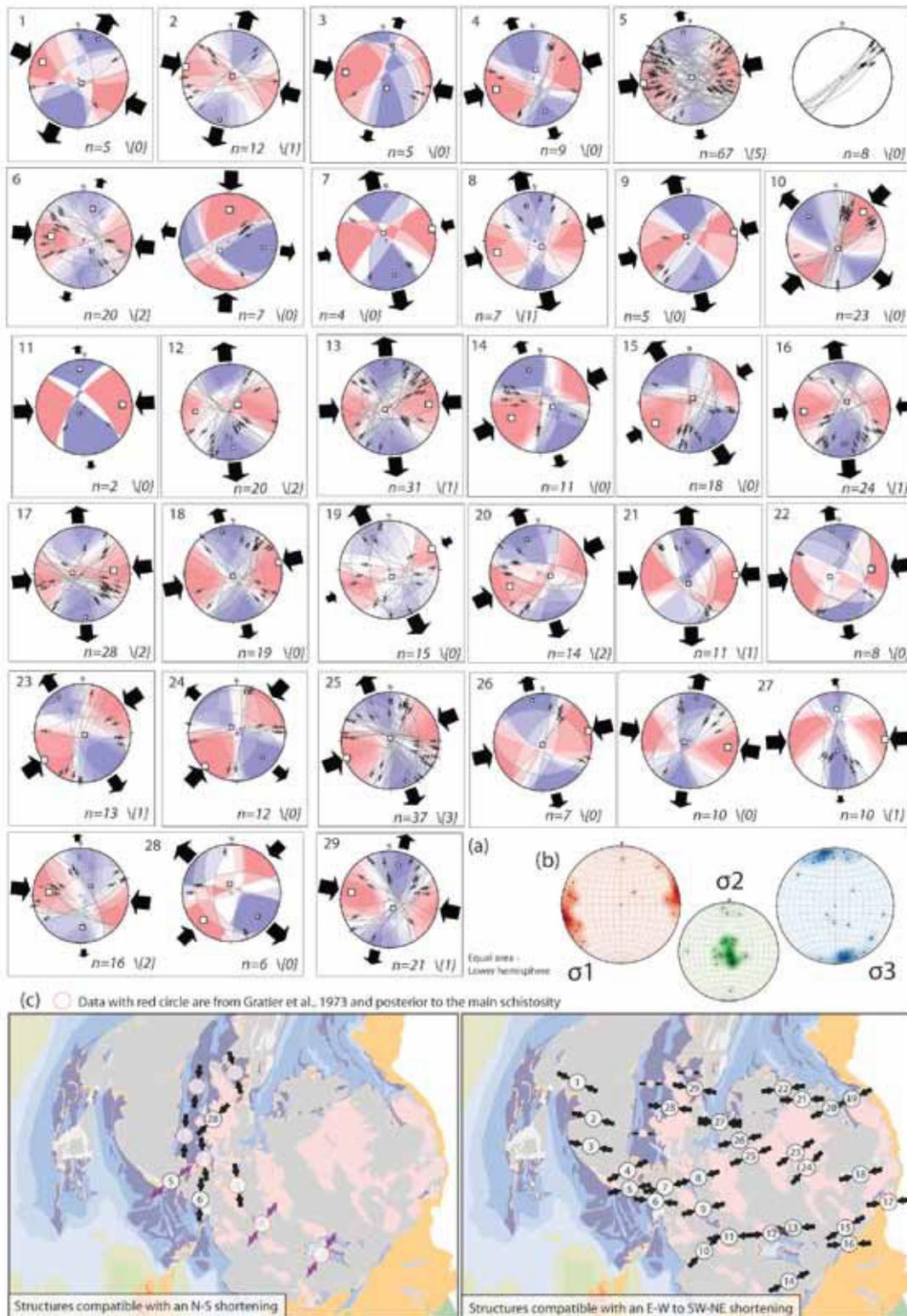
Figure III-10 shows the result of analysis of 32 sites distributed over the Ecrins massif. At each site the alpine schistosity has been measured as well as reverse ductile shear zones and brittle faults with their associated stretching lineation and striations. Reverse faults and ductile shear zones consistently indicate a homogeneous E-W to NE-SW transport direction (Fig. III-10). Brittle faults and brittle-ductile shear zones display the same deformation axes, suggesting a contemporaneous deformation or a continuum from ductile to brittle deformation. We also report pre-Nummulitic S-directed kinematics within structures sealed by an unconformity in the Selle Valley (fig. III-10; plot 18) and a southward transport direction in the Valbonnais Valley (fig. III-10; plot 5). A few top-to-the-NW shear planes were observed in the eastern Ecrins massif (fig. III-10; plots 19, 20, 22).

Basement strike-slip faults

We measured conjugate strike-slip faults (associated with the crystallisation of chlorite) distributed in the basement. These faults and associated striation were used for a paleostress tensor analysis by direct inversion of slip data (29 sites) with the software T-tecto v.3 (Fig. III-11). Pressure quadrant and tension quadrant have been determined independently by the Right Dihedral method described by Angelier and Mechler [1977] with the same software. σ_1 is sub-horizontal and clustered about an ENE-WSW direction. N-S compression is rarely observed (Fig. III-11; plot 6). The main shortening direction thus appears around E-W in the whole massif. As the measured faults have small displacement the obtained principal strain axes are most likely parallel to the principal stress axes.



III-10: Stereographic projection plots (lower hemisphere, equal area) of reverse shear planes (red), reverse faults (blue) and alpine schistosity (black) from basement of the Ecrins massif and map view of the main orientation of reverse shear planes in the Ecrins massif (red: in basement; black: in cover). The color haloes correspond to the density of points and was calculated by the software. Arrows represent the transport direction.



III-11: (a): Stereographic projection (lower hemisphere, equal area) of conjugate strike-slip faults. Tension (blue) and Pressure (red) domains and stress\strain axes were calculated with T-Tecto v.3. (b): The stress axes are represented on stereographic projection (lower hemisphere, equal area). (c): Map view of shortening direction compatible with a N-S shortening (left) and with E-W to NE-SW shortening (right).

Basement Alpine veins

Orientation of quartz veins (**Fig. III-12**), measured in the field around Plan du Lac shear zone trend WNW-ESE and SW-NE (and dip southward) consistently with vein arrays from the geological maps [Barbier et al., 1973; Barféty et al., 1972; 1977]. These veins show that some deformation and fluid circulation occurred coevally. They are mainly composed of quartz, which may have been produced by phengitisation of feldspars in shear zones. Indeed, numerous veins are reported close to major shear zones (Plan du Lac, Col de Cluy and Col du Lac) (**Fig. III-12**). Finally, the mean orientation of the veins is compatible with an E-W shortening direction and suggests an Alpine age.

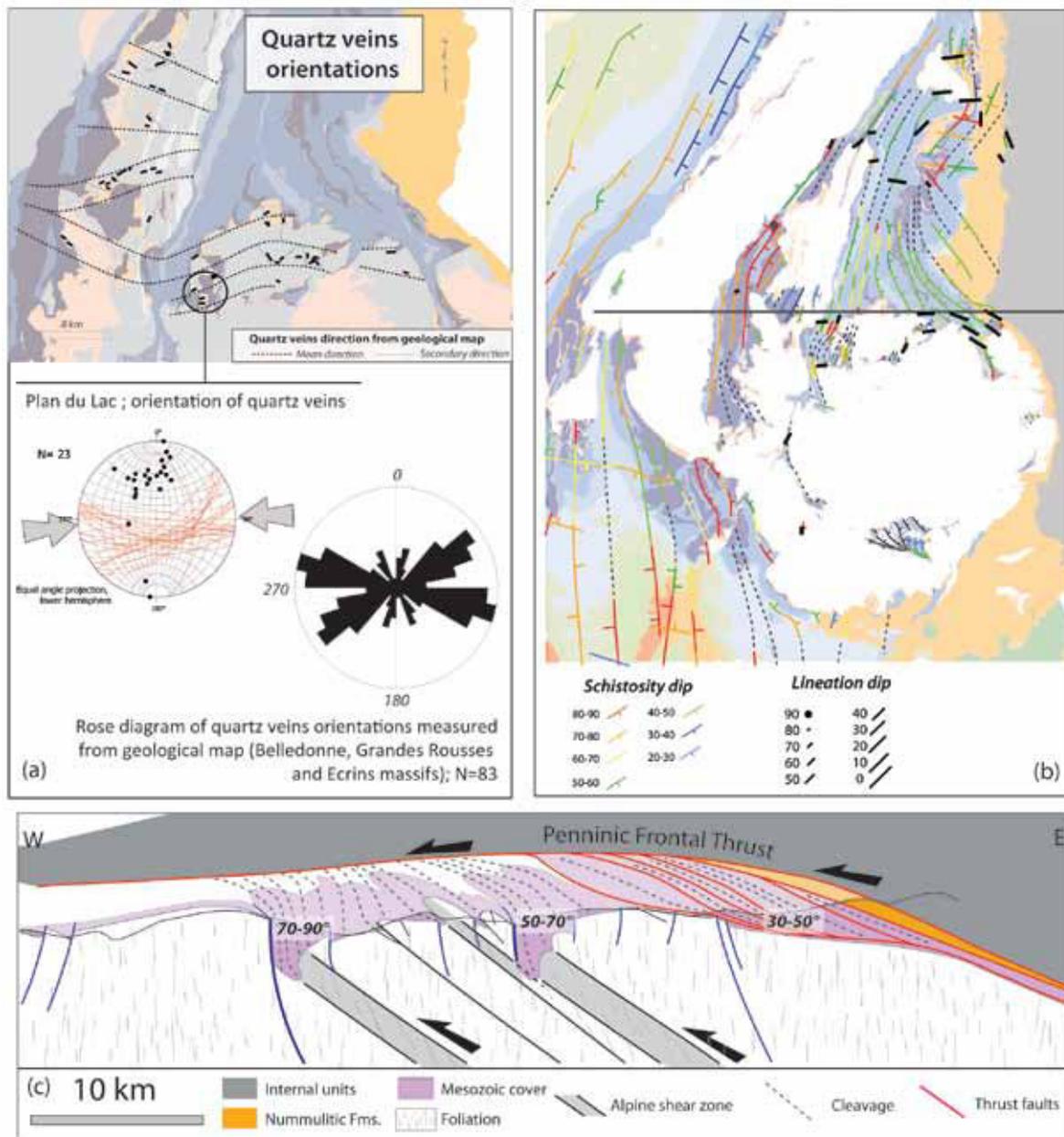
Deformation in the cover series

The cleavage and the stretching lineation in the cover around the Ecrins massif measured in the field are reported on **Fig. III-12**. In the Bourg d'Oisans basin, the cleavage is sub-vertical and is oriented N-S to NNE-SSW. The stretching lineation is also steeply plunging. The western part of the Emparis basin (**Fig. III-2**) is characterized by NNE-SSW trending cleavage, dipping 50 to 70°E. The associated stretching lineations are ENE-WSW to E-W.

168

The Ultra-dauphinois domain corresponds to tectonic units transported above the Roselend thrust (**Fig. III-3**). In its southern part, i.e. just north of the La Meije and Combeynot massifs, a penetrative ductile deformation is pervasive in the Jurassic cover. The cleavage is oriented NW-SE with an average dip of 40-50°E accompanied by NW-SE-trending fold axes. The associated stretching lineation is NW-SE. In the northern part of the Ultra-dauphinois units, the deformation is characterized by upright folds, two trend of sub-vertical cleavage (NW-SE and E-W) and a moderate penetrative ductile strain. Associated stretching lineations are poorly developed and are oriented N-S to NW-SE.

At the scale of the ECM, the dip of the main cleavage changes gradually from steep in the west to shallow dipping in the east (**Fig. III-12**). In the west, the bedding is usually preserved and forms a large angle with the cleavage while in the east the bedding is generally parallel to the cleavage and numerous calcite and quartz veins are strongly folded. This evolution corresponds to an increase of deformation intensity eastward.



III-12: Basement quartz vein orientations, structural map and cross-section of cover. (a): Quartz vein orientations from geological maps [Barféty and Debelmas, 1972; Barbier et al., 1973; Barféty and Barbier, 1977; Barféty and P cher, 1984 ; Debelmas et al., 1980; Barféty et al., 1988] and from Plan du Lac. The orientations of veins are compatible with an E-W shortening. (b): Stretching lineation and schistosity of cover from our study. (c): Cross-section along the ECM showing the attitude of stratification and foliation in cover and of shear planes and foliation in basement, modify from Bellahsen et al. [2012]. Note the change in schistosity dip toward the Penninic Frontal Thrust.

Synthesis

From the basement to the cover, all kinematic indicators point to a top-to-W or SW sense of shear, except locally where N-S directions are observed (fig.

III-10; plot 5, 18). A narrow band of the Dauphinois domain, below the PFT, displays NW-ward kinematics. Only one site exposed both direction (E-W and NW-SE) (**fig. III-10; plot 22**) and no clear cross-cutting relationship was observed.

The basement shows deformation localised along newly formed shear zones that are usually less steep than the syn-rift normal faults. The evolution from a mostly vertical cleavage in the cover in the west to a shallow east-dipping parallel to the Penninic Frontal Thrust toward the east associated with an increase of the finite deformation suggests the presence of a major top-to-the-west shear zone in the metasediments below the internal zones (**Fig. III-12**).

(c) *Balanced cross-sections*

In order to reconstruct the evolution of the whole external zone, a balanced cross-section is now presented. As shown above, the shearing direction is quite constant through the entire profile suggesting that the deformation is almost planar, allowing to balance this section. So far no balanced cross-section has been published at the scale of the Ecrins massif, except in its northern termination [Bellahsen et al., 2012]. The use of the Triassic-basement interface as a reference surface permits to estimate the amount of shortening in the basement.

Method

The method used for restoration is presented in detail in Bellahsen et al. [2012]. This approach is summarized here and based on several assumptions: (1) the ductile behaviour of the cover and the locally intense deformation with dissolution and recrystallization of carbonates, evidenced by stretching of belemnites, cleavage, and the numerous veins in the east, implies strata length variation during shortening. As the thickness of sediments presents large variations, the traditional balancing of ductile materials cannot be used [Hossack, 1979]. We have built cross-sections parallel to the stretching lineations (E-W) and we assume that the cross-sectional area does not vary significantly during deformation. Such area will be used as a constraint for restoration. This assumes a constant volume of materials during deformation, implying for instance that the dissolution of carbonate by fluid circulation during the development of cleavage is balanced by precipitation within veins. The length

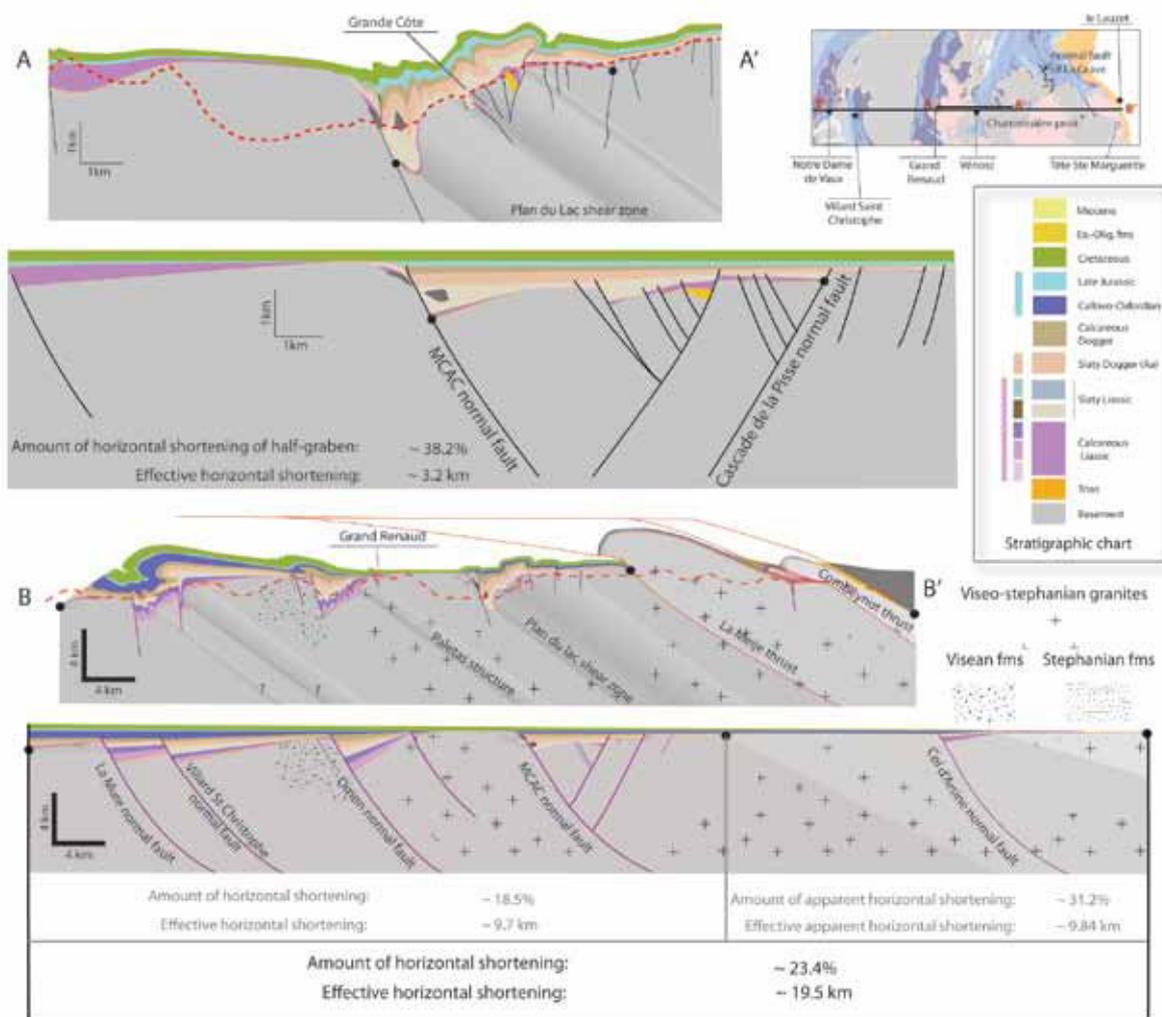
scale of fluid migration is indeed only a few meters maximum [Henry et al., 1996]. Thus, in the absence of many veins parallel to the sections, the volume is most probably rather constant. (2) The non-coaxial shearing of the basement induces variation of the length of the basement-cover interface. During shearing (with constant thickness of the shear zone), the basement-cover interface can be shortened and then stretched. Thus, parts of the basement-cover interface were only shortened, while others were shortened and stretched. This induces a slight error for restoration of the length of the basement-cover interface affected by the shear zone, which probably not exceeds a few tens of percent for shortening and a few hundreds of percent for stretching. (3) We have observed no clear evidence for reactivation of Liassic inherited N-S normal faults. Shortening is accommodated by basement shearing and the normal faults only act as buttresses. Thus, their present-day throw will be kept unchanged during restoration.

The different steps for reconstructions are the following: (a) construction of cross-section including eroded layers; (b) measurement of the length of the basement-cover interface; (c) restoration of basement-cover interface before shortening without changing the normal fault throws; (d) check that the cover area is constant between present-day and restored sections. Length and area were measured with numeric tools on CAD software.

Half-graben restoration

The first balanced cross section (AA') cuts across the Mizoën-Chambon half-graben in the Vénéon Valley, near Vénosc (Fig. III-13). The topographic gradient (more than 1800m) permits to view the basement-cover interface in 3D as well as to compare the basement internal strain and the basement-cover shape.

This graben is limited to the west by the Mizoën\Chambon\Aspres-les-Corps (MCAC) E-dipping Liassic normal fault and to the east by the Cascade de la Pisse W-dipping normal fault (Fig. III-13). Between these two structures, smaller normal faults have 10 to 100 meters offsets. The hanging-wall of these small faults often presents a folded shape and the Triassic quartzite presents N-S cleavage compatible with E-W shortening.



III-13: Restored cross-sections. The amount of horizontal shortening is calculated between the black circles. See text for explication.

[Gillcrist et al., 1987] observed a 60°E-dip for the MCAC normal fault (Fig. III-13). East of this structure, these authors interpret all faults as reactivated low-dipping normal faults. They explain these two types of normal faults as due to various events with different ages. However, the olistoliths and breccia present in the hanging-wall of these normal faults are all dated from the Domerian to Toarcian [Barfétý and Gidon, 1980] and do not seem to display a wide range of age. The "reactivated" normal fault described by Gillcrist et al. [1987] do not present any normal motion kinematic indicators. Following our own observations, these seem to correspond to newly-formed contractional Alpine structures. The initial dips of normal faults are supposed to have been very close to 60° on our cross-section. Near Grande Côte, a pinched part of cover between basement rocks is highly recrystallized and forms a calcareous mylonite. This ductile cover exhibits an E-W stretching lineation, consistent with the basement

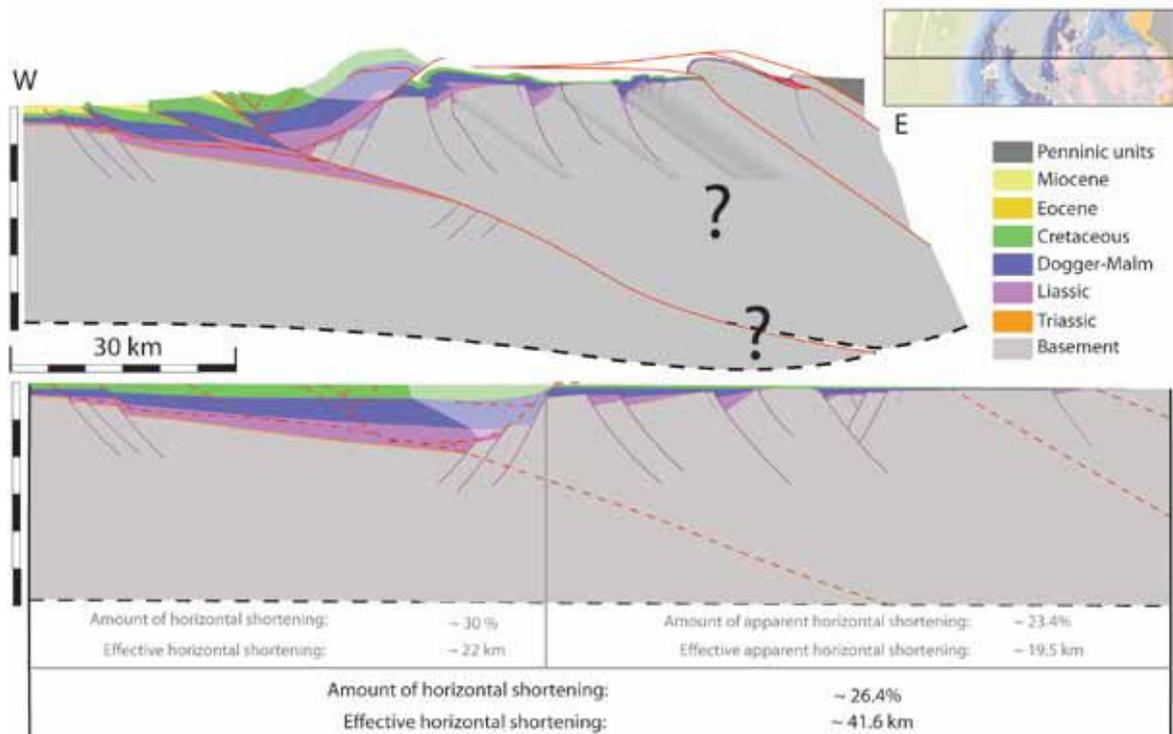
shear zone kinematics (Fig. III-7). This structure is interpreted as an inverted small half-graben, resulting into a recumbent anticline [Barfety and Pêcher 1984].

Using these constraints, the balanced cross-section reveals horizontal shortening around 38% between bordering antithetic normal faults, corresponding to an effective horizontal shortening of 3 km.

External zone restoration

The second cross section (BB') starts near Notre-Dame de Vaux (Fig. III-13), under the la Mure backthrust, goes through the Grand Renaud and ends near le Lauzet, east of the Combeynot massif. This cross-section is 64km long and allows constraining the amount of shortening of the entire outcropping part of the ECM and the European (proximal) continental margin. It includes La Mure, Bourg d'Oisans, and Mizoën-Chambon half-grabens, as well as La Meije and Combeynot thrust sheets. We suggest the presence of a hidden small half-graben between the Meije and Combeynot thrust sheets (Fig. III-13). The thin cover (Trias to Callovian/Oxfordian) of La Meije crops out on the NE flank of the Chamoissière peak (Fig. III-13). Here, this cover is overthrust both by a thick Liassic series and the Combeynot thrust sheet. The Combeynot is covered by a thin Liassic to Dogger series, clearly exposed near Têtes de Sainte-Marguerite, and essentially composed of Bajocian to Callovian/Oxfordian formation. Thus, the thick Liassic series above the thin Meije and Combeynot covers strongly suggest the presence of a half-graben between these two tectonic thrust sheets. The shortening of this cross-section was estimated in two steps: (1) the amount of horizontal shortening from Notre Dame de Vaux to the footwall of la Meije thrust fault (a part of the cross-section where the shortening and overthrust directions are E-W) is close to 18.5% with an effective horizontal shortening around 9.7 km, accommodated by distributed shear zones. (2) The second part of the cross-section shows the La Meije and Combeynot, basement thrust sheets that accommodated most of the shortening. Moreover, sinistral transpressive tectonics affects the Combeynot massif. The amount of apparent E-W horizontal shortening is close to 31% with an effective horizontal shortening around 9.8 km. This suggests an increasing amount of shortening of the European margin toward the east consistent with the development of thrust sheets and with the gradient of finite strain in the cover. Considering the overall cross-section, the

amount of apparent E-W horizontal shortening of the ECM is close to 23.4% for an effective apparent E-W horizontal shortening of 19.5 km.



III-14: Restored cross-sections to the whole external zone. See text for explication.

174

A third cross-section (**Fig. III-14**) extends the second to the west, up to the Valence basin, by adding a published geological cross-section [Deville et al., 1994; Philippe et al., 1998]. Most of the shortening in the subalpine chains is accommodated by three main thrusts and one backthrust, all Miocene in age. The key part for restoration of this cross-section is the transition between the Vercors subalpine chains and the External Crystalline Massif (La Mure block), where the thrust and the main backthrust of La Mure, supposedly rooted in Liassic formations, are connected (**Fig. III-14**). Following Butler [1989], Deville et al. [1994], Philippe et al. [1998], Deville and Chauvière [2000] and Bellahsen et al. [2012] and contrary to Gidon [2001], we supposed that the shortening of the subalpine chains is related to activation of a frontal thrust under the Belledonne massif (**Fig. III-14**). This is supported by the back-thrust of la Mure and the sedimentary thickness distribution, which suggests a west-ward dipping normal fault(s) to the west of La Mure and does not argue for an eastern provenance of the sedimentary formations of subalpine chains. This is also supported by geophysical data [Deville and Chauvière, 2000].

The geometry of this transition, i.e. the throw of normal fault(s), directly affects the estimated displacement on the backthrust. Here, following Philippe et al. [1998], we have drawn three normal faults that progressively accommodated an important throw, induced by the increasing thickness of sediments toward this normal fault zone (close to 6-8 km thick between the Vercors and la Mure) and considering a thin Mesozoic series above the La Mure horst. This implies a low-dipping back-thrust with a maximum displacement throw. The geometry is slightly different from that of Bellahsen et al. [2012] who minimized the amount of shortening and illustrates that we lack constraints to precisely estimate the amount of backthrusting. With the chosen geometry, the amount of E-W horizontal shortening associated to the frontal thrust under Belledonne is about 22 km.

Thus, the amount of E-W horizontal shortening from the Valence Basin to the Penninic Front Thrust is close to 26% for an effective horizontal shortening close to 42 km. This shortening is most-likely Oligo-Miocene [Simon-Labric et al., 2009] in the ECM (23.4% - 19.5 km) and Miocene [Clauzon, 1990] in the subalpine chains (26.4% - 22km).

e) 4. Discussion

(a) Basement deformation

In this section, we first discuss the syn-kinematic mineralogical reactions within the shear zones and we show how they contribute to reduce the strength of the crust. Then, we underline the wide distribution of shear zones within the basement and show that they form a major feature for crustal shortening. Finally, we show that the mechanism of shortening of inherited half-graben can affect the overall architecture of the orogen.

Feldspar phengitisation and strain localisation

The development of mica-rich mylonite, or phyllonite, has been classically described in studies of shear zones of the brittle-ductile transition [Marquer et al., 1985; Simpson, 1986; Janecke and Evans, 1988; Hippertt, 1994; Goodwin and Wenk, 1995; Wintsch et al., 1995; Wibberley, 1999; van Staal et al., 2001; Gueydan et al., 2003; Arancibia and Morata, 2005; Jefferies et al., 2006; Oliot et al., 2010] and appears as a recurrent process under greenschist facies conditions, for feldspar-rich rocks. In the Ecrins massif, previous field studies

that focused on micro-scale deformation described a progressive appearance of phengites by breakdown of feldspars: the proportion of phyllosilicate increases with strain and a high-strain zone is then often characterized by phyllonite [Bartoli et al., 1974; Barfety and Pêcher, 1984; Lizarre, 1997; Wibberley, 1999, 2005], which is consistent with our own observations in shear zones (Fig. III-8).

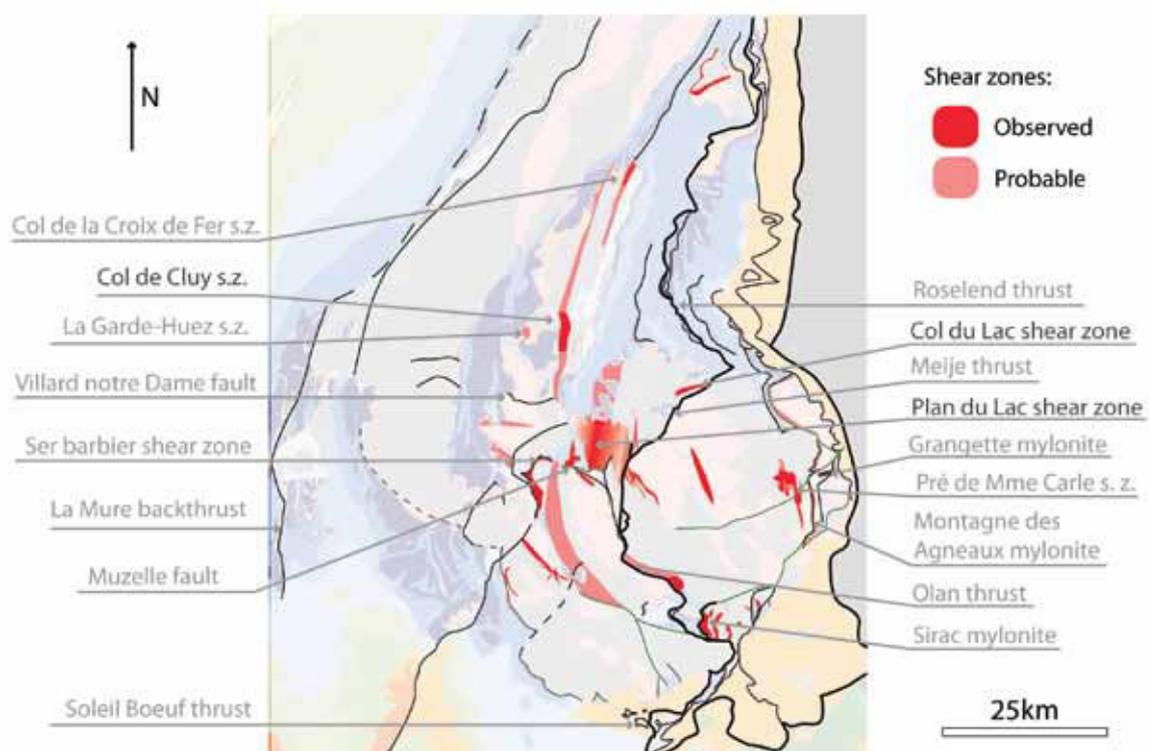
The feldspar phengitisation reaction requires acidic water [Hemley and Jones, 1964; Wibberley, 1999]. Quartz from shear zones contains numerous fluid inclusions planes, probable witnesses of a fluid-rich environment during their (re)crystallisation. [Poty et al., 1974] have shown that water is a major component of the fluid phase in fluid inclusions from alpine veins in the Pelvoux basement (Alpes d'Huez: 81% H₂O, 17% NaCl, 2% CO₂). According to Gueydan et al. [2003], the amount of fluids available within the protolith and fluid flow that occurs to these depths (around 10km) is sufficient to explain feldspar phengitisation.

This reaction in presence of acidic water induced the production of quartz [Hemley and Jones, 1964], found in the numerous quartz veins (dated as Alpine) around Alpine shear zones, compatible with the E-W shortening (Fig. III-12). The flow of silica in fluids out of the shear zones may prevent strain hardening within the shear zones through quartz precipitation, even if it may have occurred in some places [Wibberley, 1999]. In these conditions, feldspar phengitisation is a softening process of the upper crust by the development of phyllonite. These rocks have a strong influence on rheology at depths ranging from 5 to 15 km [Shea and Kronenberg, 1993]. [Niemeijer and Spiers, 2005] concluded from their experimental works that the formation of phyllonite can lead to a strength reduction of upper crust of 50-70%. Thus, the development of phyllonite in kilometric shear zones of the Ecrins massif (coeval with the formation of E-W quartz-rich veins) induced a weakening of upper crust during convergence and enhanced its initial weakness.

Distributed shearing of basement

Based on observations described in this paper, a map of the shear zones network can be proposed (Fig. III-15). In addition to the observed shear zones (Col du Lac, Plan du Lac, Col de Cluy, Col de la Croix de Fer, Pré de Madame Carle) [Bellahsen et al., 2012 and this study], other shear zones can be inferred from syn-kinematic mineralogical reactions (phengitisation of feldspars and

development of phyllonite) described around the massif. Thus, the Plan du Lac, the Pré de Madame Carle, the Grand Châtelard, the southern prolongation of the Ser Barbier shear zone (toward Valsenestre Peak) and two NW-SE bands to the northern Valgaudemar Valley, which show such reactions, were described as Alpine mylonitic zones [Bartoli et al., 1974; Gasquet, 1979; Barféty and Pêcher, 1984; Barféty et al., 1988] (Fig. III-15). Similarly, the Sirac thrust sheet was affected by such mylonitisation distributed along N-S stripes [Debelmas et al., 1980] that can be interpreted as shear zones. Finally, as the observed basement shear zones induced an apparent folding of the basement-cover interface, the vertical to overturned basement-cover interface may witness a shear zone.



177

III-15: Location of shortening structures: In red: the shear zone network; in black: thrust planes. The observed shear zones correspond to the shear zones observed in this study or by Bellahsen et al. (2012) or to the Alpine mylonite, blastomylonite or phyllonite described by Bartoli et al. (1974), Gasquet (1979), Debelmas et al. (1980), Barféty and Pêcher (1984), Barféty et al. (1988) and Wibberley et al. (1999, 2005). The probable shear zones correspond to the zones where basement-cover interface present an apparent folding.

This network shows that the Alpine shortening of the Ecrins massif is accommodated either by ductile deformation concentrated within shear zones or by more localised deformation along thrust faults. The largest displacements along thrusts are mainly observed close to the PFT, showing an overall increase

in shortening toward the east (Fig. III-13), compatible with the progressive rotation of the cleavage in the cover toward the PFT (Fig. III-12). Although thrust sheets represent a significant part of shortening, the shear zones accommodated more than 50% of the shortening in the ECM (Fig. III-13).

Half-graben shortening

In the Ecrins massif the sub-meridian half-grabens were progressively pinched and the cover was expelled outward. The decrease of the available space within the graben produced an upward flow of the cover that is deformed by folds, shear and back-shear in the hangingwall of the paleo-normal fault [Gratier and Vialon, 1980; Gillcrist et al., 1987; Bellahsen et al., 2012]. The crest of the tilted block, in the footwall of the normal fault, can be sheared and cut in the high strain zone. This was observed by Wibberley [1997] at the junction between the Ser Barbier shear zone and the MCAC normal faults, to the east of the Muzelle fault (Fig. III-3). The next step is an almost complete closure of the half-graben, where the basement-cover interface has been pushed against the normal fault and where only a thin band of cover is still visible on the map [Bellahsen et al., 2012]. This is the case for the Ailefroide half-graben or to the Col de la Croix de Fer half-graben. The expelled part of the cover is then affected by shearing and it overthrusts the footwall of the inherited paleo-normal fault. The expelled cover then forms a kilometric-scale recumbent anticline, where the overturned limb is highly stretched. This is the case for the Col de la Croix de Fer half-graben resembling to the classical cross-section of the Morcles nappe [Ramsay and Huber, 1983; Burkhard and Sommaruga, 1998]. This anticlinal shape of the expelled cover from the shortened half-graben was also observed on analogue models, where the normal fault is not reactivated and act as a buttress [Panien et al., 2005].

This scenario of half-graben shortening is well exposed in the Ecrins massif, where the shortening is less than 40%. However, toward the north the amount of shortening increases and inherited extensional structures are totally reworked by compressional structures. Thus, the Chamonix syncline and the Morcles nappe can be interpreted as shortened half-grabens [Burkhard and Sommaruga, 1998]. The expelled and pinched-out cover from half-graben is a scenario also possible for the Aar massif [Challandes et al., 2008].

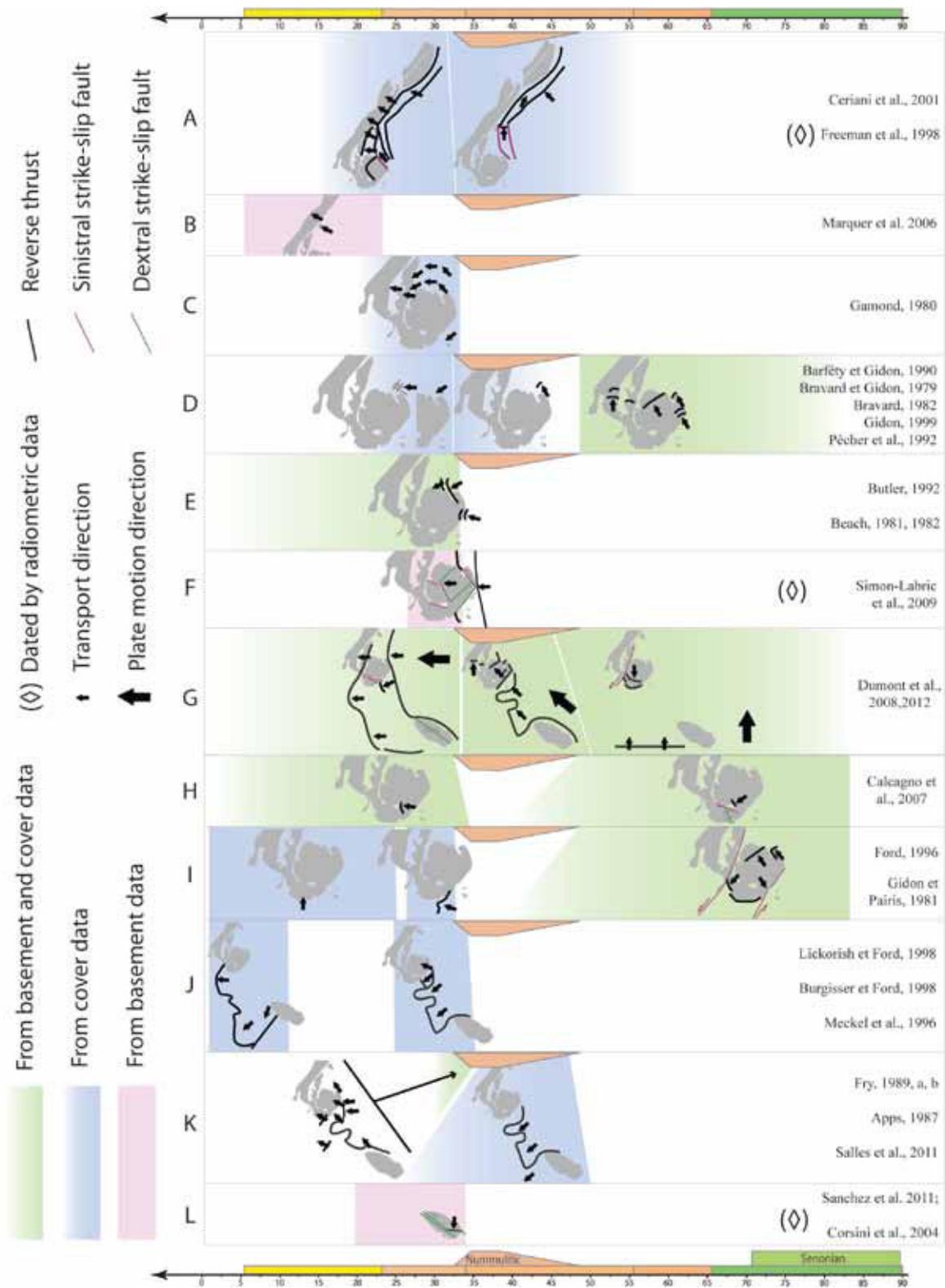
In this section, we propose a new kinematic scenario based on our observations and a synthesis of published kinematic scenarios (Fig. III-16, III-17). Finally we discuss the spatial distribution of the amount of shortening along the external zone.

Regional shortening history

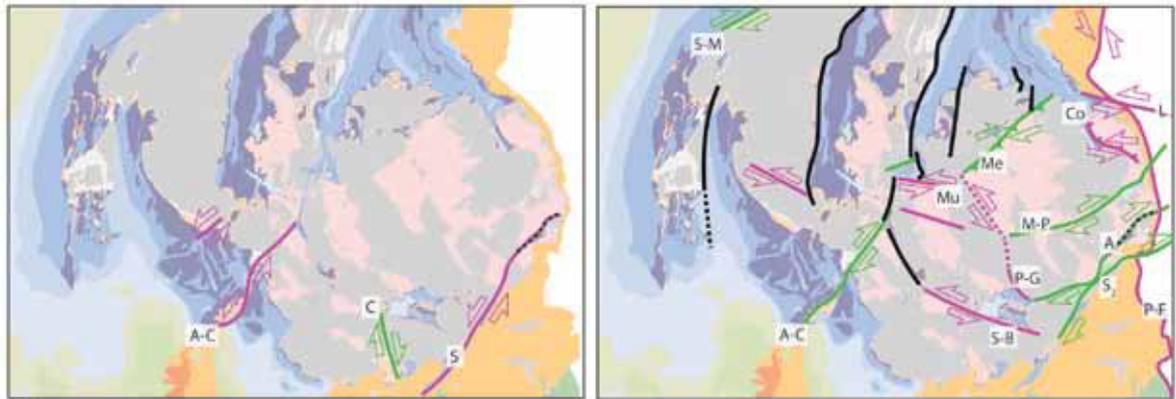
The pre-Nummulitic shortening history of the Ecrins massif probably began during the Pyrenean orogeny located further south [Lacombe and Jolivet, 2005], which could have induced a N-S shortening of the massif. The Aiguilles d'Arves conglomerates located to the north of the Ecrins massif, partly sourced in the basement, are probably Lutetian to Bartonian in age [Barbier, 1963] and reflect an important erosion of the elevated position of the Ecrins massif (an altitude close to 500m [Gupta and Allen, 2000]) due to the N-S Eocene shortening.

During Priabonian times, normal faulting seems to affect the surrounding area of the Ecrins massif [Lami, 1988; Meckel et al., 1996; Sinclair, 1997]. During this time, to the south of the Ecrins massif, in the Grès d'Annot basin, Apps (1987, 2004) and Salles (2011) have shown that SW-directed thrusting occurs during the deposition of the Nummulitic series.

During Rupelian, the end of the Nummulitic sedimentation is characterized by the "schistes à blocs" formation, which records the syn-sedimentary overthrusting of the internal nappes in submarine conditions [Kerckove, 1969; Sinclair, 1997]. This formation provides an age constraint for the Embrunais-Ubaye nappes emplacement over the external zone, which was probably SW-directed [Gamond, 1980; Fry, 1989a, b; Burgisser and Ford 1998; Lickorish and Ford, 1998]. It also provides an age constraint for the WNW-ward kinematics of the Soleil-Boeuf thrust sheet [Gidon and Pairis, 1981], for the NW-ward kinematics to the north of the Combeynot massif [Bravard, 1982] and for the N-ward kinematics to the south of the Cheval Noir peak (5km to the NE of the Grand-Châtelard massif) [Ceriani et al., 2001] (Fig. III-16). The E-W shortening event of the Ecrins massif, dated around 27 and 34 Ma by Simon-Labric et al. [2009] therefore appears coeval with or slightly younger than the emplacement of the "schistes à blocs" formation.

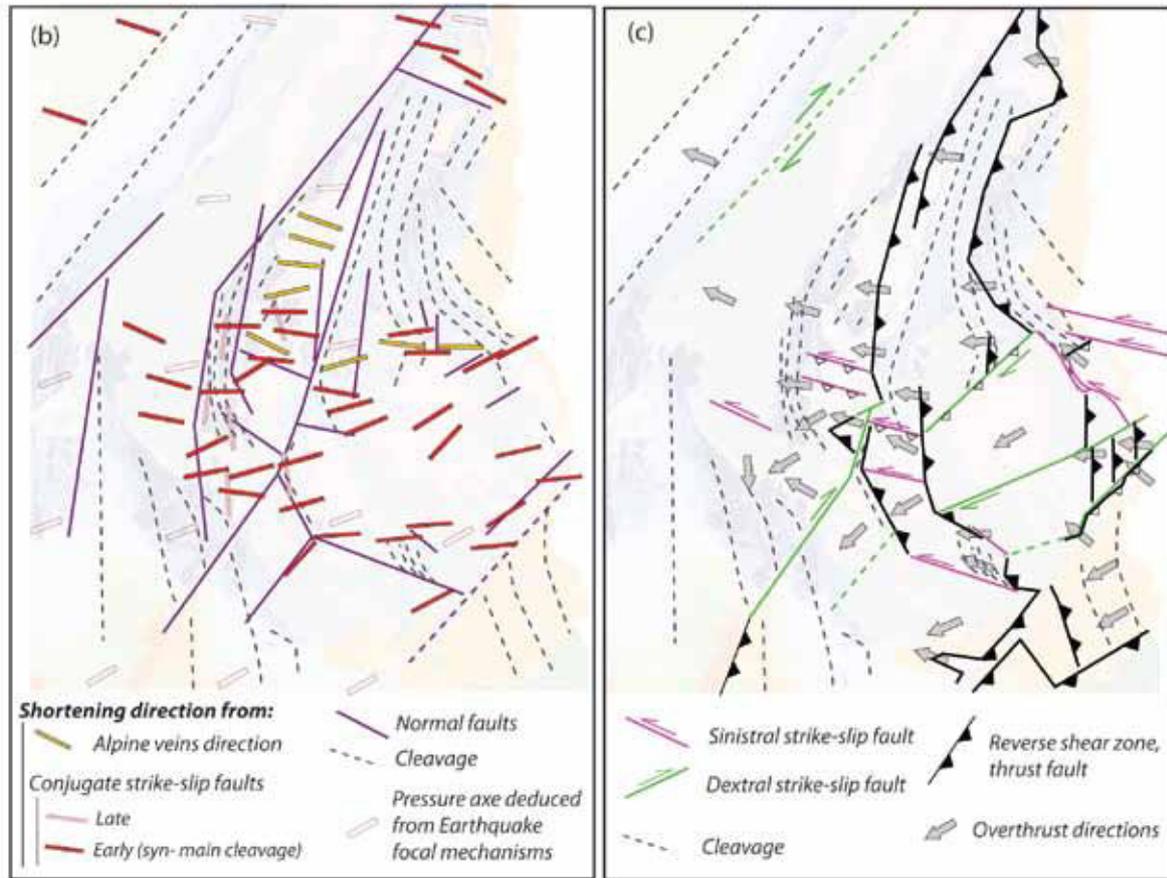


III-16: Synthesis of different published interpretations of the kinematic evolution related to specific areas, time intervals and rock sequences.



(a) Large scale structures compatible with an N-S shortening

Large scale structures compatible with an E-W shortening



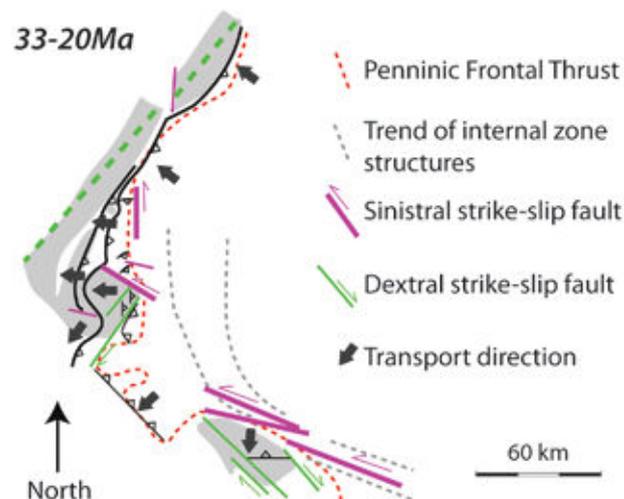
III-17: (a): Reactivated (as strike-slip in green (dextral) and purple (sinistral)) and not reactivated (black) faults, compatible with a N-S shortening (left) and E-W shortening (right) (modified from Gidon [1965]; Bartoli et al. [1974]; Vialon [1974]; Gidon et Pairis [1976]; Bravard et Gidon [1979]; Ricou et Siddans [1986]; Ford [1996]; Wibberley [1997]; Burgisser et Ford [1998]; Ceriani et al. [2001]; Calcagno et al. [2007]; Simon-Labric et al. [2009]). (b): Map of cleavage, normal fault orientations and shortening directions from veins and conjugate strike-slip faults. (c): Map of strike-slip motion, main transport direction and main shortening structures.

After this main E-W deformation phase, a gently N-S shortening seems to affect the European crust [Gratier et al., 1973; Gidon and Pairis, 1981; Salles et

al., 2011]. The last deformations that are observed are characterized by the reactivation of the Penninic Frontal Thrust as a normal fault [Ceriani et al., 2001; Tricart et al., 2001]. In the Ecrins massif, there are few indicators for a late extension as late normal fault or late collapse of pre-formed structures [Coward et al., 1991; Ford, 1996].

We here propose a new kinematic scenario for the Ecrins massif during the Rupelian. The Soleil-Boeuf thrust-sheet is probably the southern expression of the Roselend-Meije-Olan-Sirac crustal thrust plane, which is W- to WNW-ward directed (Fig. III-17). Whereas the Ecrins massif was mainly affected by E-W to WSW-ENE shortening, its eastern border was affected by sinistral transpressive tectonics (Combeynot and Ultradauphinois units), characterized by NW-SE shortening northeast of the Ecrins massif. This may suggest an orogenic scale sinistral transpressive shear zone as sinistral transpression is described from South up to the Cheval Noir peak [Ricou and Siddans, 1986; Ceriani et al., 2001; Collombet et al., 2002; Ford et al., 2006], probably coeval with the E-W shortening in the Ecrins massif (Fig. III-18). This transpressive zone could represent a diffuse transform boundary connecting the opposite polarities of the Alpine and Apennines subductions in the Oligo-Miocene [Lacombe and Jolivet, 2005; Vignaroli et al. 2008]. Such area however necessitates more studies as right lateral shear zones (with slightly different trend, Fig. III-18) are also observed in the Argentera massif below the PFT [Sanchez et al., 2011].

182



III-18: Synthetical map of the Oligocene strain pattern of the Western Alps synthesized from Ricou and Siddans (1986), Burgisser and Ford (1998), Lickorish and Ford (1998), Ceriani et al. (2001), Simon-Labric et al. (2009), Sanchez et al. (2011) and our own results.

Amount of shortening

In this study (Fig. III-13, III-14), we estimated the amount of Oligo-Miocene E-W shortening in the ECM around 23% and 20 km, and the amount of Miocene shortening in the subalpine chains around 30% and 22 km. Thus, the total amount of shortening in the external zones since the Oligocene from our cross-section is close to 26% for 42km. This is very close to the 21% of shortening estimated by Bellahsen et al. [2012] further north, but significantly higher than their effective shortening (28 km). This difference (14 km) can be explained by structures observed in the east of our cross-section, under the Penninic Frontal Thrust (Meije and Combeynot thrust sheet), which represent 10 km of shortening and that are not observed north of our cross-section. The Combeynot unit underwent a NW-SE shortening and may not be present in the eastern part of the cross-section in Bellahsen et al. (2012). However, the Meije units may be hidden below cover thrust sheets or abut on a transverse fault that was active just north of the massif. The remaining difference of 4km can be explained by the different geometries between the subalpine chains and the ECM (one or two basement thrusts and inherited syn-rift basin geometry).

Further south, in the Mesozoic cover of the Digne thrust system, Lickorish and Ford [1998] have estimated an Eocene-Oligocene amount of SW-NE shortening close to 10% (11 km) and a Mio-Pliocene amount of SW-NE shortening close to 10% (10.5 km). To the north Burkhard and Sommaruga [1998] have constructed a restored cross-section from the external Jura to the Mt. Blanc massif, which gives an Oligocene-Pliocene NW-SE crustal shortening of about 60km. Thus, there is a clear increase of amount of shortening from south to north [Sinclair, 1997] along with a progressive change in the direction of shortening from SW-NE in the south to NW-SE in the north [Malavieille et al., 1984].

f) Conclusion

This study documents deformation processes within the basement of the ECM, from the scale of the thin-section to the kilometre-scale “*basement folds*”, during the Oligocene underthrusting of the passive margin and subsequent shortening in greenschist facies conditions. Shortening of the basement is favoured by the presence of pre-existing half-graben basins. Strain localisation in the basement leads to the formation of new reverse shear zones while the

inherited Liassic normal faults and the Variscan schistosity remain largely not reactivated. These shear zones lead to folding of the basement-cover interface and their formation is accompanied by the phengitisation of feldspars; the quartz produced by this reaction contributes to the Alpine veins infilling. High strain zones in rocks, which initially contain feldspars, are transformed into phyllonites, a very low strength material, within anastomosed shear zones, which lowers the overall strength of the crust.

The half-grabens are progressively closed and their cover expelled out. The expelled cover forms kilometre-scale anticlines that are transported toward the external zones of the orogen, between the underthrusting crust and the overthrusting internal units. The part of the shortening accommodated by basement shear zones is significant and represents more than 50% of the total shortening of ECMs. Our balanced cross-section show an overall increasing amount of shortening toward the Penninic Frontal Thrust, where basement thrust sheets appear, while the regional cleavage is rotated to become parallel to the PFT with increasing strain. The External Crystalline Massif from La Mure to the Combeynot was shortened by about 24% and 20km from Oligocene to Miocene. During the Middle Miocene, shortening was localized above a thrust under the Belledonne massif; the amount of shortening of 22km was accommodated in the subalpine chains by a series of thrusts and backthrusts. The external zones of the Western Alps, from the Valence Basin to the Combeynot thrust sheet were shortened from Oligocene to Miocene by about 26% and 42km.

184

Maps of transport directions and shortening axes over the Ecrins massif reveal a progressive evolution from WNW-ward in the north to SW-ward in the south. Except a late and gentle N-S shortening and the local pre-nummulitic structures restricted to the southern Ecrins massif, we observed only one major E-W shortening stage. The NW-ward transport directions described on either sides of the Penninic Frontal Thrust deformed the nummulitic series and are Late Priabonian to Rupelian in age. This is the same age as the SW-ward transport direction of the Embrunais-Ubaye nappe or to the E-W shortening in the Ecrins massif. Thus, we suggest that the different transport or shortening directions result from a complex strain pattern due to strain partitioning, mainly present in the eastern part of the Ecrins massif.

g) Acknowledgements

Detailed reviews by M. Ford and an anonymous reviewer greatly helped improving the manuscript. We thank Philippe Agard, Alexis Plunder, Manon Sellos and Maxime Vacelet for their help in the field. This work was funded by the BRGM contract L10 U 044.

h) References

- Affolter, T., (2003), Etude des déformations et restauration 3D d'un bassin de front de chaîne: L'exemple du Jura et des Massifs subalpains français. Thesis, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Agard, P., L. Jolivet, and B. Goffé (2001), Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bull. Soc. Géol. de France*, 172, 617-636, doi:10.2113/172.5.617
- Angelier, J., and P. Mechler (1977), Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la methode des diedres droits. *Bull. Soc. Géol. de France*, 19, 1309-1318.
- Apps, G. (1987), The evolution of the Gres d'Annot Basin, SW Alps. Thesis, Univ. Liverpool, United Kingdom.
- Apps, G., F. Peel, and T. Elliott (2004), The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 221, 65-96, doi:10.1144/GSL.SP.2004.221.01.05
- Aprahamian, J. (1988), Mapping of low to very low-grade metamorphism in the External Zone of the French Alps by use of illite crystallinity index. *Geodinamica Acta*, 2, 25-32.
- Arancibia, G., and D. Morata (2005), Compositional variations of syntectonic white-mica in low-grade ignimbritic mylonite. *J. Stru. Geol.*, 27, 745-767, doi:10.1016/j.jsg.2005.01.007
- Arnaud, H., J. Combier, and G. Monjuvent (1975), Geological map and explanatory text of the sheet n°795 "Romans-sur-Isère", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Aubourg, C., P. Rochette, J.-F. Stéphan, M. Popoff, and C. Chabert-Pelline (1999), The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpines chains (French Alps): evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, 307, 15-31.
- Barbier, R. (1963), La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. *Géologie Alpine*, 39, 239-246.
- Barbier, R., J.-C. Barfély, P. Bocquet, P. Le Fort, J. Meloux, R. Mouterde, A. Pêcher, and M. Petiteville (1973), Geological map and explanatory text of the sheet n°798 "la Grave", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Barfély, J.-C. (1977), Geological map and explanatory text of the sheet n°774 "Saint-Jean-de-Maurienne", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Barfély, J.-C., and M. Gidon (1980), Fonctionnement synsédimentaire Liasique d'accidents du Socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (Région de Vénosc, Isère). *Bulletin du BRGM (deuxième série)*, I, 11-22.
- Barfély, J.-C., and M. Gidon (1983) La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géologie Alpine*, 59, 5-32.
- Barfély, J.-C., and A. Pêcher (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°822 "St Christophe en Oisans", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Barfély, J.-C., M. Gidon, and R. Mouterde (1970) Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg-d'Oisans (Isère). *Géologie Alpine*, 46, 23-28.
- Barfély, J.-C., P. Bordet, F. Carme, J. Debelmas, M. Meloux, G. Montjuvent, R. Mouterde, and J. Sarrot-Reynauld (1972), Geological map and explanatory text of the sheet n°797 "Vizille", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Barfély, J.-C., J. Blaise, J.-C. Fourneaux, and J. Méloux (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°750 "La Rochette", scale: 1:50000, ed. BRGM.
- Barfély, J.-C., G. Montjuvent, A. Pêcher, and F. Carme (1988), Geological map and explanatory text of the sheet n°821 "La Mure", scale: 1:50000, ed. BRGM.

- Bartoli, F., A. Pêcher, and P. Vialon (1974), Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin). *Géologie Alpine*, 50, 17-26.
- Beach, A. (1982), Strain analysis in a cover thrust zone, External French Alps. *Tectonophysics*, 88, 333-346.
- Beach, A. (1981a), Some observations on the development of thrust faults in the Ultra-dauphinois Zone, French Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 9, 329-334.
- Beach, A. (1981b), Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74/2, 471-479.
- Van der Beek, P.A., P.G. Valla, F. Herman, J. Braun, C. Persano, K.J. Dobson, and E. Labrin (2010), Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 296, 9-22, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.032
- Bellahsen, N., L. Jolivet, O. Lacombe, M. Bellanger, A. Boutoux, S. Garcia, F. Mouthereau, L. Le Pourhiet, and C. Gumiaux (2012), Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. *Tectonophysics*, 560-561, 62-83, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022
- Berger, A., and R. Bousquet (2008), Subduction-related metamorphism in the Alps: review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 298, 117-144, doi:10.1144/SP298.7
- Bernard, D. (1978), Microthermometrie des inclusions fluides de cristaux syn-cinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. Thesis, Univ. scientifique et médicale de Grenoble, France.
- Bertinti, G., M. Marcucci, R. Nevini, P. Passerini, G. Sguazzoni (1985), Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics*, 111/1-2, 65-106, doi:10.1016/0040-1951(85)90066-6
- Beucher, R. (2009), Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental. Approches sismotectonique et thermochronologique. Thesis, Univ. Joseph Fourier - Grenoble 1, France.
- Bois, C. (1990), Major geodynamic processes studied from the ECORS deep seismic profiles in France and adjacent areas. *Tectonophysics*, 173, 397-410, doi:10.1016/0040-1951(90)90233-X.
- Bousquet, R., R. Oberhänsli, B. Goffé, F. Koller, S.M. Schmid, M. Wiederkehr, R. Schuster, M. Eng, A. Berger, and G. Martinotti (2008), Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 298, 393-411, doi:10.1144/SP298.18
- Bravard, C., and M. Gidon (1979), La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux: Observations et interprétations nouvelles. *Géologie Alpine*, 55, 23-33.
- Burgisser, J., and M. Ford (1998), Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies southeast of the Pelvoux massif, SE France. *J. Struct. Geol.*, 20, 1455-1475.
- Burkhard, M., and A. Sommaruga (1998), Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 134, 279-298, doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.13
- Butler, R.W.H. (1992), Thrust zone kinematics in a basement cover imbricate stack - Eastern Pelvoux Massif, French Alps. *J. Struct. Geol.*, 14, 29-40.
- Butler, R.W.H. (1989), The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 44, 105-122.
- Butler, R.W.H., E. Tavarnelli, and M. Grasso (2006), Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Apennine perspective. *J. Struct. Geol.*, 28, 1893-1908. doi:10.1016/j.jsg.2006.09.006
- Caby, R. (1973), Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 624-634.
- Calcagno P., J. Lazarre, G. Courrioux, and P. Ledru (2007), 3D geometric modelling of an external orogenic domain: a case history from the western Alps (massif de Morges, Pelvoux). *Bull. Soc. Géol. de France*, 178, 263-274, doi:10.2113/gssgfbull.178.4.263
- Cathelineau, M., M.-C. Boiron, P. Holliger, and B. Poty (1990), Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn/W ore deposition and geodynamic events — mineralogical and U/Pb data. *Tectonophysics*, 177, 59-79, doi:10.1016/0040-1951(90)90274-C

- Ceriani, S., B. Fügenschuh, S. Potel, and S.M. Schmid (2003), Tectono-metamorphic evolution of the Frontal Penninic units of the Western Alps: correlation between low-grade metamorphism and tectonic phases. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 83, 111–131.
- Ceriani S., B. Fügenschuh, and S.M. Schmid (2001), Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *I.J.E.S.*, 90, 685–702.
- Ceriani S., and S.M. Schmid (2004), From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 347–369, doi:10.1007/s00015-004-1129-2
- Challandes N., D. Marquer, and I. Villa (2008), P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar/⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). *Swiss J. of Geosci.*, 101, 269–288, doi:10.1007/s00015-008-1260-6
- Chopin, C. (1984), Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petro.*, 86, 107–118, doi:10.1007/BF00381838
- Chourkoune, P., M. Ballèvre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, J.-P. Vuichard (1986) Deformation and motion in the Western Alpine Arc. *Tectonics*, 5/2, 215–226, doi: 10.1029/TC005i002p00215.
- Clauzon, G. (1990), Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. URA 903 CNRS, Aix-en-Provence, p 71.
- Collombet, M., J.C. Thomas, A. Chauvin, P. Tricart, J. P. Bouillin, and J. P. Gratier (2002), Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21(4), doi:10.1029/2001TC901016
- Corsini, M., G. Ruffet, and R. Caby (2004), Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 3–15, doi:10.1007/s00015-004-1107-8
- Coward, M., and D. Dietrich (1989), *Alpine tectonics - an overview*. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 45, 1–29.
- Coward, M.P., R. Gillcrust, and B. Trudgill (1991), Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 56, 93–112.
- Crouzet, C., G. Ménard, and P. Rochette (1999), High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit. *Geology*, 27, 503–506.
- Crouzet, C., P. Rochette, and G. Ménard (2001), Experimental evaluation of thermal recording of successive polarities during uplift of metasediments. *Geophys. J. Int.*, 145, 771–785.
- Dal Piaz, G. V., (1974), Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 399–424.
- Davies, V. (1982), Interaction of thrusts and basement faults in the French external Alps. *Tectonophysics*, 88, 325–331, doi:10.1016/0040-1951(82)90244-X
- Debelmas, J., C. Kerckhove, G. Montjuvant, R. Mouterde, A. Pêcher (1980), Geological map and explanatory text of the sheet n°846 "Orcière", scale: 1:50000, ed. BRGM
- Debon, F., and M. Lemmet (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. of Petrology*, 40, 1151 – 1185.
- Delacou, B. (2004), *Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique*. Thesis, Univ. Neuchâtel and Univ. Nice Sophia-Antipolis, Suisse/France.
- Demeulemeester, P., M. Roques, P. Giraud, G. Vivier, and M.G. Bonhomme (1986), Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des Massifs Cristallins externes (Alpes Française). *Géologie Alpine*, 62, 31–49.
- Depardon, J.P. (1979), Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans. Thesis, Univ. Claude Bernard - Lyon I, France.
- Deville, É., and A. Chauvière (2000), Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Sci.*, 331, 725–732, doi:10.1016/S1251-8050(00)01463-4
- Deville, É., A. Mascle, C. Lamiroux, and A. Le Bras (1994), Tectonic styles, reevaluation of plays in southeastern France. *Oil and Gas J.*, 92(44), 53–58.

- Deville, É., and W. Sassi (2006), Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps. *AAPG Bull.*, 90, 887–907, doi:10.1306/01090605046
- Dewey, J.F., M.L. Helman, E. Turco, D.H.W. Hutton, and S.D. Knott (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 45, 265–283.
- Dèzes, P., S.M. Schmid, and P.A. Ziegler (2004), Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere, *Tectonophysics*, 389(1–2), 1–33, doi:10.1016/j.tecto.2004.06.011.
- Dumont, T., J.D. Champagnac, C. Crouzet, and P. Rochat (2008), Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. of Geosci.*, 101, 89–110, doi:10.1007/s00015-008-1280-2
- Dumont, T., T. Simon-Labric, C. Authemayou, and T. Heymes (2011), Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone. *Tectonics*, 30, TC5006, doi: 10.1029/2010TC002836.
- Dumont, T., S. Schwartz, S. Guillot, T. Simon-Labric, P. Tricart, and S. Jourdan (2012), Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *J. of Geodynamics*, 56–57, 18–38, doi:10.1016/j.jog.2011.11.006
- ECORS-CROP deep Seismic Sounding Group (1989), A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature* 337, 249–251, doi:10.1038/337249a0
- Ernst, W. G. (1971), Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 34/1, 43–59, doi:10.1007/BF00376030
- Ferrara, G., and F. Innocenti (1974), Radiometric age evidences of a Triassic Thermal Event in the Southern Alps. *Geologische Rundschau* 63/2, 572–581, doi: 10.1007/BF01820832
- Feybesse, J.-L., M.-C. Bailly-Maitre, and J. Feraud (2004), The Pontet medieval silver mine: a fente alpine contemporaneous with the uplift of crystalline massifs? *C. R. Geosci.*, 336, 1255–1264.
- Ford, M. (1996), Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 269–295.
- Ford, M., S. Duchêne, D. Gasquet, and O. Vanderhaeghe (2006), Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *J. Geol. Soc.*, 163, 815–826, doi:10.1144/0016-76492005-034
- Fournier, M., P. Agard, and C. Petit (2008), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin. *Bull. Soc. Géol. de France*, 179, 551–568, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.551
- Freeman, S.R., R.W.H. Butler, R.A. Cliff, S. Inger and A.C. Barnicoat (1998), Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps. *Geol. Mag.*, 3, 349–367.
- Fry, N. (1989a), Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 45, 83–109.
- Fry, N. (1989b), Kinematics of Alpine Arc. *J. Geol. Soc.*, 146, 891–892.
- Fügenschuh, B., A. Loprieno, S. Ceriani, and S.M. Schmid (1999), Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *I.J.E.S.*, 88, 201–218, doi:10.1007/s005310050260
- Gamond, J.-F. (1980), Direction de déplacement et linéation: cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 429–436.
- Gasquet, D. (1979), Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries EDF Arc-Isère-Alpes Françaises. Thesis, Univ. Grenoble, France.
- Gasquet, D., J.-M. Bertrand, J.-L. Paquette, J. Lehmann, G. Ratzov, R. De Ascençao Guede, M. Tiepolo, A.-M. Boullier, S. Scaillet, and S. Nomade (2010), Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bull. Soc. Géol. de France*, 181, 227–241, doi:10.2113/gssgfbull.181.3.227
- Gidon, M. (1965), Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. *Géologie Alpine*, 41, 177–185.
- Gidon, M. (2001), The external crystalline massifs of the French Western Alps: a stack of thrust sheets, or not? *Géologie Alpine*, 77, 23–38.

- Gidon, M., and J.-L. Pairs (1980), Nouvelles données sur la structure des écaïlles de Soleil Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux). *Bulletin du BRGM (2ème série)*, 1, 35–41.
- Gillcrist, R., M. Coward, and J.-L. Mugnier (1987), Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodin. Acta (Paris)*, 1, 5–34.
- Giorgi, L. (1979), Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thesis, Univ. scientifique et médicale de Grenoble, France.
- Goguel, J. (1963). L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5(1), 20-33.
- Goodwin, L.B., and H-R Wenk (1995), Development of phyllonite from granodiorite: Mechanisms of grain-size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *J. Struct. Geol.*, 17, 689–707, doi:10.1016/0191-8141(94)00093-F
- Gourlay, P. (1984), La déformation Alpine des Massifs Cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture Mésozoïque (Alpes Occidentales). Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- De Graciansky, P.-C., G. Dardeau, M. Lemoine, and P. Tricart (1989), The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 44, 87–104.
- Gratier, J.-P., B. Lejeune, and V. Jean-Louis (1973), Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis des Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thesis, Univ. Grenoble, France.
- Gratier, J.-P., and P. Vialon (1980), Deformation pattern in a heterogeneous material - folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65, 151–180.
- Gratier, J.-P., G. Ménard, R. Arpin (1989), Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 45, 65 –81.
- Gueydan, F., Y.M. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard (2003), Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening. *J. Geophys. Res.*, 108, 2064, doi: 10.1029/2001JB000611
- Guillot, S., and R. Menot (1999), Nappe stacking and first evidence of Late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps). *Geodin. Acta*, 12, 97–111, doi:10.1016/S0985-3111(99)80026-6
- Guillot, S., S. Di Paola, R.-P. Ménot, P. Ledru, M. Iole Spalla, G. Gosso and S. Schwartz (2009), Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull. Soc. Géol. de France*, 180, 483 –500, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.483
- Gupta, S., and P.A. Allen (2000), Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *G.S.A. Bull.*, 112, 515–530.
- Handy, M.R., S.M. Schmid, R. Bousquet, E. Kissling and D. Bernoulli (2010), Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.*, 102, 121–158, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002
- Hayward, A. B., and R. H. Graham (1989), Some geometrical characteristics of inversion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44/1, 17-39, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03
- Hemley, J.J., and W.R. Jones (1964), Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59, 538-569, doi:10.2113/gsecongeo.59.4.538
- Henry, C., M. Burkhard, and B. Goffé (1996), Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a Western Alps transect: no evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-element systematics. *Chemical Geology*, 127, 81-109, doi:10.1016/0009-2541(95)00106-9
- Hippertt, J.F. (1994), Microstructures and c-axis fabrics indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phyllonites. *Tectonophysics*, 229, 141–163, doi:10.1016/0040-1951(94)90026-4
- Hossack, J.R. (1979), The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *J. Geol. Soc.*, 136, 705-711, doi:10.1144/gsjgs.136.6.0705
- Janecke, S.U., and J.P. Evans (1988), Feldspar-influenced rock rheologies. *Geology*, 16, 1064 –1067, doi:10.1130/0091-7613(1988)016<1064:FIRR>2.3.CO;2

- Jefferies, S.P., R.E. Holdsworth, C.A.J. Wibberley, T. Shimamoto, C.J. Spiers, A.R. Niemeijer, and G.E. Lloyd (2006), The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *J. Struct. Geol.*, 28, 220-235, doi:10.1016/j.jsg.2005.10.008
- Jullien, M., and B. Goffé (1993), Cookeite and pyrophyllite in the Dauphinois black shales (Isères, France): implications for the conditions of metamorphism in the Alpine external zones. *Schweiz. mineral. Petro. Mitt.*, 73, 357-363.
- Kerckhove, C. (1969), La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 45, 5-204.
- Kerckhove, C., J. Debelmas, and P. Cochonat (1978), Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, 54, 67-82.
- Labauume, P., M. Jolivet, F. Souquiere, and A. Chauvet (2008), Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Gres d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps). *Terra Nova*, 20, 95-101, doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00793.x
- Lacombe, O., and L. Jolivet (2005), Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24/1, TC1003, doi:10.1029/2004TC001673
- Lacombe, O., and F. Mouthereau (2002), Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21/4, 12-1/12-22, doi: 10.1029/2001TC901018
- Lami, A. (1988), Le Paléogène du revers oriental du massif du Pelvoux: stratigraphie, modalités de transgression, paleoorphologie, tectonique synsédimentaire et déformation Alpines. Thesis, Univ. Joseph Fourier - Grenoble 1, France.
- Lanteaume, M. (1956), Observation sur les Flysch de la Ligurie occidentale. *C. R. Soc. Géol. de France*, 199-202.
- Lardeaux, J.-M., S. Schwartz, P. Tricart, A. Paul, S. Guillot, N. Béthoux, F. Masson (2006), A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18/6, 412-422, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x
- Laubscher, H.P. (1991), The arc of the western alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84, 631-659.
- Laubscher, H.P. (1988), The arcs of the Western Alps and the Northern Apennines: an updated view. *Tectonophysics*, 146, 67-78, doi:10.1016/0040-1951(88)90082-0
- Laurent, J.-C. (1992), Les épisodes magmatiques filoniens basiques du Massif des Ecrins-Pelvoux entre Carbonifère et Lias. Thesis, Univ. Joseph Fourier - Grenoble 1, France.
- Laurent, O., J-F Stephan and M. Popoff (2000), Miocene structural development of the southern branch of the Castellane fold-thrust belt (southern subalpine belts). *Géol. de la France*, 3, 33-65.
- Lazarre, J. (1997), Modélisation 3D de l'interface socle varisque - couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes Alpes, France). Tectonique des socles et des bassins à la limite secondaire-tertiaire. Thesis, Univ. Claude Bernard - Lyon 1, France.
- Lazarre, J., P. Tricart, G. Courrioux, and P. Ledru (1996), Héritage téthysien et polyphasage alpin: réinterprétation tectonique du "synclinal" de l'Aiguille de Morges (Massif du Pelvoux, Alpes occidentales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, 1051-1058.
- Leloup, P., N. Arnaud, E. Sobel, and R. Lacassin (2005), Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, 24, TC4002, doi: 10.1029/2004TC001676.
- Lemoine, M. (1972), Rythme et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Française. *Geol. Rundsch.*, 975-1010.
- Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau, H. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.-C. de Graciansky, J-L Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, and P. Tricart (1986), The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 179-199, doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9
- Lemoine, M., and P.-C. De Graciansky (1988), Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. Géol. de France*, 8, 597-600.
- Lickorish, W.H., and M. Ford (1998), Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by

- kinematic data and synorogenic sediments. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 134, 189–211.
- Lickorish WH, Ford M, Burgisser J, Cobbold PR (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.
- Malavielle, J., R. Lacassin, and M. Mattauer (1984), Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. de France*, 5, 895–906.
- Marignac, C., M. Cathelineau, D. Bank, M.-C. Boiron, M. Ayt Ougougdal, Y. Argouarc'h and B. Poty (1997), Alpine fault sealing at the contact between a crystalline basement and its sedimentary cover: La Gardette (French Alps). *European current research on fluid inclusions. Biennial symposium No14, Nancy, FRANCE (01/07/1997)*, 194-195.
- Marotta, A. M., M. I. Spalla (2007), Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: Result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling. *Tectonics* 26/4, TC4016, doi: 10.1029/2006TC002047
- Marquer, D., D. Gapais, and R. Capdevila (1985), Chemical changes and mylonitization of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps). *Bull. de Minéralogie*, 108, 209–221.
- Marquer, D., P. Calcagno, J.-C. Barféty, and T. Baudin (2006), 3D Modeling and Kinematics of the External Zone of the French Western Alps (Belledonne and Grand Châtelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99, 211–222, doi:10.1007/s00015-006-1183-z
- Meckel, L.D., M. Ford, and D. Bernoulli (1996), Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géol. de la France*, 2, 3–26.
- Merle, O. (1984), Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 25/1, 3-17.
- Merle, O., and J.-P. Brun (1984), The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.*, 6, 711–719.
- Michard, A., T. Dumont, L. Andreani, And N. Loget (2010), Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event. *Bull. Soc. Géol. de France*, 181, 565 –581, doi:10.2113/gssgfbull.181.6.565
- Mugnier, J.-L., S. Guellec, G. Ménard, F. Roure, T. Tardy, P. Vialon (1990). A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from ECORS profile. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 203-216.
- Mulder, T., Y. Callec, O. Parize, P. Joseph, J.-L. Schneider, C. Robin, E. Dujoncquoy, T. Salles, J. Allard, C. Bonnel, E. Ducassou, S. Etienne, B. Ferger, M. Gaudin, V. Hanquiez, F. Linares, E. Marchès, S. Toucanne, and S. Zaragosi (2010), High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France). *Sedimentary Geology*, 229, 160–191, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.11.005
- Nicolas, A., A. Hirn, R. Nicolich, R. Polino (1990a), Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology* 18/7, 587-590, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0587:LWITWA>2.3.CO;2
- Nicolas, A., R. Polino, A. Hirn, & R. Nicolich (1990b). ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 15-27.
- Niemeijer, A.R., and C.J. Spiers (2005), Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: insights from rock analogue experiments. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 245, 303 – 327, doi:10.1144/GSL.SP.2005.245.01.15
- Oliot, E., P. Gonclaves, and D. Marquer (2010), Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). *J. Metam. Geol.*, 28, 849–871, doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00897.x
- Panien, M., G. Schreurs, and A. Pfiffner (2005), Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *J. Struct. Geol.*, 27, 433–445, doi:10.1016/j.jsg.2004.11.001
- Pêcher, A., J.-C. Barféty, and M. Gidon (1992), Structures E-W antennumulitiques à la bordure orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes Françaises). *Géologie Alpine, série spéciale résumés de colloques n°1*, 72–73.
- Philippe, Y., E. Deville, and A. Mascle (1998), Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). *Geol. Soc., London, Special Publications*, 134, 239–262.

- Platt, J.P. (1986), Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *G.S.A. Bull.*, 97, 1037–1053, doi:10.1130/0016-7606(1986)97<1037:DOOWAT>2.0.CO;2
- Platt, J.P., J.H. Behrmann, P.C. Cunningham, J.F. Dewey, M. Helman, M. Parish, M.G. Shepley, S. Wallis, and P.J. Western (1989), Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337, 158–161.
- Poty, B., H. Stalder, and A. Weisbrod (1974), Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 54, 717–752.
- Ramsay JG, Huber MI (1983) The techniques of modern structural geology; Vol 1: Strain analysis. ACADEMIC PRESS LIMITED
- Ranalli, G. (2000), Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodynamics*, 30, 3–15, doi:10.1016/S0264-3707(99)00024-1
- Von Raumer, J., J. Abrecht, and F. Bussy (1999), The Paleozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 79, 5–22.
- Ricou, L.E., and A.W.B. Siddans (1986), Collision tectonics in the Western Alps. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 19, 229–244.
- Rosenbaum, G., and G.S. Lister (2005), The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Sci. Rev.*, 69, 281–306, doi:10.1016/j.earscirev.2004.10.001
- Rosenbaum, G., G.S. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117–129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0
- Roure, F., P. Heitzmann, and R. Polino, Eds., (1990a), Deep structure of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr., Paris*, 156 ; *Mém. Soc. géol. suisse, Zürich*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma*, 1, 350p.
- Roure, F., R. Polino, R. Nicolich (1990b), Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 309–322.
- Roux, M., J.-P. Bourseau, T. Bas, T. Dumont, P.-C. De Graciansky, M. Lemoine and J.-L. Rudkiewicz (1988), Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. *Bull. Soc. Géol. de France*, 8, 633–641.
- Rudkiewicz, J.-L. (1988), Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. de France*, 8, 623–632.
- Salles, L., M. Ford, P. Joseph, C. Le Carlier De Veslud, and A. Le Solleuz (2011), Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France. *Bull. Soc. Géol. de France*, 182, 199–220, doi:10.2113/gssgfbull.182.3.199
- Sanchez, G., Y. Rolland, J. Schneider, S. Brichau, M. Corsini, E. Oliot, P. Goncalves, C. Verati, J.-M. Lardeaux, and D. Marquer (2011) Dating low-temperature deformation by ⁴⁰Ar/³⁹Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos*, 125, 521–536, doi:10.1016/j.lithos.2011.03.009
- Schmid, S.M., B. Fügenschuh, E. Kissling, and R. Schuster (2004), Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geol. Helv.*, 97, 93–117, doi:10.1007/s00015-004-1113-x
- Séranne, M. (1999), The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 156/1, 15–36, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03
- Shea, W.T., and A.K. Kronenberg (1993), Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents. *J. Struct. Geol.*, 15, 1097–1121, doi:10.1016/0191-8141(93)90158-7
- Simon-Labric, T., Y. Rolland, T. Dumont, T. Heymes, C. Authemayou, M. Corsini and M. Fornari (2009), Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova*, 21, 127–136, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x
- Simpson, C. (1986), Fabric development in brittle-to-ductile shear zones. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 269–288, doi:10.1007/BF00875728
- Sinclair, H.D. (1997), Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *G.S.A. Bull.*, 109, 324–346.
- Smith, G. (1971), Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *G.S.A. Bull.*, 82, 2039–2070.

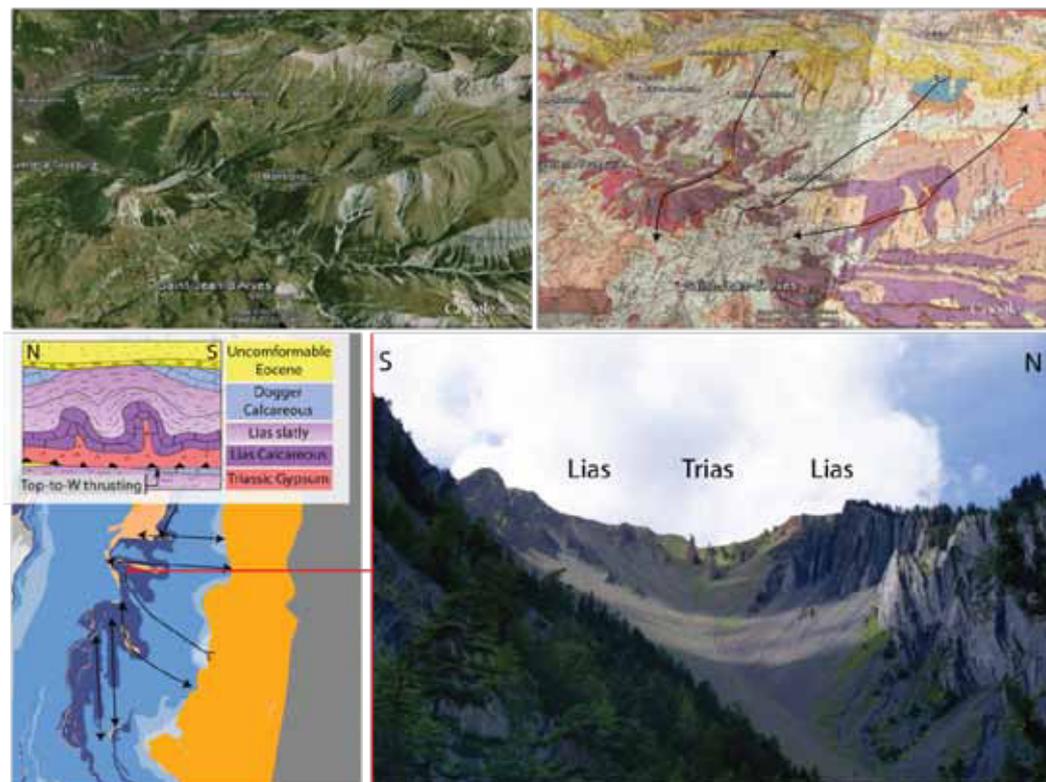
- Spalla, M. I., J.-M. Lardeaux, G. V. Dal Piaz, G. Gosso, and B. Messiga (1996), Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics*, 21/3, 257-285, doi: 10.1016/0264-3707(95)00033-X.
- Spencer, S. (1992), A kinematic analysis incorporating incremental strain data for Frontal Pennine Zones of the western French Alps. *Tectonophysics*, 206, 285-305.
- Tardy, M., E. Deville, S. Fudral, S. Guellec, G. Ménard, F. Thouvenot, P. Vialon (1990), Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Cavanese (Alpes Occidentales). *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 217-226.
- Van Staal, C., N. Rogers, and B. Taylor (2001), Formation of low-temperature mylonites and phyllonites by alkali-metasomatic weakening of felsic volcanic rocks during progressive, subduction-related deformation. *J. Struct. Geol.*, 23, 903-921, doi:10.1016/S0191-8141(00)00163-2
- Vignaroli, G., C. Faccenna, L. Jolivet, C. Piromallo, F. Rossetti (2008), Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 450, 34-50, doi:10.1016/j.tecto.2007.12.012
- Stampfli, G.M., and H.W. Kozur (2006), Europe from the Variscan to the Alpine cycles. *Geol. Soc., London, Memoirs*, 32, 57-82, doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.04
- Stampfli, G., G. Borel, R. Marchant, and J. Mosar (2002), Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explorer*, 8, 77-106.
- Tricart, P., and M. Lemoine (1986), From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the western Alps. *Tectonics*, 5, 95-118, doi:10.1029/TC005i001p00095
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue C, G. Poupeau, J.-M. Lardeaux (2001), The tectonic denudation of the Ultra-dauphiné Zone and the inversion of the Briançonnais frontal thrust to the southeast of the Pelvoux massif (western Alps): a Miocene to present day-dynamics. *Bull. Soc. Géol. de France*, 172, 49-58.
- Vernon, A.J., P.A. Van der Beek, H.D. Sinclair, C. Persano, J. Foeken, and F. M. Stuart (2009), Variable late Neogene exhumation of the central European Alps: Low-temperature thermochronology from the Aar Massif, Switzerland, and the Lepontine Dome, Italy. *Tectonics*, 28, TC5004, doi:10.1029/2008TC002387
- Vialon, P. (1974), Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné : leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin : conséquences pétrostructurales. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 663-690.
- Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard (1989), Indentation and rotation in the western Alpine arc. *Geol. Soc. Special Publication*, 45, 329-338.
- Waibel, A.F. (1990), Sedimentology, petrographic variability and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes-France). Thesis, Univ. Genève, Suisse.Genève
- Wibberley, C.A.J. (1997), A mechanical model for the reactivation of compartmental faults in basement thrust sheets, Muzelle region, Western Alps. *J. Geol. Soc.*, 154, 123-128.
- Wibberley, C.A.J. (1999), Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *J. Struct. Geol.*, 21, 1219-1227.
- Wibberley, C.A.J. (2005), Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 245, 347-372, doi:10.1144/GSL.SP.2005.245.01.17
- Williams, G.D., C.M. Powell, and M.A. Cooper (1989), Geometry and kinematics of inversion tectonics. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 44, 3-15, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02
- Wintsch, R.P., R. Christoffersen, and A.K. Kronenberg (1995), Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *J. Geophys. Res.*, 100, 13021-13032, doi:10.1029/94JB02622

2. Données complémentaires

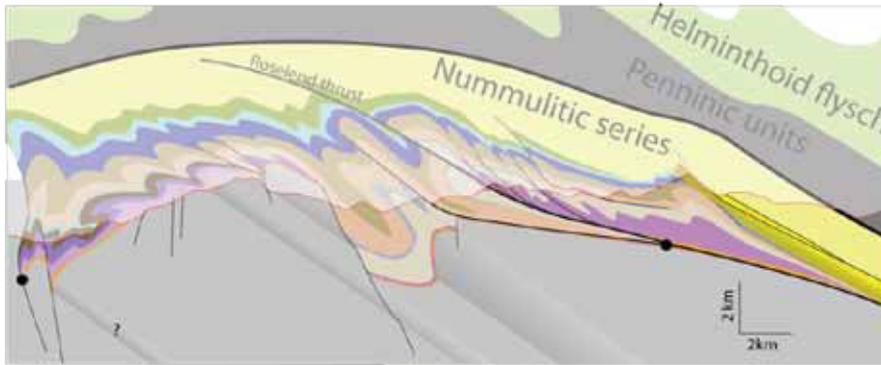
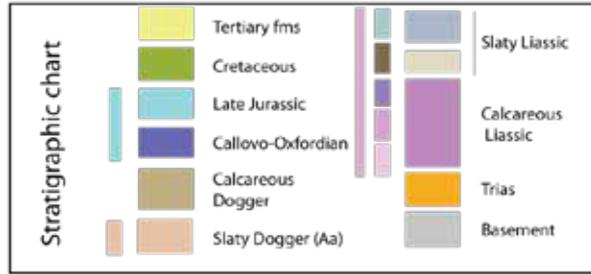
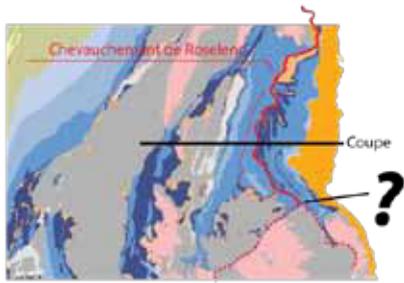
a) Les bassins d'Emparis et de la Grave

(a) Séries à l'Ouest du chevauchement de Roselend (bassin d'Emparis)

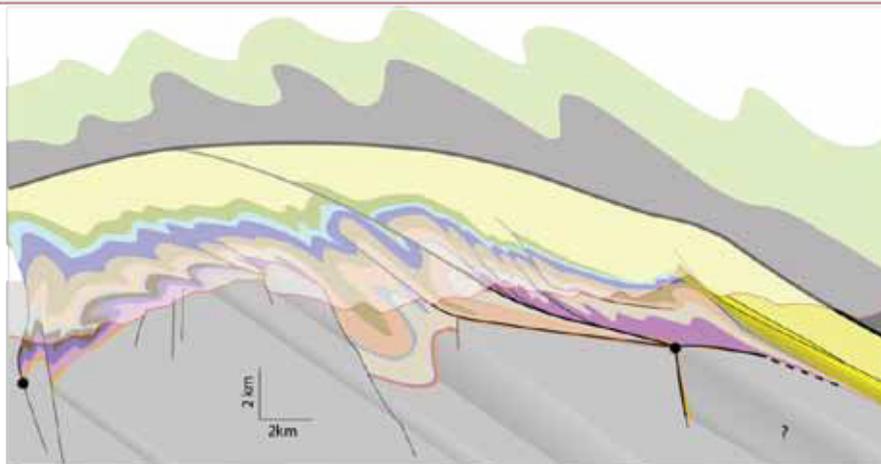
Les séries situées juste à l'Ouest du chevauchement dit de Roselend (bassin d'Emparis) (Fig. III-20) [Ceriani et al., 2001] sont composées de Lias calcaire d'épaisseur faible, de Lias schisteux présent uniquement dans le demi-graben de Chambon-Mizoën, d'Aalénien et de Dogger Calcaire. Ces séries forment une synforme majeure déversée vers l'ouest tout au long de la faille normale de Mizoën-Chambon [Boutoux et al. submitted]. Par ailleurs, les séries du plateau d'Emparis sont légèrement décollées, comme en témoigne quelques affleurements de Trias et de Lias (Fig. III-19) et la disparition du décollement au Nord (Fig. III-19, III-20).



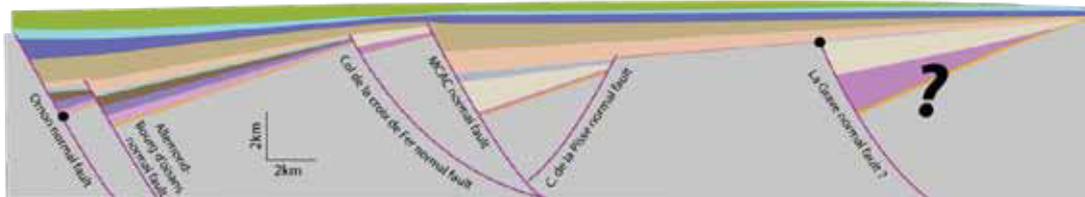
III-19: Déformation au NE du bassin d'Emparis: des plis droits E-W, des plis en éventail vers le Sud et importance des gypses. En haut: vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques. Remarquez l'importance des gypses.



Hypothèse 1



Hypothèse 2



Amount of horizontal shortening:	~19.7 %	Amount of apparent horizontal shortening:	~ 21.4%
Effective horizontal shortening:	~6.08 km	Effective apparent horizontal shortening:	~ 8.4km

III-20: Coupes à travers le bassin d'Emparis et de Bourg d'Oisans avec deux possibilités d'interprétation des structures profondes. La coupe de l'Hypothèse 2 a été restaurée entre les deux cercles noirs selon la méthode décrite dans [Bellahsen et al. 2012].

La distribution du Lias schisteux est très intéressante: présent dans l'hémigraben de Mizoën-Chambon, il disparaît au niveau du plateau d'Emparis, ou l'Aalénien repose directement sur le Lias Calcaire, et réapparaît, très épais et en position inverse, sous le chevauchement de Roselend (Fig. III-20). Le chevauchement de Roselend sépare ainsi des séries en position inverse de séries en position normale ce qui fait de lui un décollement se propageant au cœur d'un pli anticlinal kilométrique (Fig. III-20). Par ailleurs, la présence du Lias schisteux dans ce pli, Lias schisteux qui est absent du plateau d'Emparis, laisse supposer que ces séries proviennent d'un demi-graben caché sous le bassin de la Grave qui a été pincée et dont la couverture s'est trouvée expulsée (hypothèse 2 de la Fig. III-20) (voir plus loin). D'autres arguments pourraient confirmer cette hypothèse: ainsi, la faille normale de la Grave pourrait être la terminaison méridionale de ce demi-graben. Par ailleurs, les séries de Lias calcaires sont beaucoup plus épaisses dans la série anticlinale que sur le plateau d'Emparis (Fig. III-20). Néanmoins, ceci reste à confirmer. Une autre hypothèse est que ces séries, formant un bassin un peu plus profond, ont pu être décollées grâce à la surface plane (sans faille normale) que forme le bassin d'Emparis (hypothèse 1 de la Fig. III-20).

196

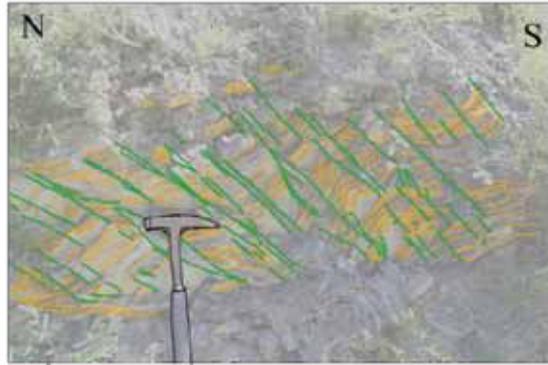
(b) *Séries à l'Est du chevauchement de Roselend (bassin de la Grave)*

Comme nous venons de le mentionner, ces séries sont composées d'un Lias calcaire épais, d'un Lias schisteux épais ainsi que d'Aalénien, de Dogger calcaire, de Terres Noires mais aussi de minces lambeaux de Tithonique [Barbier et al., 1973; Barféty and Barbier, 1977], le tout surmonté par des séries Priaboniennes. Mais une autre formation, de première importance, compose ces séries: le Trias. Très fin au Sud, il devient épais et majoritairement composé de gypse au nord.

En revanche, nos observations ont révélé la présence de plis à déversement vers le NO (bien visible à l'Est du Lac du Pontet) associés à une schistosité assez frustrée, recoupant la schistosité principale (visible le long de la route à l'Est du village "les Cours") dans le mésozoïque du SE du bassin de la Grave (Fig. III-21). Cette schistosité tardive NE-SO à pendage vers le SE (30-70°) a été relevée un peu partout dans cette partie du bassin de la Grave (Fig. III-21).

La partie Nord-Est du bassin de la Grave est composée de plis nettement distinguables et présente une déformation ductile modérée où les linéations

d'étirement ne sont pas nettes. Les schistosités de cette région (E-O et NE-SO) sont relativement raides (50-90°). Là, des plis droits d'axe E-W affectant toute la série, d'échelle kilométrique et dont le cœur est plein de Trias Gypseux, sont recouverts en discordance par des flyschs Priaboniens (Fig. II-19). Ces structures sont associés à une déformation compressive, anté-nummulitique dite phase Arvinche [Barbier, 1948, 1956]. La partie Sud-Est du bassin de la Grave est composé d'une couverture où la déformation ductile est très pénétrative [Beach, 1981a] et où les plis sont couchés. Là, la schistosité N-S à NO-SE a un faible pendage, inférieure à 50°, les axes de plis sont principalement NO-SE, parallèles à la linéation d'étirement, comme en témoigne les bélemnites étirées [Beach, 1982]. Cette différence du taux de déformation peut être expliquée par les propriétés du niveau Triasique. Epais au nord, il est composé d'une importante couche de gypse qui a permis aux unités transportées par le chevauchement de Roselend de "glisser" aisément vers l'ONO. Très réduit au sud, les unités n'ont pas pu "glisser" et ont donc été très déformées [Beach, 1981a]. Ainsi, la disposition en éventail des plis pourrait potentiellement traduire leur réorientation sous l'effet de l'augmentation de la déformation induite par la résistance au mouvement des nappes. Par ailleurs, rien n'indique que des plis E-W ai été un jour présent au SE du bassin de la Grave. Si ceux-ci se sont développés (et conservés) au nord lors d'une phase antérieur au raccourcissement E-W, c'est probablement grâce au niveau de gypse. Ainsi cette déformation (la "chaîne arvinche" de la littérature) ne traduit pas nécessairement une importante phase de raccourcissement crustal.

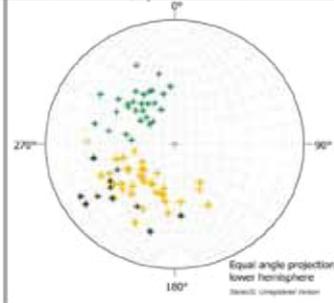


Carte structurale synthétisé d'après nos observations et celles de Depardon (1979), Beach (1981a, 1982)

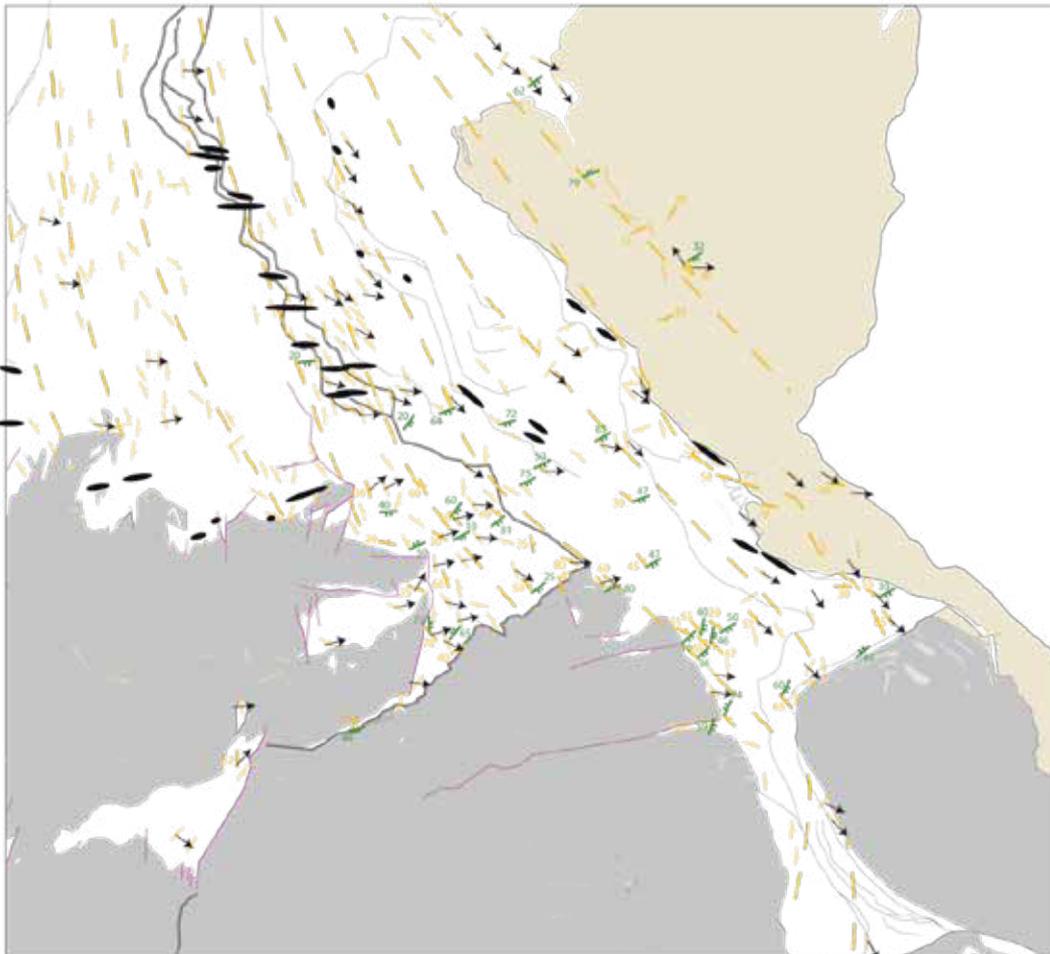
S1 S2

Linéation d'étirement

Ellipsoïde de la déformation [Beach 1982]



Noir: S0/S1
Orange: S1
Vert: S2



III-21: Une schistosité tardive, frustre (en vert), recoupe la schistosité principale (en orange), comme c'est le cas pour l'affleurement d'Aalénien présenté avec son stéréogramme ci-dessus (45.041630°-6.356256°).

b) Comportement de la couverture lors du plissement du socle

- **Le Trias**: Nous avons pu observer au sein du Trias du pli de socle métrique des Deux Alpes le développement d'une schistosité (Fig. III-22.4). Celle-ci témoigne très certainement du pli de socle. Cette schistosité est globalement N-S à pendage Est, parallèle au plan axial du pli de socle. Elle témoigne d'un raccourcissement E-W.

- **Plis droit, schistosité et étirement vertical**: A proximité des failles normales on constate le développement de plis droits ainsi qu'une schistosité et une linéation d'étirement sub-verticales, comme c'est le cas de la pincée de Lias de Villard Loubière (Fig. III-22.1) ou du bassin de Bourg d'Oisans (Fig. II-40) [Gratier et al., 1973; Gratier and Vialon, 1980; Tricart and Lemoine, 1986; De Graciansky et al., 1988; Gidon, 2001; Bellahsen et al., 2012]. Ces structures témoignent de l'expulsion verticale de la couverture sous l'effet d'un serrage horizontal.

- **Développement de zones de cisaillement dans la couverture près des failles normales**: Nos observations ont révélé le développement de zones de cisaillement dans la couverture à proximité des failles normales, et ce en de multiples endroits (le Chalp, barrage de Chambon, au NE des Grandes Rousses, La Grave...). Ces cisaillements, à pendage Est, ont une cinématique haut-vers-l'Ouest (Fig. III-22.2). Ces structures témoignent donc du déplacement de la couverture depuis l'Est vers l'Ouest. Situé en bordure de failles normales, elles traduisent très certainement l'expulsion d'une partie du contenu sédimentaire du demi-graben hors de celui-ci, vers l'Ouest, sous l'influence du serrage de la couverture contre la faille normale.

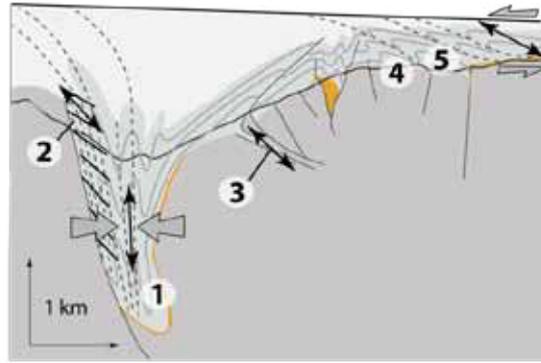
- **Rétrocharriages**: De nombreux rétrocharriages (i.e. des cisaillements vers l'Est) ont été décrits près de l'interface socle-couverture des blocs basculés [Gillcrist et al., 1987; Grand, 1988; Bellahsen et al., 2012]. Ils témoignent d'une expulsion du contenu sédimentaire vers l'Est. [Bellahsen et al., 2012] ont montré que ces structures sont précoces et sont reprises par un cisaillement vers l'Ouest.

- **Plis déversés vers l'Ouest, schistosité inclinée**: Au sommet des demi-grabens, i.e. dans la partie qui n'est pas pincée entre le bloc basculé plissé et la faille normale, la couverture est affectée par un cisaillement vers l'Ouest comme en témoigne les plis déversés vers l'Ouest associés à une schistosité à faible

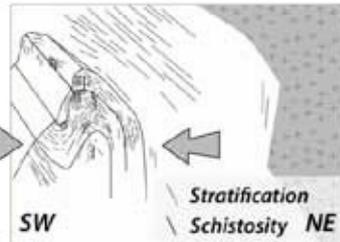
pendage Est (**Fig. III-22.5**), ainsi que les grands décollements du bassin de la Grave.

- **Synthèse:** Les demi-grabens présentent donc un cisaillement pur à proximité des failles normales témoignant d'une expulsion vers le haut du contenu sédimentaire ductile. Celui-ci est ensuite affecté par un cisaillement haut-vers-l'Ouest à proximité de la faille normale et dans les parties hautes du demi-graben. Les cisaillements que l'on observe à proximité des failles normales ainsi que les rétrocharriages observables à la base des séries du bloc basculé, témoignent de l'expulsion vers le haut du contenu du demi-graben. L'ensemble de ces structures sont des témoins du rôle de buttoir que joue la faille normale durant le raccourcissement: c'est contre elle que vient s'écraser le contenu ductile du demi-graben pour être ensuite expulsé hors de celui-ci. Dans les termes ultimes du raccourcissement, c'est le socle du bloc basculé, inversé, qui vient butter contre la faille normale, avec entre deux une pincée de Lias ou non, comme c'est le cas à Villard Notre Dame, Ailefroide ou au Col de la Croix de Fer.

III-22 (page suivante): Comportement de la couverture dans un demi-graben plissé: observations de terrain sur le demi-graben de Mizoën-Chambon. Voir le texte pour la description.



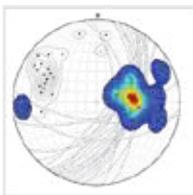
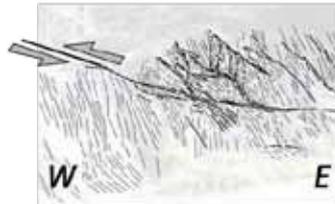
1 Right folds & pure shear
44.842813° 6.133626°



3 Calcareous Mylonites
44.987830° 6.141050°

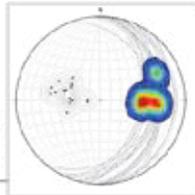


2 Westward shearing near Normal faults
45.047885° 6.139241°



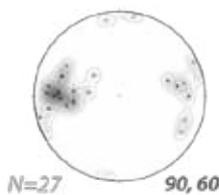
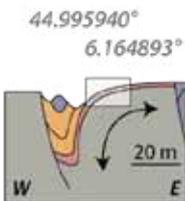
Schistosity, N=22 114, 56
Lineation, N=21 85, 55

100, 32 Shear plane, N=18
90, 45 Lineation, N=5

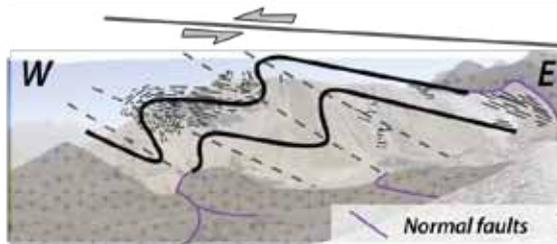


Schistosity,
N=9 78, 56
Lineation,
N=8 87, 50

4 Quartzite Schistosity & basement folding
44.995940° 6.164893°

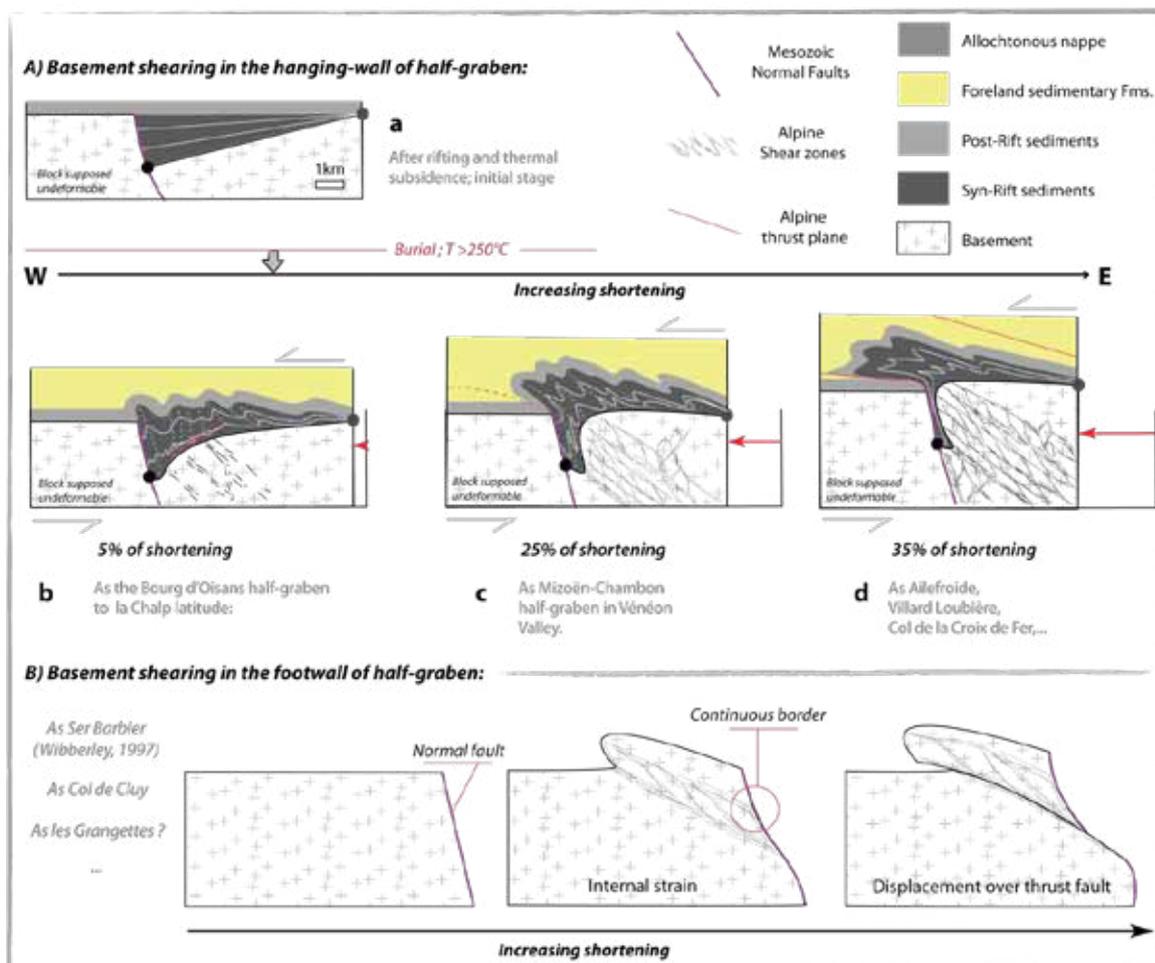


5 West-verging folds & simple shear
45.019101° 6.173732°



c) Modèles et implications

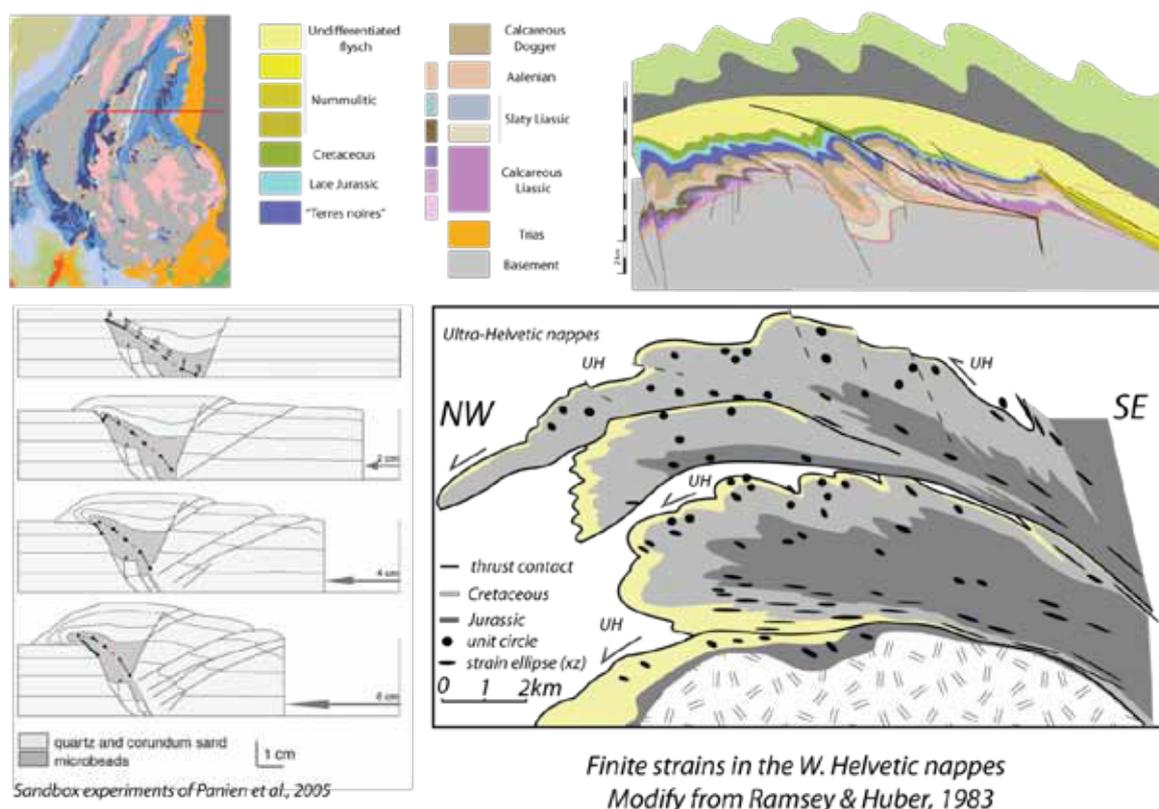
Toutes ces descriptions de terrain permettent de proposer un scénario pour le raccourcissement des demi-grabens de la zone externe. Le raccourcissement, associé à un cisaillement dirigé vers l'extérieur de la chaîne, va entraîner le plissement de l'interface socle couverture. Il semble que ce plissement du socle soit favorisé par l'hétérogénéité rhéologique induite par les bassins Liasiques (Fig. II-23a). Le plissement du bloc basculé va entraîner une diminution de l'espace disponible dans le demi-graben qui se traduira par une expulsion ductile vers le haut du contenu sédimentaire. Dans les premiers temps, cette expulsion se traduit par des plis droits le long de la faille normale et des rétrocharriages à la base des séries sédimentaires du bloc basculé (Fig. II-23b). Lorsque cette couverture n'est plus soumise à la résistance opposée par la faille normale, i.e. lorsqu'elle est expulsée, elle est alors soumise à un fort cisaillement vers l'Ouest (Fig. II-23c).



III-23: Schéma représentant le comportement des demi-grabens lors de leur raccourcissement.

La couverture forme alors un grand anticlinal couché, charrié sur le bloc inférieur de la faille normale le long d'un chevauchement connecté au toit de celle-ci (Fig. II-23c). Le flanc inverse de cet anticlinal est alors fortement déformé et étiré. Cette couverture expulsée reste néanmoins solidaire de son demi-graben par l'intermédiaire d'une fine pincée de sédiment très étirés (Fig. II-23b, Fig. III-24).

Une modélisation analogique conduite par [Panien et al., 2005] est tout à fait en accord avec ces observations de terrain. Ces auteurs ont pu mettre en évidence une telle expulsion de couverture sous forme anticlinale lors du raccourcissement d'un graben dont les failles normales n'ont pas été réactivées (Fig. III-24).



III-24: Géométrie des couvertures expulsées. En haut géométrie de la couverture du bassin d'Emparis. En bas à gauche: expérimentation analogique du raccourcissement d'un graben d'après [Panien et al., 2005]. Remarquez que les failles normales ne sont pas réactivées et que la couverture expulsée présente une forme anticlinale. En bas à droite: Nappes helvétiques et déformation interne d'après [Ramsay and Huber, 1983]. Remarquez la géométrie anticlinale de la nappe de Morcles ainsi que l'intense déformation qui caractérise son flanc inverse.

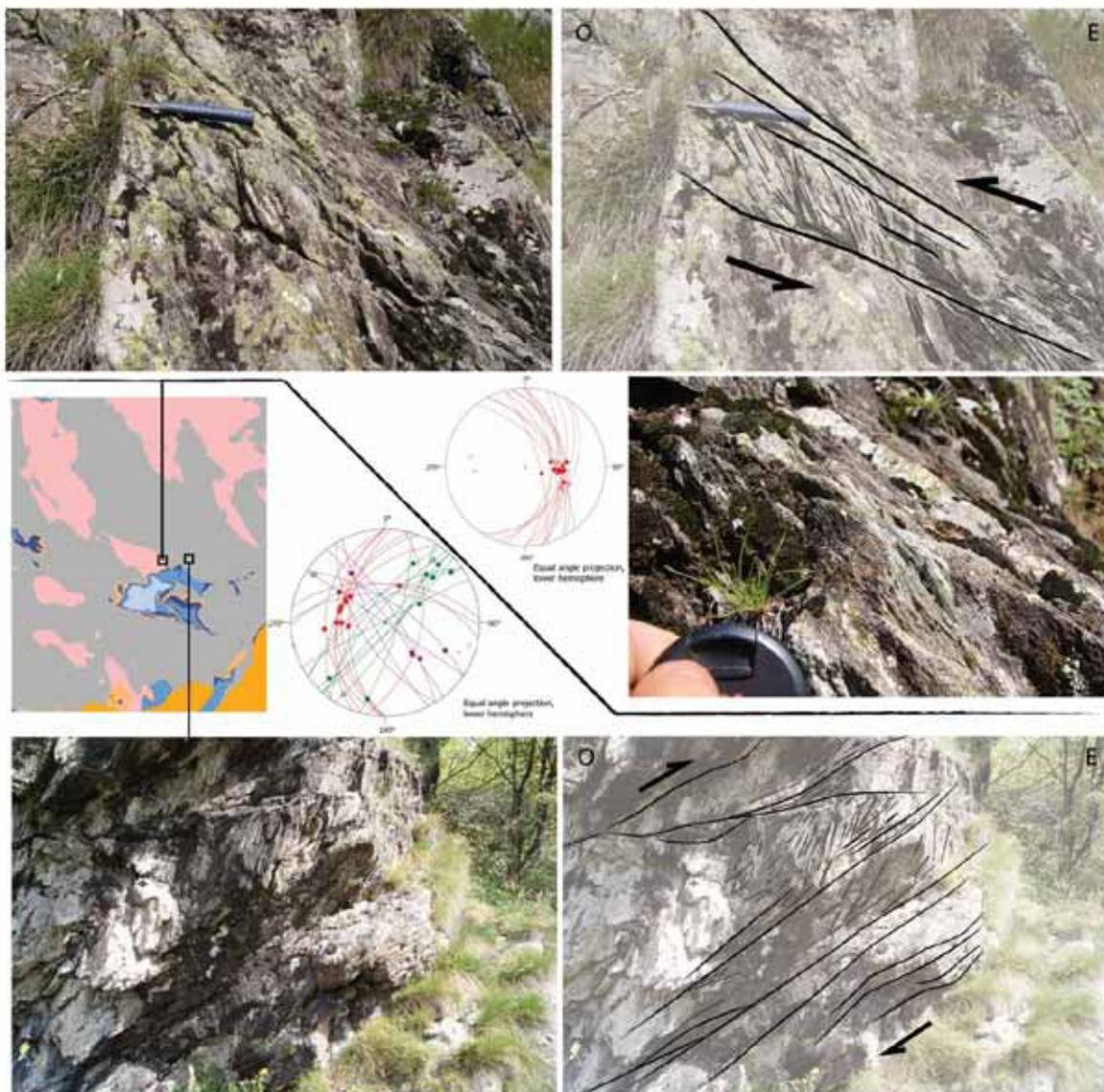
- Structure des bassins d'Emparis - La Grave: Je profite de ces descriptions et de ce modèle pour revenir sur la structure de la couverture autour du chevauchement de Roselend entre les bassins d'Emparis et de la Grave. Là, un flanc inverse de Lias schisteux et d'Aalénien recouvre des séries dépourvues de Lias schisteux. Ce flanc inverse appartient à un anticlinal de premier ordre dont le coeur est composé de Lias calcaire et de Trias et est affecté par un important chevauchement: le décollement de Roselend. Autour de la Grave, on retrouve quelques failles normales à pendage Est présentant un décalage minime mais pouvant être la terminaison d'une faille normale plus grande. Cet ensemble d'observation me conduit à penser que la couverture du bassin de la Grave n'est ni plus ni moins que la couverture expulsée d'un demi-graben fermé. Ceci est supporté par ailleurs par la longueur d'onde de 10-15km des failles normales (La Mure, Ornon, Mizoën-Chambon): cette faille normale hypothétique pourrait être la continuité vers l'Est de ce réseau de failles normales de premier ordre. Quoiqu'il en soit cette proposition ne peut rester que de l'ordre de la supposition, mais regroupe néanmoins un faisceau d'observations concordantes méritant d'être relevé.

d) Les zones de cisaillements Alpines découvertes:

204

Nos travaux de terrain -qui ont attesté la présence de zones de cisaillement au Col de la Croix de Fer, au Col de Cluy et à Plan du Lac- nous ont également conduit à définir d'autres zones de cisaillement plus ou moins importantes. Je n'en fait pas ici une liste exhaustive ici, mais relate plutôt les zones de cisaillement les plus significatives.

- La zone de cisaillement du Pré de Madame Carle. Cette zone d'anatexites où ont été décrit des couloirs mylonitiques [Barfély and Pêcher, 1984] a révélée la présence de structures sigmoïdales associées à des plans de cisaillements conjugués traduisant un raccourcissement E-W et un étirement sub-vertical. Cette observation semble confirmée que la (blasto)mylonitisation résultant du cisaillement du socle.



III-25: Deux affleurements montrant des zones de cisaillement haut-vers-l'ouest (en haut) et haut-vers-l'Est (en bas). En haut, l'affleurement est localisé non loin du chevauchement de Meije-Olan. Le zoom montre l'intense feuilletage que peu subir la roche dans les zones les plus déformées. En bas, l'affleurement montre l'existence de rétrocisaillement au sein du massif, probablement associé à des zones de cisaillement vers l'ouest. Sur les stéréogrammes ont été figuré en rouge les cisaillements inverses, en vert les cisaillements dextres et en violet les cisaillements sénestres.

- ***La zone de cisaillement du Rif du Sap (vallée de Valgaudemar):*** Dans la vallée de Valgaudemar, non loin du Rif du Sap, deux zones de cisaillement ont été observées (**Fig. III-25**). La première (44.829390° - 6.256070°) se trouve non loin du chevauchement de Meije-Olan auxquelles elle est très probablement associée. Exposée sur une dizaine de mètres d'affleurement, cette zone de cisaillement

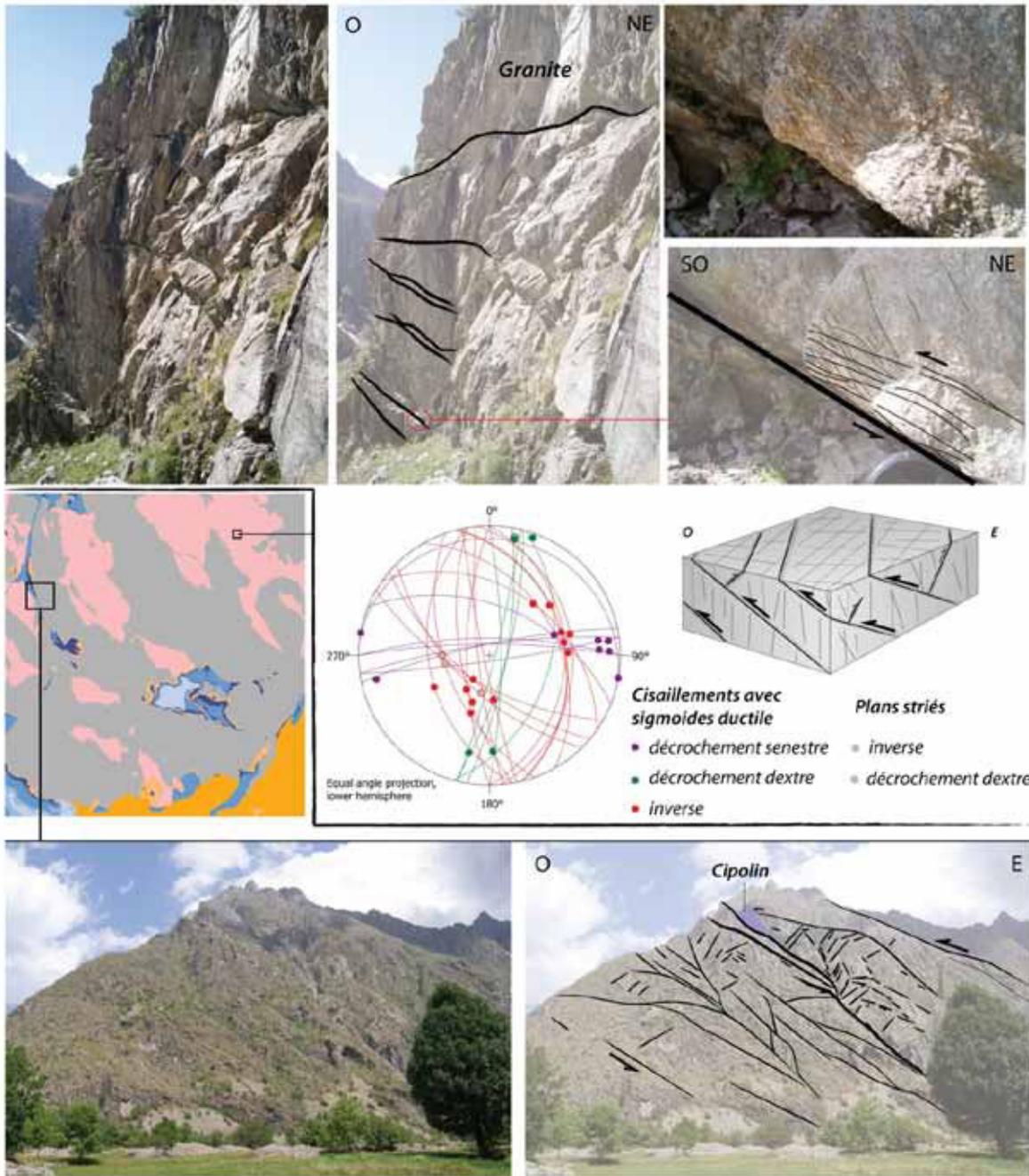
indique une direction de transport vers l'Ouest. La seconde (44.833520° - 6.283430°) est située à 2km à l'Est de la première. Il s'agit là d'une zone de cisaillement vers l'Est exposée sur un affleurement de quelques mètres, indiquant la présence de rétro-cisaillements au sein du massif des Ecrins.

- La zone de cisaillement du Glacier de la Vera Pervoz (vallée de la Bérarde):

Nous avons mis à jour une zone de cisaillement dans le granite de la Bérarde (44.920460° - 6.306570°) à la faveur d'une érosion récente probablement induite par la présence du glacier sus-jacent de la Vera Pervoz. Là nous avons pu observer des plans de cisaillement relativement localisés et espacés de plusieurs mètres (Fig. III-26). Nous n'avons pas pu apprécier la structure dans son ensemble et il est difficile de dire son ampleur. Néanmoins la partie que nous avons pu décrire révèle la présence de plans de cisaillement à pendage Est relativement localisés (la déformation ductile n'y dépasse guère une dizaine de cm) associés à quelques plans de cisaillement conjugués plus raides (Fig. III-26). Entre ces plans de cisaillement ont pu observer des décrochements conjugués indiquant un raccourcissement NE-SO, compatible avec les linéations des zones de cisaillement.

- La probable zone de cisaillement de l'Aiguille des Marmes:

Les structures internes du bloc basculé plissé du demi-graben de Mizoën-Chambon-Villard-Loubière sont visibles sur le flanc sud de l'Aiguille des Marmes (Fig. III-26). Ces structures sont tirées de l'analyse linéamentaire du paysage, méthode confirmée à Plan du Lac par exemple, où les structures du paysage ont été validées par les structures des affleurements. Néanmoins, dans le cas présent, je n'ai pu consacrer le temps suffisant à l'ascension de cette montagne qui aurait pu permettre de valider la nature de ces linéaments. Quoiqu'il en soit, il est très probable que ces linéaments représentent bien une zone de cisaillement. Cette zone de cisaillement pourrait alors expliquer la déformation du demi-graben complètement pincé, dont une bonne partie de la couverture a été expulsée.



III-26: Exemple de zone de cisaillement. En haut: zone de cisaillement dans le granite de la Bérarde et projection stéréographique des données structurales. Cette zone est formée de plans de cisaillement localisés et espacés de plusieurs mètres. A droite un zoom sur ces plan de cisaillement qui révèle une déformation pénétrative sur moins de 5cm. Le schéma synthétise les données de l'affleurement: des bandes de cisaillement à pendage Est modéré avec quelques bandes conjugués à pendage Ouest assez raide; entre ces bandes le granite est découpé par les décrochements conjugués. En bas: vue linéamentaire du flanc sud de l'Aiguille des Marmes indiquant une potentielle zone de cisaillement vers l'Ouest.

B. Métamorphisme et chronologie

1. 2nd article: Le raccourcissement de la marge Européenne Dauphinoise (massif des Ecrins, Alpes Occidentales): De nouvelles connaissances fournies par des estimations de température et des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ dans des zones de cisaillement du socle.

Ce second article vient contraindre la chronologie du raccourcissement du massif des Ecrins par des datations radiométriques et par une meilleure définition de l'histoire thermique du massif.

(1) identifier l'histoire thermique du massif des Ecrins:

1.1 Comment se répartit la température maximum d'enfouissement ?

1.1.1 Quelle est sa signification (tectonique vs. sédimentaire) ? Est-elle synchrone ?

1.1.2 Où sont les variations de ce T_{max} et qu'elles sont les causes de ces variations ?

1.2 Quelles sont les conditions Pression-Température de la déformation ?

1.2.1 Quels objets peuvent permettre de déterminer les conditions P-T de la déformation ?

1.2.2 Quelle est la signification de ces objets dans nos échantillons ?

Ces questions permettront de mieux cerner le chemin P-T subie par les unités du massif des Ecrins.

(2) déterminer l'âge des déformations

2.1 Quelle est la signification des micas blancs que l'on date ?

2.2 Quelle est la signification des âges obtenus ?

2.3 Qu'apporte l'histoire du massif des Ecrins au regard de l'histoire des Alpes Occidentales ?

Répondre à ces questions est une seconde base essentielle pour comprendre l'histoire de l'édification d'une structure et ainsi apporter des arguments pour contraindre les processus à l'origine de cette histoire.

Résumé:

Cet article fournit des contraintes thermiques et temporelles sur l'évolution cinématique du massif des Ecrins dans la zone externe des Alpes Occidentales. Nous avons cartographié la température maximum d'enfouissement atteinte par la couverture (T_{\max}) entre Grenoble et le col du Galibier (E-W) et entre Saint Jean de Maurienne et Embrun (N-S) en utilisant la Spectrométrie Raman sur Matériel Carboné (RSCM). Le T_{\max} est constant (autour de 335°C) sur l'ensemble du massif des Ecrins. Il décroît à l'Ouest, vers le haut de la série sédimentaire du Vercors et à l'est, vers le haut des unités chevauchantes du Front Pennique (et réaugmente ensuite vers l'est dans les unités internes). Dans un premier temps, les phengites Alpines des zones de cisaillement ont été distinguées des muscovites Varisques sur la base d'analyses EPMA couplé à une étude microstructurale. Leur âge de cristallisation Alpine, à une température inférieure à la température de fermeture des phengites, a été confirmé dans un second temps par des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ. Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 33 et 25Ma ont été trouvés dans toutes les zones de cisaillement inverses à vergence ouest, responsables du raccourcissement et de l'épaississement du massif des Ecrins. En intégrant ces âges, les estimations du T_{\max} , l'analyse structurale de ces zones de cisaillement ainsi que les données géologiques publiées sur les massifs des Ecrins et du Vercors, nous proposons un nouveau scénario du raccourcissement de la zone externe. Entre 33 et 25Ma, le massif des Ecrins a été rapidement enfoui de manière quasi-rigide sous les unités internes pour ensuite atteindre une température de 335°C, synchrone d'un raccourcissement distribué qui a été accommodé par plusieurs bandes de cisaillement inverses, haut-vers-l'ouest et de plis dans la couverture Mésozoïque. La déformation s'est ensuite localisée le long d'un chevauchement majeur à la base du massif des Ecrins qui s'est propagé le long de l'interface socle-couverture sous le massif du Vercors après 16Ma.

209

Mots-clefs: Alpes Occidentales, zone externe, massif des Ecrins, raccourcissement, zone de cisaillement, datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, thermométrie RAMAN, géothermométrie sur chlorite.

The shortening of the European Dauphinois margin (Ecrins-Pelvoux Massif, Western Alps): new insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ dating and RSCM maximum temperature estimates.

M. Bellanger^{a, b, c, *}, R. Augier^{a, b, c}, N. Bellahsen^{d, e}, L. Jolivet^{a, b, c}, P. Monié^g, T. Baudin^{a, b, c}, O. Beyssac^f,

^aUniv d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France

^b CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

^c BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

^d UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, IStEP, F-75005 Paris, France

^e CNRS, UMR 7193, IStEP, F-75005 Paris, France

^d Univ. Pierre et Marie Curie, UMR 7590 UPMC-CNRS, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

^e Géosciences Montpellier, CC 60, UMR 5243, Univ. Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

* Corresponding author: mathieu.bellanger@gmail.fr

a) Abstract

This paper provides thermal and temporal constraints for the structural evolution of the Ecrins massif in the external zone of Western Alps. Maximum temperature reached by the cover (T_{max}) from Grenoble to the Galibier pass (E-W) and from Saint Jean de Maurienne to Embrun (N-S) was estimated with the Raman Spectrometry of Carbonaceous Material (RSCM) method. T_{max} is almost constant around 335°C all through the Ecrins massif. It decreases westward toward the top of the Vercors sedimentary units; it also decreases eastward in the Ultradauphinois overlapping unit toward the Penninic Frontal Thrust, and increases again in the Internal units toward the east. Alpine phengites in shear zones are first distinguished from inherited Variscan muscovites based on EPMA analyses and microstructural study. Their Alpine crystallization age at a temperature lower than the closure temperature of muscovite is then confirmed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ analysis. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages between 33 and 25Ma are found for all the top-to-the-west shear zones responsible for the shortening and thickening of the Ecrins massif. Integrating those ages, T_{max} estimates, structural analysis of the shear zones and published geological data on the Ecrins and Vercors massifs lead to a shortening scenario of the external zone. From 33 to 25 Ma the Ecrins massif was rigidly buried below more internal units then reached the

temperature of 335°C coevally with a distributed shortening which was accommodated by several west-verging shear zones in the basement and folds in the Mesozoic cover. Deformation then progressively localised along a major thrust at the base of the Ecrins massif and propagated along the basement-cover interface below the Vercors massif after 16Ma.

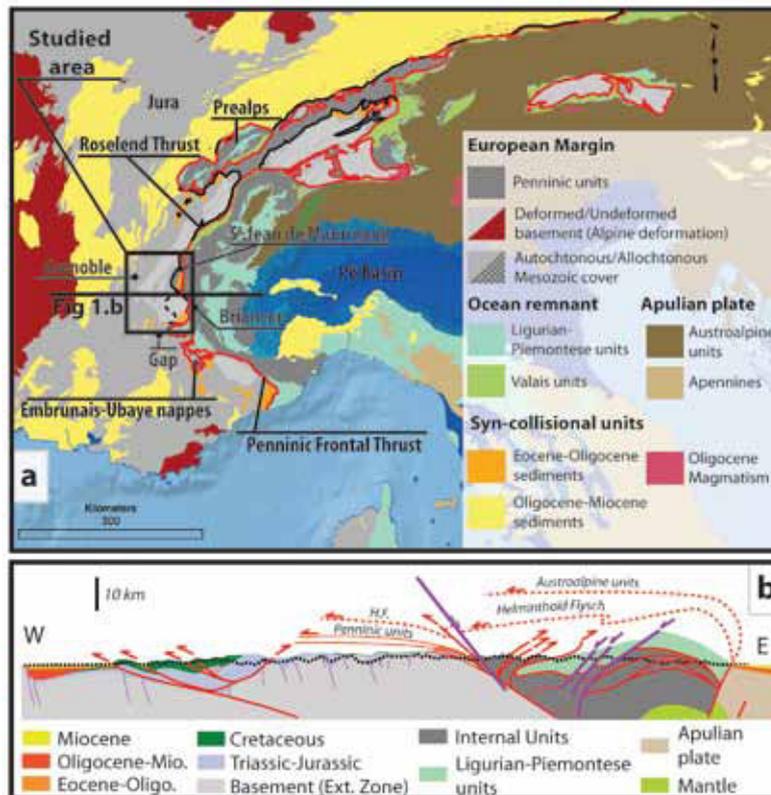
b) Introduction

Whereas the convergence of the European and the African plate was oriented N-S since 92Ma [Smith, 1971; Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002], stretching lineations in the Western Alps, which indicate local stretching and particle-path displacements, trend mainly E-W in the internal zone (NW-SE in its northern part), and radial to the orogen in the external zone [Malavieille et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Fry, 1989a; Platt et al., 1989a; Lickorish et al., 2002; Reddy et al., 2003; Rosenbaum and Lister, 2005; Bellanger et al., 2013]. Various geodynamic scenarios were proposed to explain this finite strain pattern, often involving an independent motion of the Apulian (or Adria) microplate [Platt et al., 1989a; Handy et al., 2010]. Thus, the finite-strain pattern of the Western Alps was explained (1) by the rotation of the Apulian indenter [Vialon et al., 1989; Collombet et al., 2002], (2) by a straight motion followed by rotation [Lickorish et al., 2002], (3) by a WNW-ESE motion of the Apulian indenter associated with local body forces [Platt et al., 1989a], (4) by reorientation of lineations due to rotation of rigid blocks [Rosenbaum and Lister, 2005], (5) by the change of the relative motion of the Apulian indenter [Ricou and Siddans, 1986; Laubscher, 1991; Schmid and Kissling, 2000; Ceriani et al., 2001; Ford et al., 2006; Dumont et al., 2012], or (6) due to the Mediterranean mantle flux induced by the slabs roll-back [Vignaroli et al., 2008; Jolivet et al., 2009; Barruol et al., 2011].

The kinematics of the orogen is constrained by estimates of block rotations [Heller et al., 1989; Henry, 1992; Crouzet et al., 1996; Thomas et al., 1999; Collombet et al., 2002], the relative history of shortening and transport directions [Beach, 1982; Malavieille et al., 1984; Merle and Brun, 1984; Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989b; Fry, 1989b; Spencer, 1992; Butler, 1992; Ford, 1996; Burgisser and Ford, 1998; Agard et al., 2001b; Ceriani et al., 2001; Reddy et al., 2003; Ganne, 2003; Le Bayon et al., 2006; Gerber, 2008; Fournier et al., 2008] coupled to the amount of shortening [Gratier et al., 1989; Sinclair, 1997;

Lickorish and Ford, 1998; Philippe et al., 1998; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013] and to ages of deformations by radiometric methods [Agard et al., 2002; Reddy et al., 2003; Challandes et al., 2008; Rolland et al., 2008, 2009; Simon-Labric et al., 2009; Sanchez et al., 2011a]. However, local transport or shortening directions cannot be easily linked to relative plate motions [Coward and Dietrich, 1989]: partitioning or inherited structures can induce local variations of these directions [Lickorish et al., 2002] and local rotations of rigid block can occur [Henry, 1992]. This is the case for the Ecrins massif, and more generally in the western external Alps, where there is an open debate about the shortening history [Gratier et al., 1973; Bravard and Gidon, 1979; Depardon, 1979; Gidon and Pairis, 1980; Beach, 1982; Merle and Brun, 1984; Gillcrist et al., 1987; Fry, 1989b; Coward et al., 1991; Spencer, 1992; Butler, 1992; Ford, 1996; Sue et al., 1997; Burgisser and Ford, 1998; Ceriani et al., 2001; Marquer et al., 2006; Calcagno et al., 2007; Simon-Labric et al., 2009; Bellahsen et al., 2012; Dumont et al., 2012; Bellanger et al., 2013].

The purpose of this contribution is to constrain the timing of shortening in the Ecrins massif where top-to-the-west contractional shear zones have been described [Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013]. We first provide a map of the maximum temperature (T_{\max}) reached by the cover, i.e. more than 70 analyses, distributed between Grenoble and the Galibier pass (E-W) and between Saint Jean de Maurienne and Embrun (N-S) (Fig. III-27). It constrains the thermal history as well as the burial dynamics around the Ecrins massif. Then, we compare this T_{\max} with temperatures obtained in both basement and cover, using chlorite geothermometers. In a second step, we provide EPMA analyses of white micas coupled to microstructural and textural analysis from sample collected along strain gradient from various shear zones, which permits to document the nature of these white micas, i.e. inherited vs. syn-kinematics. Finally, in a third step we performed *in-situ* dating of white micas using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. These results constrain the scenario of collisional shortening in western Alps and progressive localization of strain along the basal thrust of the External Crystalline Massifs (ECM).



III-27: (a) localisation of the studied area in the Western Alps; (b) cross-section along the Alps close to the 45th parallel modified from [Bellanger et al., 2013].

c) Geological settings

The studied area, the Ecrins massif, belongs to the external zone of the Western Alps (Fig. III-27).

(a) Western Alps

To the first order, the Western Alps are divided in two domains, limited by the Penninic Frontal Thrust (PFT). To the east, the internal zones, which have mainly recorded oceanic and continental margin subduction, are affected by high-pressure metamorphism which occurred between 70 and 35 Ma. To the west, the external zone, which mainly recorded the Liassic rifting stage and the Oligo-Miocene collision event, is affected by low-grade metamorphism which has occurred since the end of Eocene.

After a Liassic to Dogger stage of rifting, with well exposed tilted blocks in the external zone [Barféty and Gidon, 1983; Lemoine et al., 1986], the Liguro-Piemontais oceanic domain formed between the European and Apulian

continental domains from the Bajocian onward, as evidenced by the age of the first oceanic sediments [De Wever and Caby, 1981; De Wever et al., 1987].

Convergence started during late Cretaceous times with the subduction of the Ligurian domain (where the deposition of the Helminthoid Flysch occurred) together with a change of the relative motion between Africa and Europe around 92 Ma [Smith, 1971; Coward and Dietrich, 1989; Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002]. This led to the subduction of the European crust under the Apulian microplate as evidenced by the typical cold metamorphic gradient of $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ recorded in the Liguro-Piemontais domain [Agard et al., 2001b], the HP to UHP metamorphism observed in most internal zones [Chopin, 1984] or the increasing P-T conditions toward the East [Platt, 1986]. Radiometric ages of this HP/UHP metamorphism range from 80 Ma in the Sezia zone to 33 Ma in the Valaisan area ([Rosenbaum and Lister, 2005; Berger and Bousquet, 2008; Bousquet et al., 2008; Rubatto et al., 2011] and references therein). After subduction and related HP metamorphism and exhumation of the internal zones, the proximal margin was shortened and the deformation then propagated outward: this is the beginning of the collision *stricto-sensu*.

(b) *External zone, from Belledonne to the Ecrins massifs: an overview*

The Belledonne, Grandes Rousses and Ecrins massifs (External Crystalline Massifs, ECM) belong to the external zone and more specifically to the Dauphinois domain. They are covered by Mesozoic series and represent the basement of the proximal margin of the European crust. Along these massifs the strike of structures changes from NE-SW in the north to NW-SE in the south, underlining the Alpine arc curvature. This change is inherited from the geometry of the European margin and associated normal fault orientation (NE-SW to north; NE-SW and NW-SE to south) [de Graciansky et al., 1989].

During Palaeozoic, these massifs were affected by a multiphase tectono-metamorphic history [Debon and Lemmet, 1999; Guillot and Menot, 1999; Von Raumer et al., 1999; Guillot et al., 2009]. High-grade metamorphism of Carboniferous age has strongly overprinted previous tectono-metamorphic records. The Belledonne massif is divided in two domains (internal and external branch) separated by a crustal-scale Viséan dextral shear zone. Syn-kinematics pluton emplaced at the same time in the northern part of internal branch. The

core of the Ecrins massif consists of anatectic granite, migmatite, ortho- and paragneiss, micaschist, amphibolite and leptynite inherited from the poly-metamorphic history. The cortex is composed by Devono-Dinantian plutonic and volcano-sedimentary rocks, including Visean conglomerates, coal and volcano-sediments [Barféty and P  cher, 1984]. The Ecrins massif was then structured by nappe stacking during the Visean followed by late Carboniferous to Permian crustal collapse [Guillot and Menot, 1999]. The collapse is contemporaneous with migmatization and anatectic granites emplaced between 330-290 Ma in the basement and with stephanian-westphalien volcano-sedimentary intra-continental basins that developed on top of this basement (i.e. in Grandes Rousses, Belledonne and La Mure massifs) [Barféty and P  cher, 1984; Barféty et al., 1984, 1988; Guillot et al., 2009]. This zone was ultimately eroded during Permian to Triassic times as evidenced by the continental Permo-Triassic deposits (sands and conglomerates together with coal intercalations) and middle to late Triassic shallow marine sediments (dolomitic limestone with evaporitic layers). During following tectonic events, these detrital formations remained attached to the basement and can be used as strain markers for the basement deformation [Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013].

215

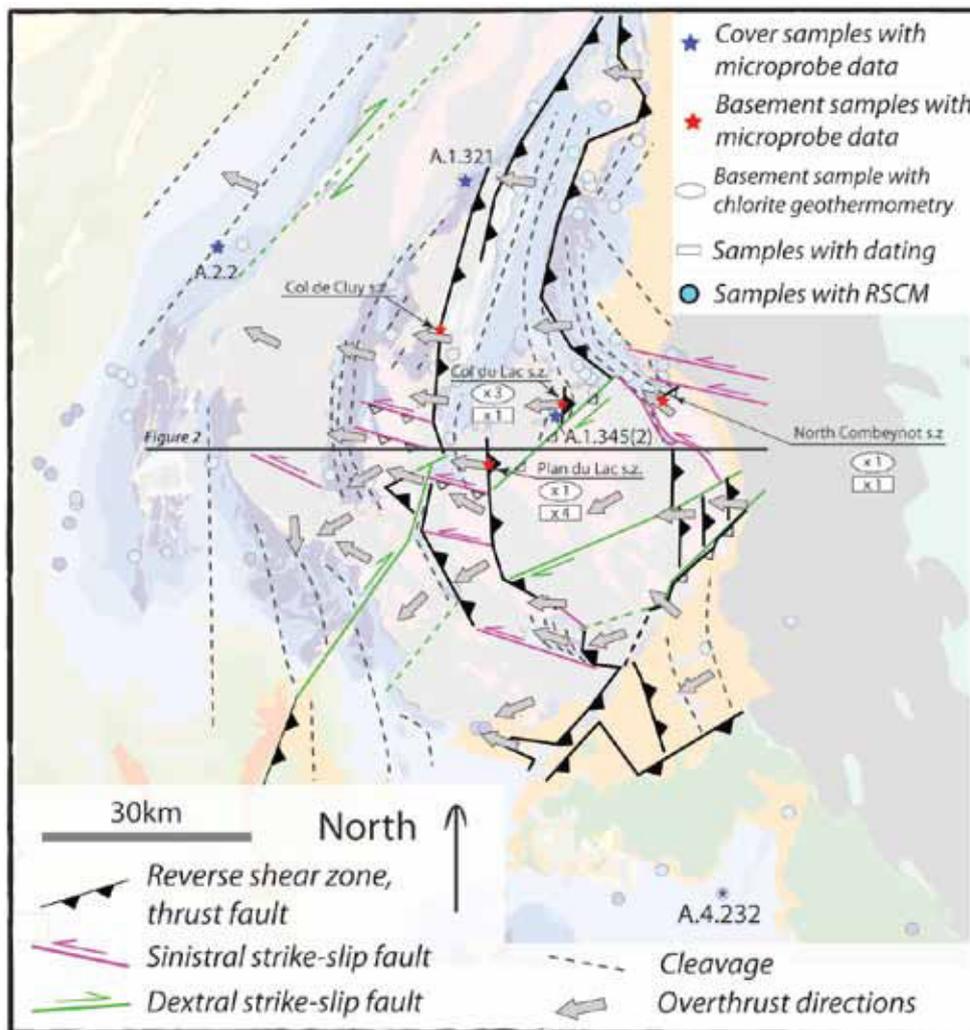
During late Triassic to early Liassic times, the external zone was stretched during an intracontinental rifting event, as evidenced by the basaltic flow ("spilite") [Laurent, 1992] and tilted blocks, limited by NE-SW and NW-SE kilometric scale normal faults [Lemoine et al., 1986; Lemoine and De Graciansky, 1988]. During this event, the Meije block (Fig. III-28, III-29) was a horst, as evidenced by its thin cover and plaeobathymetric conditions [Roux et al., 1988].

The "Pyreneo-Provençal phase", Late Cretaceous to Early Eocene in age, responsible for E-W folds and thrusts especially in the southern part of the external zone, is the first shortening event [Lemoine, 1972; Caby, 1973]. Ante-Senonian E-W folds axes were described in the Dévoluy massif but were recently recognized as due to submarine sliding [Michard et al., 2010]. The Nummulitic series are deposited within the foreland flexural basin from Lutetian/Bartonian to Priabonian/Rupelian [Sinclair, 1997; Mulder et al., 2010]. They are uncomformable above reverse faults associated to N-S shortening, south of the Ecrins massif [Ford, 1996]. The timing and the kinematics of other thrusts north of the Ecrins massif, such as the Meije or Combeynot thrusts, are debated, whether they are pre- [Barbier, 1963; Bravard and Gidon, 1979; Ford, 1996], or

syn- to post- Nummulitic [Beach, 1981b; Dumont et al., 2011; Bellanger et al., 2013]. But whereas the Meije thrust sheet was westward-directed, the only evidence of post-Nummulitic N-S to NW-SE shortening is restricted to a narrow area around the PFT [Bellanger et al., 2013].

The main Alpine tectono-metamorphic shortening event in the external zone was due to its burial under the internal units. This burial can be dated around Rupelian times by the syn-tectonic formation topping the Nummulitic series, the so-called "*schistes à blocs*" [Kerckhove, 1969; Gidon and Pairis, 1980; Sinclair, 1997; Mulder et al., 2010]. In the Ecrins massif, E-W shortening was responsible for folding in the cover with axial plane cleavage development in the west and penetrative cleavage transposed parallel to bedding in the east [Gratier and Vialon, 1980; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013]. In the Bourg d'Oisans, Mizoën, Emparis Jurassic basins and Champsaur Eocene basin, the metamorphic peak associated to burial, determined by various methods (paragenesis, thermopaleomagnetism, fission-tracks) and which also affects the Nummulitic series, reached 300 to 350°C for 1-5 kbar [Waibel, 1990; Jullien and Goffé, 1993; Crouzet et al., 1999, 2001; Ceriani et al., 2003], which implies an overload in the range 3-15 km if only pressure is considered, but most likely around 10km when considering a normal geotherm. The distribution of temperature in the Bourg d'Oisans area using thermopaleomagnetism [Crouzet et al., 1999] shows that cooling started from 330°C after the end of deformation with a vertical temperature gradient (around 22°C.km⁻¹) which cross-cuts the folds. The metamorphic peak was dated with large uncertainties around 26-24 Ma by K-Ar method in white micas from the cover [Nziengui, 1993]. This is consistent with zircon fission-tracks ages scattered between 27 Ma (alt. 3065m) and 13 Ma (alt. 1310m) [van der Beek et al., 2010]. Thus, the deformation stage in the Ecrins massif, syn- to post burial, seems to occur between 34-33 Ma and to 26-24 Ma. This is supported by ⁴⁰Ar-³⁹Ar phengite ages from strike-slip shear zones in the eastern part of the Ecrins massif [Simon-Labric et al., 2009] which are scattered between 34 and 27 Ma. However, [Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013] have shown that the E-W shortening in the Ecrins massif was mainly accommodated by kilometer-scale top-to-the-west reverse shear zones, which remain yet undated. We present in the present paper new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of these major structures.

d) Reverse shear zones: shortening structures in the Ecrins massif



III-28: Structural map of the studied area modified from [Bellanger et al., 2013] with the localization of the analyzed shear zones and samples.

(a) *Inherited and shortening structures*

During Alpine collision, amount of shortening of the Ecrins massif was less than 30-40% [Dumont et al., 2008; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013]. As a consequence, inherited structures are still preserved, which allows studying relationships between inherited and Alpine newly formed structures [Gillcrist et al., 1987; de Graciansky et al., 1989; Coward et al., 1991; Gidon, 2001; Butler et al., 2006; Dumont et al., 2008; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013]. The behavior of these inherited structures is debated: shortening may be accommodated by the reactivation of older normal faults [Gillcrist et al., 1987; Hayward and Graham, 1989; Coward et al., 1991] of the Variscan foliation [Dumont et al., 2008] or by the formation of new shear zones within the

basement [Bartoli et al., 1974; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013]. The Liassic half-graben sedimentary infill shows vertical stretching lineations close to the normal faults, which suggests an upward expulsion of the half-graben content. It is accommodated by folding of the basement-cover interface in the hangingwall of normal faults (Megamullion of [Tricart and Lemoine, 1986]) and pinching of the cover between the basement and the normal fault, which acted as a buttress. [Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013] have shown that folding of the basement-cover interface results from top-to-the-west brittle-ductile shear zones in the underlying basement..

(b) *Shear zones: behavior and ages.*

Variscan foliation and the younger shear zones in basement can be distinguished because the later corresponds to a more localized (colder) deformation, with a smaller quartz grain size and with crystallisation of phengite at the expense of Variscan muscovite and feldspar. Deformation triggered feldspar phengitisation with a phengite content that increases with the strain gradient (Fig. III-29) [Bartoli et al., 1974; Bellanger et al., 2013]. Thus, phyllonites, a low-strength rock mainly composed by phengite and quartz, are characteristic of the high strain zones where the protolith was feldspar-rich [Wibberley, 1999, 2005; Bellanger et al., 2013]. Phyllonites form an anastomosing network of shear zones separating less-deformed zones (Fig. III-29). At large-scale, one observe an eastward strain gradient (i.e. toward the Penninic Frontal Thrust), and the development of thrust sheets in the east (Fig. III-29).

218

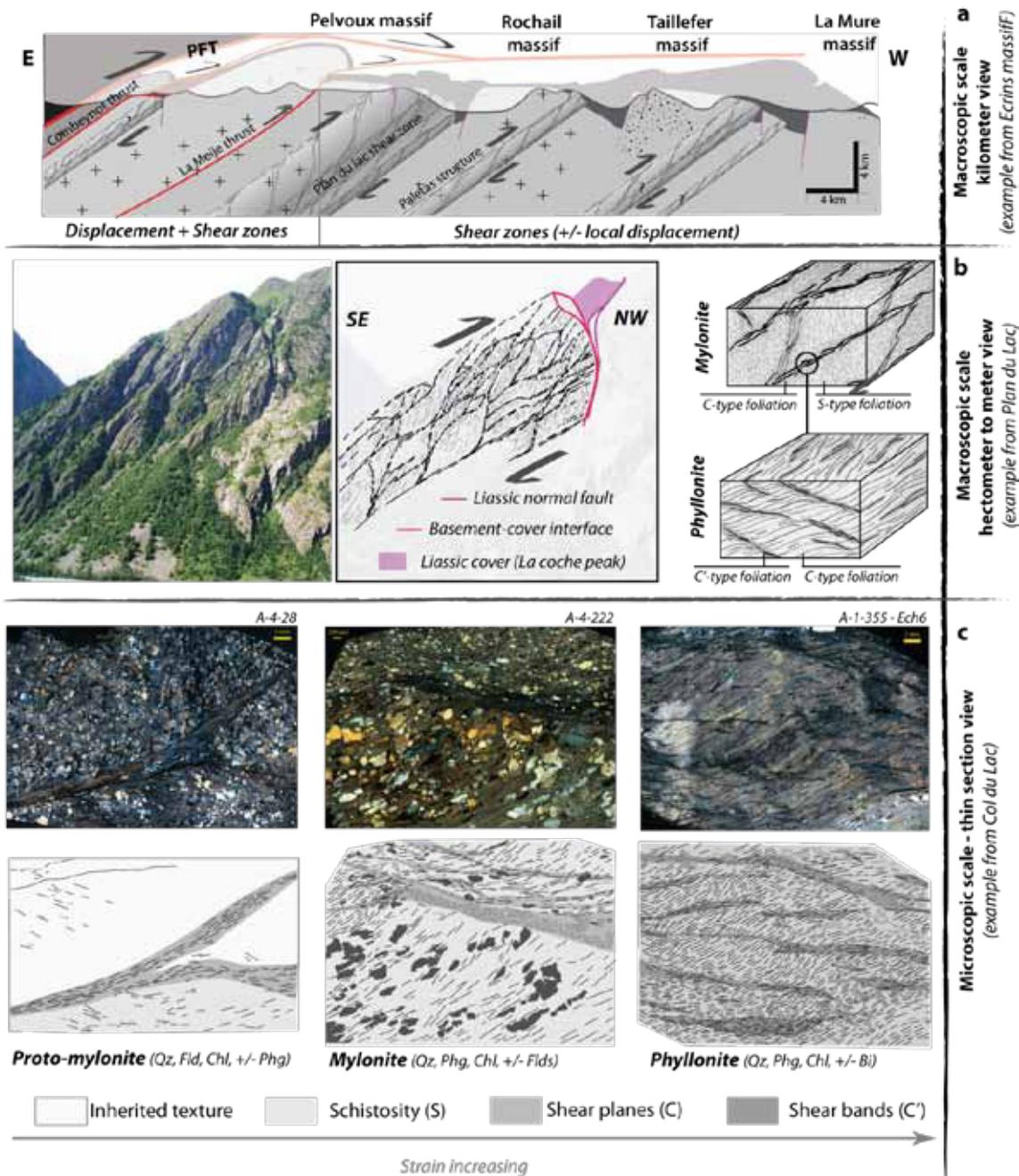
Shear zones cross-cut the Variscan foliation, affect Mesozoic series and their kinematics is similar to those in the cover. Thus, they can be interpreted as Alpine [Bartoli et al., 1974; Barféty and P  cher, 1984; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013], although no radiometric ages are available and that some shear zones in the Ecrins massif were previously interpreted as Variscan (the Plan du Lac shear zone, Fig. III-28, III-29) [Coward et al., 1991]. Moreover, whereas the Alpine shear zones of Argentera or Mont Blanc massifs are of Oligo-Miocene age [Rolland et al., 2008; Sanchez et al., 2011a], the Alpine strike-slip faults of eastern Ecrins massif were dated as Rupelian [Simon-Labric et al., 2009]. The exact age of the compressional shear zones thus remains to be

determined, especially with respect to the age of the overall westward thrusting of the ECM.

Finally, the shortening history of the Ecrins massif is debated: whereas [Dumont et al., 2011] invoked a major syn- to post-Nummulitic NW-SE shortening event in the Ecrins massif, [Bellanger et al., 2013] proposed that this NW-SE shortening is limited to the vicinity of the Penninic Frontal Thrust and is probably coeval with the E-W shortening in the Ecrins massif. Thus, the reverse shear zones can provide key-ages for constraining the shortening history of the Ecrins massif.

(c) *Sampling strategy and method*

We have sampled four shear zones across the E-W gradient, which are from west to east: the Col de Cluy, Plan du Lac, Col du Lac and Combeynot shear zones (Fig. III-28). All of them display E-W stretching lineations, except for the Combeynot that shows a NW-SE stretching lineation. Temperature can be estimated in shear zones by the chlorite-quartz-water equilibrium [Vidal et al., 2001, 2005, 2006]. *In-situ* ^{40}Ar - ^{39}Ar laser ablation method [Maluski and Monié, 1988] has been chosen because it permits to date the white micas according to their structural position and so to their tectonic significance [Agard et al., 2002; Müller, 2003; Augier et al., 2005; Gerber, 2008]. Finally, to constrain the significance of ^{40}Ar - ^{39}Ar phengite ages we studied the thermal history of the massif using the Raman Spectrometry of Carbonaceous Material method (RSCM) which provides T_{max} constraints.



III-29: Incremental scale of the strain pattern from (a) the kilometer view: a cross-section along the Ecrins massif (Pelvoux and Rochail massifs) from the Penninic Frontal Thrust (PFT) to La Mure massif. Note the shear zones distribution and the nappes stacking development to the east (La Meije and Combeynot thrust sheet) which highlight a eastward strain increasing; (b) a hectometer to meter view: a photograph of a part of the Plan du Lac shear zone in the Vénéon Valley. Note the anastomosed relationships of the shear planes, the folded shape of the basement-cover interface and the pinched part of Mesozoic cover. The sketch represent the macroscopic features of the deformation from mylonite to phyllonite: the S-type foliation, the C-type foliation and the C'-type foliation. (c) Thin-section view of the features of the deformation from Proto-mylonite to Phyllonite. Note the increasing of the phengite content with the strain increase.

e) Methods

(a) Raman spectrometry of carbonaceous material (RSCM)

The Raman Spectrometry of Carbonaceous Materials method [Beysac et al., 2002b; Lahfid et al., 2010], particularly suitable for the organic-rich lithology of the cover in the studied area (limestone, marls, schist and flysch), has the potential to provide constraints for the thermal history of the massif through the mapping of isotherms between 200 and 650°C. In second step, these thermal constraints can be used to discuss the meaning of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data in terms of cooling or crystallisation ages [Harrison et al., 2009].

Carbonaceous Material (CM) in sedimentary rocks is progressively transformed into graphite during diagenesis and metamorphism. [Wopenka and Pasteris, 1993; Yui et al., 1996] suggest that the degree of graphitisation measured by Raman spectrometry can be a reliable indicator of the metamorphic grade. As the graphitisation is an irreversible process [Beysac et al., 2002a], Beysac et al. [2002b] and Lahfid et al. [2010] have proposed empiric thermometers which link the degree of graphitisation measured from Raman Spectra (RS) to the highest temperature (T_{\max}) reached by the sample. The RS, in its first order region (spectral windows from 700 to 2000 cm^{-1}), can be divided into a graphite band (G) and defect bands (D1, D2, D3, D4). The proportion of these bands reflects the degree of graphitisation that can be quantified using the R2 parameter, defined as the relative area of the main defect bands ($R2 = D1/(G+D1+D2)$) [Beysac et al., 2002b]. These authors proposed an empirical thermometer which link R2 to T_{\max} ($T_{\max}(\text{°C}) = -445 \cdot R2 + 641$) for temperature range from 330 to 640°C with an intrinsic error calibration of 50°C. At lower temperature (200-350°C), the D3 and D4 bands are well developed. In this case, the T_{\max} can be estimated using the RA1 parameter ($RA1 = (D1+D4)/(G+D1+D2+D3+D4)$) following the relation: $T_{\max}(\text{°C}) = (RA1 - 0.3758)/0.0008$ with an intrinsic error calibration of 25°C [Lahfid et al., 2010]. Whereas the first method was successfully tested in various geological contexts [Beysac et al., 2002b, 2002b; Aoya et al., 2010; Plunder et al., 2012], the second one still needs to be tested in various contexts to be considered as a reliable quantitative method [Lahfid et al., 2010].

All Raman spectra have been measured and analysed following the procedures described by [Beyssac et al. \[2002b, 2003, 2007\]](#) and [Lahfid et al. \[2010\]](#). Raman spectra were obtained using a Renishaw InVIA Reflex microspectrometer (IMPMC, Paris, France) with a 514-nm argon laser. The laser power at the sample surface was around 1 mW and the laser was focused by a DMLM Leica microscope with a $\times 100$ magnification objective. After several filtering, the signal was finally analysed by a Peletier cooled RENCAM CCD detector. Before each session, the spectrometer was calibrated with a silicon standard. A set of 10-15 spectra for each sample is needed to calculate a mean T_{\max} .

(b) *Microprobe analysis, minerals composition and P-T estimates*

As a function of their structural position, the chemical composition of minerals (chlorites, white micas) has been determined by point analysis with an Electron Probe MicroAnalyser (EPMA), the CAMECA SX50 (15 kV, 10nA). Elements, which are measured in %weight of oxide, are SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , F and Cl. The standard used to calibrate the EPMA are albite, aluminium oxide, ferrous oxide, olivine, andradite, albite, orthose, manganese titanate, fluorapatite and vanadinite, respectively.

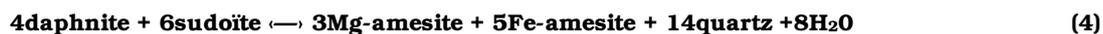
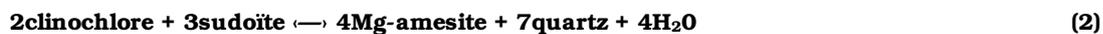
222

Chlorites

Due to their multiple substitutions, which can be modelled by several end-members, chlorites are convenient minerals for thermodynamic approach. Three main substitutions occur in chlorite [[Vidal and Parra, 2000](#)]: (1) FeMg_{-1} (FM: $[\text{Mg}^{2+}]^{\text{VI}} = [\text{Fe}^{2+}]^{\text{VI}}$) between daphnite (daph: $\text{Fe}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) and clinochlore (clin: $\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$); (2) $\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{Si}_{-1}\text{Mg}_{-1}$ (TK: $[\text{Si}^{4+}]^{\text{IV}}[\text{Mg}^{2+}]^{\text{VI}} = [\text{Al}^{3+}]^{\text{IV}}[\text{Al}^{3+}]^{\text{VI}}$) (tschermak) between amesite (am: $(\text{Fe},\text{Mg})_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) and daphnite/clinochlore end-members; (3) $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{3-\square}\text{Al}_{-2}$ (DT: $3[\text{Mg},\text{Fe}^{2+}]^{\text{VI}} = 2[\text{Al}^{3+}]^{\text{VI}}\square^{\text{VI}}$; where \square is the vacancy) (di-trioctahedral) between sudoite (sud: $(\text{Fe},\text{Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4$) and daphnite/clinochlore end-members.

Empirical approach shows that the increasing of Al^{IV} and the decreasing of Si, Al^{VI} and vacancy content of chlorite occurs with increasing temperature [[Cathelineau and Nieva, 1985](#); [Cathelineau, 1988](#)]. However, this empirical method cannot be simply used in various contexts [[de Caritat et al., 1993](#)]. Thus, the thermodynamic approach, which considers the rock mineralogy, the fluids

composition or the redox conditions, appears a better way to link the chemistry of chlorite to the P-T conditions of its formations [Walshe, 1986; Vidal et al., 2001]. [Vidal et al., 2001, 2005, 2006] proposed that the evolution of composition with temperature can be modelled with the following equilibrium:



At fixed water activity and pressure ($a_w=1$ and $P=4\text{kbar}$ in this study), the temperature of chlorite formation can be determined for each equilibrium. The variation of Fe^{3+} leads to a shift of these equilibriums. Thus, the temperature of chlorite formation and the Fe^{3+} content are estimated simultaneously. The estimated $X\text{Fe}^{3+}$ ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$) of chlorite represents the minimal quantities which permit the convergence to less than 30°C of the four temperatures obtained with the previous equilibriums [Vidal et al., 2006; Lanari et al., 2012]. This convergence zone represents the main temperature of chlorite formation with its cumulative uncertainties.

223

Whites Micas

Six main substitutions occur in white micas [Vidal and Parra, 2000; Parra et al., 2002; Dubacq et al., 2010]: (1) The Tschermak substitution between muscovite to Al-Celadonite end members (TK: $[\text{Si}^{4+}]^{\text{IV}}[\text{Mg}^{2+}\text{Fe}^{2+}]^{\text{VI}}=[\text{Al}^{3+}]^{\text{IV}}[\text{Al}^{3+}]^{\text{VI}}$); (2) the paragonitic substitution (Pa: $\text{K}^{\text{XII}}=\text{Na}^{\text{XII}}$); (3) the FM substitution between Mg and Fe-Al-celadonite end members (FM: $[\text{Mg}^{2+}]^{\text{VI}}=[\text{Fe}^{2+}]^{\text{VI}}$); (4) the ferrimuscovite substitution which depending on the oxygen fugacity (Fe^{3+} : $\text{Al}^{\text{IV, VI}}=\text{Fe}^{3+}$); (5) the dioctahedralsubstitution between muscovite-Al-celadonite and biotite end-members (DT: $3[\text{Mg,Fe}^{2+}]^{\text{VI}}=2[\text{Al}^{3+}]^{\text{VI}\square\text{VI}}$); (6) The pyrophyllitic substitution between muscovite-Al-celadonite and pyrophyllite end-members (P: $[\text{Na, K}]^{\text{XII}}\text{Al}^{\text{IV}}=\text{Si}^{\text{IV}\square\text{XII}}$). Moreover, the interlayer vacancy (site XII) can be due to the substitution of K^+ by H_3O^+ , NH_4^+ or H_2O .

The Tschermak substitution within phengite, a solid-solution between muscovite and celadonite end-members, is admitted to be pressure-temperature dependant since Velde [1967]. [Velde, 1967; Massonne and Schreyer, 1987] proposed a pressure-temperature plot with Si isopleths for phengite Si content in KMAH system and for a limited assemblage with K-white-micas (KWM),

phlogopite, K-feldspars and quartz. Thus, experimental and natural samples show that the Si content of phengite increases with pressure. Moreover, in low grade rocks, the decrease of temperature induces a decrease of interlayer content (excluding water content) and an increase of their Si content (pyrophyllitic substitution) [Agard et al., 2001a; Parra et al., 2002; Dubacq et al., 2010].

(c) *In-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating*

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in-situ laser ablation method was established by [Schaeffer et al., 1977] and upgraded by [York et al., 1981] and [Maluski and Monié, 1988]. Polished (to 1 μm) rock sections of 1mm thickness and 1cm² of area, previously photographed in detail, were irradiated in the Triga Mark II nuclear reactor (Pavia, Italia) with several aliquots of the Fisch Canyon sanidine standard (28.03 \pm 0.08Ma, [Jourdan and Renne, 2007]) as flux monitor. Measurements were performed at Géosciences Montpellier (France) with an analytical system that consists of: (a) an IR-CO₂ laser of 100 kHz used at 5-15% during 60-80 sec; (b) a beam shutter for selection of exposure times; (c) a lenses system for beam focusing; (d) a camera connected to the monitor for beam focusing and selection of ablated zones; (e) a steel chamber with a copper plate and the four samples on. This chamber is depressurized to 10⁻⁸ to 10⁻⁹ bar; (f) an inlet line for purification of gases including two Zr-Al getters; (g) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher); (h) a software which controls the timing of extraction/purification and the data acquisition. For each experience, argon was released from an ablated zone of 200 μm in diameter and 10-30 μm deep. The proportion of ^{38}Ar and ^{37}Ar isotopes that result from interference with chlorine and calcium during irradiation, reveals the contribution of Cl-minerals/Cl-rich inclusions or Ca-minerals/Ca-rich inclusions to the argon release and so to the calculated age. A blank analysis was done every three analyses to evaluate the argon background within the whole analytical system. Isotopic data are computed with the ArArCalc freeware [Koppers, 2002] based on the algorithms described in [York, 1968; Faure, 1986; McDougall and Harrison, 1988; Renne et al., 1998; Min et al., 2000]. Atmospheric ^{40}Ar was estimated using a value of the initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ equal to 295.5.

f) Results

(a) Temperature constraints

RSCM: the large scale mapping of T_{max}

We provide 70 new results across the external zone, from the Vercors massif to the Penninic Frontal Thrust (E-W transect) and from the Grand Châtelard to Embrun (N-S transect) in various lithologies with additional 5 samples in the internal zone to constrain T_{max} on either sides of the Penninic Frontal Thrust (Table 1). We have built a map of T_{max} isotherms including also data of the illite-crystallinity maps of Aprahamian [1974] and Barlier et al. [1974] (Fig. III-30).

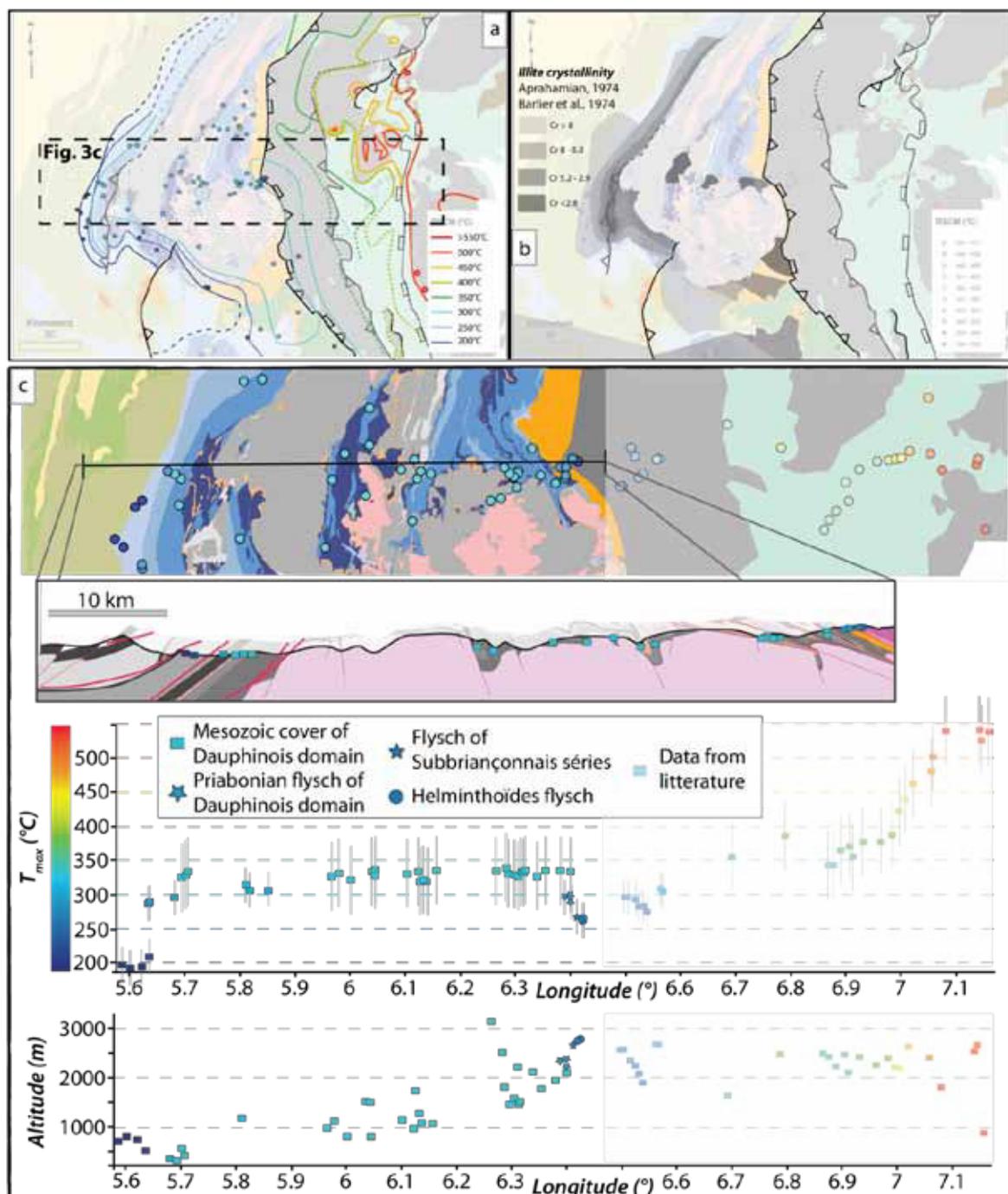
Priabonian Flysch (Dauph)	5	Calcareous Dogger (Dauph)	7
Eocene Flysch (Subbriançonnais)	2	Slaty Aalenian (Dauph)	12
Helminthoides Flysch	3	Slaty Liassic (Dauph)	19
Upper Jurassic (Briançonnais)	1	Calcareous Liassic (Dauph)	16
Upper Jurassic black-shale (Dauph)	9	Carboniferous Coal (Dauph)	1

Table 1: Stratigraphic levels of samples where RSCM method was performed. (Dauph: Dauphinois)

To the first order, results are homogeneous, around 320-340°C, from the Vercors massif to the Penninic Frontal Thrust (Fig. III-30) suggesting that the sampled profile was distributed along an isotherm during burial. Outside this domain with constant T_{max} , temperature gradients are recorded West of the Belledonne and La Mure massifs, South of the La Mure and Ecrins massifs, and in the vicinity of the Penninic Frontal Thrust (Fig. III-30). We describe here these variations in more details.

West of the Belledonne and La Mure massifs, T_{max} values evolve in the stratigraphic log: 329-334°C from Liassic to Aalenian, 286-325°C in calcareous Dogger and 227- < 200°C in upper Jurassic black shales (Fig. III-30, III-31). Thus, there is a gap of 50-100°C between the top of the calcareous Dogger and the upper Jurassic, probably due to a subtractive tectonic contact at the base or within the upper Jurassic black shales (Oxfordian). Anyway, all this Mesozoic sequence is transported eastward above the La Mure massif above a thrust that roots in Triassic or Liassic units (Fig. III-30, III-31). It is underlined by the trend of isotherms, which are sub-perpendicular to the thrust plane in its vicinity: NNE-SSW within thrust sheet and WNW-ESE within underthrust series.

Moreover, T_{max} within the thick Liassic units west of la Mure are around 330-340°C whereas T_{max} within the Aalenian of the thin series of the La Mure massif is to 279°C, i.e. a difference of 50-60°C.



III-30: Results from the Raman Spectrometry of Carbonaceous Material. (a) mapping of the T_{max} results and deduced isotherm. The isotherm shape was drawn from interpolated map and from the distribution of the Illite crystallinity; (b) map of the Illite crystallinity modify from [Aprahamian, 1974; Barlier et al., 1974]. (c) T_{max} distribution from the west of the Belledonne massif to the Penninic Frontal Thrust in map view and cross-

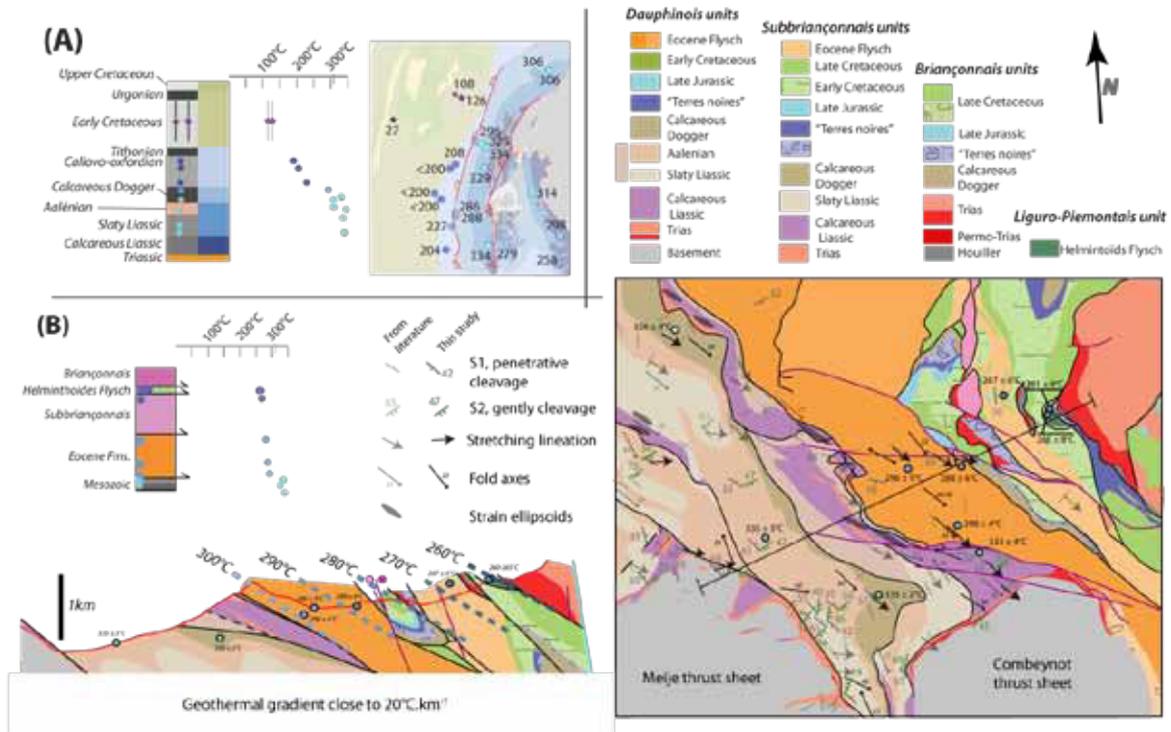
section view. The two diagrams represent the T_{\max} data following their longitude and their altitude. Data represented in thin color to the east of the Penninic Frontal Thrust come from [Beyssac et al., 2002b; Gabalda et al., 2009; Lanari et al., 2012; Plunder et al., 2012].

T_{\max} is close to 330°C in the southern part of the Bourg d'Oisans basin and in the pinched half-graben of Villard Loubière (Fig. III-30). It is close to 202-227°C (alt. 1963-1667m) in the overturned Mesozoic series of the most southern part of the Ecrins massif, along the Champoléon valley (and less than 200°C (alt. 1982m) in its unconformable Nummulitic cover). Using the illite crystallinity, it is possible to interpolate the T_{\max} trend (Fig. III-30): (1) following results of Aprahamian [1988] in the Champoléon Valley, isotherms are folded together with the bedding; T_{\max} were thus probably recorded during or before Cretaceous times; (2) between the southern part of Ecrins massif and the La Mure massif, isotherms are globally WNW-ESE to NW-SE and seem to be cross-cut by the Aspres-les-corps fault (Fig. III-30). Further south-east, there is a decrease of T_{\max} below the Embrunais-Ubaye nappes, toward the W-SW (330°C (alt. 1671m) in the Champsaur basin to 253°C (alt. 1246m) along the western border of the Embrunais-Ubaye nappes). A T_{\max} of 262°C (alt. 1689m) is obtained in the basal slaty complex of the Helminthoid flysch of the Embrunais-Ubaye nappes (Parpaillon nappe), south of the Col de Vars (Fig. III-30).

227

In the vicinity of the Penninic Frontal Thrust, close to the Lautaret and Galibier passes, T_{\max} is close to 326-335°C in the Mesozoic cover (alt. 1770-2128m), between 288 to 298°C (alt. 2215-2379m) in the overlying Nummulitic series, 267°C (alt. 2670m) in the Eocene cover of the Subbriançonnais units, and 261-265°C (alt. 2772-2758m) in the Helminthoid Flysch of Tête Noire (a unit overthrust by Briançonnais nappes) (Fig. III-31). There is a small gap of temperature on either sides of the contact between Nummulitic and Mesozoic units, between the Lautaret pass and the Galibier pass: 298°C/2215m and 333°C/2128m, respectively. This gap is however less than the methodological error bar of $\pm 50^\circ\text{C}$. It is worth noting that this contact was previously interpreted as a strike-slip fault [Bravard and Gidon, 1979], which is evidenced by structural data (schistosity and stretching lineation orientations) (Fig. III-31). In their current position, Penninic units close to the Galibier and Lautaret passes have not undergone higher temperatures than the external zone. This is confirmed eastward by T_{\max} estimates in the Carboniferous schist and sandstone of the Briançonnais domain [Lanari et al., 2012], scattered between 274 and 308°C (alt.

2660-1904m). The hypothesis of a normal fault zone between internal and external zones [Tricart et al., 2001, 2004, 2006, 2007; Tricart, 2004] is confirmed further south, where the upper Jurassic of a Briançonnais thrust slice gives a T_{max} of 291°C (alt. 1147m) while on the other side of the Penninic Frontal Thrust, the T_{max} is of 330°C (alt. 1671m) in the Nummulitic series.



III-31: Thermal gradient highlight by the RSCM mapping. (A) Distribution of the T_{max} to the west of the Belledonne massif from RSCM (circle) and the vitrinite reflectance results (star; data from [Deville and Sassi, 2006] transformed into temperature using equation proposed in [Allen and Allen, 2005]). On the map, the tectonic contacts are highlight by the T_{max} distribution. The distribution of the T_{max} in the sedimentary pile is consistent with a geothermal gradient close to 30-50°C.km⁻¹. (B) Distribution of the T_{max} close to the Lautaret and Galibier passes according to the tectonic pile and geological map and cross-section. The structural data come from [Depardon, 1979; Beach, 1981a, 1982; Ceriani et al., 2001; Bellanger, 2013]. Note that the distribution of the T_{max} in the tectonic pile is consistent with a geothermal gradient close to 20°C.km⁻¹.

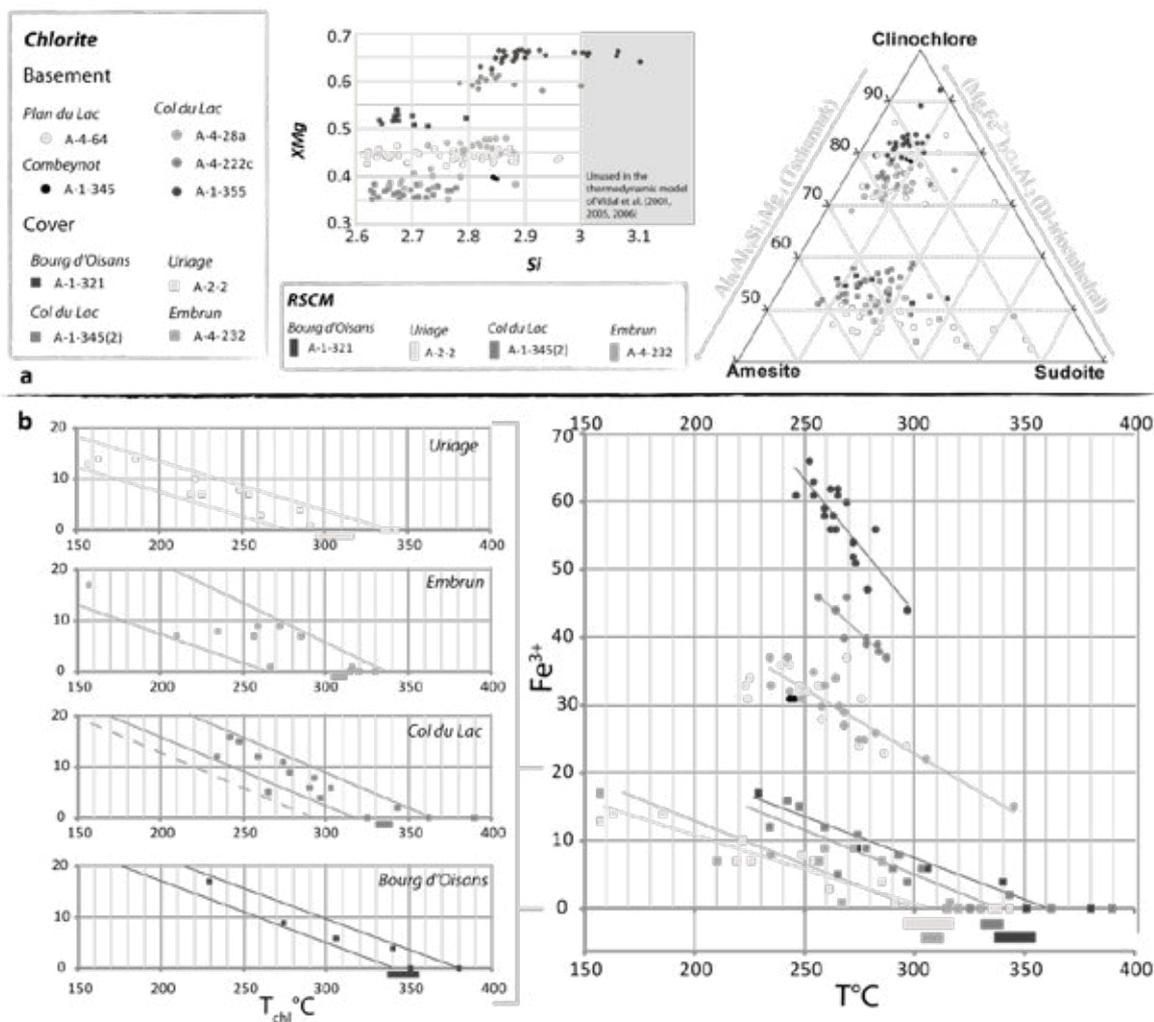
Temperature from Chlorite: in-situ estimates.

We have performed EMPA analysis over chlorites from 4 cover and 5 basement samples (from 3 different shear zones) (Fig. III-28). In the cover, chlorites are dispersed in the matrix (A-2-2, A-4-232), crystallized in syn-deformation veins (A-1-345(2)) or along pervasive cleavage (A-1-321). In basement

shear zones, chlorites are well crystallized or with fine-grained habitus; they are analysed in various structural positions (undeformed zone, Alpine schistosity, Alpine shear zones). A-4-28a, A-4-222c and A-1-355 have been sampled along a strain gradient in the Col du Lac shear zones (Fig. III-29). A-4-64 was sampled within the Plan du Lac shear zone and A-1-345 within the Combeynot shear zone (Fig. III-28).

Temperatures are homogeneous (Fig. III-32). Regardless strain intensity, structural position and habitus, all results are scattered between 220 to 350°C with averages scattered between 250 and 300°C with standard deviations frequently close to $\pm 10^\circ\text{C}$ (from $\pm 4^\circ\text{C}$ to $\pm 32^\circ\text{C}$). Well-crystallized chlorites from undeformed texture, which are probably inherited (chlorite or chloritized biotites), have the same chemical composition and temperature as fine-grained chlorites in high-strain shear zones or newly formed chlorites in Alpine veins from cover. These suggest that chemical content of chlorites is not, even partially, inherited (all chlorites have the same composition) and that the temperature recorded by chlorites represents progressive equilibration during Alpine event (prograde or retrograde path).

Whereas all these temperatures are consistent, the $X\text{Fe}^{3+}$ ($=\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$) of chlorites shows strong variations (Fig. III-32). Thus, there is a strong difference between the $X\text{Fe}^{3+}$ of basement (0.2-0.7) and cover (0-0.2) which can be explained by the different chemical compositions of chlorites between basement (clin: Si[2.7;3.1]; XMg [0.4;0.7]) and cover (clin/am: Si[2.5;2.9]; XMg [0.35;0.55]) (Fig. III-32). Similarly, the Si, XMg and $X\text{Fe}^{3+}$ content increases with the strain gradient of Col du Lac shear zone from low to high strain: (1) A-4-28a: Si[2.7;2.9], XMg[0.45;0.50] and $X\text{Fe}^{3+}$ [0.15;0.38]; (2) A-4-222c: Si[2.75;3, XMg[0.55;0.65] and $X\text{Fe}^{3+}$ [0.37;0.47]; (3) A-1-355: Si[2.8;3.1], XMg[0.60;0.70] and $X\text{Fe}^{3+}$ [0.44;0.68] (Fig. III-32). High content of $X\text{Fe}^{3+}$ associated to high Si and XMg content was previously measured in clinochlore, using Mossbauer spectroscopy, by Smyth et al. [1997].



III-32: (a) Chlorites compositions in XMg/Si diagram and Clinocllore/Amesite/Sudoite ternary plot. (b) Temperature and XFe³⁺ estimates from Chlorite composition using the thermodynamic approach of [Vidal *et al.*, 2001, 2005, 2006]. Note how, for the four samples from cover, the linear regression from the relationships between T°C versus XFe³⁺ intersect the abscise (for XFe³⁺=0) close to the RSCM results. It appears that the chlorite probably record the cooling path

Temperature comparison

Bourdelle [2011] proposed that each analytical points within chlorites corresponds to a portion of the retrograde path due to kinetics of equilibrium. Thus, average of measurements for a sample or single grain has no significance. This seems to be confirmed when we compare the T_{max} of RSCM to the temperature from chlorites and their XFe³⁺ content in cover samples (**Fig. III-32**). In each sample in which we have performed chlorite analyses, the calculated temperature decreases systematically with increasing XFe³⁺ content (**Fig. III-32**), with a linear relationship. The increase of XFe³⁺ can be explained by the increase

of vacancies and Al^{VI} content due to the temperature decrease. Moreover, for cover samples, the linear trend of the $T^{\circ}C=f(XFe^{3+})$ relationship cross-cuts the y-axis (for $XFe^{3+}=0$) at a temperature (A-2-2: $305\pm 25^{\circ}C$; A-4-232: $295\pm 30^{\circ}C$; A-1-345(2): $335\pm 20^{\circ}C$; A-1-345: $360\pm 20^{\circ}C$) which is very close (less than $15^{\circ}C$) to the T_{max} estimates by RSCM methods (A-2-2: $306\pm 13^{\circ}C$; A-4-232: $308\pm 5^{\circ}C$; A-1-345(2): $335\pm 5^{\circ}C$; A-1-345: $345\pm 9^{\circ}C$) (Fig. III-32). This observation confirms that the crystallization temperatures recorded by chlorites indeed represent the prograde or retrograde path. Furthermore, Bourdelle [2011] has shown that chlorites and phengites do not record the same P-T conditions, probably because phengites reequilibrate slowly than chlorites.

We can then conclude that chlorite record a continuously increasing or decreasing temperature during deformation toward or from the T_{max} measured with the RSCM method.

(b) *Structural position, habitus and chemical composition of white micas*

Structural position, habitus and strain gradient

Various structural positions can be defined within the shear zones. In this section, we describe them from low- to high-strain rocks: from proto-mylonites to mylonites (Alpine schistosity with well-crystallized chlorite and mica and C-type shear bands with fine-grained quartz, mica and chlorite) and phyllonite (white mica and quartz with C-type shear bands parallel to the Alpine macroscopic schistosity seen on outcrops and where C'-type shear bands can be well developed) (Fig. III-29). Phyllonites derive from feldspars rich-rocks: newly formed white-micas mainly crystallized from feldspar alteration [Bartoli et al., 1974; Wibberley, 1999, 2005; Bellanger et al., 2013]. In all these rocks type, there are fine-grained (F.-G.) and well crystallized (W.-C.) white micas, chlorites and quartz. To know whether these habitus are linked to syn-kinematic crystallisation or crushing of former minerals, we have performed chemical analysis of white micas from the same four shear zones as above: the Col de Cluy, Plan du Lac, Col du Lac and Combeynot shear zones (Fig. III-28).

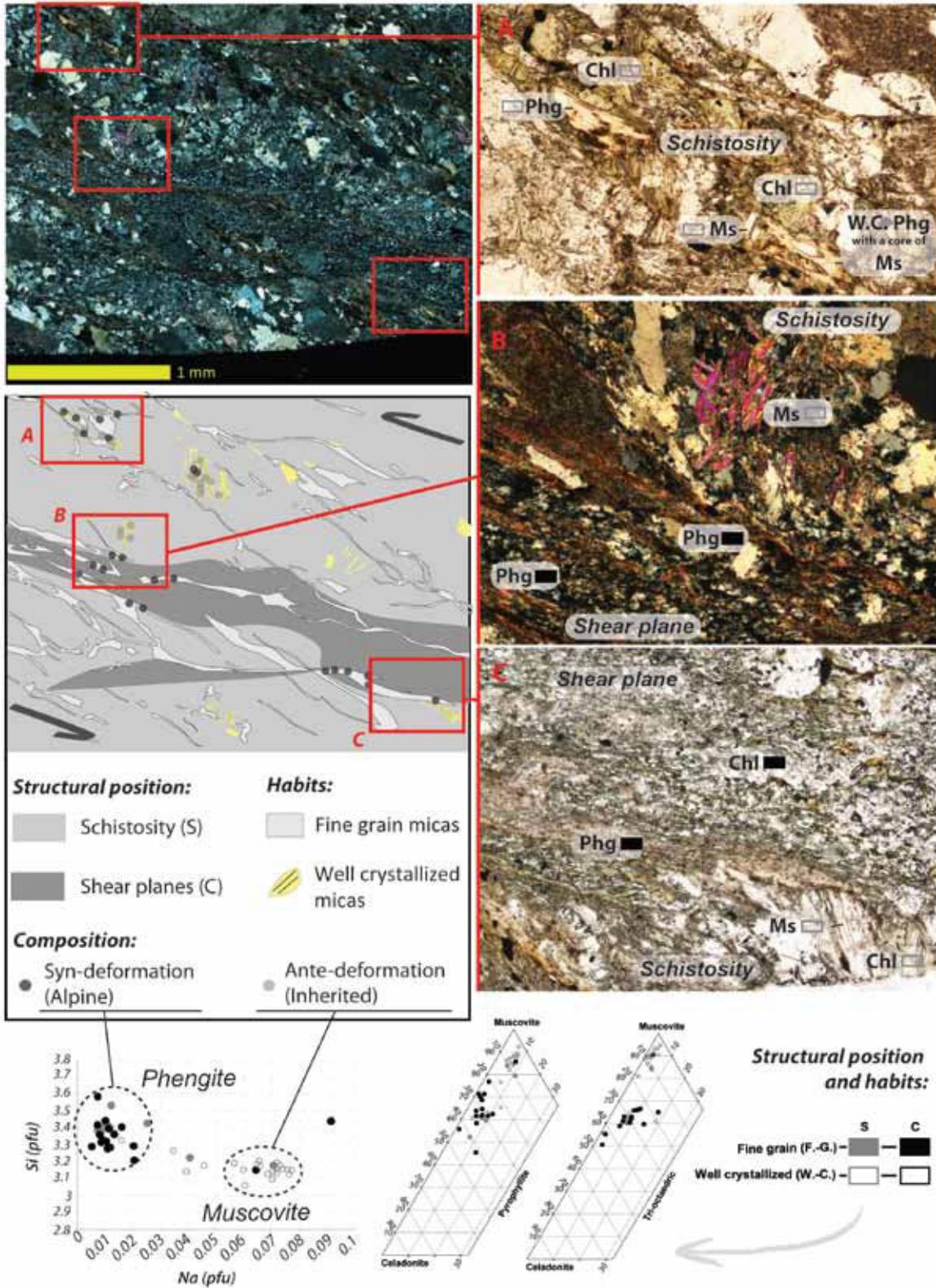
Chemical composition of white mica according to structural position and shear zones

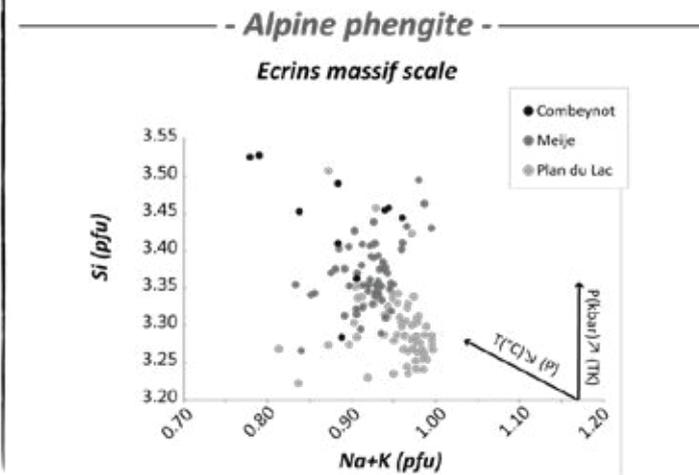
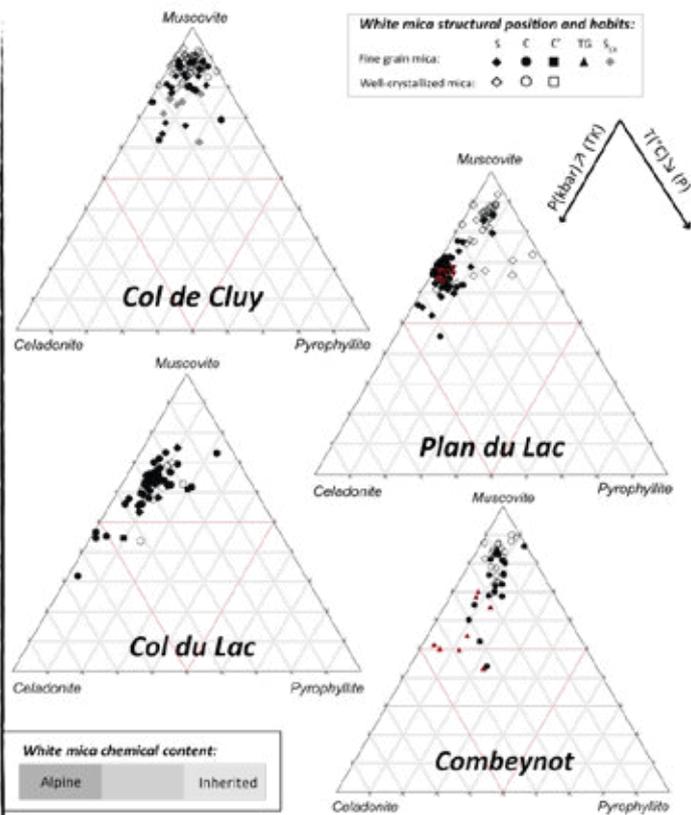
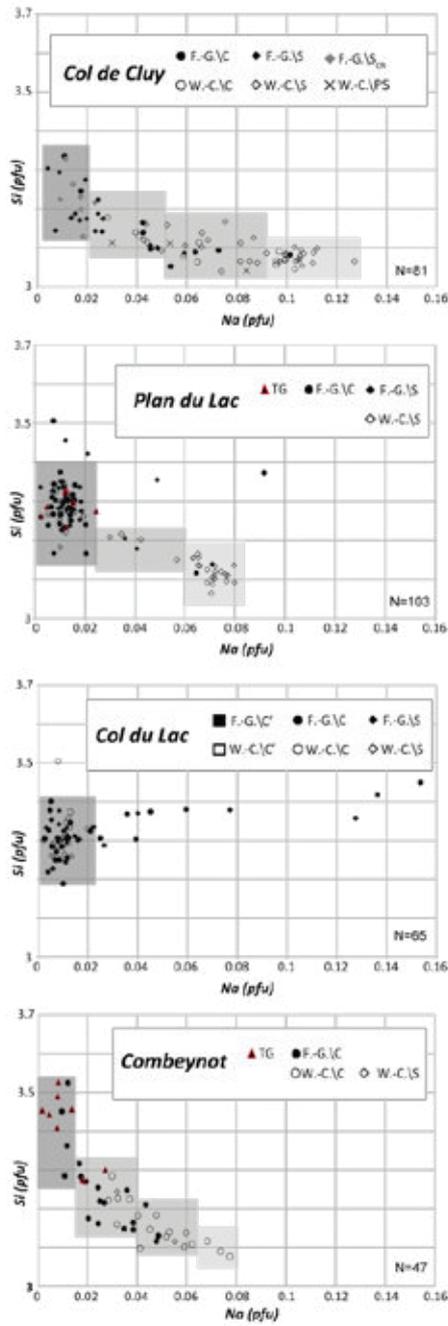
To the first order, EPMA analyses reveal two populations of white micas in proto-mylonite to mylonite, similar to those described by Lanari et al. [2012] in the Briançonnais domain, further east. The first one, close to the muscovite end-members, is mainly represented by well-crystallized white micas present in schistosity (Fig. III-34). They have Na content higher than 0.05 a.p.f.u. (atoms per formula unit) and Si content lower than 3.2 a.p.f.u. (Fig. III-34) and are interpreted as inherited white micas from the late Variscan high grade metamorphic event. The second one has the chemistry of phengite, i.e. between muscovite and celadonite end-member due to Tschermak substitutions. They present Si content scattered between 3.2 and 3.6 a.p.f.u. and Na content lower than 0.05 a.p.f.u. (Fig. III-34). They mainly present a fine-grained habitus and are localized in C-type shear bands. Thus, to the first order, chemical compositions suggest two generations of white micas, i.e. inherited muscovites from a high-grade metamorphic event and syn-kinematics phengites, most likely Alpine in age (on the basis of structural observations previously described).

The Combeynot sample has a protolith composed by quartz, feldspars, white micas and very few chlorites. It belongs to a volcano-sedimentary complex. In the sample, white micas are well-crystallized, sometimes fine-grained, and are disposed in tension gashes (which cross-cut quartz grain) or along thin beds separated by thick beds of recrystallized quartz and feldspars. Fine-grained micas as well as those in tension gashes have a phengite composition whereas the well-crystallized micas have a muscovite composition. White mica composition show a continuous pattern from inherited (Si[3.05;3.15]; Na[0.06;0.08]) to Alpine chemistry (Si[3.25;3.6]; Na[0;0.02]) (Fig. III-34). Composition distribution suggests that the white micas of this sample were often only partially reequilibrated.

III-33: (next page) White micas composition, habits and microstructural position. To the first order, the fine grain white mica, present in C-type and S-type foliation, have a composition of phengite whereas the well-crystallized white micas, present in the S-type foliation, have a composition of muscovite (as on the microphotograph B and C). The microphotograph A show well crystallized white micas which have a cleavage parallel to the S-type foliation and other which have

a cleavage perpendicular to the S-type foliation: the first one have a composition of phengite whereas the second one have a composition of muscovite.





III-34: White micas composition in function to their structural position, their habits and their shear zones in Si/Na diagram and Muscovite/Celadonite/Pyrophyllite ternary plot. Note the trend of composition between inherited muscovites and syn-kinematics phengites for the Combeynot and Col de Cluy samples. Note also the increasing of pyrophyllitique substitution toward the eastward shear zones.

The Col du Lac shear zone samples derive from Variscan gneiss with quartz, feldspar and biotite partly transformed into chlorites. White mica is only phengite (Si[3.2;3.5]; Na[0;0.02]), which is consistent with the absence of well-crystallized muscovites in undeformed domains and with micro-structural observations which suggest that the main part of phengite derives from feldspar alteration.

The Plan du Lac shear zone samples derive from Variscan gneiss with quartz, feldspar, chlorites and muscovites. White mica compositions reveal two distinct poles with very few intermediate values (Fig. III-34). As well as previous observations, the first corresponds to the inherited muscovites (Si[3.05;3.2]; Na[0.06;0.08]) and the second one to the Alpine phengites (Si[3.15;3.5]; Na[0;0.02]).

Samples from Col de Cluy are three micaschists that mainly consist of muscovite, quartz and few feldspar and chlorite and one gneiss with quartz, muscovite, feldspar and chlorite. Compositional data show a continuous pattern from inherited (Si[3;3.1]; Na[0.09;0.12]) to Alpine chemistry (Si[3.1;3.35]; Na[0;0.02]) (Fig. III-34). Alpine chemistry is represented by fine-grained white micas in Alpine gneiss schistosity. Micaschists do not show clear phengite composition, even in fine-grained minerals from the C-type shear bands.

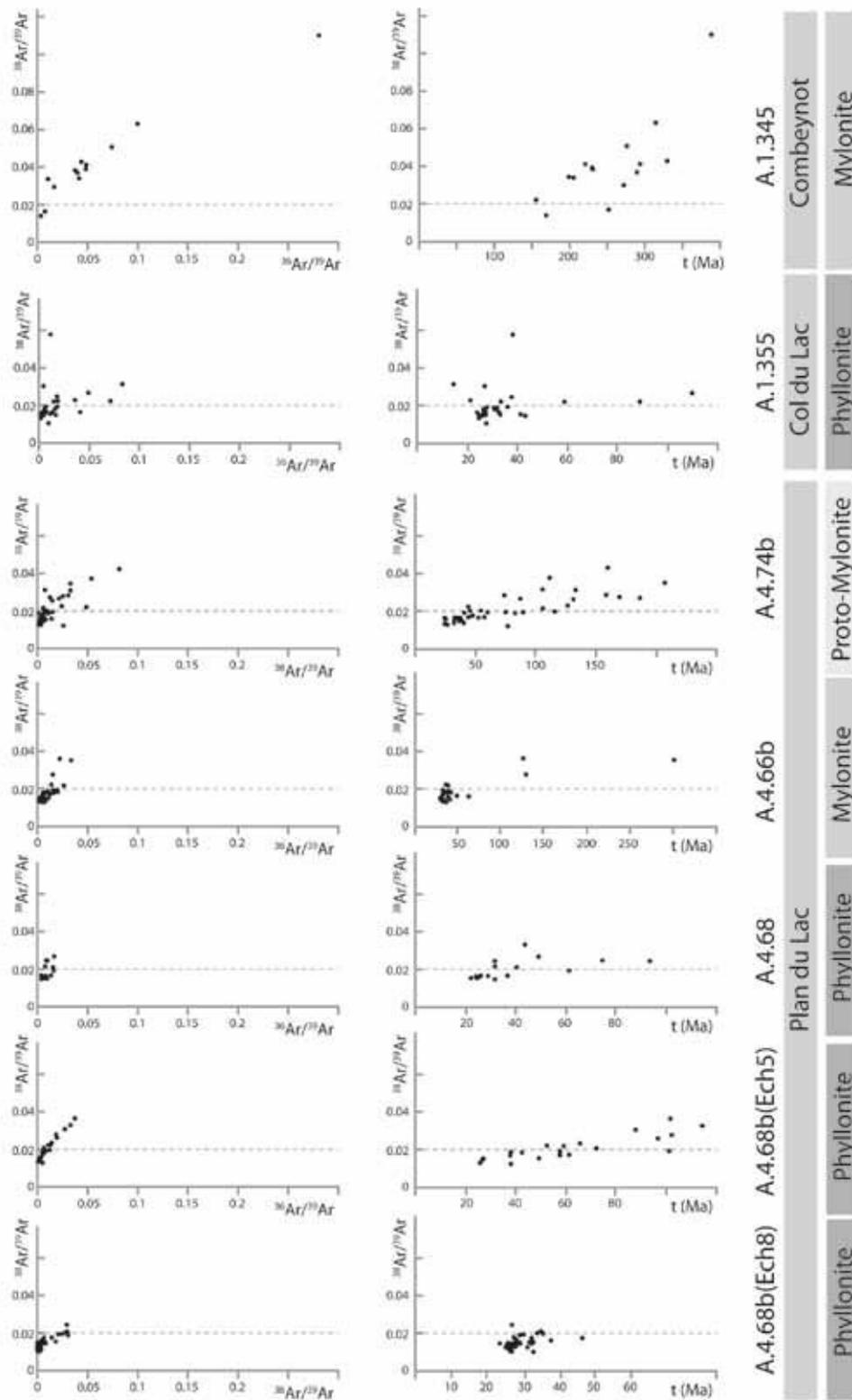
235

(c) *Ages constraints*

Results are shown in Fig. III-35, III-36 and III-37 as apparent ages for which an initial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio of 295.5 is assumed for the non radiogenic argon component. These ages are discussed in the light of the $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios that can give some information on a possible contamination of the mica-rich ablated zone by adjacent minerals or inclusions. Because multiple argon reservoirs are often mixed during lasering and since micas generally belong to several generations, the use of the normal or reverse isochron diagrams is not very informative for such samples.

A-1-345; The Combeynot shear zone

The Combeynot sample (A-1-345) shows apparent ages homogeneously distributed between 156 ± 3 Ma and 330 ± 7.5 Ma and a higher value at 389 ± 27 Ma. This age increase is correlated with a similar evolution of the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio which suggests a possible interaction with fluids (Fig. III-35). By contrast, the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio does not display any systematic correlation.



III-35: Relationship between the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios (to the left) and between the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and the apparent ages (to the right) for each analyzed samples.

A-1-355; Phyllonite from the Col du Lac shear zone

This sample contains few chlorites and no inherited muscovites as indicated by white mica composition and thin-sections observation of the undeformed protolith. The 30 apparent ages are scattered from 15 ± 10 Ma and 110 ± 7 Ma and 25 of them are ranging between 23.88 ± 1.6 Ma and 42.68 ± 2.22 Ma with a main range from 26 to 28 Ma (11 analyses). There is no correlation between the apparent age and the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. We can notice that when the atmospheric contamination is high, the apparent ages are highly variable with the oldest ages correlated with the highest $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ values. These old ages were found in micas from C'-type shear bands that are the locus of fluid circulation where excess argon resulting from the degassing of Variscan feldspar was preferentially concentrated. To summarize, the apparent ages with low $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio and low atmospheric content provide 15 robust data scattered between 24.8 ± 0.6 Ma and 32.9 ± 0.9 Ma (Fig. III-36).

A-4-74b: Proto-mylonite from Plan du Lac shear zone

In this sample shear zones cross-cut an inherited texture composed by well-crystallized feldspar and quartz, sometimes fractured (Fig. III-37). This sample contains numerous chlorites and a few muscovites. 40 apparent ages are scattered between 24.3 ± 1.8 Ma and 207 ± 5.2 Ma. Again, the older ages are correlated with high $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio and atmospheric content (Fig. III-35), while the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variations are meaningless. The larger age errors are also related to a high atmospheric contamination of the micas. Thus, this sample provides 10 apparent uncontaminated ages: 4 in the shear zone, 5 in the Alpine schistosity developed between two shear zones and 1 in the inherited texture (Fig. III-37). Apparent ages from shear zones range between 24.3 ± 1.8 Ma and 26.7 ± 0.6 Ma, those from Alpine schistosity between 32.2 ± 0.8 Ma and 40.5 ± 0.9 Ma and the one from the inherited texture provides an age of 76.7 ± 3.65 Ma.

A-4-66b: Mylonite from Plan du Lac

This sample is composed by a thick shear zone (1-2mm), which crosscuts an Alpine schistosity (Fig. III-37). The shear zone is composed of phengite and few clasts of quartz and feldspar while the schistosity is characterized by deformed inherited minerals and interconnected white mica and chlorite.

Whereas the Alpine schistosity provides 4 ages between 62.3 ± 1.4 Ma and 301.4 ± 6.6 Ma, the shear zone displays 30 ages that range between 29.5 ± 0.6 Ma and 40.5 ± 1.1 Ma and an older age of 47.6 ± 1.2 Ma (Fig. III-36). There is no relationship between apparent ages and the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variations, except for the 3 apparent ages higher than 100Ma which have high $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ values.

A-4-68: Phyllonite from Plan du Lac

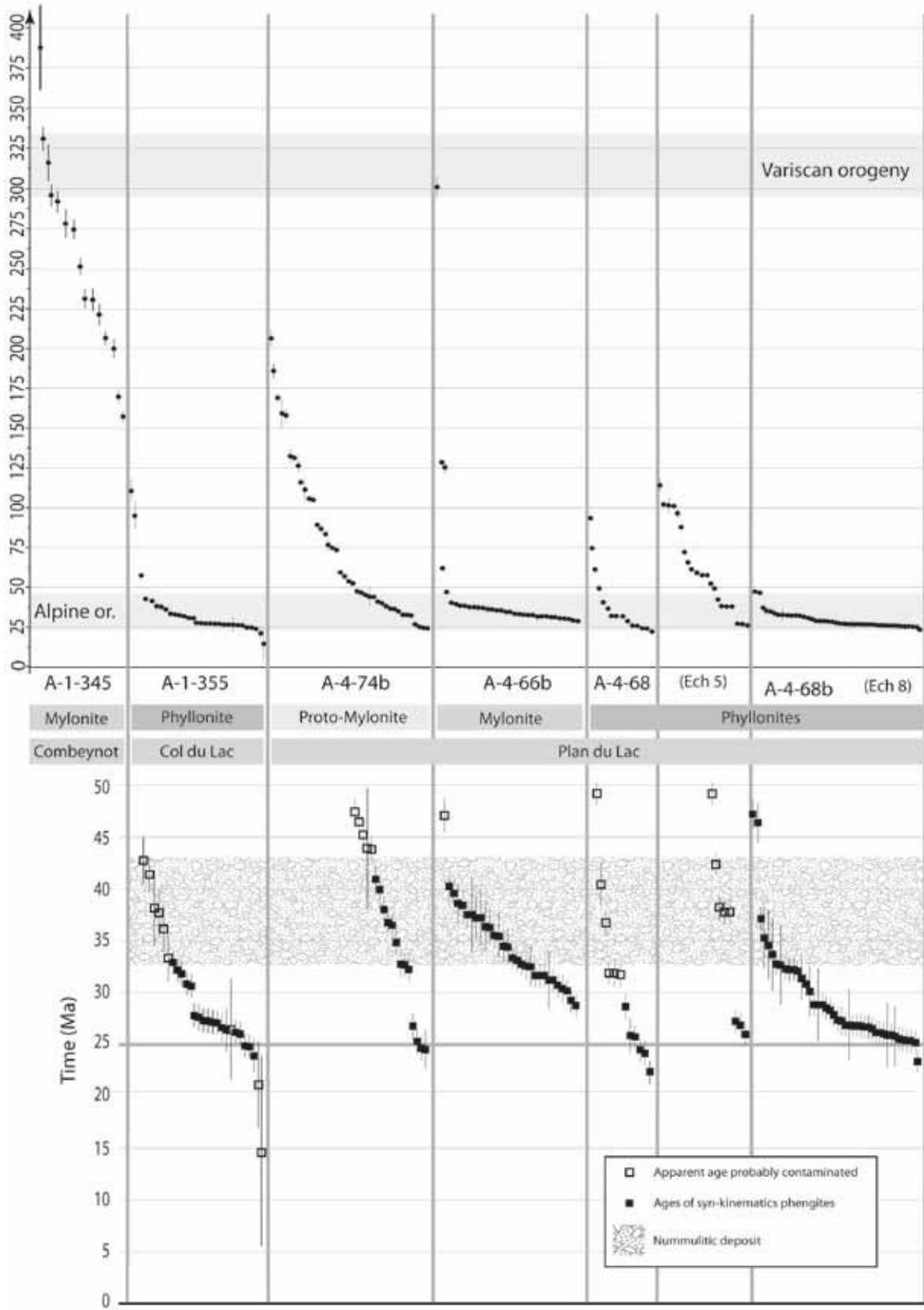
15 apparent ages range between 22.4 ± 0.9 Ma and 93.5 ± 2.0 Ma with main values between 22 and 32 Ma. There is no relationships of apparent ages with $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ unlike with $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, suggesting some interaction with a chlorine-rich fluid. Thus, this sample provides 6 relevant apparent ages, which are scattered between 22 and 32Ma (Fig. III-36).

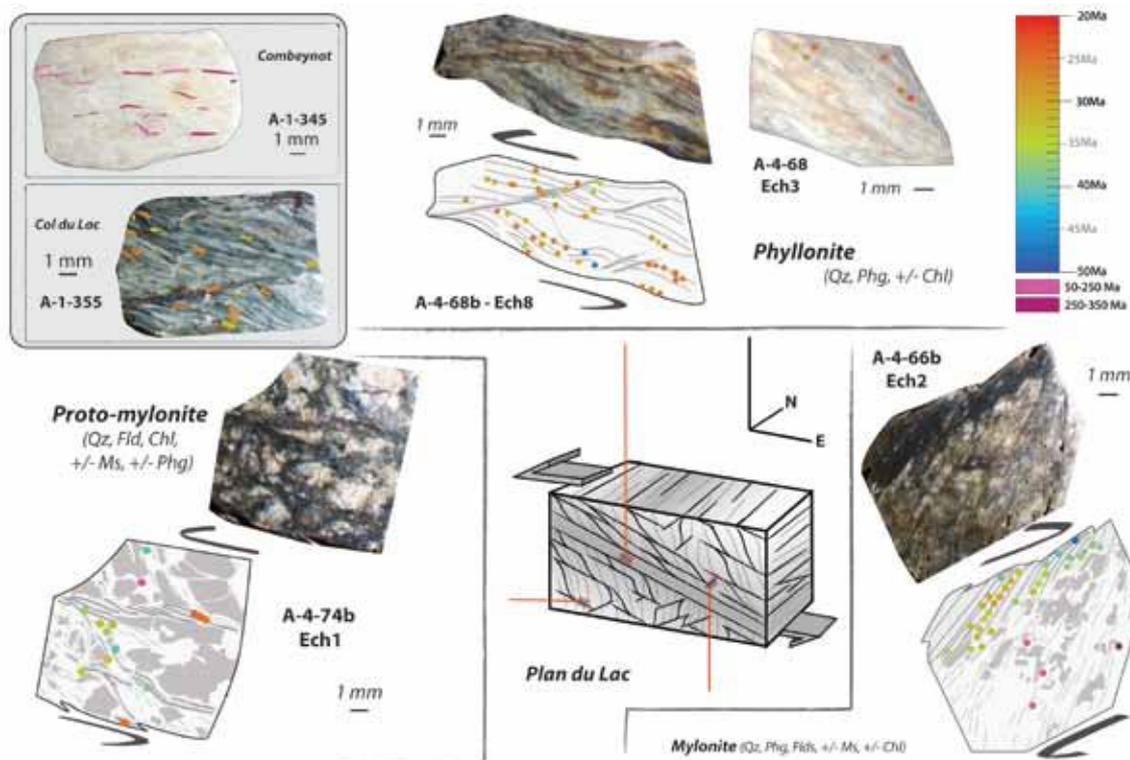
A-4-68b: Phyllonite from Plan du Lac

This sample was divided in two chips. The first chip provides 44 apparent ages, which do not show any evidence of a direct relationship with the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and atmospheric content. These ages are scattered between 23.2 ± 0.6 Ma and 37.2 ± 1.0 Ma (with two old ages of 46.4 and 47.2 Ma) and define mainly two groups at 25-27Ma (18/44) and 31-33Ma (7/44) (Fig. III-35, III-36). The second chip provides 21 apparent ages, ranging between 26 and 114 Ma (Fig. III-35). Compared to the first chip, there is a strong relationship between the apparent ages and the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and atmospheric content. This suggests that this sample is contaminated by excess argon transported via a Ca- and Cl-rich fluid, as there is very few Ca and Cl-rich phase in the chip.

238

III-36 (next page): Apparent ages obtain with the in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. The first graph represent all the apparent ages. The second graph represent the distribution of apparent ages of the syn-kinematic phengites as well as the timing of foreland sedimentary deposit from [Mulder et al., 2010].





III-37: Dated chips and localisation of the syn-kinematics phengites and of the partially rebalanced muscovites.

g) Discussion

(a) The thermal history: news constrains and implications

Reliability of the RSCM results

Temperature was recognized as the main factor influencing the degree of graphitization [Landis, 1971; Wopenka and Pasteris, 1993; Wada et al., 1994; Yui et al., 1996; Beyssac, 2001; Beyssac et al., 2002a, 2002b; Aoya et al., 2010; Lahfid et al., 2010]. However, the degree of graphitisation could be influenced by several other factors such as the strain intensity [Bustin et al., 1995a, 1995b], fluids circulations [Large et al., 1994], kinetics of reaction or the nature of precursor [Rouzaud and Oberlin, 1989; Kribek et al., 1994; Large et al., 1994; Bustin et al., 1995b; Beyssac, 2001; Lahfid et al., 2010]. Pressure or orientation of carbonaceous matter are not significant [Beyssac, 2001; Beyssac et al., 2002a, 2002b; Aoya et al., 2010], except for few and rare precursors [Fonton et al., 1980; Bustin et al., 1995b; Beyssac, 2001]. To test the reliability of our RSCM T_{max} estimates, we compare them with results given by other methods available in literature.

The new T_{\max} values obtained with RSCM methods are consistent with various T and T-t published data of the metamorphic peak. (1) Thermopaleomagnetic studies performed by [Ménard and Rochette, 1992; Crouzet et al., 1999, 2001], indicate a cooling which started at least just below 335°C in the north of the Emparis basin and in the Bourg d'Oisans basin, after the main tectonic phase and around 25 Ma ago. (2) The stability field of parageneses observed in the cover (Quartz-cookeite-margarite-pyrophyllite) by Jullien and Goffé [1993] in the Emparis basin is about 270-340°C and 1-5kbar and represents the culmination of metamorphism. (3) From zircon fission track and Kubler index, [Ceriani et al., 2003] proposed a T_{\max} close to 320°C at the base of the Cheval noir unit (Nummulitic Fms.) and slightly above 200°C at its top. From zircon fission track data around the eastern part of the Ecrins massif, [Ceriani et al., 2001] propose that the metamorphic peak in the Dauphinois domain was reached between 24 and 27.5 Ma. (4) The illite crystallinity mapping performed by [Aprahamian, 1974, 1988; Barlier et al., 1974] is consistent with the quantitative results provide by RSCM (Fig. III-30). (5) Nziengui, [1993] has dated the metamorphism peak with K-Ar method on fine grained phengite from cover between 26-27 Ma in the Bourg d'Oisans basin and between 23-26 Ma around la Grave, in the eastern part of the Emparis basin. (6) Zircons from the Meije area provide fission track ages scattered from 27 to 13 Ma along a vertical gradient [van der Beek et al., 2010]. Therefore all of these data combining variable estimates of peak temperature and thermochronology are consistent with our RSCM T_{\max} results, suggesting that our RSCM mapping of the maximal temperature is reliable.

241

Significance of the RSCM results

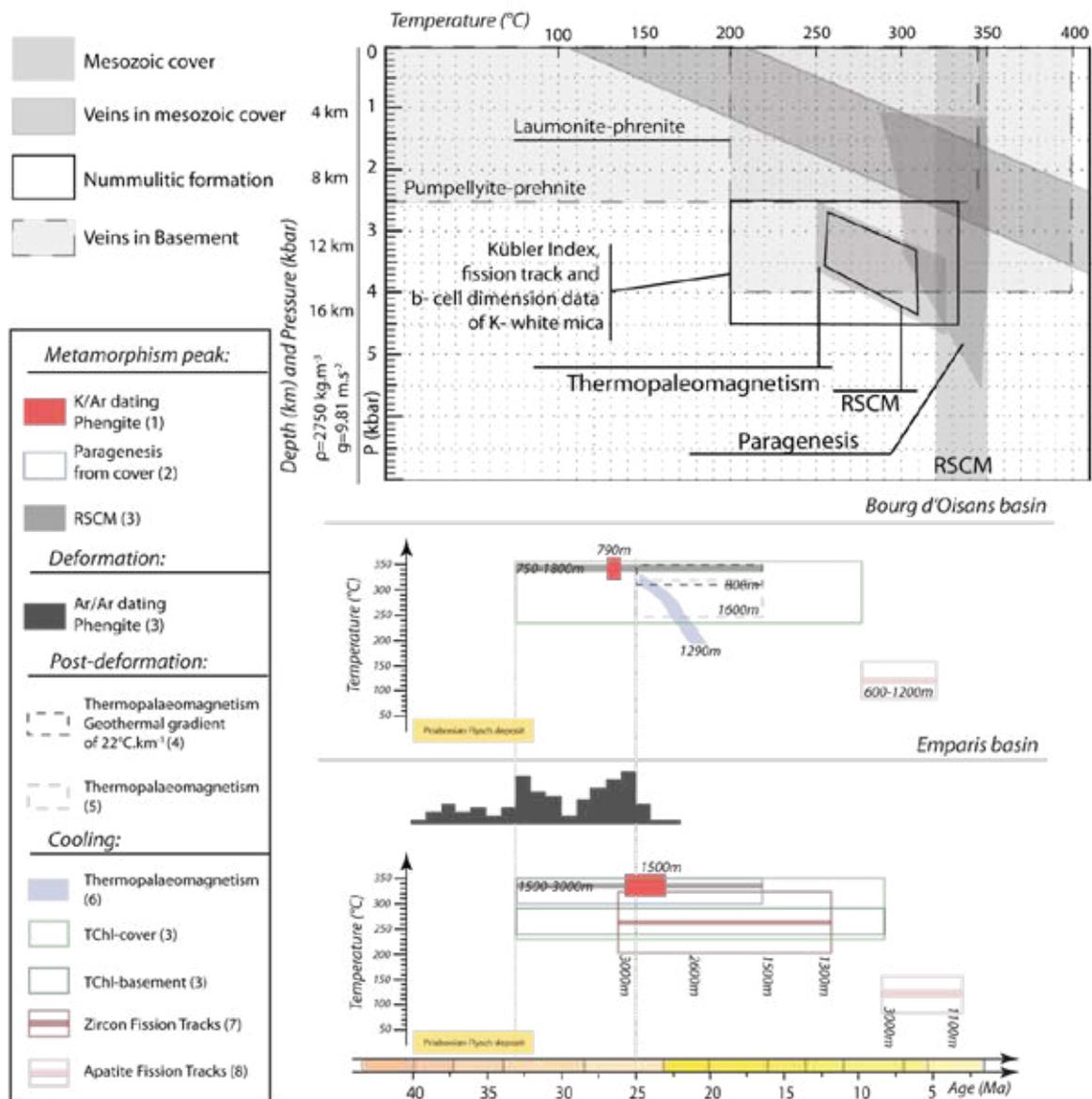
As the RSCM method records the highest temperature undergone by the sample, the measured T_{\max} could be diachronous and not representing a single event.

In the Bourg d'Oisans and Emparis basins, data are consistent with a metamorphic peak close to 320-340°C reached just before the cooling which started around 27-25 Ma. As the cover is globally thinner than 2km [Crouzet et al., 2001; Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2013], these temperatures are interpreted as the consequence of the burial of the Dauphinois domain under the internal units. This is supported by the progressively decreasing temperature

toward the top of the overthrusting units close to the Galibier pass (Fig. III-31). The metamorphic gradient after this burial is probably close to 20-25°C.km⁻¹ [Crouzet et al., 1999; Tricart et al., 2001], consistent with the apparent geothermal gradient deduced from the Galibier pass values (Fig. III-31). However, the geothermal gradient resulting from fluid inclusions data seems close to 40-50°C.km⁻¹ for a temperature of 330°C (Fig. III-38) [Gratier et al., 1973; Nziengui, 1993]. Note that such gradient could be due to reequilibration of fluid inclusion densities during an isothermal decompression [Boullier, 1999; Crouzet et al., 2001], as it was observed in Himalaya [Pecher, 1981]. Moreover, [Marshall et al., 1998a] showed that the geothermal gradient has evolved from 25°C.km⁻¹ to 50°C.km⁻¹ during the exhumation path of the Mont Blanc massif, and [Kuhlemann, 2000] calculated a geothermal gradient of 23°C.km⁻¹ for the eastern Alps during collision.

The westward decrease of T_{\max} in the Durance valley can be interpreted as the effect of decreasing thickness of overthrust nappes and the westernmost measured T_{\max} could simply witness the sedimentary overburden, as in the Champoléon Valley. Moreover, the T_{\max} in the cover west of the Belledonne massif (200-335°C) could be due only to the sedimentary overburden. Temperatures increases from the base to the top of the series, witnessing for a westward tilting of these units after the metamorphic peak (Fig. III-30, III-31). Moreover, the thickness of the Mesozoic series, which reaches 6 to 8 km [Philippe et al., 1998], can explain such T_{\max} values with a geothermal gradient close to 40-50°C.km⁻¹. The vertical distribution of T_{\max} suggests the presence of a tectonic contact that reduces the thickness of the upper Jurassic black shales: the initial thickness of these sediments would have thus been larger (see below), which implies a lower geothermal gradient, probably around 30-40°C.km⁻¹ which is reasonable for such basin [Allen and Allen, 2005] where basal heat flow is probably close to 60-80 mW.m⁻¹ [Deville and Sassi, 2006].

Measured T_{\max} values are thus due to simple sedimentary burial in the west (Vercors massif) and to tectonic burial in the east (ECM). Finally, the geothermal gradient seems to be close to 20-25°C.km⁻¹ when burial is tectonic and close to 40°C.km⁻¹ when burial is purely sedimentary.



243

III-38: Pressure-Temperature and Temperature-deformation-time domains from some features of the Ecrins massif. The P-T data come from [Gratier *et al.*, 1973; Bernard, 1978] and reference therein (Thermobarometry from fluids inclusions and paragenesis from cover and basement veins), [Jullien and Goffé, 1993] (paragenesis from the cover of Emparis basin), [Crouzet *et al.*, 1999] (thermopaleomagnetism from the Bourg d'Oisans basin), [Ceriani *et al.*, 2003] (Zircon fission track and Kübler index and b-cell dimension of white mica from the Nummulitic cover of the Cheval noir unit), this study (RSCM from Mesozoic and Nummulitic cover). The T-d-t data come from (1) [Nziengui, 1993]; (2) [Jullien and Goffé, 1993]; (3) this study; (4) [Crouzet *et al.*, 1999]; (5) [Ménard and Rochette, 1992]; (6) [Crouzet *et al.*, 2001]; (7) [van der Beek *et al.*, 2010]; (8) [Sabil, 1995; van der Beek *et al.*, 2010; Beucher *et al.*, 2012].

Tectonic implications of the T_{\max} mapping.

The most important result is the uniformity of T_{\max} values from Belledonne to the Penninic Frontal Thrust (PFT) due to tectonic burial from Bourg d'Oisans to east Emparis basins, i.e. along a 40km section. This uniform distribution can have several causes, as: (1) a constant depth along the whole profile at the time of T_{\max} recording. This requires that the thickness of overlying units (sedimentary cover plus nappe) was constant through the whole profile which is very unlikely within an accretionary complex; (2) the T_{\max} distribution could be due to strong fluid circulation along the basement-cover interface. This solution is so very unlikely because there is no large-scale network of connected Alpine veins all along the profile; (3) a progressive westward thrust slice development can lead to the exhumation of the units after that they have reached the T_{\max} close to 330°C. In this case the T_{\max} are diachronous all along the profile with older ages to the east and younger ages to the west. However, this is inconsistent with the results of Nziengui [1993]; (4) the sampled profile may correspond to an east-dipping isotherm (around 330°C) during fast subduction of the Ecrins massif, which would then suggest that the whole area behaved as a rigid block below the main decollement of overthrust units during part of its subduction history, before it was ultimately shortened.

244

The 50-100°C gap of temperature between the top of Calcareous Dogger and the Callovo-Oxfordian black shale further west, suggests a tectonic contact. This contact can originate from different scenarios: (1) the ante-Senonian gravitational collapse induced a cover sliding above the black-shale, as described in the Devoluy [Michard et al., 2010]; (2) the black shale is a weak level which was active as a ductile structure [Taboada et al., 1990] during the activity of the Penninic Frontal Thrust; (3) the westward propagation of the ECM above the sole thrust (under Belledonne) during Miocene is associated with a backthrust, which placed thick Liassic series above the thin series of la Mure. The units transported above this back-thrust could have collapsed, sliding above the black shale. As all these tectonic events can have occurred at different times, radiometric analyses of synkinematic minerals could be used to place age constraints on them.

(b) Significance of ages

About the excess of ^{40}Ar

As deformation is associated with mineralogical transformation, including feldspars to phengite reaction, the fluids can be enriched in inherited radiogenic argon [Nziengui, 1993; Ruffet et al., 1995]. This can change the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio values, recognized as equal to 295.5 when the fluids come from surface. If apparent ages increase with the $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio values, this means that uncorrected ^{40}Ar excess link to the proportion of the atmospheric argon, and so probably to the fluids, remain in the ablated zone. Similarly, the excess of ^{40}Ar could be highlighted by the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio values. This ratio witnessed to the chlorine content, mainly present in chlorite and in saline fluids inclusions [Cumbest et al., 1994]. Such fluids were analysed in the Ecrins massif, both in basement [Poty et al., 1974] and in cover [Bernard, 1978]. Thus, a relationships between the ages and the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio values can show the influence of argon release by fluids inclusions present in the ablated zone or adsorbed content of the fluids in the lattice of minerals rims [Scaillet, 1996], as well as the presence of chlorites which contain chlorine. It is classically admitted that the syn-kinematic phengites do not embody argon present in fluids during their crystallization. In fact, argon is a highly incompatible element [Kelley, 2002], which concentrates within fluids at the expense of minerals. Argon could be partitioned between fluids and minerals only if the fluids are sufficiently concentrated [Nziengui, 1993; Schneider et al., 2008]. However, the shear zones, where the fluids circulate, are recognized to be open systems where fluids have a short residence time [McCaig, 1984; Fourcade et al., 1989; Dipple and Ferry, 1992], which decreases the probability to saturate the fluids in argon. Thus, the most probable possibility to preserve ^{40}Ar excess in fluids is the presence of fluids inclusions. Thus, to avoid the contaminated analyses of syn-kinematic phengites, we have considered relevant those which have low $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios (Fig. III-36).

245

White mica compositions and thermal history constrains

The white mica composition, habitus and structural position reveal that well-crystallized white micas within the schistosity are likely inherited muscovites and fine-grained white micas within shear zones are Alpine phengites. Moreover, microstructural and textural evidences suggest that some phengites grew mainly from feldspars alteration. An example is provided by the Col du Lac shear zone where the protolith contains few white micas and where high-strain zones, which cross-cut the Variscan high grade foliation, are mainly

composed of phengites. In the case where the undeformed protolith contain muscovites, the shear zones contain white micas with compositions scattered between a muscovite pole and a phengite pole (Fig. III-34). This suggests that part of the phengite population was derived from inherited muscovites.

The T_{\max} close to 335°C is lower than the closure temperature of muscovite (400-420°C for a cooling rate of 10-30°C.Ma⁻¹ and a radius of 100µm [Harrison et al., 2009]). Moreover, numerous recent studies have underlined that the argon isotopic system of phengites records crystallisation ages, even for temperatures higher than the closure temperature defined for muscovite, which suggests a more complex behaviour of the isotopic system within this mineral [Dunlap, 1997; Agard et al., 2002; Müller, 2003; Mulch and Cosca, 2004; Augier et al., 2005; Mulch et al., 2005; Gerber, 2008; Rolland et al., 2008, 2009; Sanchez et al., 2011a]. Anyway, the thermal history of the Ecrins massif does not support a thermally activation of diffusion of argon within well-crystallized muscovite.

Significance of older ages

Globally, the apparent ages distribution show a plateau between 42 and 25Ma with a tail of older ages (Fig. III-36). These older apparent ages could have various significance: (1) they can correspond to ⁴⁰Ar excess, as is suggested by the linear relationship between the apparent ages and the ³⁶Ar/³⁹Ar, ³⁸Ar/³⁹Ar ratios; (2) they can correspond to a mixture between inherited muscovite and syn-kinematics phengite in ablated zone; (3) they can correspond to a partially rebalanced inherited muscovite, initially richer in ³⁶Ar/³⁹Ar and ³⁸Ar/³⁹Ar than the syn-kinematics phengite.

EPMA analysis show that last case occurred. We have observed well-crystallized phengites close to well-crystallized muscovite, in the schistosity of samples (Fig. III-33a). The only structural difference between this two well-crystallized white mica is that the phengites have their cleavage parallel to the schistosity while the muscovites have their cleavage oblique to the schistosity. As the schistosity, composed of interconnected phyllosilicates, can favour fluids circulation, this suggests that the fluids circulation along cleavage can favour the reequilibration of minerals. Moreover, one of this well-crystallized white mica has a core of muscovite and a rim of phengite (Fig. III-33a), which seems to confirm the reequilibration induced by fluids circulations.

Moreover, the reequilibration of inherited muscovite is observed in the Combeynot sample. Whereas the granites of the Combeynot massif yield an age close to 310-320 Ma (U-Pb zircon dating and total-lead zircon methods [Barbier et al., 1973; Cannic et al., 1998]), the age of the volcano-sedimentary complex, where this sample comes from, remains uncertain (Permo-Carboniferous or Devono-Dinantian?). The dated white micas have a well-crystallized habitus and present partial reequilibrated composition between muscovite and phengite, without pure Alpine phengite composition (Fig. III-34), which is in agreement with the ages, scattered between 325 to 150Ma (Fig. III-35, III-36). Thus, in this sample, the isotopic behaviour of argon reflects composition, which is partially reequilibrated from inherited muscovite. Effect of deformation [Scaillet et al., 1990; West and Lux, 1993; Kramar et al., 2001; Mulch et al., 2002] or leaching by fluids circulations [Harrison et al., 2009] have been recognized as processes responsible for ^{40}Ar loss on inherited muscovite. Thus, all indicate that the inherited muscovites are affected by deformation and fluids circulations which partially reset their composition and their isotopic system, even in low-grade conditions.

Although the signification of these old ages, characterized by high isotopic ratio, remains uncertain, the younger ages appear free to contamination and can be considered representative of the syn-kinematic history of the phengite..

Signification of ages from syn-kinematic phengites

The syn-kinematic phengites are the apparent ages with the low ratios values. Their distribution form a plateau between 42 and 25Ma (Fig. III-36).

The case of the Plan du Lac shear zone shows a clear correlation between young ages and the Alpine shear zones. Ages of the high-strain samples (phylionite), from the Col du Lac and Plan du Lac top-to-the-west shear zones are in the same range (33-25Ma), with the main values between 28 and 25Ma (Fig. III-36). Dating the Plan du Lac mylonite (A-4-66b), provides ages scattered between 40 and 30 Ma. These older ages may be due to: (1) an ^{40}Ar excess or more likely (2) a record of early step of shortening. Similarly, ages of the proto-mylonite of Plan du Lac (A-4-74b, 40 to 25Ma) could attest for an early schistosity (with ages around 40-32Ma) and later localisation in shear zones (ages around 25Ma). Thus, ages from this strain gradient are consistent with a progressive localisation of deformation within phylionite from the latest Eocene to

the Oligocene and Early Miocene, mainly active from 28 to 25Ma. These results coupled to those of [Simon-Labrie et al. \[2009\]](#) argue for a relative synchronicity of deformation between 33 and 25Ma from west to east of the Ecrins massif.

Stratigraphic constraints indicate that the infill of the flexural basin above the external zone started around Lutetian to Bartonian and that the burial of this basin under internal units occurred during Rupelian (34-28Ma) [[Fry, 1989b](#); [Sinclair, 1997](#); [Ford and Lickorish, 2004](#); [Mulder et al., 2010](#)] which is consistent with our ages. In Champsaur and Saint Antonin basins, amphiboles derived from Oligocene volcanism coeval with deposition were dated by Ar/Ar method from 31 to 34 Ma [[Féraud et al., 1995](#)], giving a maximum age for the burial of the basins under internal nappes.

A few of our apparent ages are scattered between 40 and 33Ma, mainly in proto-mylonite and mylonite ([Fig. III-35](#)). At this times, part of the Ecrins massif was already exhumed and formed a relief close to 500m [[Gupta and Allen, 2000](#)] and these samples were probably less than 2km deep. It is unlikely that the phengites were formed under this P-T condition. However, a Brannerite of an alpine veins was dated between 39 and 36Ma close to Bourg d'Oisans [[Cathelineau et al., 1990](#); [Marignac et al., 1997](#)], which suggests that circulation of high-temperature fluids could have occurred at this time. In this case, these apparent ages can be relevant and would testify to strong fluids circulation during the flexure of the foreland.

248

Thus, significant shortening started with the burial of the external zone under the internal nappes (34-32Ma) and apparently ended at about 25Ma, i.e. close to the metamorphic peak and to the start of cooling (before 27-24Ma) [[Ménard and Rochette, 1992](#); [Nziengui, 1993](#); [Crouzet et al., 1999, 2001](#); [van der Beek et al., 2010](#)] ([Fig. III-38](#)). The distribution of isotherm obtained with paleomagnetic method indicate that the shortening had ended before cooling started [[Crouzet et al., 1999](#)].

Summary of the main finding.

An analysis of the maximum temperatures most likely reached at the inception of deformation shows almost no evolution across the Ecrins massif, with a constant T_{\max} around 330°C and two gradients to the east and to the west. This constant temperature along several tens kilometers suggest that the

basement and the cover preserved in half-grabens have been first subducted as a rigid object along an isotherm parallel to the decollement plane.

The basement and cover of the Ecrins massif shows a distributed deformation characterized by a series of localised shear zones in the basement and folding in the cover. Basement shear zones lead to folding of the basement-cover interface. All kinematic indicators show a single event of west-verging thrusting. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating on Alpine phengites from this shear zones documents a progressive localisation of strain from 33 to 25 Ma, a timing that is compatible with the stratigraphic constraints in the foreland basin.

(c) *A tectonic scenario*

In this section, we discuss a geodynamic scenario for the Ecrins massif after recalling the main P-T-t-d paths of the Western Alps.

45 to 33±1Ma: from internal unit to the Valence basin.

This period is characterized by deformation of the internal zones (Fig. III-39). Radiometric ages of the retrograde path indicate that (1) top-to-the-east flat-lying shear zones (often defined as the backthrusts event of the Briançonnais domain [Platt et al., 1989b]), (2) top-to-the-west detachments (mainly localized in the Schistes Lustrés to the west of the Dora Maira and Gran Paradiso massifs [Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990; Agard et al., 2001b]), (3) top-to-the-west reverse shear zones (as the one associated to the nappe stacking of the Gran Paradiso [Le Bayon et al., 2006]) are coeval between 45 and 35-32Ma (Fig. III-39). Note that in the northern part of the internal zone of Western Alps, the stretching lineation coeval with the retrograde path was NW-SE and dated between 45 to 36Ma [Markley et al., 1998; Reddy et al., 2003].

The western part of the Briançonnais domain, to the Southeast of the Ecrins massif was covered by the Nummulitic sea (Bartonian to Priabonian [Barfély et al., 1995]) before their subduction to 20km coeval with nappe stacking around 35Ma [Michard et al., 2004].

The external zone was flooded by the Nummulitic sea, as witnessed by the "underfilled trinity" which are sediments dated between Lutetian and early Rupelian [Sinclair, 1997; Ford et al., 1999, 2006; Mulder et al., 2010] (Fig. III-39). The low sediment supply indicates a low relief in the orogen, and the

lithospheric flexure seems to be rather due to the low buoyancy of the subducting plate than thickening of the Alpine crust [Ford et al., 2006].

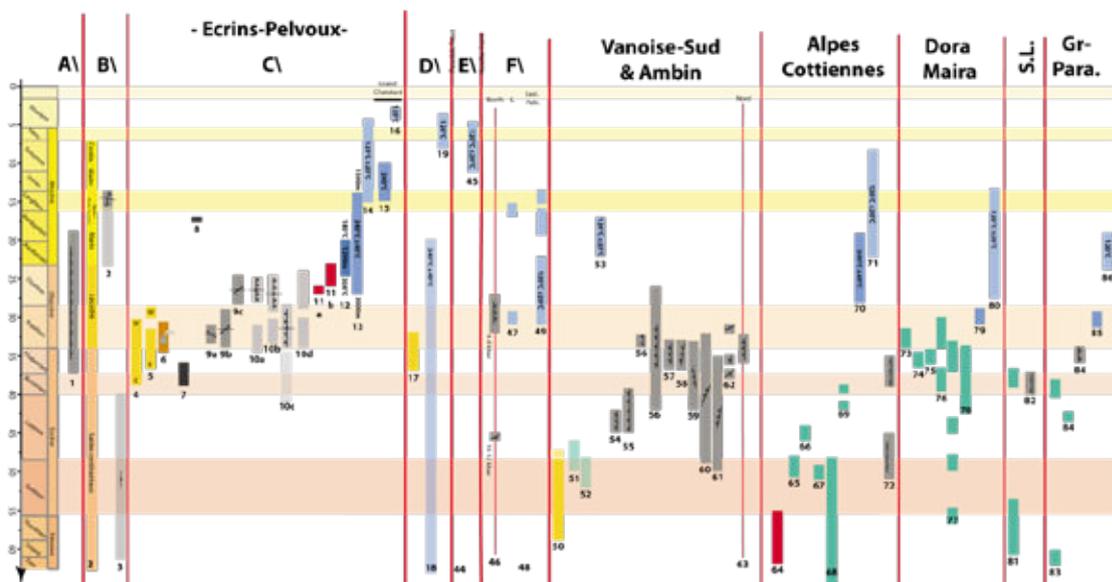
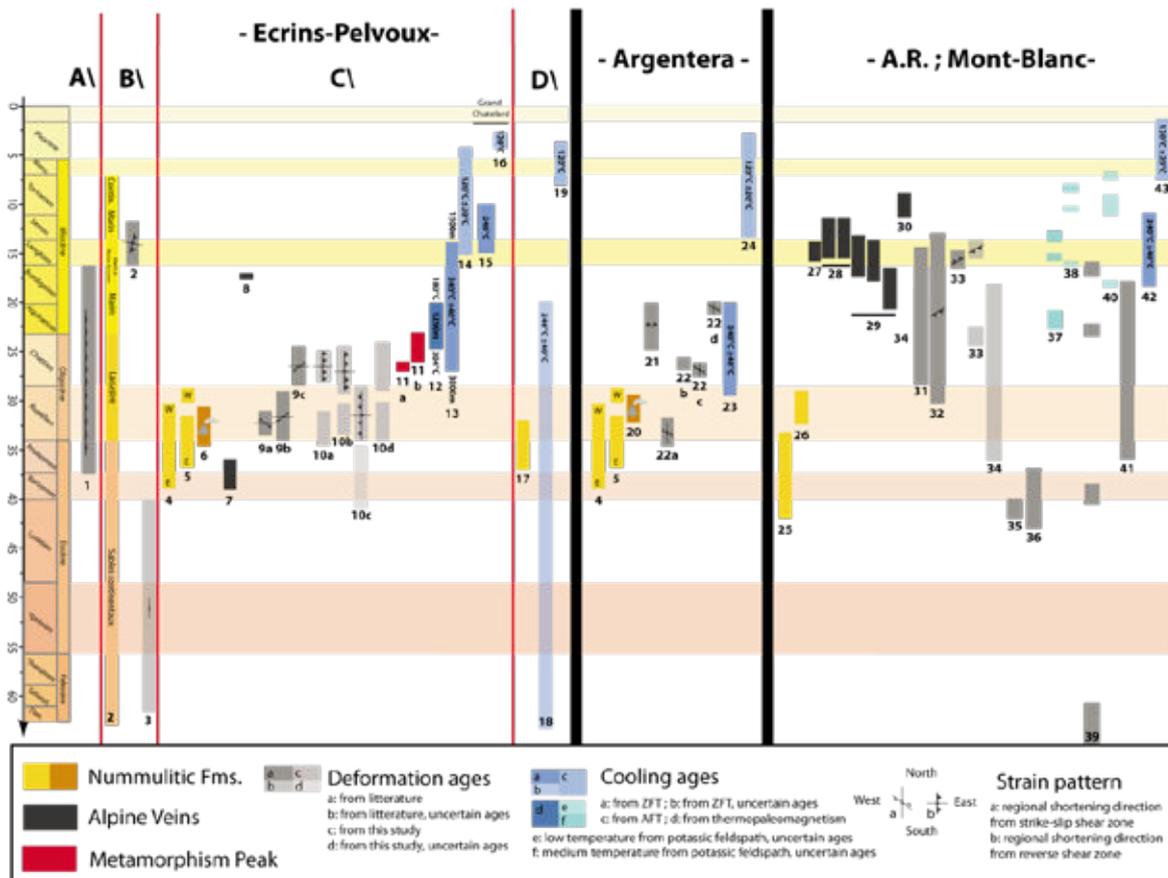
Following work of [Séranne \[1999\]](#), two extension phases can be distinguished to the west of the orogen. The first one, which mainly occurs from Priabonian (close to 36Ma) to Rupelian, is an E-W extension which has generated the West European Rift, i.e. the basins from Valence basin to the Rhine graben ([Fig. III-40](#)). The second one is an NW-SE extension which affected the Golf of Lion area, i.e. from the basins of southern France to Sardinia, which started around the late Rupelian (i.e. close to 30Ma) and which is associated with back-arc extension of the subducting slab of the Apennine. To the south of Valence basin, in the Valreas basin, the Late Burdigalian to Langhian sediments sealed extensional deformation [[Riche and Trémolières, 1987](#)].

To conclude, the dynamics of the internal zone ending around 35-32Ma, close to the start of the burial of the external zone. This indicates that the strain was mainly localized around the Penninic Frontal Thrust when the internal units overthrust the external zone.

33±1Ma to 29/24Ma: burial of external zone under internal units and shortening

In internal zones, zircon fission-track data provide ages close to 30Ma for the final exhumation of the Gran Paradiso and Dora Maira massifs [[Hurford and Hunziker, 1989](#); [Gebauer et al., 1997](#)] and the apatite fission-track data provide ages scattered between 28 to 8Ma [[Hurford et al., 1991](#); [Malusà et al., 2005](#); [Schwartz et al., 2007](#); [Tricart et al., 2007](#); [Beucher et al., 2012](#)]. Moreover, in the western part of the Briançonnais domain, to the Southeast of the Ecrins massif, apatite fission-track data provide ages scattered between 32 and 12 Ma [[Tricart et al., 2007](#)] which indicates to the first order that the internal units have undergone the major part of their exhumation around 30Ma to the latitude of the Ecrins massif. The Basal Briançonnais Thrust, which is a branch of the Penninic Frontal Thrust, was active between 32 and 27Ma [[Freeman et al., 1998](#)].

III-39: (next page) Synthesis of the temporal constrain for the External zone and for the Western Alps close to the 45th parallel. (1) [Riche and Tremolieres, 1987] (2) [Clauzon, 1990] (3) [Philippe et al., 1998] (4) [Du Fornel et al., 2004] (5) [Mulder et al., 2010] (6) [Féraud et al., 1995] (7) [Marignac et al., 1997] (8) [Gasquet et al., 2010] (9) [Simon-Labric et al., 2009] (a: Combeynot sinistral strike-slip shear zone; b: Pelvoux dextral strike-slip s.z.; c: Ailefroide dextral strike-slip s.z.); (10) this study; (11) [Nziengui, 1993] (12) [Crouzet et al., 1999, 2001] (13) [van der Beek et al., 2010] (14) [Sabil, 1995; van der Beek et al., 2010; Beucher et al., 2012] (15-16) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (17) [Ceriani and Schmid, 2004] (18) [Ceriani et al., 2003; Fügenschuh and Schmid, 2003] (19) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (20) [Féraud et al., 1995] (21) [Corsini et al., 2004] (22) [Sanchez et al., 2011a] (23) [Bigot-Cormier et al., 2000] (24) [Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Sanchez et al., 2011b] (25) [Pffiffer, 1992] (26) [Ruffini et al., 1997] (27-29) [Leutwein et al., 1970] (30) [Marshall et al., 1998b] (31) [Crespo-Blanc et al., 1995] (32) [Kirschner et al., 1996] (33-34) [Rolland et al., 2008] (35) [Krummenacher and Evernden, 1960] (36) [Leutwein et al., 1970] (37-40) [Leloup et al., 2005] (41) [Baggio et al., 1967] (42-43) [Seward and Mancktelow, 1994; Leloup et al., 2005] (44-45) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (46) [Freeman et al., 1998] (47) [Beucher, 2009] (48-49) [Fügenschuh and Schmid, 2003; Tricart et al., 2007] (50) [Ellenberger, 1958] (51) [Ganne, 2003] (52) [Gerber, 2008] (53) [Malusà et al., 2005] (54-56) [Ganne, 2003] (57-61) [Gerber, 2008] (62) [Strzeczynski et al., 2012] (63) [Freeman et al., 1997] (64) [Agard et al., 2002] (65) [Duchêne et al., 1997] (66) [Rubatto and Hermann, 2003] (67) [Monié and Philippot, 1989] (68-69) [Cliff et al., 1998] (70-71) [Schwartz et al., 2007; Tricart et al., 2007; Beucher, 2009] (72) [Agard et al., 2002] (73) [Duchêne et al., 1997] (74) [Gebauer et al., 1997] (75) [Rubatto and Hermann, 2001] (76 et 78) [Tilton et al., 1991] (77) [Scaillet et al., 1992] (79) [Gebauer et al., 1997] (80) [Beucher et al., 2012] (81 et 83) [Chopin and Maluski, 1980] (82) [Ganne, 2003] (84) [Meffan-Main et al., 2004] (85-86) [Hurford and Hunziker, 1989; Hurford et al., 1991]



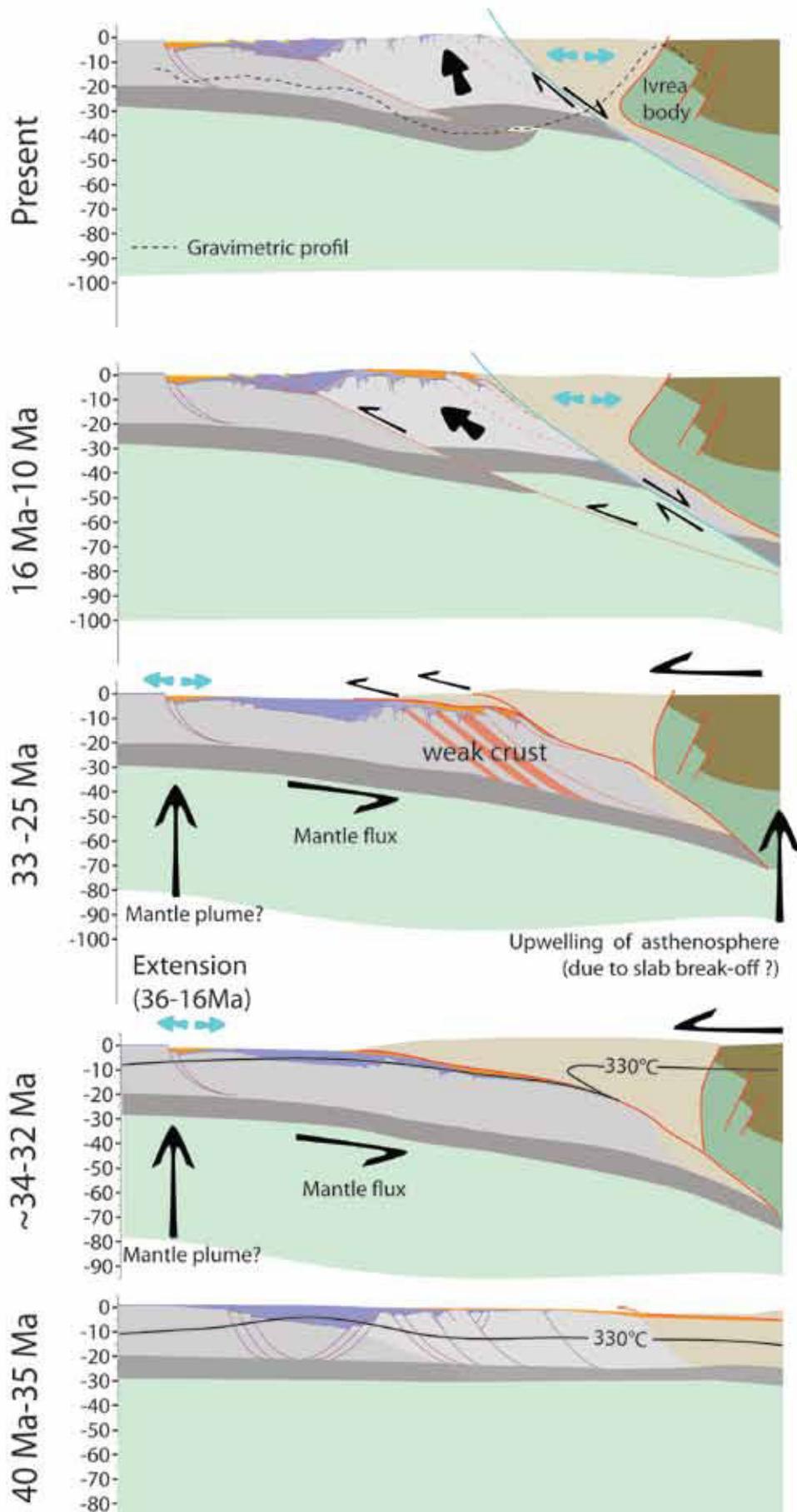
In the external zone, a radial shortening has been documented since a long time [Goguel, 1963; Caby, 1973; Malavieille et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Sinclair, 1997]. In the Argentera massif, N-S shortening direction indicated by NW-SE dextral shear zones and top-to-the-south reverse shear zone were dated between 34 to 20Ma [Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a]. As the ZFT data range from 29 to 20Ma [Bigot-Cormier et al., 2000], these shear zones

have been mainly active during the retrograde path. All indicate that the Embrunais-Ubaye nappes were transported above external zone toward the SW during the Rupelian (34-28Ma) [Fry, 1989b; Féraud et al., 1995; Burgisser and Ford, 1998; Ford et al., 1999; Apps et al., 2004; Ford and Lickorish, 2004; Mulder et al., 2010; Salles et al., 2011].

From Mont Blanc to the Morcles and Diableret nappes, NW-ward overthrusting was dated from 36 to 13Ma [Crespo-Blanc et al., 1995; Kirschner et al., 1996; Rolland et al., 2008]. The Mont Blanc retrograde path is characterized by ZFT range from 18 to 10Ma [Seward and Mancktelow, 1994] which indicates that shear zones were active during the retrograde path. Similarly, in the Aar massif, burial occurred from 33 to 23Ma, whereas the main ductile deformation due to NW-SE shortening which has been dated between 21 to 17Ma [Challandes et al., 2008] and where zircon fission-track data provide ages scatter between 22 to 8Ma [Michalski and Soom, 1990], which indicates that shear zones were active during the retrograde path.

The Ecrins massif was probably first subducted rigidly below the basal decollement of the overthrusting internal zone and then shortened by top-to-the-west shear zones from 33 to 25Ma during the peak metamorphic condition (335°C along a geothermal gradient of 20-25°C.km⁻¹, i.e. for a depth less than 16km (4-4.5kbar)) (Fig. III-40). The weak behaviour of the Ecrins massif is supported by the relative synchronicity of the deformation from west to east of the massif.

III-40: (next page) Lithospheric reconstruction of the Alps along a cross-section close to the 45th parallel. See text for discussion.



The Ecrins massif started its cooling and exhumation before 27-24Ma and probably after the end of shortening. The youngest deformation occurred to the west, in the Vercors massif, where nappe stacking was active around Langhian, i.e. between 16 to 12Ma [Clauzon, 1990]. This induces a gap of ages between 25 to 16Ma in the external zone at the latitude of the Ecrins massif. As shortening occurs between 34 to 20Ma in the Argentera massif, between 34 to 12Ma in the Mont Blanc massif and between 21-17Ma in the Aar massif (see above), this gap of shortening in the Ecrins massif could result from a gap in sampling or simply from a too cold deformation and exhumation to be recorded by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ system. The Ecrins massif has undergone fast cooling during 24 to 20Ma at a rate of $33^\circ\text{C}\cdot\text{Ma}^{-1}$ [Crouzet et al., 2001] and was exhumed from 25 to 16Ma at a rate of $0.4\text{ km}\cdot\text{Ma}^{-1}$ [van der Beek et al., 2010].

The shortening activity around 16 to 12Ma to the west of the Ecrins massif is characterized by a top-to-the-west displacement of the ECM (from Belledonne to the Ecrins massif) along a thrust under the Belledonne massif [Ménard, 1979; Butler, 1989; Philippe et al., 1998]. Exhumation of the ECM was thus accompanied by the inversion of the Penninic Frontal Thrust which has acted as an extensional detachment at most since 27-24Ma, a time where the internal zone was close to the surface [Tricart et al., 2007], whereas the external zone started cooling and exhuming (this normal activity is confirmed by structural analysis [Ceriani et al., 2001; Tricart, 2004; Tricart et al., 2006] and by T_{max} measurement (this study)). Thus the ECM acted as a rigid crustal slice bordered by a normal fault to the east and a reverse fault to the west, similar to the models of syn-collisional rock exhumation described by [Chemenda et al., 1995] (Fig. III-40). Moreover, numerous veins witnessing for fluids circulation have been documented between 17 to 5Ma in the Aar massif [Mullis et al., 1994; Mullis, 1996; Challandes et al., 2008], in the Mont Blanc massif [Leutwein et al., 1970; Marshall et al., 1998b] or in the Belledonne massif [Gasquet et al., 2010], indicating that this event was coeval with a fluid-rich process which affected all the orogen.

h) Conclusions

We have mapped in this study the maximum temperature of the metamorphism peak (T_{max}) using the RSCM methods all around the Ecrins

massif. It appears that T_{\max} is globally homogeneous (335°C) at the latitude of Le Bourg d'Oisans from the western border of Belledonne and La Mure massifs to the Penninic Frontal Thrust. Temperatures calculated from chlorite geothermometers indicate that this mineral mainly records the prograde or retrograde path. For the cover samples, it appears that the relationships between temperatures and $X_{\text{Fe}^{3+}}$ values is linear and that the intersection between this regression line and the abscise for $X_{\text{Fe}^{3+}}=0$ correspond to the RSCM values.

As the RSCM values indicates T_{\max} values lower than 335°C, i.e. a values which is lower than the classical closure temperature of muscovite, our in-situ Ar/Ar dating of phyllonite confirms that the isotopic system of phengite can record the crystallisation event, even in low grade condition. Moreover, inherited muscovite, which have a partially reequilibrated chemistry have also a partially reequilibrated isotopic system. Phyllonite appears to be the best samples to date the last event of deformation whereas mylonites can record older event. We have thus dated for the first time the reverse shear zones that are responsible for the shortening of the Ecrins massif, from 33 to 25Ma with a progressive localisation of strain along the most intensely deformed shear zones. We propose a scenario with first a rigid burial of external zone under the internal units followed by shortening of the ECM crust deformation with the formation of ductile-brittle shear zones in the basement and folds in the sedimentary cover at peak metamorphic conditions just before exhumation and cooling.

256

i) References

- Agard, P., O. Vidal, and B. Goffé (2001a), Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites, *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5), 479–495, doi:10.1046/j.0263-4929.2001.00322.x.
- Agard, P., L. Jolivet, and B. Goffé (2001b), Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 172(5), 617–636, doi:10.2113/172.5.617.
- Agard, P., P. Monié, L. Jolivet, and B. Goffé (2002), Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps, *Journal of Metamorphic Geology*, 20(6), 599–618, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x.
- Allen, P. A., and J. R. Allen (2005), *Basin analysis: principles and applications*, 2nd ed., John Wiley & Sons Inc.
- Aoya, M., Y. Kouketsu, S. Endo, H. Shimizu, T. Mizukami, D. Nakamura, and S. Wallis (2010), Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks, *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9), 895–914, doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x.
- Apps, G., F. Peel, and T. Elliott (2004), The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin, , 65–96.
- Aprahamian, J. (1974), La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements

- tectoniques et métamorphiques alpins), *Géologie Alpine*, 50, 5–15.
- Aprahamian, J. (1988), Mapping of low to very low-grade metamorphism in the External Zone of the French Alps by use of illite crystallinity index., , 25–32.
- Augier, R., P. Agard, P. Monié, L. Jolivet, C. Robin, and G. Booth-Rea (2005), Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex, *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357–381, doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00581.x.
- Baggio, P., G. Ferrara, and R. Malaroda (1967), Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel, *Boll. Soc. Geol. Ital*, 86, 193–212.
- Ballèvre, M., Y. Lagabrielle, and O. Merle (1990), Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps, *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 227–236.
- Barbier, R. (1963), La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux, , 239–246.
- Barbier, R., J.-C. Barfély, A. Bocquet, P. Bordet, P. Le Fort, J. Meloux, R. Mouterde, A. Pécher, and M. Petiteville (1973), Geological map and explanatory text of the sheet n°798 "La Grave,"
- Barfély, J. C., and A. Pécher (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°822 "St Christophe en Oisans,"
- Barfély, J. C., J. Blaise, J.-C. Fourneaux, and J. Meloux (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°750 "La Rochette,"
- Barfély, J. C., G. Montjuvent, A. Pécher, and F. Carme (1988), Geological map and explanatory text of the sheet n°821 "La Mure,"
- Barfély, J.-C., and M. Gidon (1983), La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques, , 5–32.
- Barfély, J.-C., M. Lemoine, P.-C. de Graciansky, P. Tricart, and D. Mercier (1995), Geological map and explanatory text of the sheet n°823 "Briançon,"
- Barlier, J., J.-P. Ragot, and J.-C. Touray (1974), L'évolution des Terres noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées., *Bulletin du BRGM*, 2(6), 533–548.
- Barruol, G., M. Bonnin, H. Pedersen, G. H. R. Bokelmann, and C. Tiberi (2011), Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: The Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3–4), 429–438, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.040.
- Bartoli, F., A. Pécher, and P. Vialon (1974), Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin), , 17–26.
- Le Bayon, B., P. Pitra, M. Ballèvre, and M. Bohn (2006), Reconstructing P–T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps), *Journal of Metamorphic Geology*, 24(6), 477–496, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00649.x.
- Beach, A. (1981a), Some observations on the development of thrust faults in the Ultradauphinois Zone, French Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 9, 329–334, doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.29.
- Beach, A. (1981b), Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 74(2), 471–479.
- Beach, A. (1982), Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps, *Tectonophysics*, 88(3–4), 333–346, doi:10.1016/0040-1951(82)90245-1.
- Van der Beek, P. A., P. G. Valla, F. Herman, J. Braun, C. Persano, K. J. Dobson, and E. Labrin (2010), Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - II: Application to the French Western Alps, , 9–22.
- Bellahsen, N., L. Jolivet, O. Lacombe, M. Bellanger, A. Boutoux, S. Garcia, F. Mouthereau, L. Le Pourhiet, and C. Gumiaux (2012), Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology, *Tectonophysics*, 560–561(0), 62–83, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022.
- Bellanger, M. (2013), Les shear zones, témoins privilégiés de la collision Alpine dans la zone externe., Univ. Orléans, France.
- Bellanger, M., N. Bellahsen, L. Jolivet, T. Baudin, R. Augier, and A. Boutoux (2013), Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins

- Massif, Western Alps, *Tectonics*, Submitted.
- Berger, A., and R. Bousquet (2008), Subduction-related metamorphism in the Alps: review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences, *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 117–144, doi:10.1144/SP298.7.
- Bernard, D. (1978), Microthermometrie des inclusions fluides de cristaux syn-cinematiques. Application à la couverture sedimentaire du Nord Pelvoux., Univ. Grenoble, France.
- Beucher, R. (2009), Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental. Approches sismotectonique et thermochronologique, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Beucher, R., P. van der Beek, J. Braun, and G. E. Batt (2012), Exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) assessed by spectral analysis and inversion of thermochronological age transects, *J. Geophys. Res.*, 117(F3), n/a–n/a, doi:10.1029/2011JF002240.
- Beyssac, O. (2001), Les mécanismes de graphitisation à basse température. Une étude analytique et expérimentale sur des matériaux naturels et des molécules modèles, Univ. Paris XI-Orsay, France.
- Beyssac, O., J.-N. Rouzaud, B. Goffé, F. Brunet, and C. Chopin (2002a), Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study, *Contrib Mineral Petrol*, 143(1), 19–31, doi:10.1007/s00410-001-0324-7.
- Beyssac, O., B. Goffé, C. Chopin, and J. N. Rouzaud (2002b), Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer, *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.
- Bigot-Cormier, F., G. Poupeau, and M. Sosson (2000), Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IA - Earth and Planetary Science*, 330(5), 363–370, doi:10.1016/S1251-8050(00)00127-0.
- Bogdanoff, S., A. Michard, M. Mansour, and G. Poupeau (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(3), 117–125, doi:10.1046/j.1365-3121.2000.123281.x.
- Boullier, A.-M. (1999), Fluid inclusions: tectonic indicators, *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1229–1235, doi:10.1016/S0191-8141(99)00039-5.
- Bourdelle, F. (2011), Thermobarometrie des phyllosilicates dans les séries naturelles. Conditions de la diagenèse et du métamorphisme de bas degrés., Univ. Paris-Sud 11, France.
- Bousquet, R., R. Oberhaensli, B. Goffé, M. Wiederkehr, F. Koller, S. M. Schmid, R. Schuster, M. Engi, A. Berger, and G. Martinotti (2008), Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps, edited by S. Siegesmund, B. Fugenschuh, and N. Froitzheim, pp. 393–411.
- Bravard, C., and M. Gidon (1979), La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux: Observations et interprétations nouvelles, , 23–33.
- Burgisser, J., and M. Ford (1998), Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies southeast of the Pelvoux massif, SE France, , 1455–1475.
- Bustin, R. M., J. V. Ross, and J.-N. Rouzaud (1995a), Mechanisms of graphite formation from kerogen: experimental evidence, *International Journal of Coal Geology*, 28(1), 1–36, doi:10.1016/0166-5162(95)00002-U.
- Bustin, R. M., J.-N. Rouzaud, and J. V. Ross (1995b), Natural graphitization of anthracite: Experimental considerations, *Carbon*, 33(5), 679–691, doi:10.1016/0008-6223(94)00155-S.
- Butler, R. W. H. (1989), The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105–122, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07.
- Butler, R. W. H. (1992), Thrust zone kinematics in a basement cover imbricate stack - Eastern Pelvoux Massif, French Alps, , 29–40.
- Butler, R. W. H., E. Tavarnelli, and M. Grasso (2006), Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective, , 1893–1908.
- Caby, R. (1973), Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine, , 624–634.
- Calcagno, P., J. Lizarre, G. Courrioux, and P. Ledru (2007), 3D geometric modelling of an external orogenic domain: a case

- history from the western Alps (massif de Morges, Pelvoux), , 263-274.
- Cannic, S., H. Lapiere, U. Schärer, P. Monié, L. Briquieu, and C. Basile (1998), Origin of hercynian magmatism in the French Western Alps: geochemical and geochronological constraints, *Min. Mag.*, 62A, 274-275.
- De Caritat, P., I. Hutcheon, and J. L. Walshe (1993), Chlorite geothermometry; a review, *Clays and Clay Minerals*, 41(2), 219-239.
- Cathelineau, M. (1988), Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as a Function of Temperature, *Clay Minerals*, 23(4), 471-485, doi:10.1180/claymin.1988.023.4.13.
- Cathelineau, M., and D. Nieva (1985), A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system, *Contr. Mineral. and Petrol*, 91(3), 235-244, doi:10.1007/BF00413350.
- Cathelineau, M., M. C. Boiron, P. Holliger, and B. Poty (1990), Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn/W ore deposition and geodynamic events — mineralogical and U/Pb data, , 59-79.
- Ceriani, S., and S. M. Schmid (2004), From n-s collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France), , 347-369.
- Ceriani, S., B. Fugenschuh, and S. M. Schmid (2001), Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, , 685-702.
- Ceriani, S., B. Fugenschuh, S. Potel, and S. Schmid (2003), Tectono-metamorphic evolution of the Frontal Penninic units of the Western Alps: correlation between low-grade metamorphism and tectonic phases, , 111-131.
- Challandes, N., D. Marquer, and M. Villa (2008), P-T-t modelling, fluid circulation, and 39Ar-40Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps), *Swiss Journal of Geosciences*, 101(2), 269-288, doi:10.1007/s00015-008-1260-6.
- Chemenda, A. I., M. Mattauer, J. Malavielle, and A. N. Bokun (1995), A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1-4), 225-232, doi:10.1016/0012-821X(95)00042-B.
- Chopin, C. (1984), Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 86(2), 107-118, doi:10.1007/BF00381838.
- Chopin, C., and H. Maluski (1980), 40Ar-39Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 74(2), 109-122, doi:10.1007/BF01131997.
- Choukroune, P., M. Ballèvre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, and J.-P. Vuichard (1986), Deformation and motion in the Western Alpine Arc, *Tectonics*, 5(2), 215-226, doi:10.1029/TC005i002p00215.
- Clauzon, G. (1990), *Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Livret guide de l'excursion préforum du 3ème forum national de géomorphologie*, Aix en Provence, Unité de recherche associé (URA) n°903 - C.N.R.S.
- Cliff, R. A., A. C. Barnicoat, and S. Inger (1998), Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite, *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 447-455, doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00147.x.
- Collombet, M., J. C. Thomas, A. Chauvin, P. Tricart, J. P. Bouillin, and J. P. Gratier (2002), Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data, *Tectonics*, 21(4), 14-1, doi:10.1029/2001TC901016.
- Corsini, M., G. Ruffet, and R. Caby (2004), Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps), *Eclogae geol. Helv.*, 97(1), 3-15, doi:10.1007/s00015-004-1107-8.
- Coward, M., and D. Dietrich (1989), Alpine tectonics — an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 1-29, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.01.
- Coward, M. P., R. Gillcrist, and B. Trudgill (1991), Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps, , 93-112.
- Crespo-Blanc, A., H. Masson, Z. Sharp, M. Cosca, and J. Hunziker (1995), A stable and 40Ar/39Ar isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): Evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics, *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1129-1144, doi:10.1130/0016-7606(1995)107<1129:ASAAAD>2.3.CO;2.

- Crouzet, C., G. Ménard, and P. Rochette (1996), Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism, *Tectonophysics*, 263(1-4), 137-148, doi:10.1016/S0040-1951(96)00040-6.
- Crouzet, C., G. Menard, and P. Rochette (1999), High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit, , 503-506.
- Crouzet, C., P. Rochette, and G. Menard (2001), Experimental evaluation of thermal recording of successive polarities during uplift of metasediments, , 771-785.
- Cumbest, R. J., E. L. Johnson, and T. C. Onstott (1994), Argon composition of metamorphic fluids: Implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, *Geological Society of America Bulletin*, 106(7), 942-951, doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0942:ACOMF>2.3.CO;2.
- Debon, F., and M. Lemmet (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland), , 1151-1185.
- Depardon, J. P. (1979), Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans, Université Claude Bernard - Lyon I.
- Deville, E., and W. Sassi (2006), Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps, , 887-907.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, S. D. Knott, E. Turco, and D. H. W. Hutton (1989), Kinematics of the western Mediterranean, , 265-283.
- Dipple, G., and J. Ferry (1992), Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones, *Contr. Mineral and Petrol*, 112(2-3), 149-164, doi:10.1007/BF00310451.
- Dubacq, B., O. Vidal, and V. Andrade (2010), Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates, *Contrib Mineral Petrol*, 159(2), 159-174, doi:10.1007/s00410-009-0421-6.
- Duchêne, S., J. Blichert-Toft, B. Luais, P. Telouk, J.-M. Lardeaux, and F. Albarede (1997), The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism, *Nature*, 387(6633), 586-589, doi:10.1038/42446.
- Dumont, T., J. D. Champagnac, C. Crouzet, and P. Rochat (2008), Multistage shortening in the Dauphine zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration, , S89-S110.
- Dumont, T., T. Simon-Labric, C. Authemayou, and T. Heymes (2011), Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone, , TC5006.
- Dumont, T., S. Schwartz, S. Guillot, T. Simon-Labric, P. Tricart, and S. Jourdan (2012), Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc, , 18-38.
- Dunlap, W. J. (1997), Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites, *Chemical Geology*, 143(3-4), 181-203, doi:10.1016/S0009-2541(97)00113-7.
- Ellenberger, F. (1958), *Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie)*, Mémoire servant à la carte géologique de la France, BRGM.
- Faccenna, C., F. Funiciello, D. Giardini, and P. Lucente (2001), Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1-2), 105-116, doi:10.1016/S0012-821X(01)00280-1.
- Faure, G. (1986), *Principles of Isotope Geology*, John Wiley & Sons.
- Féraud, G., G. Ruffet, J. Stéphan, H. Lapierre, E. Delgado, and M. Popoff (1995), Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales: existence d'un événement magmatique bref généralisé, in *Séance Spéciale de la Société géologique de France et de l'Association des Géologues du SE "Magmatismes dans le sud-est de la France"*, Nice, pp. 25-26.
- Fonton, S., A. Oberlin, and M. Inagaki (1980), Characterization by electron microscopy of carbon phases (intermediate turbostratic phase and graphite) in hard carbons when heat-treated under pressure, *J Mater Sci*, 15(4), 909-917, doi:10.1007/BF00552102.
- Ford, M. (1996), Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France, , 269-295.
- Ford, M., and W. H. Lickorish (2004), Foreland basin evolution around the western Alpine Arc, edited by P. J. Lomas and S. A. Lomas, pp. 39-63, Geological Soc Publishing House, Bath. [online] Available from: <Go to ISI>://000223880200004

- Ford, M., W. H. Lickorish, and N. J. Kusznir (1999), Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: A geodynamic appraisal, , 315-336.
- Ford, M., S. Duchene, D. Gasquet, and O. Vanderhaeghe (2006), Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps, , 815-826.
- Du Fornel, E., P. Joseph, G. Desaubliaux, R. Eschard, F. Guillocheau, O. Lerat, C. Muller, C. Ravenne, and K. Sztrákos (2004), The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation, *Geological Society, London, Special Publications*, 221(1), 137-160, doi:10.1144/GSL.SP.2004.221.01.08.
- Fourcade, S., D. Marquer, and M. Javoy (1989), $^{18}O/^{16}O$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: The case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland), *Chemical Geology*, 77(2), 119-131, doi:10.1016/0009-2541(89)90137-X.
- Fournier, M., P. Agard, and C. Petit (2008), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 179(6), 551-568, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.551.
- Freeman, S. R., S. Inger, R. W. H. Butler, and R. A. Cliff (1997), Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps, *Tectonics*, 16(1), 57-76, doi:10.1029/96TC02477.
- Freeman, S. R., R. W. H. Butler, R. A. Cliff, S. Inger, and A. C. Barnicoat (1998), Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps, , 349-367.
- Fry, N. (1989a), Kinematics of Alpine Arc, , 891-892.
- Fry, N. (1989b), Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps, , 83-109.
- Fügenschuh, B., and S. M. Schmid (2003), Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: A case study in the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 115(11), 1425-1440, doi:10.1130/B25092.1.
- Gabalda, S., O. Beyssac, L. Jolivet, P. Agard, and C. Chopin (2009), Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps, *Terra Nova*, 21(1), 28-34, doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00849.x.
- Ganne, J. (2003), Les dômes de socle HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes Nord-Occidentales: modalité de leur exhumation., Univ. de Savoie, France.
- Gasquet, D., J.-M. Bertrand, J.-L. Paquette, J. Lehmann, G. Ratzov, R. D. A. Guedes, M. Tiepolo, A.-M. Boullier, S. Scaillet, and S. Nomade (2010), Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauziere massif, , 227-241.
- Gebauer, D., H.-P. Schertl, M. Brix, and W. Schreyer (1997), 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, *Lithos*, 41(1-3), 5-24, doi:10.1016/S0024-4937(97)82002-6.
- Gerber, W. (2008), Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin): comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde, Univ. Pierre et Marie Curie, France.
- Gidon, M. (2001), The external crystalline massifs of the French Western Alps: a stack of thrust sheets, or not?, , 23-38.
- Gidon, M., and J.-L. Pairs (1980), Nouvelles données sur la structure des écaïlles de Soleil Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux), , 35-41.
- Gillcrist, R., M. Coward, and J.-L. Mugnier (1987), Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps, , 5-34.
- Goguel, J. (1963), L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5(1), 20-33.
- De Graciansky, P. C., G. Dardeau, M. Lemoine, and P. Tricart (1989), The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 87-104, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.06.
- Gratier, J. P., and P. Vialon (1980), Deformation pattern in a heterogeneous material - folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps), , 151-180.
- Gratier, J.-P., B. Lejeune, and V. Jean-Louis (1973), Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de

- Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis des Aravis jusqu'à la région de Remollon), Université de Grenoble.
- Gratier, J.-P., G. Ménard, and R. Arpin (1989), Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 65–81, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.04.
- Guillot, S., and R. Menot (1999), Nappe stacking and first evidence of Late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps), , 97–111.
- Guillot, S., S. di Paola, R.-P. Ménot, P. Ledru, M. I. Spalla, G. Gosso, and S. Schwartz (2009), Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 180(6), 483–500, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.483.
- Gupta, S., and P. A. Allen (2000), Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin, *Geological Society of America Bulletin*, 112(4), 515–530.
- Handy, M. R., S. M. Schmid, R. Bousquet, E. Kissling, and D. Bernoulli (2010), Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps, *Earth-Science Reviews*, 102(3–4), 121–158, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- Harrison, T. M., J. Célérier, A. B. Aikman, J. Hermann, and M. T. Heizler (2009), Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1039–1051, doi:10.1016/j.gca.2008.09.038.
- Hayward, A., and R. Graham (1989), Some geometrical characteristics of inversion, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 17–39, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03.
- Heller, F., W. Lowrie, and A. M. Hirt (1989), A review of palaeomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 399–420, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.22.
- Henry, B. (1992), Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps), *Tectonophysics*, 216(3–4), 327–338, doi:10.1016/0040-1951(92)90404-T.
- Hurford, A. J., and J. C. Hunziker (1989), A revised thermal history for the Gran Paradiso massif, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 69(3), 319–329.
- Hurford, A. J., J. C. Hunziker, and B. Stöckhert (1991), Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: Evidence for episodic rapid uplift, *Tectonics*, 10(4), 758–769, doi:10.1029/91TC00167.
- Jolivet, L., C. Faccenna, and C. Piromallo (2009), From mantle to crust: Stretching the Mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1–2), 198–209, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.017.
- Jourdan, F., and P. R. Renne (2007), Age calibration of the Fish Canyon sanidine ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating standard using primary K–Ar standards, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 387–402, doi:10.1016/j.gca.2006.09.002.
- Jullien, M., and B. Goffé (1993), Cookeite and pyrophyllite in the Dauphinois black shales (Isères, France): implications for the conditions of metamorphism in the Alpine external zones, , 357–363.
- Kelley, S. (2002), Excess argon in K–Ar and Ar–Ar geochronology, *Chemical Geology*, 188(1–2), 1–22, doi:10.1016/S0009-2541(02)00064-5.
- Kerckhove, C. (1969), La « zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales), , 5–204.
- Kirschner, D. L., M. A. Cosca, H. Masson, and J. C. Hunziker (1996), Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion, *Geology*, 24(8), 747–750, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0747:SAASOF>2.3.CO;2.
- Koppers, A. A. P. (2002), ArArCALC—software for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age calculations, *Computers & Geosciences*, 28(5), 605–619, doi:10.1016/S0098-3004(01)00095-4.
- Kramar, N., M. A. Cosca, and J. C. Hunziker (2001), Heterogeneous ⁴⁰Ar* distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion, *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3), 377–388, doi:10.1016/S0012-821X(01)00456-3.
- Kribek, B., J. Hrabal, P. Landais, and J. Hladikova (1994), The association of poorly ordered graphite, coke and bitumens in greenschist facies rocks of the Poniklá Group, Lugačum, Czech Republic: the result of graphitization of various types of carbonaceous matter, *Journal of*

Metamorphic Geology, 12(4), 493–503,
doi:10.1111/j.1525-
1314.1994.tb00038.x.

- Krummenacher, D., and J. F. Evernden (1960), Déterminations d'âge isotropique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 40.
- Kuhlemann, J. (2000), Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe), *Mem. Sci. Geol. Padova*, 52, 1–91.
- Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, and B. Goffé (2010), Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland), *Terra Nova*, 22(5), 354–360, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.
- Lanari, P., S. Guillot, S. Schwartz, O. Vidal, P. Tricart, N. Riel, and O. Beyssac (2012), Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: Evidence from P-T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France – Western Alps), *Journal of Geodynamics*, 56–57(0), 39–54, doi:10.1016/j.jog.2011.09.006.
- Landis, C. A. (1971), Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks, *Contr. Mineral and Petro.*, 30(1), 34–45, doi:10.1007/BF00373366.
- Large, D. J., A. G. Christy, and A. E. Fallick (1994), Poorly crystalline carbonaceous matter in high grade metasediments: implications for graphitisation and metamorphic fluid compositions, *Contr. Mineral and Petro.*, 116(1-2), 108–116, doi:10.1007/BF00310693.
- Laubscher, H. (1991), The arc of the western alps today, *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, 84(3), 631–659.
- Laurent, J.-C. (1992), Les épisodes magmatiques filoniens basiques du Massif des Ecrins-Pelvoux entre Carbonifère et Lias, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Leloup, P., N. Arnaud, E. Sobel, and R. Lacassin (2005), Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc RID A-6781-2011,
- Lemoine, M. (1972), Rythme et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Française, , 975–1010.
- Lemoine, M., and P. De Graciansky (1988), Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque: introduction, *Introduction: Bulletin de la*

Société Géologique de France, (8), t. IV(4), 597–600.

- Lemoine, M. et al. (1986), The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, , 179–199.
- Leutwein, F., B. Poty, J. Sonet, and J. L. Zimmerman (1970), Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc, *CR Acad. Sci. Paris*.
- Lickorish, W. H., and M. Ford (1998), Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments, , 189–211.
- Lickorish, W. H., M. Ford, J. Burgisser, and P. R. Cobbold (2002), Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps, , 1089–1107.
- Malavieille, J., R. Lacassin, and M. Mattauer (1984), Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26(5), 895–906.
- Malusà, M. G., R. Polino, M. Zattin, G. Bigazzi, S. Martin, and F. Piana (2005), Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology, *Tectonics*, 24(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2004TC001782.
- Maluski, H., and P. Monié (1988), 40Ar-39Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France), *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 73(3), 245–263, doi:10.1016/0168-9622(88)90005-X.
- Marignac, C., M. Cathelineau, D. Bank, M.-C. Boiron, M. Ayt Ougoudal, Y. Argouarc'h, and B. Poty (1997), Alpine fault sealing at the contact between a crystalline basement and its sedimentary cover: La Gardette (French Alps),
- Markley, M. J., C. Teyssier, M. A. Cosca, R. Caby, J. C. Hunziker, and M. Sartori (1998), Alpine deformation and 40Ar/39Ar geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland, *Tectonics*, 17(3), 407–425, doi:10.1029/98TC00560.
- Marquer, D., P. Calcagno, J. C. Barfety, and T. Baudin (2006), 3D modeling and kinematics of the external zone of the French Western Alps (Belleclonne and Grand Chatelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie), , 211–222.
- Marshall, D., H.-R. Pfeifer, J. C. Hunziker, and D. Kirschner (1998a), A pressure-temperature-time path for the NE Mont-

- Blanc massif; fluid-inclusion, isotopic and thermobarometric evidence, *European Journal of Mineralogy*, 10(6), 1227-1240.
- Marshall, D., N. Meisser, and R. P. Taylor (1998b), Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland, *Mineralogy and Petrology*, 62(3-4), 147-165, doi:10.1007/BF01178027.
- Massonne, H.-J., and W. Schreyer (1987), Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 96(2), 212-224, doi:10.1007/BF00375235.
- McCaig, A. M. (1984), Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees, *Journal of Metamorphic Geology*, 2(2), 129-141, doi:10.1111/j.1525-1314.1984.tb00292.x.
- McDougall, I., and T. M. Harrison (1988), *Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method*, Oxford University Press.
- Meffan-Main, S., R. A. Cliff, A. C. Barnicoat, B. Lombardo, and R. Compagnoni (2004), A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb-Sr microsampling study, *Journal of Metamorphic Geology*, 22(4), 267-281, doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00512.x.
- Ménard, G. (1979), Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données Géophysiques, Université de Grenoble.
- Ménard, G., and P. Rochette (1992), Utilisation de reaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163(4), 381-392.
- Merle, O., and J. P. Brun (1984), The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps), *Journal of Structural Geology*, 6(6), 711-719, doi:10.1016/0191-8141(84)90010-5.
- Michalski, I., and M. Soom (1990), The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, central Switzerland: Fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 70, 373-387.
- Michard, A., D. Avigad, B. Goffé, and C. Chopin (2004), The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 215-235.
- Michard, A., T. Dumont, L. Andreani, and N. Loget (2010), Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event, , 565-581.
- Min, K., R. Mundil, P. R. Renne, and K. R. Ludwig (2000), A test for systematic errors in 40Ar/39Ar geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), 73-98, doi:10.1016/S0016-7037(99)00204-5.
- Monié, P., and P. Philippot (1989), ~~40Ar~~ evidence for mid-Eocene high-pressure metamorphism in the Monviso ophiolitic massif, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series 2*, 309(2), 245-251.
- Mulch, A., and M. A. Cosca (2004), Recrystallization or cooling ages: in situ UV-laser 40Ar/39Ar geochronology of muscovite in mylonitic rocks, *Journal of the Geological Society*, 161(4), 573-582, doi:10.1144/0016-764903-110.
- Mulch, A., M. Cosca, and M. Handy (2002), In-situ UV-laser 40Ar/39Ar geochronology of a micaceous mylonite: an example of defect-enhanced argon loss, *Contrib Mineral. Petro.*, 142(6), 738-752, doi:10.1007/s00410-001-0325-6.
- Mulch, A., M. A. Cosca, A. Andresen, and J. Fiebig (2005), Time scales of deformation and exhumation in extensional detachment systems determined by high-spatial resolution in situ UV-laser 40Ar/39Ar dating, *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3-4), 375-390, doi:10.1016/j.epsl.2005.01.042.
- Mulder, T. et al. (2010), High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France), *Sedimentary Geology*, 229(3), 160-191, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.11.005.
- Müller, W. (2003), Strengthening the link between geochronology, textures and petrology, *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4), 237-251, doi:10.1016/S0012-821X(02)01007-5.
- Mullis, J. (1996), P-T-t path of quartz formation in extensional veins of the Central Alps, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 76, 159-164.
- Mullis, J., J. Dubessy, B. Poty, and J. O'Neil (1994), Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a

- geotraverse through the Central Alps, Switzerland, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(10), 2239–2267, doi:10.1016/0016-7037(94)90008-6.
- Nziengui, J.-J. (1993), Excès d'argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques □: implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes Occidentales françaises, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Parra, T., O. Vidal, and P. Agard (2002), A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages, *Contrib Mineral Petrol*, 143(6), 706–732, doi:10.1007/s00410-002-0373-6.
- Pecher, A. (1981), Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz, *Tectonophysics*, 78(1–4), 567–583, doi:10.1016/0040-1951(81)90029-9.
- Pfiffner, A. (1992), Alpine orogeny, D. Blundell, R. Freeman and St. Müller (Editors), *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge, 180–190.
- Philippe, Y., E. Deville, and A. Mascle (1998), Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France), *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 239–262, doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.11.
- Philippot, P. (1990), Opposite vergence of Nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics*, 9(5), 1143–1164, doi:10.1029/TC009i005p01143.
- Platt, J. P. (1986), Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks, , 1037–1053.
- Platt, J. P., J. H. Behrmann, P. C. Cunningham, J. F. Dewey, M. Helman, M. Parish, M. G. Shepley, S. Wallis, and P. J. Weston (1989a), Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria, , 158–161.
- Platt, J. P., P. C. Cunningham, P. Weston, G. S. Lister, F. Peel, T. Baudin, and H. Dondey (1989b), Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 135–152, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.07.
- Plunder, A., P. Agard, B. Dubacq, C. Chopin, and M. Bellanger (2012), How continuous and precise is the record of P–T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps), *Journal of Metamorphic Geology*, 30(3), 323–346, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00969.x.
- Poty, B., H. Stalder, and A. Weisbrod (1974), Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 54, 717–752.
- Von Raumer, J., J. Abrecht, F. Bussy, B. Lombardo, R. Ménot, and U. Schaltegger (1999), The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine external massifs, *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 79(1), 5–22.
- Reddy, S. M., J. Wheeler, R. W. H. Butler, R. A. Cliff, S. Freeman, S. Inger, C. Pickles, and S. P. Kelley (2003), Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen, *Tectonophysics*, 365(1–4), 77–102, doi:10.1016/S0040-1951(03)00017-9.
- Renne, P. R., C. C. Swisher, A. L. Deino, D. B. Karner, T. L. Owens, and D. J. DePaolo (1998), Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, *Chemical Geology*, 145(1–2), 117–152, doi:10.1016/S0009-2541(97)00159-9.
- Riche, P., and P. Trémolières (1987), Tectonique synsédimentaire sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Valreas, *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, 13, 409–416.
- Ricou, L. E., and A. W. B. Siddans (1986), Collision tectonics in the Western Alps, , 229–244.
- Rolland, Y., M. Rossi, S. F. Cox, M. Corsini, N. Mancktelow, G. Pennacchioni, M. Fornari, and A. M. Boullier (2008), ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1), 293–315, doi:10.1144/SP299.18.
- Rolland, Y., S. F. Cox, and M. Corsini (2009), Constraining deformation stages in brittle-ductile shear zones from combined field mapping and Ar-40/Ar-39 dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps), , 1377–1394.
- Rosenbaum, G., and G. S. Lister (2005), The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions, *Earth-Science Reviews*, 69(3–4), 281–306, doi:10.1016/j.earscirev.2004.10.001.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and

- Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359(1-2), 117-129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Roux, M., J.-P. Bourseau, T. Bas, T. Dumont, P.-C. de Graciansky, M. Lemoine, and J.-L. Rudkiewicz (1988), Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic, , 633-641.
- Rouzaud, J. N., and A. Oberlin (1989), Structure, microtexture, and optical properties of anthracene and saccharose-based carbons, *Carbon*, 27(4), 517-529, doi:10.1016/0008-6223(89)90002-X.
- Rubatto, D., and J. Hermann (2001), Exhumation as fast as subduction?, *Geology*, 29(1), 3-6, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0003:EAFAS>2.0.CO;2.
- Rubatto, D., and J. Hermann (2003), Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(12), 2173-2187, doi:10.1016/S0016-7037(02)01321-2.
- Ruffet, G., G. Féraud, M. Balèvre, and J.-R. Kiénast (1995), Plateau ages and excess argon in phengites: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy), *Chemical Geology*, 121(1-4), 327-343, doi:10.1016/0009-2541(94)00132-R.
- Ruffini, R., R. Polino, E. Callegari, J. Hunziker, and H. Pfeifer (1997), Volcanic clast-rich turbidites of the Tavayanne sandstones from the Thone syncline (Savoie, France): records for a tertiary postcollisional volcanism, *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt*, 77, 161-174.
- Sabil, N. (1995), La datation par traces de fission: aspects méthodologiques et applications thermochronologique en contexte Alpin et de Marge Continentale., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Salles, L., M. Ford, P. Joseph, C. Le Carlier De Veslud, and A. Le Solleuz (2011), Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France, , 199-220.
- Sanchez, G., Y. Rolland, J. Schneider, M. Corsini, E. Oliot, P. Goncalves, C. Verati, J.-M. Lardeaux, and D. Marquer (2011a), Dating low-temperature deformation by ⁴⁰Ar/³⁹Ar on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), , 521-536.
- Sanchez, G., Y. Rolland, M. Jolivet, S. Bricchau, M. Corsini, and A. Carter (2011b), Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps), , 116-126.
- Scaillet, S. (1996), Excess ⁴⁰Ar transport scale and mechanism in high-pressure phengites: A case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, western Alps, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(6), 1075-1090, doi:10.1016/0016-7037(95)00440-8.
- Scaillet, S., G. Féraud, Y. Lagabriele, M. Ballèvre, and G. Ruffet (1990), ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe dating by step heating and spot fusion of phengites from the Dora Maira nappe of the western Alps, Italy, *Geology*, 18(8), 741-744, doi:10.1130/0091-7613(1990)018<0741:AALPDB>2.3.CO;2.
- Scaillet, S., G. Féraud, M. Ballevre, and M. Amouric (1992), MgFe and [(Mg,Fe)Si-Al₂] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: A ⁴⁰Ar/³⁹Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7), 2851-2872, doi:10.1016/0016-7037(92)90364-O.
- Schaeffer, O., H. W. Mueller, and T. L. Grove (1977), Laser Ar-39-Ar-40 study of Apollo 17 basalts, vol. Proceedings. Volume 2. (A78-41551 18-91), New York, Pergamon, Houston.
- Schmid, S. M., and E. Kissling (2000), The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, , 62-85.
- Schneider, J., D. Bosch, and P. Monié (2008), Individualization of textural and reactional microdomains in eclogites from the Bergen Arcs (Norway): Consequences for Rb/Sr and Ar/Ar radiochronometer behavior during polymetamorphism, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9(12), n/a-n/a, doi:10.1029/2008GC002098.
- Schwartz, S., J. M. Lardeaux, P. Tricart, S. Guillot, and E. Labrin (2007), Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis, , 133-140.
- Séranne, M. (1999), The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 15-36, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.
- Seward, D., and N. S. Mancktelow (1994), Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating, *Geology*, 22(9), 803-806, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0803:NKOTCA>2.3.CO;2.
- Simon-Labric, T., Y. Rolland, T. Dumont, T. Heymes, C. Authemayou, M. Corsini, and

- M. Fornari (2009), Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma), , 127-136.
- Sinclair, H. D. (1997), Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective, *Geological Society of America Bulletin*, 109(3), 324-346, doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0324:TMFUPF>2.3.CO;2.
- Smith, G. (1971), Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic, , 2039-2070.
- Smyth, J. R., M. D. Dyar, H. M. May, O. P. Bricker, and J. G. Acker (1997), Crystal structure refinement and Moessbauer spectroscopy of an ordered, triclinic clinoclone, *Clays and Clay Minerals*, 45(4), 544-550.
- Spencer, S. (1992), A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps, *Tectonophysics*, 206(3-4), 285-305, doi:10.1016/0040-1951(92)90381-F.
- Strzeczynski, P., S. Guillot, P. H. Leloup, N. Arnaud, O. Vidal, P. Ledru, G. Courrioux, and X. Darmendrail (2012), Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane-Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, Western Alps), *Journal of Geodynamics*, 56-57(0), 55-75, doi:10.1016/j.jog.2011.11.010.
- Sue, C., P. Tricart, T. Dumont, and A. Pecher (1997), Multistep shortening in the Pelvoux Massif (Western Alps): Case of the Villard-Notre-Dame Basement Trust, , 847-854.
- Taboada, A., J. F. Ritz, and J. Malavielle (1990), Effect of ramp geometry on deformation in a ductile décollement level, *Journal of Structural Geology*, 12(3), 297-302, doi:10.1016/0191-8141(90)90014-P.
- Thomas, J. C., M. E. Claudel, M. Collombet, P. Tricart, A. Chauvin, and T. Dumont (1999), First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps, , 561-574.
- Tilton, G. R., W. Schreyer, and H.-P. Schertl (1991), Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism?, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 108(1-2), 22-33, doi:10.1007/BF00307323.
- Tricart, P. (2004), From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps, *Eclogae geol. Helv.*, 97(3), 429-439, doi:10.1007/s00015-004-1138-1.
- Tricart, P., and M. Lemoine (1986), From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps, *Tectonics*, 5(1), 95-118.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, G. Poupeau, and J.-M. Lardeaux (2001), La denudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocene a actuelle, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 172(1), 49-58, doi:10.2113/172.1.49.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, and J.-M. Lardeaux (2004), Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1633-1645, doi:10.1016/j.jsg.2004.02.002.
- Tricart, P., J.-M. Lardeaux, S. Schwartz, and C. Sue (2006), The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 177(6), 299-310, doi:10.2113/gssgfbull.177.6.299.
- Tricart, P., P. Van der Beek, S. Schwartz, and E. Labrin (2007), Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs, , 163-174.
- Velde, B. (1967), Si+4 Content of natural phengites, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14(3), 250-258, doi:10.1007/BF00376643.
- Vernon, A. J., P. A. van der Beek, H. D. Sinclair, and M. K. Rahn (2008), Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database, *Earth and Planetary Science Letters*, 270(3-4), 316-329, doi:10.1016/j.epsl.2008.03.053.
- Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard (1989), Indentation and rotation in the western Alpine arc, , 329-338.
- Vidal, O., and T. Parra (2000), Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages, *Geol. J.*, 35(3-4), 139-161, doi:10.1002/gj.856.
- Vidal, O., T. Parra, and F. Trotet (2001), A Thermodynamic Model for Fe-Mg Aluminous Chlorite Using Data from

- Phase Equilibrium Experiments and Natural Pelitic Assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kb Range, *American Journal of Science*, 301(6), 557-592, doi:10.2475/ajs.301.6.557.
- Vidal, O., T. Parra, and P. Vieillard (2005), Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation, *American Mineralogist*, 90(2-3), 347-358, doi:10.2138/am.2005.1554.
- Vidal, O., V. De Andrade, E. Lewin, M. Munoz, T. Parra, and S. Pascarelli (2006), P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan), *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 669-683, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x.
- Vignaroli, G., C. Faccenna, L. Jolivet, C. Piromallo, and F. Rossetti (2008), Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy, *Tectonophysics*, 450(1-4), 34-50, doi:10.1016/j.tecto.2007.12.012.
- Wada, H., T. Tomita, K. Matsuura, K. Tuchi, M. Ito, and T. Morikiyo (1994), Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 118(3), 217-228, doi:10.1007/BF00306643.
- Waibel, A. F. (1990), Sedimentology, petrographic variability and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes, France). Evolution of Volcaniclastic Foreland Turbidites in the External Western Alps., Univ. Genève, Switzerland.
- Walshe, J. L. (1986), A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems, *Economic Geology*, 81(3), 681-703, doi:10.2113/gsecongeo.81.3.681.
- West, D. P., and D. R. Lux (1993), Dating mylonitic deformation by the ⁴⁰Ar-³⁹Ar method: An example from the Norumbega Fault Zone, Maine, *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 221-237, doi:10.1016/0012-821X(93)90241-Z.
- De Wever, P., and R. Cabry (1981), Datation de la base des schistes lustrés postophiolithiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur? Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 292, 467-472.
- De Wever, P., T. Danelian, M. Durand-Delga, F. Cordey, and N. Kito (1987), Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des Radiolaires, *CR Acad. Sci. Paris*, 305, 893-900.
- Wibberley, C. (1999), Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?, , 1219-1227.
- Wibberley, C. A. (2005), Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening, , 347-372.
- Wopenka, B., and J. D. Pasteris (1993), Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite; applicability of Raman microprobe spectroscopy, *American Mineralogist*, 78(5-6), 533-557.
- York, D. (1968), Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth and Planetary Science Letters*, 5(0), 320-324, doi:10.1016/S0012-821X(68)80059-7.
- Yui, T.-F., E. Huang, and J. Xu (1996), Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks, *Journal of Metamorphic Geology*, 14(2), 115-124, doi:10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x.

2. Données complémentaires

a) Tables de données

(a) Raman

Tableau 1: : 76 new results of T_{\max} using RSCM methods. The choice between the RA1 area ratio of [Lahfid et al., 2010] or the R2 ratio of [Beysac et al., 2002b] depends of the peak distribution within Raman Spectrum (see text for explanation). (n) is the number of spectra used to calculated mean ratio and (sdv) the standard deviation. The 1σ correspond to the standard error, i.e. the standard deviation divided by \sqrt{n} [Beysac et al., 2007]. The absolute error on temperature is $\pm 50^{\circ}\text{C}$ for the [Beysac et al., 2002b] method and $\pm 25^{\circ}\text{C}$ for the [Lahfid et al., 2010] method.

Sample	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Unit	n	R2/ RA1 ratio	T(°C)	sdv (°C)	1 σ (°C)	Method
A-1-001	45.004578	5.70136	560	Slaty Liassic	14	0.70	329	8	2	Beysac et al. (2002)
A-1-004	44.87225	5.86169	948	Slaty Liassic	25	0.58	258	7	1	Lahfid et al. (2010)
A-1-007	45.069906	6.000484	806	Limestone Liassic	12	0.72	321	6	2	Beysac et al. (2002)
A-1-009	45.08103	6.04491	1513	Limestone Liassic	13	0.71	327	3	1	Beysac et al. (2002)
A-1-016	45.03812	6.131952	1257	Slaty Liassic (Aa)	12	0.63	321	12	3	Lahfid et al. (2010)
A-1-025	45.14811	6.31462	1516	Slaty Liassic	12	0.69	335	6	2	Beysac et al. (2002)
A-1-029	45.032105	6.381495	1952	Limestone Dogger	12	0.69	335	2	1	Beysac et al. (2002)
A-1-030	45.038448	6.398698	2128	Limestone Liassic	11	0.69	333	4	1	Beysac et al. (2002)
A-1-32	45.042092	6.388473	2215	PriabonianFlysch	15	0.61	298	4	1	Lahfid et al. (2010)
A-1-37	45.291423	6.324367	1485	Slaty Liassic	12	0.69	333	2	1	Beysac et al. (2002)
A-1-171	45.226435	6.190374	2119	Limestone Liassic	12	0.71	327	5	1	Beysac et al. (2002)
A-1-208	45.062326	6.126121	1761	Limestone Liassic	11	0.63	319	8	2	Lahfid et al. (2010)
A-1-224	45.049632	6.102744	1166	Limestone Liassic	11	0.70	330	5	2	Beysac et al. (2002)
A-1-225	45.037	5.97841	1120	Limestone Liassic	10	0.70	331	3	1	Beysac et al. (2002)
A-1-318	44.984199	6.123207	982	Slaty Liassic	14	0.69	333	9	2	Beysac et al. (2002)
A-1-320	45.127996	6.045468	801	Slaty Liassic	12	0.69	336	9	3	Beysac et al. (2002)
A-1-321	45.223812	6.138562	1770	Slaty Liassic	11	0.67	345	9	3	Beysac et al. (2002)
A-1-322b	45.21556	6.213118	1794	Slaty Liassic	12	0.70	329	3	1	Beysac et al. (2002)
A-1-323	45.215115	6.252217	1461	Slaty Liassic	12	0.69	336	8	2	Beysac et al. (2002)
A-1-324	45.192802	6.290928	1271	Limestone Liassic	12	0.69	332	3	1	Beysac et al. (2002)
A-1-326	45.200339	6.336937	1502	Slaty Liassic (Aa)	11	0.63	322	10	3	Lahfid et al. (2010)
A-1-327	45.218918	6.305905	1290	Slaty Liassic	11	0.66	347	4	1	Beysac et al. (2002)
A-1-328	45.227265	6.303567	1240	Limestone Liassic	11	0.69	336	5	2	Beysac et al. (2002)
A-1-329	45.249661	6.28425	1286	Slaty Liassic (Aa)	8	0.69	334	5	2	Beysac et al. (2002)
A-1-330	45.2608	6.367982	776	Slaty Liassic (Aa)	12	0.66	347	6	2	Beysac et al. (2002)
A-1-331	45.291702	6.23121	1107	Slaty Liassic	12	0.69	332	12	3	Beysac et al. (2002)
A-1-332	45.045302	6.313245	1464	Slaty Liassic	12	0.69	332	8	2	Beysac et al. (2002)
A-1-333	45.040348	6.30609	1592	Slaty Liassic (Aa)	12	0.71	326	4	1	Beysac et al. (2002)
A-1-334	45.039006	6.304639	1587	Slaty Liassic (Aa)	11	0.70	328	4	1	Beysac et al. (2002)

Sample	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Unit	n	R2/ RA1 ratio	T(°C)	sdv (°C)	1σ (°C)	Method
A-1-337	45.052165	6.288855	1806	Slaty Liassic (Aa)	13	0.70	330	4	1	Beyssac et al. (2002)
A-1-342	45.076795	6.338908	2119	Limestone Dogger	11	0.64	326	4	1	Lahfid et al. (2010)
A-1-345(2)	45.00973	6.26403	3193	Slaty Liassic	12	0.69	335	5	1	Beyssac et al. (2002)
A-2-002	45.16481	5.851862	813	Slaty Liassic (Aa)	12	0.62	306	13	4	Lahfid et al. (2010)
A-2-003	45.162054	5.81894	393	Limestone Dogger	10	0.62	306	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-3-019	44.526656	6.726225	1690	HelminthoidesFlysch	12	0.59	262	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-005	45.052408	6.390277	2355	PriabonianFlysch	12	0.61	296	9	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-006	45.05279	6.40051	2379	PriabonianFlysch	12	0.61	288	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-010	45.06035	6.4223	2758	HelminthoidesFlysch	12	0.59	265	8	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-011	45.06062	6.42282	2772	HelminthoidesFlysch	11	0.58	261	9	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-014	45.063536	6.412644	2670	Eocene Flysch	12	0.59	267	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-039c1	45.04773	6.13796	1072	Carboniferous	15	0.63	319	7	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-042	45.044332	6.15657	1064	Slaty Liassic (Aa)	15	0.69	335	14	4	Beyssac et al. (2002)
A-4-044	45.042854	6.168657	1462	Slaty Liassic (Aa)	12	0.70	329	5	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-055	45.0421	6.35506	1770	Slaty Liassic (Aa)	12	0.69	335	3	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-057	45.016852	6.039292	1509	Limestone Liassic	12	0.69	334	2	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-121	44.95072	5.96606	978	Limestone Liassic	10	0.64	326	7	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-122	44.89179	5.8778	695	Limestone Liassic	12	0.61	298	10	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-123	44.87871	5.7535	793	Slaty Liassic (Aa)	12	0.60	279	9	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-124	44.87459	5.71011	667	Limestone Liassic	14	0.64	334	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-126	44.96182	5.81198	1181	Slaty Liassic	11	0.63	314	8	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-140	45.33314	6.33442	1137	Slaty Liassic	11	0.70	331	3	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-196	44.789297	6.45698	1671	PriabonianFlysch	11	0.64	330	5	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-197	45.03796	5.7054	403	Slaty Liassic	12	0.69	334	4	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-198	45.04444	5.69423	309	Limestone Dogger	11	0.64	325	6	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-199	45.04834	5.68057	340	Limestone Dogger	12	0.61	296	5	1	Lahfid et al. (2010)
A-4-200	45.01018	5.63507	499	Black shale and Upper Jurassic	12	0.54	208	9	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-201	45.00197	5.62223	741	Black shale and Upper Jurassic	14		< 200			
A-4-223	45.013605	6.283496	2509	Limestone Liassic	11	0.68	338	4	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-231	44.63593	6.56532	912	Eocene Flysch	16	0.62	302	10	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-232	44.55958	6.47881	883	Black shale and Upper Jurassic	13	0.62	308	5	1	Lahfid et al. (2010)
A-4-233	44.58166	6.39937	1211	Black shale and Upper Jurassic	11	0.59	271	11	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-235	44.5549	6.34229	1246	Black shale and Upper Jurassic	11	0.58	253	10	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-236	44.714333	6.156877	1667	Slaty Liassic	11	0.56	228	8	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-238	44.713257	6.167974	1960	Slaty Liassic	12	0.54	202	4	1	Lahfid et al. (2010)
A-4-239b	44.714389	6.168411	1982	PriabonianFlysch	13		< 200			
A-4-242	45.027604	6.312056	2228	Limestone Liassic	10	0.64	333	8	3	Lahfid et al. (2010)
A-4-244	44.83378	5.93966	1002	Slaty Liassic	11	0.57	237	7	2	Lahfid et al. (2010)
A-4-247	44.844446	6.127314	2055	Limestone Liassic	12	0.69	334	2	1	Beyssac et al. (2002)
A-5-1	44.867686	5.61239	847	Black shale and Upper Jurassic	13	0.54	204	14	4	Lahfid et al. (2010)

Sample	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Unit	n	R2/ RA1 ratio	T(°C)	sdv (°C)	1σ (°C)	Method
A-5-2	44.92326	5.63483	829	Limestone Dogger	11	0.61	288	7	2	Lahfid et al. (2010)
A-5-3	44.95121	5.60154	788	Black shale and Upper Jurassic	11		< 200			
A-5-4	44.9613	5.58629	701	Black shale and Upper Jurassic	12		< 200			
A-5-5	44.92913	5.63472	819	Limestone Dogger	11	0.60	286	5	2	Lahfid et al. (2010)
A-5-6	44.9058	5.6258	902	Black shale and Upper Jurassic	15	0.56	227	23	6	Lahfid et al. (2010)
A-4-154	45.25002	6.78357	1438	Dent Parachée (Lias)	12	0.51	412	5	1	Beyssac et al. (2002)
A-4-228	44.814212	6.567413	1147	Upper Jurassic - Briançonnais	12	0.61	291	6	2	Lahfid et al. (2010)

(b) *Datation Ar/Ar*

Tableau 2: Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric data; (r) radiogenic argon, (k) argon from Potassium. Number 36, 37, 38, 39, 40 refer to the mass of Argon isotope.

Sample	N°	Age (Ma)	(+2σ)	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$ (%)	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%)	$^{40}(\text{r})/^{39}(\text{k})$	1σ	40/39	1σ	38/39	37/39	36/39
A-1-345 Combeynot (Ech7)	110	389.51	± 27.17	51.86	6.09	89.23	3.46	172.06	1.72	0.11	0.006	0.280
	111	315.64	± 11.36	70.52	18.46	70.80	1.39	100.40	1.00	0.06	0.008	0.100
	113	199.95	± 5.88	77.44	3.10	43.40	0.67	56.05	0.57	0.03	0.022	0.043
	114	330.96	± 7.53	85.07	2.04	74.56	0.93	87.64	0.90	0.04	0.004	0.044
	116	294.73	± 6.91	83.76	10.94	65.72	0.83	78.45	0.78	0.04	0.005	0.043
	117	290.84	± 6.72	84.48	4.00	64.78	0.81	76.68	0.77	0.04	-0.001	0.040
	119	231.14	± 6.59	77.96	6.67	50.62	0.77	64.93	0.65	0.04	0.004	0.048
	120	276.63	± 9.00	73.69	13.07	61.37	1.08	83.28	0.83	0.05	0.009	0.074
	122	231.91	± 5.81	82.03	20.57	50.80	0.68	61.93	0.62	0.04	0.005	0.038
	123	221.72	± 6.55	76.96	7.01	48.43	0.76	62.92	0.63	0.04	0.003	0.049
	125	169.08	± 3.29	96.85	3.10	36.39	0.37	37.57	0.38	0.01	0.012	0.004
	126	272.85	± 5.81	92.21	0.73	60.46	0.69	65.57	0.71	0.03	0.025	0.017
	128	252.54	± 4.98	96.17	1.51	55.64	0.59	57.85	0.60	0.02	0.037	0.007
129	156.32	± 3.22	93.85	1.73	33.52	0.36	35.72	0.37	0.02	0.004	0.007	
130	206.61	± 4.42	92.80	0.98	44.93	0.51	48.42	0.52	0.03	0.022	0.012	
A-1-355 Col du Lac (Ech6)	205	30.82	± 1.00	79.03	2.43	6.38	0.10	8.07	0.09	0.02	0.068	0.006
	206	38.08	± 3.64	70.02	0.41	7.90	0.38	11.28	0.26	0.06	0.139	0.011
	207	32.87	± 0.88	91.60	2.31	6.81	0.09	7.43	0.09	0.02	0.085	0.002
	209	27.30	± 0.80	80.50	7.23	5.65	0.08	7.01	0.07	0.02	0.040	0.005
	210	27.06	± 0.99	76.39	5.42	5.60	0.10	7.33	0.09	0.02	0.084	0.006
	211	24.80	± 0.76	83.35	3.56	5.13	0.08	6.15	0.07	0.02	0.032	0.003
	213	24.80	± 0.57	87.40	13.89	5.13	0.06	5.87	0.06	0.01	0.026	0.002
	214	26.58	± 1.41	80.36	1.35	5.50	0.15	6.84	0.08	0.03	0.083	0.005
	215	26.02	± 0.65	86.28	4.87	5.38	0.07	6.23	0.06	0.02	0.155	0.003
	217	32.34	± 1.05	76.00	6.75	6.70	0.11	8.81	0.09	0.02	0.124	0.007
	218	27.13	± 0.91	78.54	3.74	5.61	0.09	7.14	0.07	0.02	0.244	0.005
	219	27.77	± 1.05	73.73	3.53	5.74	0.11	7.79	0.08	0.02	0.252	0.007
	221	26.22	± 0.66	87.97	4.65	5.42	0.07	6.16	0.06	0.02	0.051	0.002
	222	88.86	± 8.58	47.01	0.65	18.70	0.93	39.77	0.69	0.02	0.121	0.071
	223	58.72	± 2.12	73.68	2.05	12.25	0.22	16.63	0.18	0.02	0.025	0.015
	225	27.22	± 0.88	77.29	4.58	5.63	0.09	7.28	0.07	0.02	0.094	0.006
	226	31.72	± 1.11	76.77	2.81	6.57	0.12	8.56	0.09	0.02	0.109	0.007
	227	26.44	± 2.01	53.29	1.76	5.47	0.21	10.26	0.11	0.02	0.089	0.016
	229	41.30	± 1.63	71.06	3.00	8.58	0.17	12.07	0.13	0.02	0.079	0.012
230	30.61	± 1.13	78.36	1.68	6.34	0.12	8.09	0.09	0.02	0.111	0.006	
231	23.88	± 1.64	55.52	4.53	4.93	0.17	8.89	0.09	0.02	0.059	0.013	
233	27.55	± 1.44	66.72	1.47	5.70	0.15	8.54	0.10	0.01	0.121	0.010	
234	26.44	± 4.85	31.04	1.04	5.47	0.50	17.61	0.21	0.02	0.273	0.041	
235	21.09	± 4.19	28.87	5.14	4.36	0.44	15.09	0.15	0.02	0.037	0.036	
237	14.54	± 9.58	10.88	2.74	3.00	0.99	27.54	0.29	0.03	0.001	0.083	
238	33.41	± 2.36	55.31	1.30	6.92	0.25	12.52	0.13	0.02	0.113	0.019	
239	42.68	± 2.22	64.17	1.35	8.87	0.23	13.82	0.15	0.02	0.082	0.017	
241	36.11	± 2.27	58.15	2.44	7.49	0.24	12.88	0.14	0.02	0.164	0.018	
242	109.75	± 7.11	61.43	0.57	23.23	0.78	37.81	0.77	0.03	0.135	0.049	

Sample	N°	Age (Ma)	(+2σ)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	40(r)/ 39(k)	1σ	40/39	1σ	38/39	37/39	36/39
	243	37.65	± 2.33	58.79	2.77	<i>7.81</i>	0.24	13.28	0.14	0.02	0.087	0.019
A-4-74b	268	169.77	± 3.55	90.11	3.40	<i>36.31</i>	0.40	40.29	0.40	0.03	0.044	0.013
PdL	269	52.47	± 1.07	94.18	3.31	<i>10.86</i>	0.11	11.53	0.12	0.02	0.056	0.002
(Ech1)	270	74.94	± 2.66	78.25	0.43	<i>15.61</i>	0.28	19.93	0.25	0.02	1.412	0.015
	272	26.69	± 0.60	92.09	4.11	<i>5.48</i>	0.06	5.96	0.06	0.01	0.052	0.002
	273	24.76	± 0.68	83.56	5.34	<i>5.09</i>	0.07	6.09	0.06	0.01	0.003	0.003
	274	24.29	± 1.75	54.19	3.06	<i>4.99</i>	0.18	9.21	0.10	0.02	0.014	0.014
	277	105.95	± 2.91	91.10	0.33	<i>22.26</i>	0.32	24.43	0.30	0.03	0.074	0.007
	278	186.61	± 4.40	85.91	0.85	<i>40.10</i>	0.50	46.68	0.49	0.03	-0.001	0.022
	279	158.63	± 4.59	78.76	0.96	<i>33.82</i>	0.51	42.94	0.45	0.03	0.079	0.031
	281	207.10	± 5.24	82.16	1.71	<i>44.76</i>	0.60	54.48	0.55	0.03	0.041	0.033
	282	132.95	± 4.52	74.29	0.73	<i>28.14</i>	0.50	37.88	0.40	0.03	0.027	0.033
	283	76.73	± 3.65	67.58	0.64	<i>15.99</i>	0.39	23.66	0.29	0.01	0.154	0.026
	285	126.70	± 3.73	78.70	1.40	<i>26.77</i>	0.41	34.02	0.36	0.02	0.034	0.025
	286	43.97	± 5.66	38.60	2.26	<i>9.08</i>	0.59	23.52	0.25	0.02	0.049	0.049
	287	57.14	± 1.27	90.10	2.49	<i>11.84</i>	0.13	13.14	0.13	0.02	0.058	0.004
	289	105.53	± 2.37	92.30	2.46	<i>22.17</i>	0.26	24.02	0.26	0.02	0.038	0.006
	290	131.78	± 3.12	86.50	0.89	<i>27.89</i>	0.34	32.24	0.34	0.03	0.019	0.015
	291	111.61	± 6.66	59.46	0.34	<i>23.49</i>	0.72	39.49	0.49	0.04	0.049	0.054
	293	40.96	± 0.98	94.49	0.99	<i>8.45</i>	0.10	8.94	0.09	0.02	0.069	0.002
	294	36.84	± 0.82	90.33	2.76	<i>7.59</i>	0.09	8.41	0.09	0.02	0.005	0.003
	295	54.01	± 1.35	84.71	2.60	<i>11.18</i>	0.14	13.20	0.14	0.02	0.002	0.007
	297	32.65	± 0.93	84.24	2.01	<i>6.72</i>	0.10	7.98	0.09	0.02	0.322	0.004
	298	36.43	± 0.87	92.59	1.55	<i>7.51</i>	0.09	8.11	0.09	0.01	0.025	0.002
	299	32.17	± 0.80	87.36	1.71	<i>6.62</i>	0.08	7.58	0.08	0.02	0.021	0.003
	301	40.05	± 0.91	91.86	1.65	<i>8.26</i>	0.09	8.99	0.09	0.01	0.015	0.002
	302	32.71	± 0.81	91.86	1.43	<i>6.73</i>	0.08	7.33	0.08	0.01	0.102	0.002
	303	38.28	± 1.00	82.80	3.09	<i>7.89</i>	0.10	9.53	0.10	0.02	0.002	0.006
	305	46.66	± 1.09	87.25	2.49	<i>9.64</i>	0.11	11.05	0.11	0.02	0.042	0.005
	306	47.53	± 1.15	85.27	3.89	<i>9.83</i>	0.12	11.52	0.12	0.02	0.026	0.006
	307	59.65	± 1.67	80.74	1.77	<i>12.37</i>	0.18	15.32	0.16	0.02	0.125	0.010
	309	25.22	± 1.08	67.96	18.12	<i>5.18</i>	0.11	7.62	0.08	0.02	0.103	0.008
	310	43.87	± 1.14	83.15	2.85	<i>9.06</i>	0.12	10.89	0.11	0.02	0.004	0.006
	311	86.77	± 3.01	73.31	3.89	<i>18.13</i>	0.32	24.73	0.25	0.03	0.011	0.022
	313	45.26	± 1.45	76.11	3.85	<i>9.35</i>	0.15	12.28	0.12	0.02	0.013	0.010
	314	34.80	± 1.04	79.70	2.28	<i>7.17</i>	0.11	8.99	0.09	0.02	0.472	0.006
	315	73.72	± 3.24	66.83	3.52	<i>15.35</i>	0.34	22.97	0.23	0.03	0.013	0.026
	317	159.84	± 9.51	58.52	0.55	<i>34.09</i>	1.06	58.25	0.67	0.04	0.101	0.082
	318	83.59	± 2.05	84.82	2.17	<i>17.45</i>	0.22	20.58	0.21	0.02	0.033	0.011
	319	116.28	± 2.50	90.54	1.54	<i>24.50</i>	0.27	27.06	0.27	0.02	0.018	0.009
	320	89.33	± 2.20	90.25	0.57	<i>18.68</i>	0.24	20.70	0.23	0.02	0.127	0.007
A-4-66b	19	37.78	± 3.17	49.62	0.85	<i>7.79</i>	0.33	15.69	0.16	0.02	0.042	0.027
PdL	20	37.63	± 2.03	61.96	2.42	<i>7.76</i>	0.21	12.52	0.13	0.02	0.008	0.016
(Ech2)	26	38.95	± 1.54	70.27	1.32	<i>8.03</i>	0.16	11.43	0.12	0.02	0.001	0.011
	27	36.87	± 2.03	60.98	1.65	<i>7.60</i>	0.21	12.46	0.13	0.02	0.002	0.016
	29	301.42	± 6.56	86.89	0.81	<i>66.91</i>	0.79	77.01	0.78	0.04	-0.011	0.034
	30	62.29	± 1.41	87.74	2.16	<i>12.93</i>	0.15	14.74	0.15	0.02	0.016	0.006
	33	129.05	± 3.03	85.50	1.28	<i>27.29</i>	0.33	31.92	0.32	0.03	0.008	0.016
	34	36.00	± 0.98	81.90	1.40	<i>7.42</i>	0.10	9.06	0.09	0.01	-0.005	0.006
	37	35.72	± 1.89	63.14	0.77	<i>7.36</i>	0.20	11.66	0.12	0.02	0.036	0.015
	39	32.67	± 1.63	63.90	1.53	<i>6.73</i>	0.17	10.53	0.11	0.02	0.013	0.013
	40	32.08	± 1.10	74.21	2.24	<i>6.60</i>	0.11	8.90	0.09	0.01	0.008	0.008
	42	30.72	± 1.09	73.20	1.66	<i>6.32</i>	0.11	8.64	0.09	0.01	-0.001	0.008
	43	32.87	± 1.14	74.00	1.67	<i>6.77</i>	0.12	9.14	0.09	0.01	0.004	0.008
	45	33.49	± 0.77	87.66	2.18	<i>6.90</i>	0.08	7.87	0.08	0.01	0.002	0.003
	46	33.55	± 0.82	85.22	2.24	<i>6.91</i>	0.09	8.11	0.08	0.01	0.004	0.004
	48	29.17	± 0.68	87.98	2.62	<i>6.00</i>	0.07	6.82	0.07	0.01	0.013	0.003
	49	29.58	± 0.67	89.45	4.53	<i>6.08</i>	0.07	6.80	0.07	0.02	0.013	0.002
	51	31.49	± 0.65	93.58	4.11	<i>6.48</i>	0.07	6.92	0.07	0.01	0.004	0.001
	52	31.98	± 0.70	89.48	10.96	<i>6.58</i>	0.07	7.36	0.07	0.01	0.003	0.003
	54	33.12	± 0.79	85.96	4.62	<i>6.82</i>	0.08	7.93	0.08	0.01	0.005	0.004
	55	39.81	± 0.89	88.47	3.06	<i>8.21</i>	0.09	9.28	0.09	0.01	0.002	0.004
	57	37.33	± 2.48	55.70	3.76	<i>7.70</i>	0.26	13.82	0.14	0.02	0.008	0.021
	58	31.65	± 2.39	52.33	2.78	<i>6.51</i>	0.25	12.45	0.12	0.02	0.005	0.020
	60	35.03	± 1.33	71.00	3.51	<i>7.22</i>	0.14	10.16	0.10	0.02	0.002	0.010
	61	34.70	± 1.35	70.53	2.72	<i>7.15</i>	0.14	10.14	0.10	0.02	0.003	0.010
	63	37.84	± 0.96	83.61	3.24	<i>7.80</i>	0.10	9.33	0.09	0.02	0.005	0.005
	64	40.50	± 1.06	82.37	5.77	<i>8.35</i>	0.11	10.14	0.10	0.02	0.005	0.006
	66	36.59	± 1.26	7								

Sample	N°	Age (Ma)	(+2σ)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	40(r)/39(k)	1σ	40/39	1σ	38/39	37/39	36/39
	67	38.66	± 1.45	71.48	3.61	7.97	0.15	11.15	0.11	0.02	0.008	0.011
	69	47.58	± 1.20	83.42	4.62	9.83	0.13	11.79	0.12	0.02	0.006	0.007
	70	125.56	± 3.47	79.76	2.70	26.52	0.38	33.26	0.33	0.04	0.010	0.023
	72	31.89	± 0.88	81.56	2.11	6.56	0.09	8.05	0.08	0.02	-0.003	0.005
	73	30.51	± 0.74	85.37	2.99	6.28	0.08	7.35	0.07	0.01	0.003	0.004
	74	30.90	± 0.72	87.16	3.34	6.36	0.07	7.29	0.07	0.01	0.005	0.003
A-4-68	245	61.32	± 2.22	72.30	8.12	12.72	0.23	17.60	0.18	0.02	0.025	0.016
PdL	246	40.61	± 2.03	63.49	7.33	8.38	0.21	13.19	0.13	0.02	0.032	0.016
(Ech3)	247	31.80	± 0.80	84.21	5.79	6.55	0.08	7.77	0.08	0.02	0.020	0.004
	249	28.77	± 1.17	69.35	4.92	5.92	0.12	8.53	0.09	0.02	0.021	0.009
	250	93.51	± 2.10	87.59	4.62	19.58	0.23	22.35	0.22	0.02	0.006	0.009
	251	74.73	± 1.81	84.66	17.68	15.56	0.19	18.38	0.18	0.02	0.042	0.010
	253	24.28	± 1.26	63.69	2.47	4.99	0.13	7.83	0.08	0.02	0.088	0.010
	254	25.98	± 1.67	56.90	3.15	5.34	0.17	9.38	0.10	0.02	0.009	0.014
	255	49.36	± 2.18	66.86	4.81	10.21	0.23	15.26	0.15	0.03	0.034	0.017
	257	32.08	± 1.17	72.59	5.62	6.60	0.12	9.09	0.09	0.02	0.029	0.008
	258	24.47	± 0.77	77.43	5.48	5.03	0.08	6.49	0.07	0.02	0.036	0.005
	259	32.06	± 1.34	68.57	9.85	6.60	0.14	9.62	0.10	0.02	0.033	0.010
	264	25.79	± 0.79	77.77	4.45	5.30	0.08	6.81	0.07	0.02	0.022	0.005
	265	22.35	± 0.90	69.98	4.63	4.59	0.09	6.56	0.07	0.02	0.030	0.007
	266	36.85	± 0.87	86.12	11.08	7.60	0.09	8.82	0.09	0.02	0.028	0.004
A-4-68b	144	24.88	± 0.54	97.15	2.19	5.14	0.06	5.29	0.05	0.01	0.004	0.000
PdL	145	27.16	± 1.41	121.66	0.28	5.62	0.15	4.62	0.09	0.02	-0.062	-
(Ech8)	146	26.65	± 0.55	97.18	2.16	5.51	0.06	5.67	0.06	0.01	-0.003	0.001
	148	25.74	± 0.56	95.93	1.62	5.32	0.06	5.55	0.06	0.01	-0.016	0.001
	149	25.16	± 0.55	96.62	1.82	5.20	0.06	5.38	0.06	0.01	-0.001	0.001
	150	25.95	± 0.55	96.81	1.93	5.37	0.06	5.54	0.06	0.01	0.013	0.001
	152	26.58	± 0.69	96.22	0.86	5.50	0.07	5.71	0.06	0.01	0.006	0.001
	153	25.66	± 2.89	99.44	2.03	5.30	0.30	5.34	0.25	0.01	-0.011	0.000
	154	25.75	± 3.15	99.23	1.86	5.32	0.33	5.36	0.27	0.01	0.272	0.000
	156	32.57	± 3.85	95.61	1.52	6.75	0.40	7.06	0.33	0.01	0.108	0.001
	157	47.23	± 1.41	89.55	0.45	9.82	0.15	10.97	0.13	0.01	0.169	0.004
	158	46.40	± 1.90	69.19	3.08	9.65	0.20	13.94	0.14	0.02	0.018	0.015
	160	201.82	± 12.76	56.31	0.56	43.83	1.46	77.68	0.82	0.05	2.794	0.116
	161	25.34	± 0.63	96.79	2.36	5.24	0.07	5.41	0.07	0.01	0.009	0.001
	162	28.20	± 0.64	90.50	2.06	5.83	0.07	6.45	0.07	0.02	0.182	0.002
	164	25.22	± 0.59	89.49	2.28	5.21	0.06	5.83	0.06	0.01	0.002	0.002
	165	28.43	± 1.02	72.93	4.00	5.88	0.11	8.06	0.08	0.01	0.076	0.007
	166	27.73	± 1.10	70.36	2.28	5.74	0.12	8.15	0.08	0.01	0.000	0.008
	168	25.92	± 0.58	96.17	1.36	5.36	0.06	5.57	0.06	0.01	0.015	0.001
	169	25.30	± 0.53	95.42	2.52	5.23	0.05	5.48	0.06	0.01	0.013	0.001
	170	32.25	± 0.74	88.61	2.53	6.68	0.08	7.54	0.08	0.01	0.016	0.003
	172	31.89	± 0.86	82.11	2.76	6.61	0.09	8.04	0.08	0.01	0.026	0.005
	173	26.67	± 0.61	89.37	3.23	5.52	0.06	6.17	0.06	0.01	0.000	0.002
	174	32.11	± 0.84	84.47	2.40	6.65	0.09	7.87	0.08	0.01	0.228	0.004
	176	26.71	± 0.62	89.91	1.60	5.52	0.07	6.14	0.06	0.01	0.041	0.002
	177	28.76	± 0.68	89.01	1.47	5.95	0.07	6.69	0.07	0.01	0.012	0.002
	178	30.74	± 0.66	93.12	2.04	6.36	0.07	6.84	0.07	0.01	0.056	0.002
	180	31.38	± 2.22	54.24	2.94	6.50	0.23	11.98	0.12	0.02	0.006	0.019
	181	26.39	± 0.57	91.20	3.25	5.46	0.06	5.98	0.06	0.01	0.044	0.002
	182	26.68	± 0.86	77.30	1.32	5.52	0.09	7.14	0.07	0.02	0.032	0.005
	184	27.25	± 0.70	85.05	2.29	5.64	0.07	6.63	0.07	0.01	0.075	0.003
	185	37.15	± 0.98	83.07	1.92	7.71	0.10	9.28	0.09	0.02	0.017	0.005
	186	32.60	± 0.78	85.83	2.94	6.75	0.08	7.87	0.08	0.02	0.028	0.004
	188	23.22	± 0.57	85.89	5.19	4.80	0.06	5.59	0.06	0.01	0.000	0.003
	189	26.87	± 0.71	83.86	5.85	5.56	0.07	6.63	0.07	0.01	0.003	0.004
	190	33.63	± 3.54	43.67	2.31	6.97	0.37	15.96	0.16	0.02	0.015	0.030
	192	34.59	± 3.37	45.69	4.10	7.17	0.35	15.69	0.16	0.02	0.010	0.029
	193	32.12	± 1.04	76.10	2.32	6.65	0.11	8.74	0.09	0.02	0.018	0.007
	194	26.78	± 3.41	39.12	1.20	5.54	0.36	14.16	0.14	0.02	0.010	0.029
	196	28.71	± 3.55	39.77	3.39	5.94	0.37	14.94	0.15	0.02	0.000	0.030
	197	30.02	± 2.49	50.18	1.36	6.22	0.26	12.39	0.13	0.02	0.027	0.021
	198	28.68	± 1.10	71.83	2.45	5.93	0.11	8.26	0.09	0.02	0.013	0.008
	200	35.20	± 2.99	49.30	3.04	7.30	0.31	14.80	0.15	0.02	0.015	0.025
	201	25.89	± 0.76	83.64	0.93	5.35	0.08	6.40	0.07	0.01	0.016	0.004
A-4-68b	79	101.14	± 2.19	89.17	13.56	21.36	0.24	23.95	0.24	0.02	0.021	0.009
PdL	80	26.78	± 0.62	87.18	11.09	5.54	0.06	6.35	0.06	0.01	0.007	0.003
(Ech5)	82	25.90	± 0.52	95.75	19.37	5.35	0.05	5.59	0.06	0.01	0.005	0.001

Sample	N°	Age (Ma)	(+2σ)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	40(r)/ 39(k)	1σ	40/39	1σ	38/39	37/39	36/39
83		101.52	± 4.58	65.87	3.89	21.44	0.50	32.55	0.33	0.04	0.027	0.038
85		87.86	± 3.53	69.17	2.77	18.48	0.38	26.72	0.27	0.03	0.019	0.028
86		114.24	± 4.28	70.97	3.01	24.21	0.47	34.11	0.34	0.03	0.044	0.033
88		57.58	± 1.80	76.53	6.36	12.01	0.19	15.69	0.16	0.02	0.020	0.012
89		59.11	± 1.88	76.05	7.23	12.34	0.20	16.22	0.16	0.02	0.010	0.013
91		65.70	± 2.07	76.31	2.68	13.74	0.22	18.00	0.18	0.02	0.009	0.014
92		96.56	± 2.86	77.87	5.13	20.36	0.31	26.15	0.26	0.03	0.015	0.020
94		52.37	± 1.65	76.38	3.18	10.91	0.17	14.28	0.14	0.02	0.007	0.011
95		102.17	± 2.88	79.38	5.31	21.58	0.31	27.18	0.27	0.03	0.009	0.019
96		37.80	± 1.17	77.01	2.97	7.84	0.12	10.18	0.10	0.02	0.003	0.008
98		38.11	± 0.99	83.65	1.63	7.91	0.10	9.45	0.10	0.01	0.108	0.005
99		27.07	± 0.61	88.54	3.22	5.60	0.06	6.32	0.06	0.02	0.002	0.002
101		37.89	± 0.99	83.13	1.30	7.86	0.10	9.46	0.10	0.02	-0.006	0.005
102		42.32	± 1.06	84.20	1.44	8.79	0.11	10.44	0.10	0.02	0.016	0.006
104		71.99	± 1.71	88.72	0.61	15.08	0.18	16.99	0.18	0.02	0.039	0.006
105		49.19	± 1.09	89.76	1.44	10.24	0.11	11.41	0.11	0.02	0.023	0.004
107		57.58	± 1.30	88.45	1.55	12.01	0.14	13.58	0.14	0.02	0.019	0.005
108		61.32	± 1.35	89.10	2.29	12.80	0.14	14.37	0.14	0.02	0.007	0.005

IV. Synthèse, conclusions et perspectives

A. A l'échelle du massif des Ecrins

277

1. Mécanismes de la déformation
2. Cinématique
3. Histoire thermo-barométrique des Ecrins
4. Ages de la déformations
5. Apport de nos données pour la connaissance de la géologie du massif des Ecrins

1. Mécanismes de la déformation

Nos travaux ont donc pu apporter quelques éléments de réponses quant aux questions qui se sont posées après avoir défini le système géologique du massif des Ecrins.

a) De nouvelles structures sont-elles créées ?

(a) Les zones de cisaillement

Nous avons observé, décrit et analysé des zones de cisaillement fragile-ductile incontestablement Alpines. Les critères structuraux, microstructuraux et chimiques indiquent que ces structures ont été nouvellement créés en réponse au raccourcissement Alpin.

Ces zones de cisaillement présentent un gradient de déformation à l'origine des plis de socle décrit de longue date dans la littérature. La géométrie des bandes de cisaillement anastomosées exprime ce gradient de déformation.

Lorsque ces zones affectent un protolithe riche en feldspaths (gneiss, migmatites, granites), le gradient de déformation est associé à une variation du taux de transformation de ces minéraux en phengites. Les zones les plus déformées, des phyllonites, ne sont majoritairement composées que de phengite et quartz. Ces transformations minéralogiques impliquent que les zones de cisaillement se sont développées dans un environnement riche en fluides acides.

(b) Les nappes de socle

A l'Est du massif ce sont développés des nappes de socle (la Meije, Combeynot, Grangettes...). Celles-ci sont associés à des flancs inverses soulignés par le Trias. Ces derniers pourrait-être les témoins de zones de cisaillement précoces précédant le décollement à la base de ces nappes de socle. La nappe des Grangettes, près de l'Eychauda, est complètement mylonitisé [Barfétý et Pêcher, 1984], ce qui soutient une telle hypothèse. De plus, les bandes de phyllonite de ces zones de cisaillement, peu résistante, sont des zones de décollement privilégiés.

(c) *Fentes Alpines à quartz*

De nombreuses fentes à quartz, célèbre pour leurs cristaux, existent à travers le massif. Elle traduit une composante fragile du comportement du socle lors du raccourcissement. Le quartz qui les compose provient très probablement des transformations minéralogiques des zones de cisaillement, productrices de silice. La compatibilité de l'orientation de ces veines avec la direction de raccourcissement associée aux zones de cisaillement conforte cette hypothèse.

b) L'héritage influence-t-il le développement des structures Alpines ?

(a) *Les failles héritées du rifting Liasique sont-elles réactivées ?*

Nos travaux ne nous ont pas montré d'argument en faveur d'une réactivation des failles normales orientées N-S. Les autres failles héritées, obliques à la direction du raccourcissement, semblent avoir été réactivées en décrochement et décro-chevauchement.

(b) *La foliation héritée de l'orogénèse Varisque est-elle réactivée ?*

Nous n'avons pas non plus observé d'argument en faveur d'une réactivation de la foliation Varisque. Les plans de cisaillement recoupent clairement cette foliation héritée. La rotation progressive de cette foliation à l'approche d'un flanc inverse de couverture à la Garde, observée par [Dumont et al., 2008], nous semble être le témoignage privilégié d'un gradient de déformation au sein d'une zone de cisaillement, à l'image de ce que nous avons observé sur la zone de cisaillement de Col du Lac par exemple.

(c) *Les propriétés lithologiques ont-elles un effet sur la déformation ?*

Nous avons pu observer des zones de cisaillement dans de nombreuses lithologies: granites, migmatites, gneiss, micaschistes,... Néanmoins, il semble que ces zones de cisaillement soient mieux développées dans les roches métamorphiques foliées que dans les granites.

(d) L'héritage structurale influence t-il la cinématique de la déformation ?

Nous avons pu observer des zones de cisaillement en de multiples endroits. Néanmoins, il semble que celles-ci soient principalement localisées par la présence de demi-graben, comme en témoigne la forme plissée des blocs basculés. La rugosité de l'interface socle-sédiment induite par la présence de ces demi-grabens liasiques et la faiblesse locale de la croûte (due à la présence de sédiments liasiques) sont probablement à l'origine de l'initiation des zones de cisaillement.

c) Plissements et décollements dans la couverture

Les plis droits dans la couverture se forment dans les bassins formés par les demi-grabens en réponse à l'effet buttoir des failles normales à fort pendage de ces bassins ainsi qu'au développement des plis de socle. Hors de ces bassins, les plis sont couchés sous l'influence de l'avancée des nappes internes vers l'Ouest.

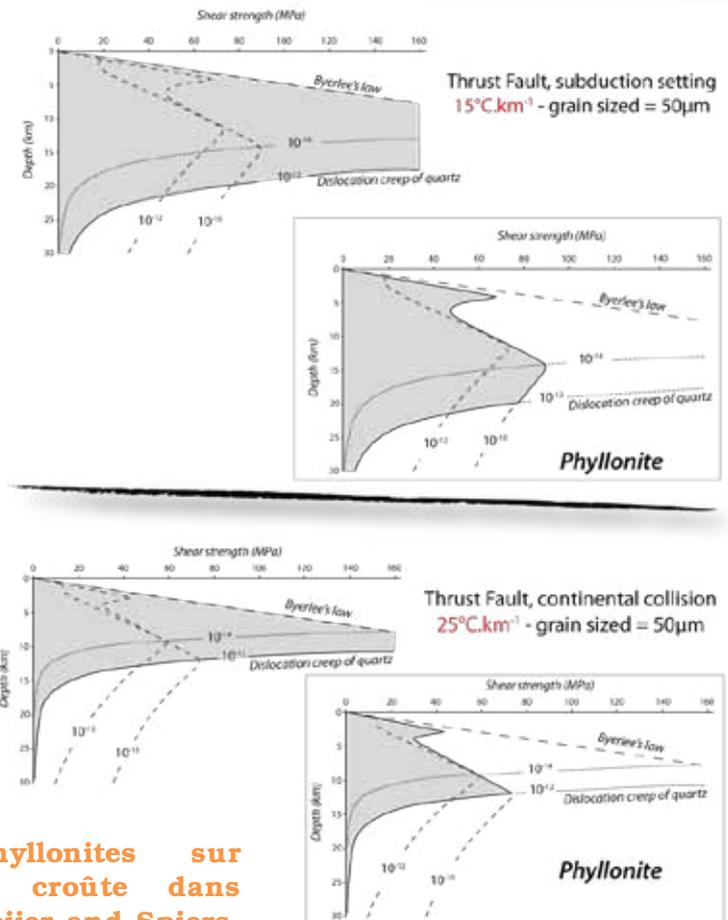
Le contenu sédimentaire des demi-grabens est expulsé lors de la fermeture de ceux-ci sous la forme d'un anticlinal couché vers l'Ouest. Cet anticlinal reste connecté à son demi-graben par l'intermédiaire d'un flanc inverse très étiré. Il est possible par la suite que la partie supérieure de cet anticlinal se détache le long du plan axial pour former une nappe de charriage.

280

d) Implication pour la rhéologie de la croûte durant le raccourcissement.

Les zones de cisaillement traduisent un comportement cassant-ductile à ductile du socle. La création de nouvelles structures plutôt que la réactivation des failles existantes traduit une faible résistance du socle lors du raccourcissement. Cette faible résistance semble en partie due à la présence des demi-grabens [Bellahsen et al., 2012]. L'enfouissement du massif dans les conditions schistes verts et la présence de fluides acides, qui ont permis la transformation des feldspaths en phengites, ont due fortement favoriser cette faible résistance de la croûte.

En effet, les phyllonites sont reconnues pour avoir une faible résistance. Leur présence peut réduire la résistance de la croûte entre 5 et 15km de profondeur de 50 à 70% [Shea and Kronenberg, 1993; Niemeijer and Spiers, 2005] (Fig. IV-1). Ceci semble d'autant plus probable dans le cas du massif des Ecrins que leur géométrie est celle de bandes anastomosées pouvant former des structures de plusieurs centaines de mètre d'épaisseur (comme à Plan du Lac).



IV-1: Influence des phyllonites sur l'enveloppe rhéologique de la croûte dans différents contextes d'après [Niemeijer and Spiers, 2005].

e) Existe-t-il un demi-graben sous le bassin de la Grave ?

Les arguments qui soutiennent une réponse positive sont:

- Les failles normales à pendage Est de la Grave: ces failles normales présentent un faible rejet mais peuvent témoigner de la terminaison Sud d'une faille normale dont le rejet augmente vers le Nord.

- La distribution des sédiments. L'absence du Lias schisteux sur le plateau d'Emparis et sa présence à l'ouest des failles normales de la Grave suggèrent la présence d'une faille normale liasique. De même, le lias calcaire est peu épais sur le plateau d'Emparis et épais à l'ouest des failles normales de la Grave. Par ailleurs, le Lias schisteux devient de plus en plus épais et de mieux en mieux différencié (L6-L7-L8) depuis La Grave jusqu'au Pic du Mas de la Grave. Cette observation suggère que la faille normale de la Grave, si elle est associée à ces séries, présentent un rejet croissant vers le Nord.

- La géométrie anticlinale des sédiments autour du chevauchement de Roselend. Les coupes présentés en (Fig. III-20) montre bien la géométrie

anticlinale des sédiments du plateau d'Emparis. Cette géométrie n'est pas sans rappeler celle de la nappe de Morcles, interprété comme le contenu expulsé d'un demi-graben [Burkhard and Sommaruga, 1998]. Ainsi, le chevauchement de Roselend du bassin d'Emparis apparaît comme un décollement le long du plan axial d'un anticlinal kilométrique.

- La longueur d'onde de 10km qui caractérise les grands demi-graben des Ecrins (La Mure, Taillefer, Grandes Rousses) [Lemoine et al., 1986] est compatible avec cette structure hypothétique qui serait situé à près de 10km à l'Est des Grandes Rousses.

Ces quelques arguments me font suggérer l'existence d'un demi-graben sous le bassin d'Emparis. Cependant, seule une analyse géophysique adaptée permettrait de voir et confirmer l'existence d'une telle structure.

2. Cinématique

Nous allons maintenant présenter une synthèse de nos résultats sur l'histoire cinématique du massif des Ecrins.

a) Quelle est l'évolution de la direction des déplacements?

282

(a) Histoire anté-Priabonienne

Notre étude de terrain n'a pas révélé de témoins significatifs du raccourcissement anté-Priabonien ailleurs que sur la bordure sud du massif des Ecrins, contrairement à ce qui a pu être suggéré par Bravard et Gidon [1982] ou Ford [1996].

(b) Histoire syn- à post-Priabonienne

Tout d'abord, notre étude ne nous a pas révélé de chronologie relative significative: nous n'avons pas observé une direction de linéation recoupant une autre, que ce soit à l'échelle locale ou régionale.

Par ailleurs, les directions de raccourcissement déduites des décrochements conjugués sont significativement identiques à la direction de transport/raccourcissement issue des zones de cisaillements et des failles inverses. Cela suggère soit (1) une synchronicité entre ces déformations ductiles-

fragiles soit (2) une continuité du champ de déformation depuis les déformations ductiles-fragiles aux déformations fragiles.

La direction de raccourcissement/transport est globalement E-O au Nord et NE-SO au sud. Il s'agit clairement de la direction de raccourcissement principale du massif des Ecrins.

Il existe néanmoins une direction de raccourcissement N-S autour du demi-graben de Bourg d'Oisans. Des décrochements conjugués observés par [Gratier et al., 1973] dans la couverture ont montrés qu'il existait un léger raccourcissement N-S postérieur au raccourcissement principal dans cette zone.

Il existe également une direction de transport NO-SE le long de la bordure Est du massif des Ecrins, à proximité du Front Pennique [Ceriani et al., 2001; Dumont et al., 2011]. Mais aucun critère chronologique local ne nous a permis d'estimer l'âge de cette déformation. Cette direction NO-SE semble par ailleurs fortement associée à une composante transpressive.

b) Quelle est la part du partitionnement?

La plupart des structures héritées dont l'orientation n'est pas subméridienne ont été réactivées en décrochement ou décrochevauchement (Faille bordière sud, Villard-Notre-Dame, Muzelle, Meije, Mont-Pelvoux, Ailefroide...) compatible avec un raccourcissement E-W.

Par ailleurs, la couverture de la bordure Nord-Est du massif des Ecrins est caractérisé par une schistosité NO-SE associé à une linéation d'étirement NO-SE, ce qui traduit une forte composante transpressive dans ce domaine. Au nord du massif des Ecrins, dans la partie sud du domaine Ultradauphinois, cette schistosité pénétrative NO-SE est recoupée par une schistosité frustrée NE-SO. De plus, il y a dans les séries Priaboniennes de cette zone des axes de plis kilométriques orientés NO-SE et NE-SO. Cette structuration est similaire à celle décrite par [Ceriani et al., 2001] plus au Nord. Par ailleurs, cette zone transpressive ne montre pas de structures locales traduisant un raccourcissement E-W, pourtant majeur plus à l'ouest, ce qui semble suggérer une relative synchronicité de ces déformations. La direction de raccourcissement NO-SE associée à cette zone transpressive ne doit donc pas nécessairement être vue comme précédant le raccourcissement E-W visible plus à l'ouest, comme

proposé par [Dumont et al. 2008, 2011, 2012] mais comme potentiellement synchrone.

c) Quelle est la quantité de raccourcissement ?

Malgré la composante de décrochement de certaines structures, notre étude cinématique et notre technique de restauration basée sur la géométrie du Trias et la conservation des surfaces a rendu possible l'estimation de la quantité de raccourcissement E-W de la partie nord du massif des Ecrins. Nos résultats ont ainsi révélé que de Belledonne au Front Pennique, le socle a été raccourci de quelques 20km soit de près de 24%. Ce raccourcissement a été accommodé par les nappes de la Meije et du Combeynot et quelques zones de cisaillement à l'Est (30%-10km) et des zones de cisaillement à l'Ouest (19%-10km).

Par ailleurs, les nappes des chaînes subalpines semblent connectés à un chevauchement sous Belledonne ayant accommodé quelques 22km (30%) de raccourcissement horizontal.

Ainsi, l'ensemble de la zone externe à la latitude du 45ème parallèle semble avoir accommodé un raccourcissement E-W de 42km (un peu plus de 26%).

284

3. Histoire thermo-barométrique des Ecrins.

a) Comment se répartit la température maximum d'enfouissement ?

Tout d'abord, nos résultats sont en parfait accord avec les quelques données de température ponctuelles disponibles dans la littérature.

Nos résultats montrent que la température maximum d'enfouissement, proche de 335°C, est constante depuis la bordure Ouest de Belledonne au Front Pennique et de la Bordure Sud du massif des Ecrins au Grand Châtelard.

(a) Où sont les variations de ce T_{max} ?

On observe des gradients de température au niveau (Fig. III-30, III-31):

- du Front Pennique, où les températures passent de 335°C à 250°C depuis la couverture mésozoïque de l'Ultradauphinois au flysch à Helminthoïde en passant par les flyschs éocènes près des cols du Lautaret et du Galibier. Plus au sud, aux environs de l'Argentière-la-Bessée, les températures sont de 330°C dans les flysch éocènes de la zone externe et de 290°C dans le Jurassique supérieur du Briançonnais, pour une altitude similaire. Cette différence souligne l'inversion

tectonique du Front Pennique dans cette région, déjà décrite par Pierre Tricart dans ses articles.

- des chaînes Subalpines, où les températures passent de 335°C dans le Lias à moins de 200°C dans le Jurassique supérieur. Par ailleurs, la distribution du T_{max} révèle un gap de 50 à 100°C qui souligne la présence d'un accident tectonique dans les Terres Noires, dont la géométrie, la cinématique et la signification sont incertaines.

- du bassin de la Mure-Beaumont, où les températures diminuent globalement vers le SO passant de 330°C à moins de 250°C. Aux environs de la Mure, le rétro-chevauchement de couverture est souligné par des températures de 335°C dans les unités chevauchantes et de 280°C dans les unités chevauchées.

- de la région d'Embrun, où les températures, pour une altitude similaire, passent de 330°C (dans le Champsaur) à 250°C (près de Chorges) d'Est en Ouest. Cette distribution résulte très probablement d'une diminution de l'épaisseur des nappes internes.

*(b) Quelle est la signification du T_{max} (tectonique vs. sédimentaire) ?
Est-elle synchrone ?*

285

La température maximum d'enfouissement nous est apparue diachrone: elle peut représenter la température d'enfouissement sédimentaire (Vercors, vallée du Champoléon) ou la température d'enfouissement tectonique (massif des Ecrins-Emparis, région de l'Embrunais-Ubaye). Il semble que le gradient géothermique caractérise ces deux types d'enfouissement: de 30 à 50°C.km⁻¹ lors d'un enfouissement sédimentaire, il serait plutôt de 20-25°C.km⁻¹ lors d'un enfouissement tectonique.

b) Quelles sont les conditions P-T de la déformation ?

Considérant un gradient géothermique de 25 à 20°C.km⁻¹ et une température maximum d'enfouissement de 335°C il est possible d'estimer la pression du pic du métamorphisme à quelques 3/4kbar soit entre 10 et 15km de profondeur. Ces estimations semblent valables du bassin de Bourg d'Oisans au Front Pennique.

4. Age de la déformation ?

a) Que date t-on ?

Nos analyses microstructurales et chimiques ont montré que les micas blancs syn-cinématiques avait une chimie de phengite clairement distincte des muscovites héritées. La température maximal atteinte, de 335°C, ne permet pas la diffusion thermique de l'argon et suggère que le système isotopique de l'Argon de ces phengites témoigne de la cristallisation et non du refroidissement. Nous avons donc daté ces phengites, représentatives de la déformation, ainsi que quelques autres micas blancs de composition intermédiaire entre ces deux pôles à l'aide de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Les phengites syn-cinématique présentent des âges apparents distribués entre 40 et 24Ma et plus particulièrement entre 33-31Ma et 27-24Ma. Ces âges, en accord avec les autres données de la littérature, représentent très probablement l'âge de la déformation.

b) Histoire de la déformation

Il nous a donc été possible de dater l'âge de cristallisation de phengites syn-cinématiques. Nous avons ainsi obtenu des âges consistants le long d'un gradient de déformation et sur une coupe E-W.

(a) Signification des âges au regard de la littérature

Les âges compris entre 34/33 et 31 Ma représentent le début de l'enfouissement du massif des Ecrins sous les nappes internes, comme en témoignent les schistes à blocs Rupélien [Sinclair, 1997b].

Enfin, les âges entre 28 et 24Ma correspondent aux dernières déformations, potentiellement synchrone du pic du métamorphisme selon les données de la littérature [Nziengui, 1993; Crouzet et al., 2001; Ceriani et al., 2003]. Ceci est d'ailleurs en accord avec le fait que les isothermes soient subhorizontaux et donc sécants sur les plis de la couverture: cela témoigne d'un début de refroidissement postérieur aux déformations [Ménard and Rochette, 1992; Crouzet et al., 1999].

Ces âges d'activité de nos zones de cisaillement inverses à vergence ouest sont en accord avec les âges obtenus sur des décrochements compatibles avec un raccourcissement E-W, daté entre 34 et 26Ma par [Simon-Labric et al., 2009].

(b) *Datation des directions de transport E-O et NO-SE*

Les échantillons ayant fourni des âges alpins consistent sont tous issus d'un raccourcissement E-W. Nous avons également daté un échantillon du Combeynot montrant une linéation ductile NO-SE. Malheureusement, cet échantillon n'a fourni que des âges de muscovites héritées partiellement réouvertes ou de mélange. Nous ne sommes donc pas en mesure de discuter de la chronologie de ces directions au regard des données radiochronologiques.

(c) *Distribution des âges de la déformation sur un gradient de déformation*

Au sein de la zone de cisaillement de Plan du Lac, 3 échantillons ont été datés et représentent: une protomylonite, une mylonite et une phyllonite. La protomylonite fournit des âges proches de 25Ma dans ses bandes de cisaillements vers l'Ouest, et entre 45 et 32 dans sa schistosité Alpine. La mylonite fournit des âges compris entre 40 et 29Ma dans sa bande de cisaillement vers l'Est et un âge Hercynien dans sa schistosité. Enfin, la phyllonite fournit des âges principalement compris entre 33 et 25Ma avec une concentration majeure entre 27 et 25Ma.

287

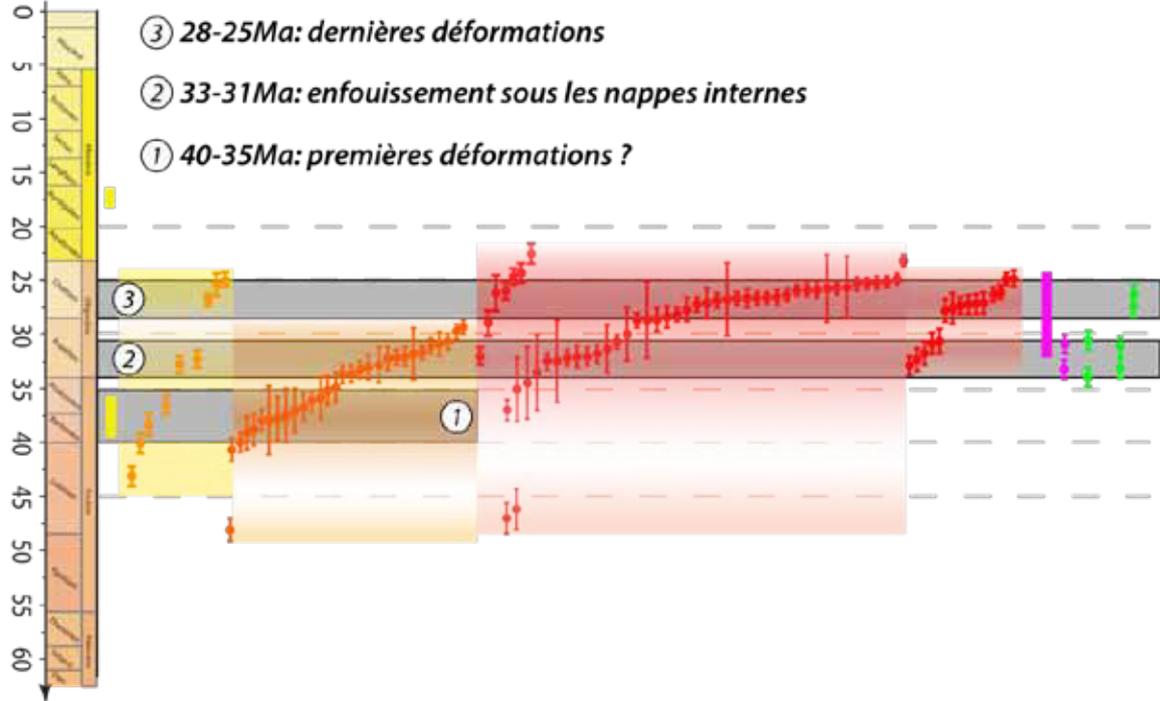
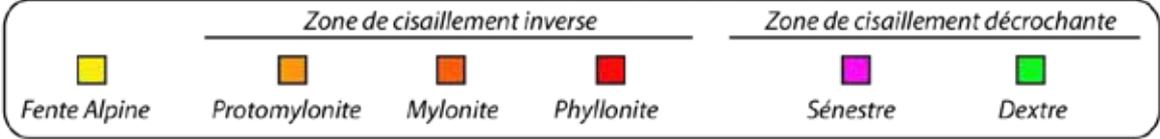
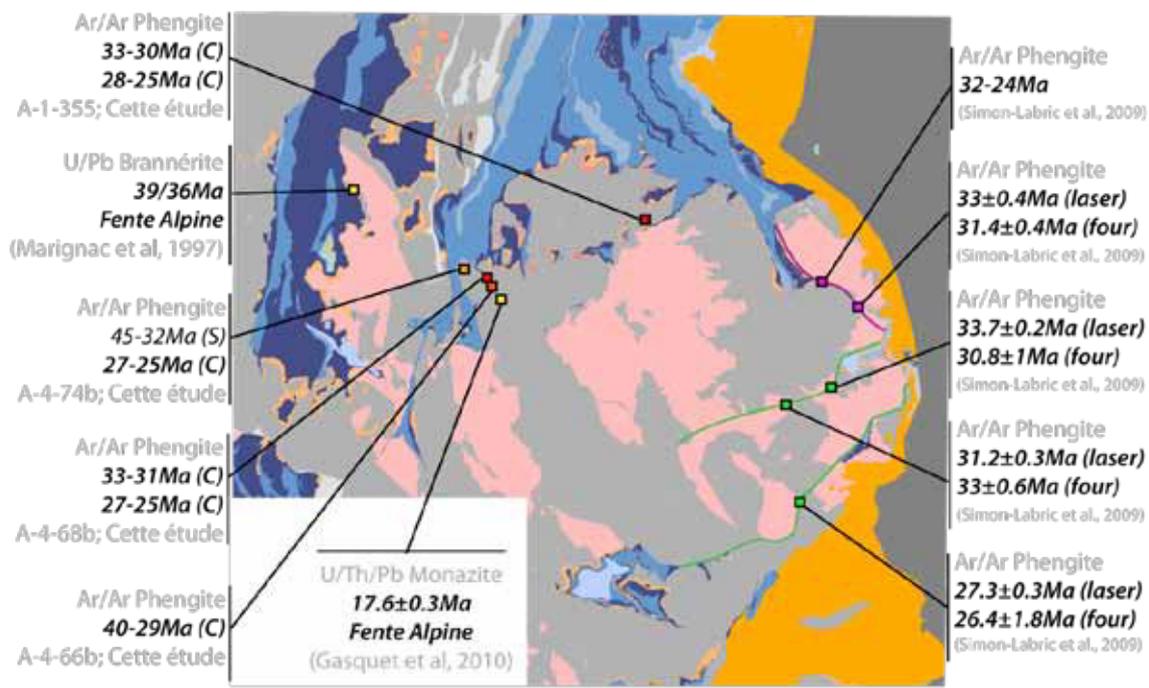
La gamme d'âge de la mylonite est clairement plus ancienne que la gamme d'âge de la phyllonite. La phyllonite ayant une résistance à la déformation très faible (de part la nature de ses minéraux et sa géométrie en bandes anastomosées), il est possible que la déformation s'y soit localisée. Il est donc probable que les bandes de phyllonite inverses à vergence ouest aient localisé une partie de la déformation. Avec un degré d'interprétation supplémentaire et afin d'expliquer la localisation de la déformation sur ces zones, on peut proposer que c'est vers 29Ma, dernier âge obtenu sur la mylonite, que le réseau anastomosé de phyllonite a été créé, permettant ainsi une localisation de la déformation le long de ces bandes. Il en a probablement résulté un amollissement de la croûte ayant favorisé le raccourcissement. L'importance des témoins du raccourcissement entre 28 et 25Ma dans les phyllonites et la préservation des âges antérieurs dans les zones moins déformées vont dans ce sens.

(d) *Distribution des âges de la déformation sur une coupe E-W*

Les phyllonites des zones de cisaillement de Plan du Lac (à l'Ouest) et de Col du Lac (à l'Est) ont fourni des âges pouvant être comparés. Ces deux échantillons sont séparés par une distance de 7km. A plus de 9km à l'Est de la zone de cisaillement de Col du Lac se trouve la bordure Est du massif des Ecrins, où des cisaillements décrochants ont été datés par [Simon-Labric et al. \[2009\]](#) (**Fig. IV-2**).

Les décrochements de la bordure Est du massif des Ecrins ont été daté entre 34 et 26Ma et principalement entre 34 et 30Ma [[Simon-Labric et al., 2009](#)]. Les phyllonites de Col du Lac et de Plan du Lac ont fourni des âges compris entre 33 et 25Ma avec une zone de forte distribution entre 28 et 26Ma.

Ainsi, la distribution des âges d'Est en Ouest (**Fig. IV-2**) ne montre pas la présence d'un rajeunissement vers l'Ouest. L'ensemble du massif des Ecrins semble avoir été déformé de manière synchrone. S'il existe un gradient dans l'âge des déformations, les données disponibles ne permettent pas de le mettre en évidence.



IV-2: Répartition spatio-temporelle des témoins de la déformation dans le massif des Ecrins d'après nos résultats (zones de cisaillement inverses), ceux de [Simon-Labric et al., 2009] (zones de cisaillement décrochantes) et ceux de [Marignac et al., 1997; Gasquet et al., 2010] (Fentes Alpines).

5. Apport de nos données pour la connaissance de la géologie du massif des Ecrins

Ce travail apporte des données:

- sur les mécanismes du raccourcissement, depuis les réactions minéralogiques au raccourcissement de la croûte,
- sur la cinématique du raccourcissement,
- sur la répartition de la température maximum d'enfouissement,
- sur l'âge de la déformation.

Ces données nous permettent de proposer une nouvelle histoire tectono-métamorphique du massif des Ecrins.

a) Histoire anté-nummulitique.

Entre le Turonien et le Coniacien, i.e. entre 93 et 85Ma, la bordure Sud-Ouest du massif du Pelvoux est le siège d'un important glissement gravitaire le long des pentes nord du bassin Vocontien. Ce glissement a été initié soit par une augmentation de l'activité sismique soit par la simple accumulation des dépôts sédimentaires [Michard et al., 2010].

Entre cet épisode Crétacé supérieur et le Lutétien, le massif des Ecrins est affecté par une compression probablement Nord-Sud, qui semble être la continuité septentrionale des déformations Pyrénéo-Provençales, avant-pays de l'orogène Pyrénéen [Lacombe and Jolivet, 2005]. Cette phase de déformation atteint son paroxysme entre l'Yprésien et le Lutétien (55-40Ma) et est recoupée par une extension qui débute dès le Priabonien vers 37/33Ma [Séranne, 1999].

Les structures du massif des Ecrins associés à cette phase compressive sont les chevauchements de sa bordure sud, indiscutablement cacheté par les dépôts nummulitiques [Ford, 1996]. Les plis Arvinches pourrait également en faire partie [Barbier, 1956], tout comme certains chevauchements vers le Nord du massif de Belledonne [Barféty and Gidon, 1990; Gidon, 1999]. Quoi qu'il en soit, les premiers galets de socle provenant du massif des Ecrins, observables dans les séries conglomératiques Lutétiennes de sa bordure Nord (48-40Ma), témoignent de la mise à l'affleurement de celui-ci, probablement à la suite de cette activité tectonique. Ainsi au cours du Lutétien, et probablement vers le Lutétien supérieur (45-40Ma), le massif des Ecrins est soumis à un

raccourcissement globalement N-S, induisant sa mise à l'affleurement²² et la création d'un relief supérieur à 500m [Gupta and Allen, 2000].

Suite à cet évènement, qui n'a laissé de traces significatives que sur sa bordure sud (et peut être quelques chevauchements du massif de Belledonne et quelques plis de la chaîne Arvinche), le massif des Ecrins a formé un îlot bordé au Sud et à l'Est par la mer dite nummulitique.

b) Histoire syn-nummulitique.

Au cours du Priabonien, alors que se met en place le rifting ouest Européen et l'extension dans les bassins du sud de la France, le massif des Ecrins forme un îlot suite à la transgression de la mer nummulitique. L'extension précédemment décrite affecte également le massif des Ecrins, comme en témoigne des failles normales syn-sédimentaires de son environnement [Lami, 1988; Meckel et al., 1996].

Les dépôts nummulitiques sont caractérisés par une succession de dépôts caractéristiques dite Trilogie Priabonienne. Cette série est composée de bas en haut: d'un conglomérat alluviale, de calcaires à nummulites d'un environnement marin peu profond, de marnes hémi-pélagique à Globigérines, d'une épaisse série de turbidites (ou flysch) gréseuses, et d'une série dite de schistes à blocs [Boussac, 1912; Kerckhove, 1969; Lami, 1988; Pairis, 1988; Waibel, 1990; Sinclair, 1997b; Burgisser and Ford, 1998; Gupta and Allen, 2000; Apps et al., 2004; Du Fornel et al., 2004; Mulder et al., 2010]. L'âge d'une même série n'est pas uniforme. Ainsi, l'âge des marnes bleues rajeunissent du Bartonien au Rupélien vers le SO dans les bassins du SE de la France [Du Fornel et al., 2004].

La fin de la sédimentation nummulitique, marqué par les schistes à blocs, traduit la mise en place des nappes internes sur la zone externe au cours du Rupélien, vers 34-32Ma [Kerckhove, 1969; Gidon and Pairis, 1980; Sinclair, 1997b]. Cette mise en place ce fait vers le SO dans l'Embrunais-Ubaye et vers le NO au nord du massif des Ecrins [Fry, 1989b; Sinclair, 1997b; Burgisser and Ford, 1998; Lickorish and Ford, 1998; Ford and Lickorish, 2004].

²² Néanmoins, la couverture Jurassico-Crétacé du coeur du massif des Ecrins semble n'avoir jamais été très développée et n'a probablement pas dépassé 1 ou 2km grand maximum dans cette zone. La position haute du massif des Ecrins, déjà présente durant l'extension Liasique, et probablement due au coeur granitique tardi-Varisque de ce massif.

c) Histoire post-nummulitique

C'est donc avec l'enfouissement de la zone externe sous les nappes internes que le massif des Ecrins commence à être déformé par un raccourcissement E-W, vers 33Ma. Ce raccourcissement se termine vers 25Ma, probablement juste avant que le massif n'entame son refroidissement selon les résultats de **Crouzet et al. (2001)**. Le raccourcissement E-W qui a affecté l'ensemble du massif des Ecrins a accommodé un raccourcissement d'une vingtaine de kilomètre, avec un taux de raccourcissement croissant vers l'Est, où se sont développés des nappes de socle (Meije, Combeynot, Grangettes...).

Entre 31 et 25Ma le massif atteint son pic du métamorphisme vers 335°C le long d'un gradient géothermique de 20 à 25°C.km⁻¹, soit un enfouissement sous quelques 15km de roche. L'épaisseur des sédiments mésozoïques ne dépassant pas quelques kilomètres, cela implique une épaisseur de nappes internes d'une dizaine de kilomètre du col du Lautaret au bassin de Bourg d'Oisans.

Le refroidissement débutera vers 25 Ma pour finir vers 3Ma, comme en témoigne les données thermomagnétiques et les traces de fission sur apatite. C'est durant cette période que la bordure Est du massif des Ecrins est affectée par des failles normales, accommodant l'exhumation différentielle entre zone externe et zone interne.

B. A l'échelle des Alpes Occidentales

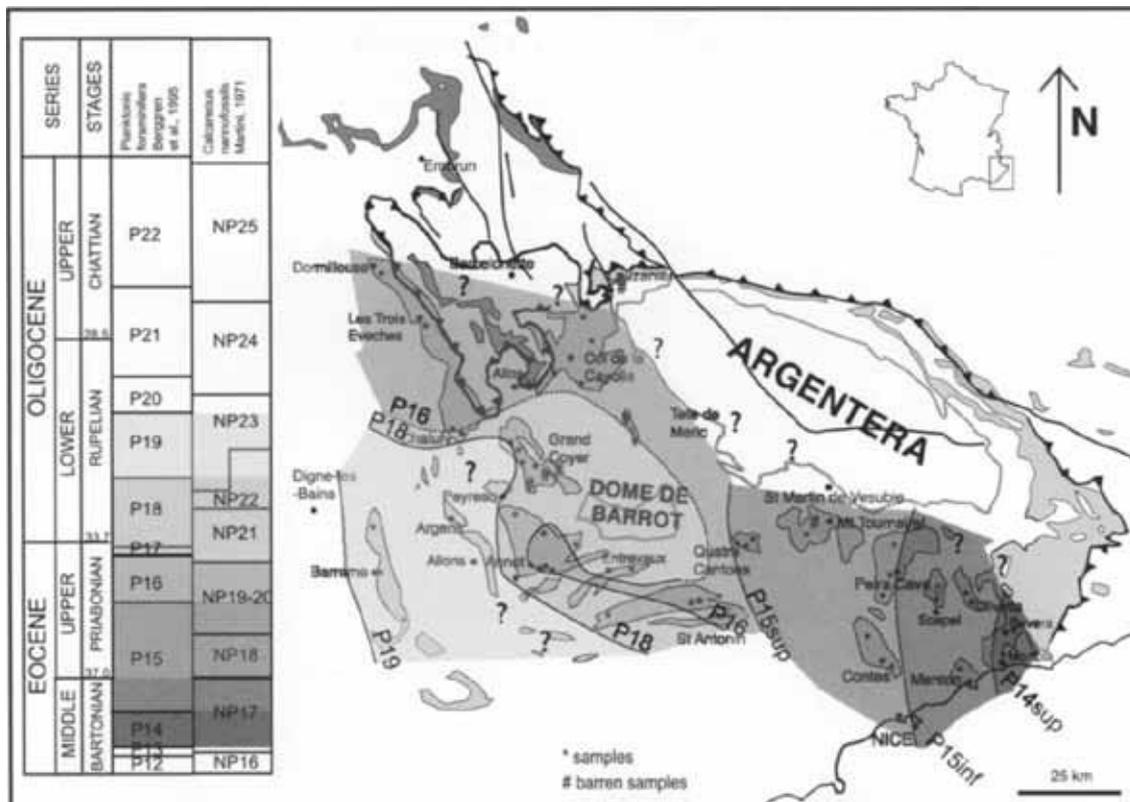
293

1. Chronologie

2. Cinématique Oligocène

1. Chronologie

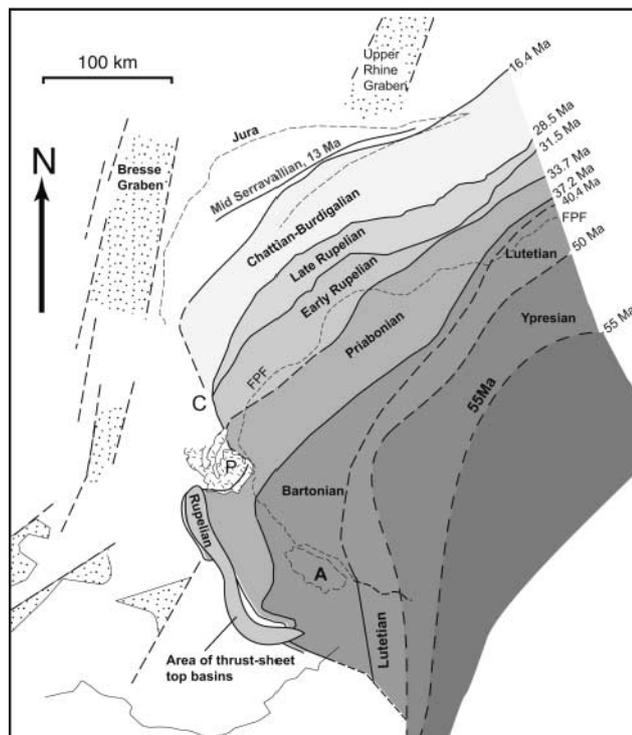
a) Répartition de l'âge de la sédimentation



294

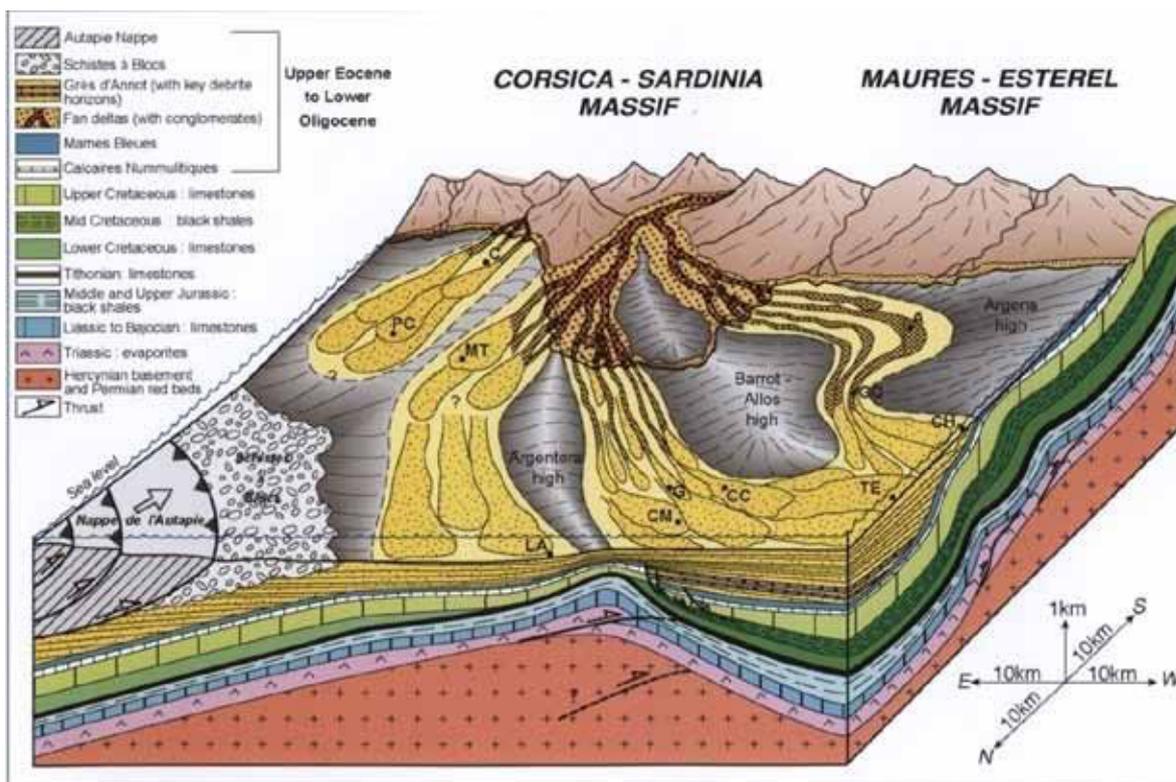
IV-3: Age du toit des Marnes Bleues d'après [Du Fornel et al., 2004].

La sédimentation de la mer nummulitique montre une propagation des côtes vers l'extérieur de la chaîne, comme en témoigne la cartographie du toit des Marnes Bleues des bassins des Grès d'Annot (Fig. IV-3). Cette cartographie, établie notamment par [Sinclair, 1997b; Ford et al., 2006] à l'échelle des Alpes Occidentales, est révélatrice de la dynamique de subsidence de la zone externe. Ces cartes révèlent ainsi que cette subsidence n'est pas



IV-4: Cartographie des côtes du bassin d'avant Pays et son évolution dans le temps d'après [Ford et al., 2006]

radial à l'Arc Alpin (Fig. IV-4). Le massif des Ecrins, qui forme un haut paléogéographique, d'un relief de plus de 500m d'altitude, limite deux domaines de subsidence distincte. Au sud du massif des Ecrins le littoral est orienté N-S à NO-SE et se propage vers l'O à SO. Sa propagation se termine au Rupélien où la mer nummulitique se transforme en bassins du toit des nappes de charriage (Fig. IV-4) [Ford et al., 2006]. Au Nord du massif des Ecrins en revanche, le littoral est orienté NE-SO et se propage vers le NO jusqu'au Serravalien. La terminaison SO de cette mer est incertaine. Dans le Vercors, la sédimentation débute au Burdigalien, vers 17.5Ma, par des conglomérats recouverts par des sédiments marins. Ces même conglomérats atteignent la retombée orientale du Massif Central vers 7-6 Ma, ce qui indique une migration du front de sédimentation sur 10 Ma [Clauzon, 1990]. Cette sédimentation entre Vercors et Chartreuse est fortement contrôlée par la mise en place de la chaîne plissée, qui s'est mise en place au Langhien [Clauzon, 1990], ce qui explique probablement les incertitudes concernant la géométrie du littoral d'avant pays dans cette zone.



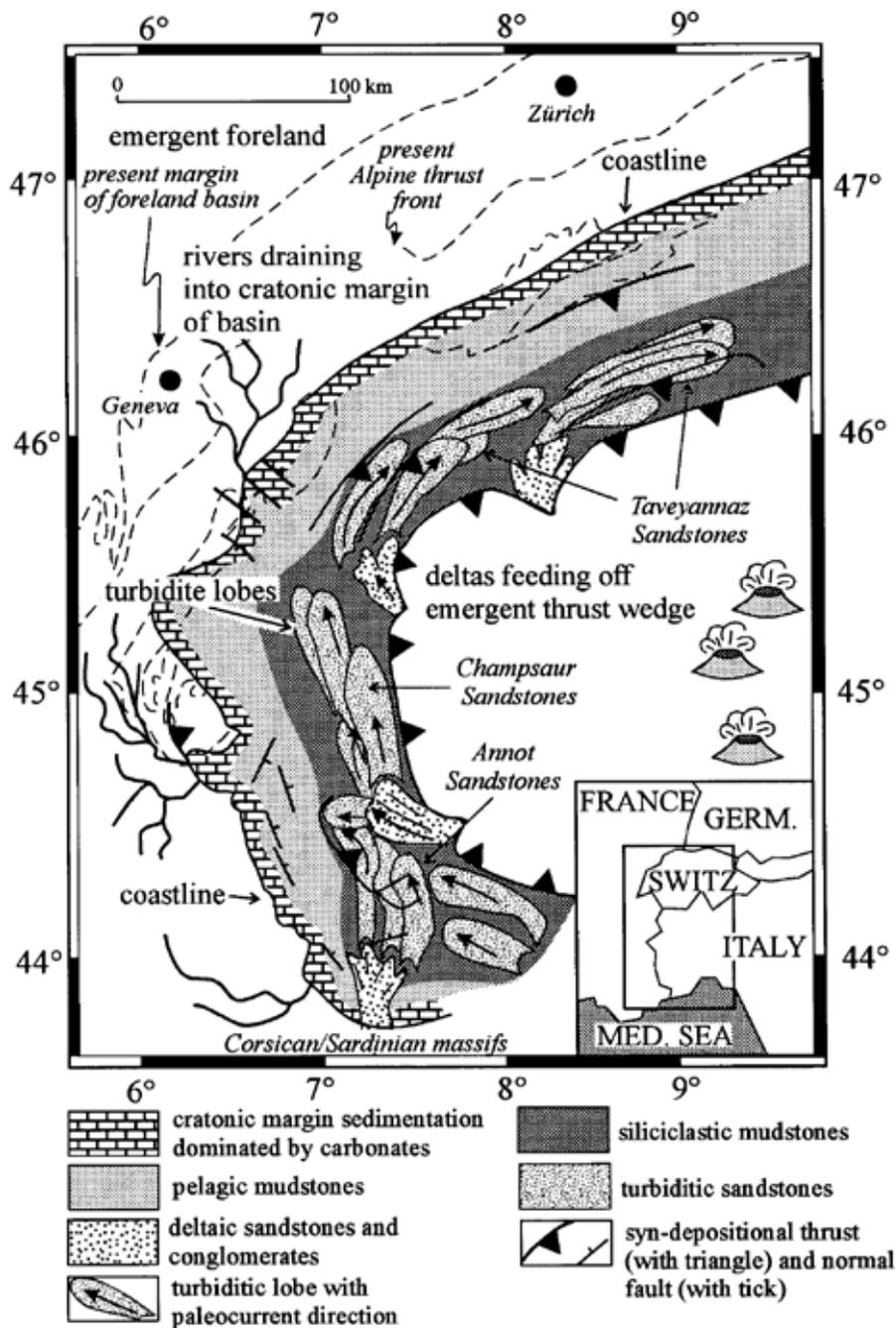
IV-5: Reconstitution de la situation des bassins du Sud de la France au Rupélien d'après [Joseph et Lomas, 2004].

Ainsi, les bassins du Sud de la France semblent dépourvu de sédimentation à l'Aquitaniens (25-20Ma) (Fig. II-19) [Lickorish and Ford, 1998]. La sédimentation y reprend au Burdigalien et une nouvelle phase de raccourcissement de la nappe de Digne est observée entre 12 et 2Ma [Lickorish and Ford, 1998; Fournier et al., 2008] (Fig. II-19).

Dans le bassin du front Alpin nord, la sédimentation présente une transition entre des dépôts de Flyschs et des dépôts de Molasse entre 33 et 30Ma, indiquant un remplissage presque complet des bassins associé à une augmentation de l'apport détritique de 30% [Sinclair, 1997a]. Par ailleurs, la migration du littoral de ce bassin vers le NO ralentit très fortement entre 24 et 15-11Ma pour reprendre ensuite (Fig. II-23) [Ford and Lickorish, 2004].

Il y a donc eu, entre 33 et 30Ma, un profond changement dans la dynamique de remplissage du bassin Nord Alpin. Ce changement est synchronique ou légèrement postérieur à l'âge des schistes à blocs (Fig. II-16, II-17, II-18), traduisant le charriage des nappes internes sur la zone externe. Ce charriage a probablement conduit à une forte augmentation de l'apport détritique dans les bassins par la création de reliefs par exemple. On constate également une baisse d'activité des bassins (sédimentation ou migration du littoral) entre 25 et 20Ma sur tout le pourtour de l'Arc.

L'origine des sédiments et les directions de paléocourant sont une source d'information pour la paléogéographie au moment des dépôts. Par exemple, au Rupélien, au sud du massif des Ecrins, les sédiments proviennent de l'érosion des massifs de Corse-Sardaigne-Maures-Esterel [Joseph and Lomas, 2004] (Fig. IV-5, IV-6).



IV-6: Paléogéographie au Rupélien d'après [Sinclair, 1997b].

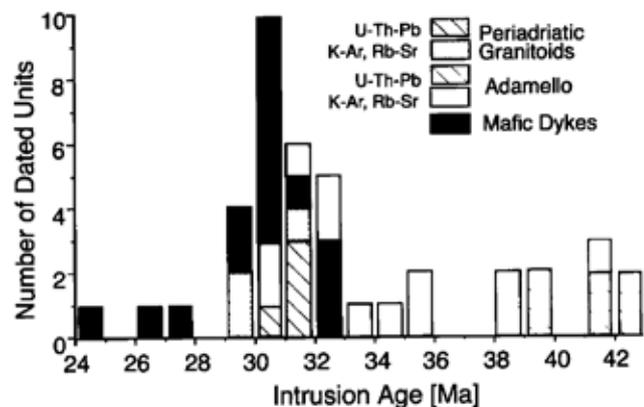
b) Répartition de l'âge du magmatisme

Un magmatisme (basalte et granitoides) affecte les Alpes durant l'Oligocène. Ce magmatisme a été daté entre 25 et 42Ma, et plus particulièrement entre 29 et 33Ma, comme en témoigne la synthèse de [von Blanckenburg and Davies, 1995] (Fig. IV-7). La géochimie des granitoides indique un mélange entre basalte et croûte continentale. Ce magmatisme dont la source est un mélange d'origine mantellique (mais pas asthénosphérique) et crustal, a été interprété comme

résultant de la rupture du slab [von Blanckenburg and Davies, 1995; Schmid et al., 1996].

Dans les Alpes Occidentales, ce magmatisme -à dominante calco-alcalin- révèle des témoins épars présents dans les séries nummulitiques notamment.

Ainsi, des clastes andésitiques présents dans les Grès de Taveyannaz ont été daté à 30.5 et 32.5Ma (Ar/Ar amphibole), soit un âge correspondant aux datations



IV-7: Synthèse des datations du magmatisme Alpin d'après [Von Blanckburg et Davies, 1995]

biostratigraphiques (29-32Ma) [Féraud et al., 1995; Ruffini et al., 1997]. De même, à proximité de Méollion, dans les Grès du Champsaur, des amphiboles ont été daté à 32.5 et 34.3Ma [Féraud et al., 1995]. Géochimiquement, ces clastes, de même que les précédents, sont très comparable aux intrusions présent dans le domaine interne et y sont souvent rattachées [Ruffini et al., 1997; Boyet et al., 2001]. Cependant, la localité exacte des édifices volcaniques est incertaine.

Dans les Grès de Saint Antonin, des brèches volcaniques indiquent la présence d'un édifice autochtone daté entre 30.8 et 36.1Ma [Waibel, 1993; Montenat et al., 1999]. Cet édifice est probablement à rattacher au complexe volcanique Corso-Sarde de même âge mais résultant de la subduction de la plaque Adriatique sous la plaque Européenne [Boyet et al., 2001]. Ce volcanisme est alors le témoin précurseur de l'ouverture de l'océan Liguro-Provençal.

Il existe donc un important magmatisme bimodal (mantellique/crustale) affectant les Alpes, principalement entre 29 et 33Ma. Ce magmatisme semble résulter de deux causes: de la subduction de la plaque adriatique et d'une remonté mantellique sous le domaine interne. Cette remonté mantellique est classiquement interprétée comme le témoin de la rupture du slab [von Blanckenburg and Davies, 1995; Schmid et al., 1996; Boyet et al., 2001], bien que d'autres hypothèses puissent être envisagées (retrait du slab, extension arrière arc...).

c) Répartition de l'âge de la déformation et cinématique

La répartition de l'âge des déformations est de première importance pour la compréhension des processus géodynamiques. Par le passé, le manque de données radiochronologiques associées aux vecteurs cinématiques a conduit à des interprétations d'âges erronées de certaines structures majeures. C'est par exemple le cas de l'âge du rétrocharriage du domaine interne estimé entre 25 et 15Ma par [Choukroune et al., 1986] mais aujourd'hui daté entre 45 et 32Ma [Fremann et al., 1997; Ganne, 2003; Gerber, 2008] (Fig. III-39). De même, le détachement qui affecte les schistes lustrés sur plusieurs dizaines de kilomètre a été supposé Oligo-Miocène par [Ballèvre et al., 1990; Tricart et al., 2006] alors qu'il a été daté entre 40 et 35Ma [Agard et al., 2002; Ganne, 2003] (Fig. III-39).

(a) 45-37Ma

C'est probablement durant cette période que se produit le raccourcissement anté-nummulitique de la zone externe, en lien avec la convergence N-S de l'orogénèse Pyrénéenne. La mer nummulitique a déjà recouvert le massif de l'Argentera (Fig. IV-4).

Dans le domaine du Briançonnais, au Sud de Moûtier, des directions de transport vers le N à NNO ont été décrites comme antérieures aux dépôts des séries nummulitiques (bien que les séries nummulitiques soient affectées par ces déformations à vergence N) [Ceriani et al., 2001]. Ces déformations ont été interprétées par ces auteurs comme le résultat d'une activité transpressive du Front Pennique (Front du Houiller et du Sub-Briançonnais).

Dans le domaine le plus interne, il s'agit de la période durant laquelle se produisent les déformations majeures, avec des transports d'axes E-O à NO-SE, dans les schistes lustrés notamment. Ces déformations caractérisent la dynamique du prisme d'accrétion. On y retrouve ainsi un grand détachement à pendage ouest d'échelle crustale, ainsi qu'une zone importante de retrochevauchement relativement plate.

(b) 37-33Ma

Cette période correspond au début de l'extension du rifting ouest Européens et des bassins du sud de la France [Séranne, 1999]. C'est également durant cette

période que se dépose la majeure partie des séries nummulitiques dans la zone externe.

Dans le Briançonnais de Briançon, c'est durant cette période qu'a lieu l'empilement de nappe et le métamorphisme de subduction. Les directions actuelles montre une direction vers l'OSO mais les rotations ultérieures indiqueraient une direction d'empilement vers le NO.

Dans le domaine interne, ce sont les cisaillements vers l'Est qui sont actifs durant cette période.

Dans les unités Liguro-Piémontaise des Alpes Ligures en revanche, se sont des cisaillements vers l'Ouest qui sont actif. A la fin de cette période, vers 33Ma, des sédiments se dépose sur cette même zone, au Nord et à l'Ouest du massif de Voltri (Fig. IV-10).

(c) 33-25Ma

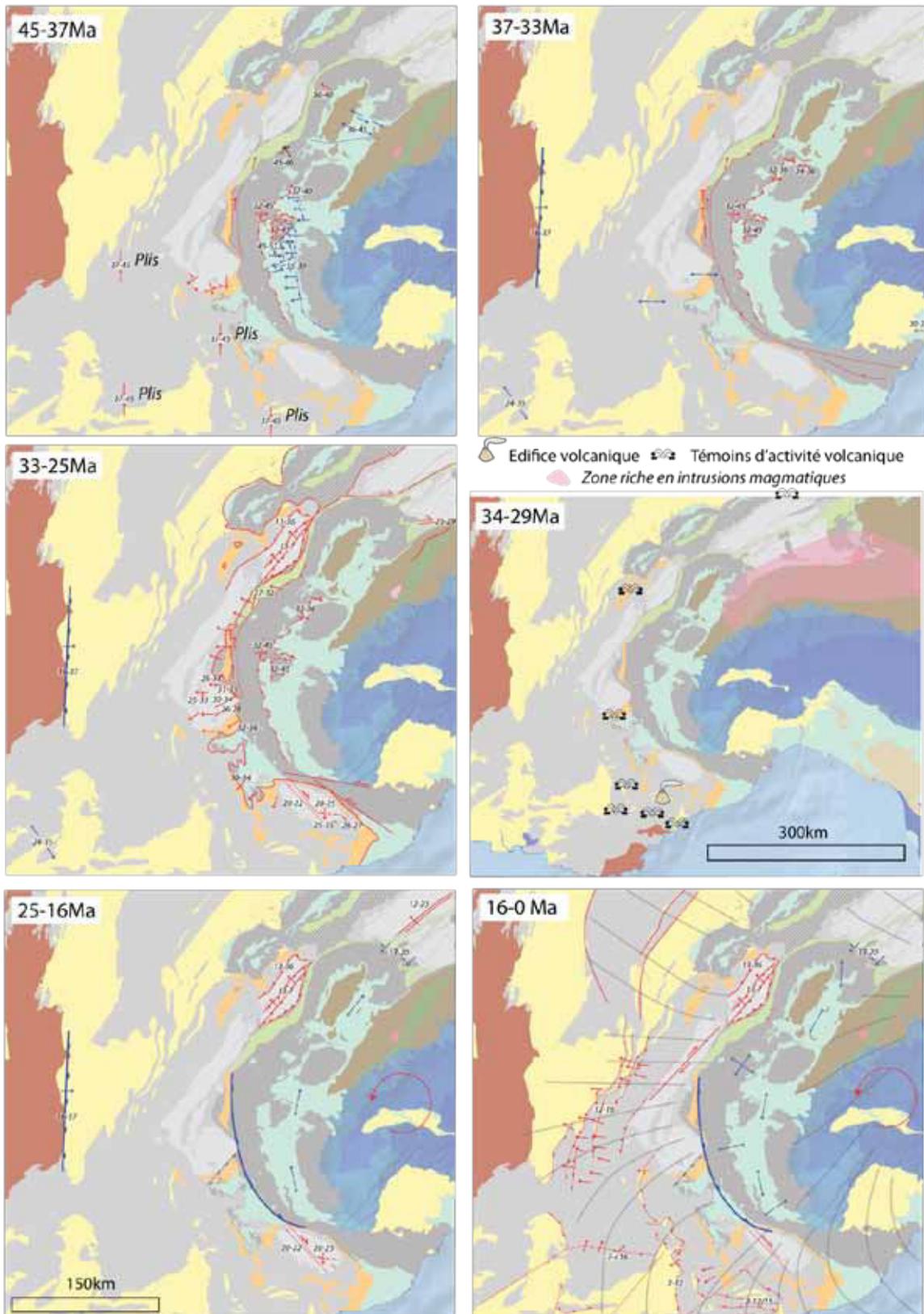
C'est durant cette période que les nappes internes chevauchent la zone externe. La croûte de cette zone, enfouie, est raccourcie avec une direction de raccourcissement perpendiculaire à l'axe de la chaîne. Les nappes internes forment les premiers reliefs importants.

300

Depuis le Nord-Est du massif des Ecrins au Sud de Moûtier, les séries nummulitiques présente des directions de transport vers le NO à N, associé à une tectonique transpressive.

Dans la zone interne, les chevauchements vers l'Est deviennent inactifs vers 32Ma, comme cela est montré par la synthèse radiochronologique en figure III-39.

Au Nord des Alpes Occidentales, le réseau de faille Périadriatique, décrochement dextre, est actif. C'est également durant cette période que doivent être actifs les mouvements décrochants senestres au sud des Alpes Occidentales.



IV-8: Chronologie de la déformation issue des datations radiochronologiques dans les Alpes Occidentales (Fig. II-39). Sur la dernière figure (16-0Ma), les traits gris représentent la direction des axes de compression déduits des mécanismes au foyer des séismes [Delacou, 2004].

(d) 25-16Ma

Les dernières déformations extensives du rifting ouest européen se font un peu avant 16Ma.

Le front Pennique est inversé et le domaine interne est soumis à une extension parallèle à son axe. La faille normale du Simplon est active, de même que le raccourcissement vers le NO des massifs cristallins externes du Mont Blanc à l'Aar. L'Argentera continue également à être déformée.

(e) 16-0Ma

De 16 à 13Ma, le Vercors et la Chartreuse sont raccourcis sous l'activation probable d'une rampe crustale sous Belledonne. Le massif du Mont Blanc et de l'Aar continue également à être raccourci selon une direction NO-SE jusqu'à 13/12Ma. Le raccourcissement de la nappe de Digne (SO-NE) et du Jura (NO-SE) devient actif vers 12Ma. Un léger raccourcissement N-S tardif semble affecté les bassins du Sud de la France ainsi que le massif des Ecrins

La zone interne est toujours soumise à une extension dont l'axe semble cependant passer d'une direction parallèle à la chaîne à une direction perpendiculaire à la chaîne.

Actuellement, les directions de compression et d'extension déduites de l'inversion des mécanismes au foyer des séismes montrent des directions sub-parallèles aux directions de transport/raccourcissement à l'oeuvre depuis le Rupélien.

d) Répartition de l'âge du pic du métamorphisme

Le métamorphisme de HP-BT le plus ancien est celui qui a affecté les unités Austroalpines (70-60Ma). Viens ensuite celui qui a affecté les unités liguro-piémontaises (60-38Ma) et enfin, celui qui a affecté le Briançonnais et le Valaisan (50-32Ma) (Fig. IV-9) [Berger and Bousquet, 2008]. Cette succession temporelle est le reflet de la succession spatiale de ces unités avant la convergence. Cette succession spatiale se retrouve d'ailleurs dans la géométrie de l'empilement de nappe: les unités Austroalpines chevauchent les unités liguro-piémontaise qui chevauchent les unités Briançonnaises.

Viens ensuite un métamorphisme qui affecte la zone externe, dont le pic de température est situé entre 32 et 18Ma. Ce métamorphisme résulte de l'enfouissement de la zone externe sous les nappes internes. Il est à noter que le refroidissement démarre plus tôt au sud (avant 25Ma) qu'au nord (23-18Ma).

e) Répartition de l'âge de l'exhumation

Il est très intéressant de constater l'importance du diachronisme de l'exhumation au sein de la chaîne (Fig. IV-10), déjà décrit par quelques auteurs [Fügenschuh and Schmid, 2003; Tricart et al., 2007, Bellahsen et al. soumis].

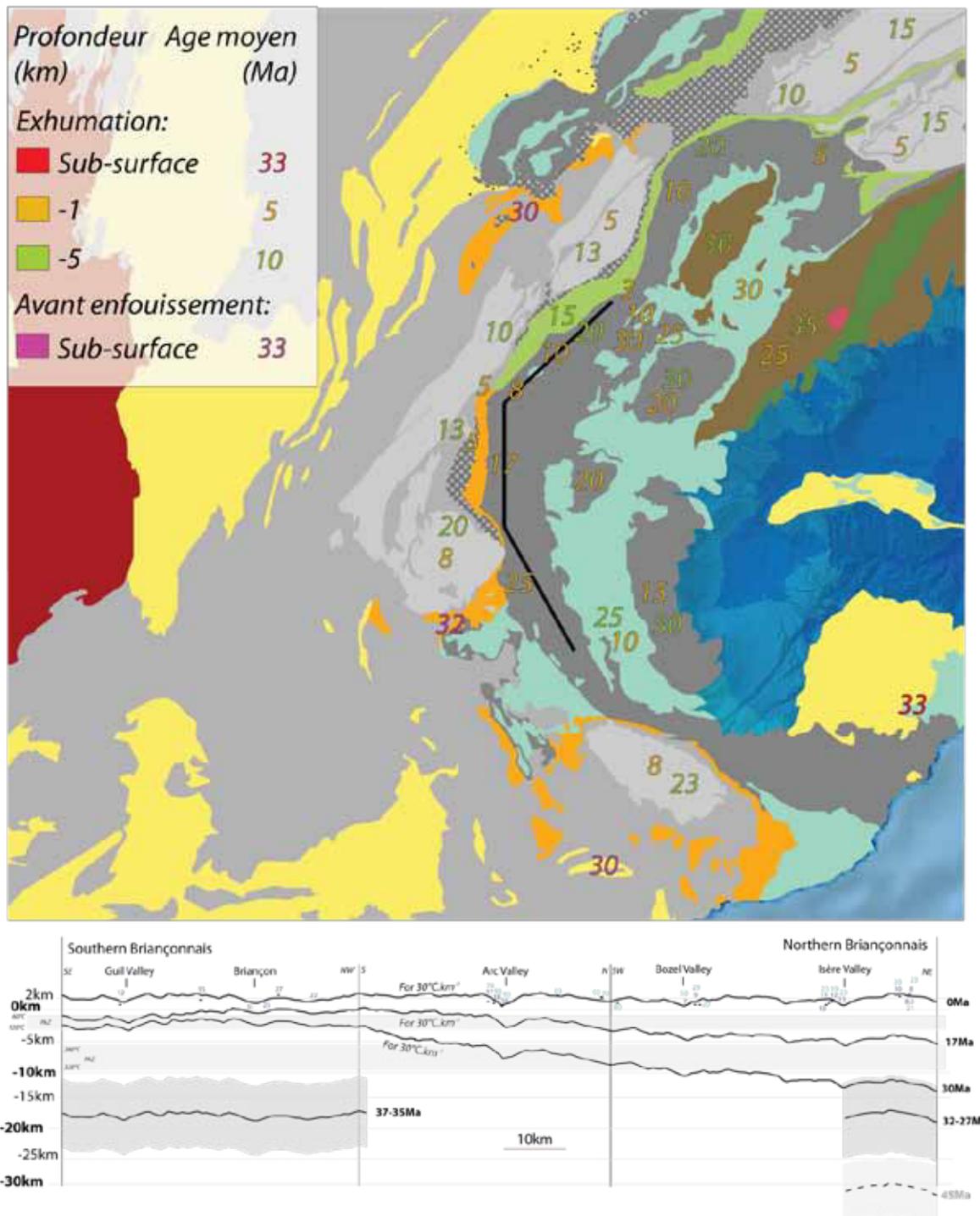
A l'image du début du refroidissement, l'exhumation est plus précoce au sud de la zone externe (Ecrins et Argentera) que dans le nord (Belledonne, Mont-Blanc, Aar).

D'autre part, le Briançonnais proche du Front Pennique subit une rotation d'axe horizontale E-W ancré au sud du Pelvoux: tandis que cette zone est déjà presque exhumé il y a 30Ma, le taux d'exhumation augmente vers le nord, où le niveau topographique actuel se trouvait à un peu moins de 15km de profondeur il y a 30Ma (Fig. IV-10, voir le graphique).

La différence entre les âges de l'exhumation entre zone interne et zone externe est plus prononcé au nord des Alpes Occidentales qu'au sud. Ceci est consistant avec les âges du pic du métamorphisme et des déformations de la zone externe, clairement diachrone.

Enfin, constatez la présence en subsurface de la chaîne dès 33Ma dans la plaine du Pô, alors que la zone externe est en train de subduire sous les nappes internes.

Ce faisceau d'observation est révélateur d'une dynamique inhomogène, tant dans l'espace que dans le temps, qui montre l'importance de considérer les observations locales dans un ensemble multi-scalaire et pluri-disciplinaire pour pouvoir espérer reconstruire une dynamique lithosphérique valable. Sur la base de ces observations, nous allons proposer une histoire cinématique des Alpes Occidentales.



IV-10: Carte des âges moyens de l'exhumation (en haut). Le graphique (en bas) présente l'évolution en profondeur et dans le temps de la topographie actuelle du trait de coupe figuré sur la carte. Ce graphique est en partie repris (de l'Arc à l'Isère) des travaux de [Fügenschuh and Schmid, 2003].

2. Cinématique Oligocène.

(a) *Sédimentation et magmatisme*

Rien n'indique que le relief soit très important autour de l'Arc Alpin avant 33Ma: les apports détritiques sont plutôt faible et la dynamique de subsidence du bassin semble plus résulter de la flexure de la lithosphère induite par la faible flottabilité de la plaque plongeante que par une surcharge tectonique [Ford et al., 2006a]. En revanche, entre 33 et 30Ma l'apport détritique augmente de 30% une transition des flyschs vers les molasse est observée dans les bassins Alpin [Sinclair, 1997a]: l'apport détritique est plus important que la subsidence, les bassins sont comblés, il y a probablement eu création de relief à cette époque.

Par ailleurs, un volcanisme important affecte l'arc alpin entre 34 et 30Ma. Ce volcanisme témoigne d'une remontée mantellique sous la zone interne et d'une extension arrière arc liée à la subduction de la plaque Adriatique sous la plaque Européenne (orogénèse Pyrénéenne).

L'évènement volcanique classiquement associé à une rupture du slab est synchrone du sur-remplissage des bassins péri-Alpin et de la fin de la déformation dans la zone interne. Il est donc possible que cette rupture ait engendré une remontée du manteau Apulien qui a engendré la remontée du prisme d'accrétion et des éléments du chenal de subduction (exhumation rapide d'une écaïlle de Dora Maira au sein d'écaïlles de plus faibles conditions P-T) au dessus de la zone externe. L'homogénéité de l'âge des schistes à blocs sur le pourtour des Alpes Occidentales [Sinclair et al., 1997b], traduisant l'enfouissement de la zone externe sous les nappes internes, va dans ce sens. De même, le Corps d'Ivrée, dont la géométrie est globalement perpendiculaire à la direction de raccourcissement de la zone externe (Fig. IV-11), pourrait être le témoin de ce poinçon mantellique ascendant qui aurait remonté le prisme d'accrétion sur la zone externe, il y a 32 à 34Ma.

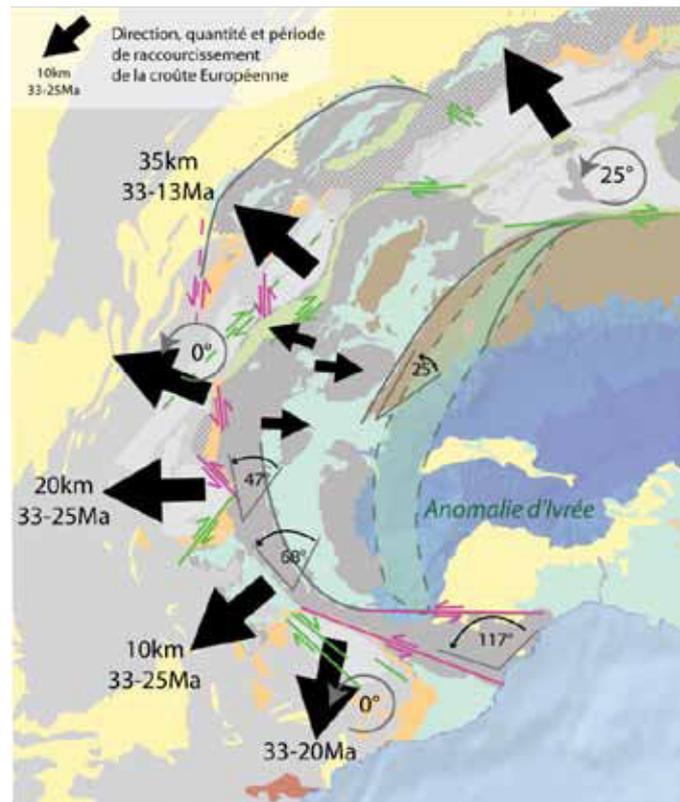
(b) *Raccourcissement et partitionnement*

Cet évènement Rupélien est caractérisé par un raccourcissement associé à un important partitionnement. Cette configuration a conduit à des interprétations cinématiques variées. Nous proposons ici une nouvelle configuration des déformations qui ont eu lieu au cours du Rupélien. Afin de

mieux cerner la situation géométrique et cinématique de cet épisode, deux schémas ont été proposés en (Fig. IV-11, IV-12).

La croûte Européenne est raccourcie de manière ductile selon une direction perpendiculaire à l'axe actuel de la chaîne: vers le SO à SSO au sud, vers l'O dans le massif des Ecrins et vers le NO au nord (Fig. IV-11). Par ailleurs, le taux de raccourcissement augmente du Sud vers le Nord (Fig. IV-11) [Sinclair, 1997b; Lickorish et al., 2002; Bellahsen et al. soumis]. Ce raccourcissement est associé à un important partitionnement: une zone transpressive sénestre N-S au SO du Mont-Blanc [Ricou and Siddans, 1986], une zone transpressive sénestre N-S à NNO-SSE au sud de Moûtier [Ceriani et al., 2001], une zone transpressive sénestre NO-SE affectant la bordure NE du massif des Ecrins (cette étude, [Ceriani et al., 2001; Trullenque, 2005]), une zone transpressive dextre NE-SO affectant la bordure SE des Ecrins (cette étude, [Simon-Labric et al., 2009]), une zone transpressive NO-SE dextre affectant l'Argentera [Corsini et al., 2004; Sanchez et al., 2011a]. Le Mont Blanc est susceptible d'être affecté par une tectonique transpressive dextre NE-SO durant cette période [Rolland et al., 2008]. Malgré ce partitionnement, l'Argentera et Belledonne semble ne pas avoir subi de rotations significatives depuis le Permien [Heller et al., 1989; Henry, 1992].

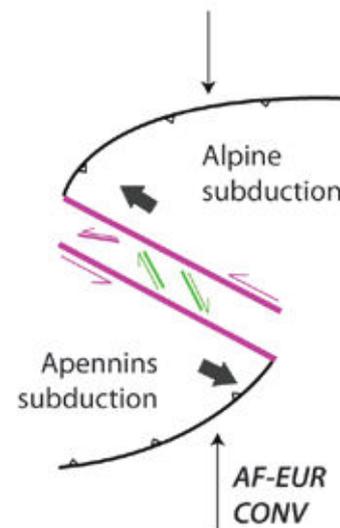
Durant cette même période, les déformations dans les nappes internes se terminent: quelques cisaillements vers l'Est perdure jusqu'à 32Ma. Dans le Briançonnais en revanche, les déformations semblent plus importantes (Fig.



IV-11: Déformations Rupéliennes des Alpes Occidentales. En vert: zones transpressives dextres; en violet: zones transpressives sénestres.

IV-11): une zone transpressive dextre E-W affecte le réseau de faille péri-adriatique [Handy et al., 2005], une zone transpressive NE-SO (probablement dextre) associé à des chevauchements vers l'ONO affecte le chevauchement Briançonnais Frontal près du Col du Petit Saint Bernard [Freeman et al., 1998], une zone transpressive sénestre N-S à NNO-SSE au sud de Moûtier [Ceriani et al., 2001], une zone transpressive sénestre NO-SE affecte le Sud du Briançonnais [Ricou and Siddans, 1986; Collombet et al., 2002; Piana et al., 2009]. Cette dernière forme d'ailleurs la limite Sud de l'anomalie du Corps d'Ivrée (dont l'orientation est globalement perpendiculaire aux directions de raccourcissement de la zone externe) (Fig. IV-11).

Parmi ces déformations, celles situées au Sud des Alpes Occidentales sont compatibles avec l'existence d'une grande zone de cisaillement transpressive sénestre diffuse (Fig. IV-12). Au sein de cette zone transpressive, l'activité sénestre Oligocène du Briançonnais [Collombet et al., 2002; Ford et al., 2006] devient compatible avec les décrochements dextres Oligocène de l'Argentera [Corsini et al., 2004, Sanchez et al., 2011a] (Fig. IV-12). Par ailleurs, cette zone transpressive explique la transition entre la subduction de la plaque Adriatique vers le NO et la subduction de la plaque Liguro-Piémontaise vers le SO (Fig. IV-12). Une des causes de ce partitionnement pourrait être l'océan Valaisan. Si celui-ci se termine au Sud de Moûtier par une zone de transfert NO-SE, comme cela a déjà pu être proposé et décrit (Fig. II-36) [Lemoine et al., 2000], cette zone de cisaillements transpressifs senestres pourrait résulter de la réactivation d'un jeu de faille de transfert hérité du rifting Liasique [De Graciansky et al., 1989]. Ce contexte transpressif, qui serait induit par la réactivation de structures héritées lors d'une convergence sub-méridienne entre l'Afrique et l'Europe, permet également d'expliquer les structures évoquant un raccourcissement N-S tardif dans les bassins du Sud de la France et autour du massif des Ecrins [Gratier et al., 1973; Gidon et Pairis, 1981; Salles et al., 2011].



IV-12: Géométrie simplifiée de la transition Alpes-Appennin à l'Oligocène inférieur

C. Conclusions

1. De nouvelles observations et mesures

a) Des zones de cisaillement inverses

Nous avons décrit des zones de cisaillement inverses, depuis la chimie des minéraux jusqu'à leur distribution crustale.

Ces zones de cisaillement fragile-ductile se traduisent sur l'interface socle-couverture par une géométrie de plis. Ces plis sont la traduction d'un gradient de déformation au sein de ces zones de cisaillements. Le long du gradient de déformation, les feldspaths sont de plus en plus recristallisés en phengite et les zones les plus déformées sont composées de phyllonite, une roche recristallisée composée de quartz et phengite. Ces phyllonites forment un réseau de bandes anastomosées pouvant être épais de plusieurs centaines de mètre à quelques kilomètres.

On observe ces zones de cisaillement aussi bien dans les roches métamorphiques que dans les granites. Néanmoins, ces bandes semblent mieux développées et plus épaisses dans les roches métamorphiques foliées. Au premier ordre, il semble que ces zones de cisaillements soient localisées par la présence des demi-grabens.

311

b) Nouvelles données cinématiques

L'analyse de la déformation à l'échelle du massif des Ecrins nous a permis de relever de nombreux marqueurs cinématiques dans le socle: des directions de transport/raccourcissement local grâce aux linéations portées par des zones de cisaillement inverses et des stries sur des failles inverses, ainsi que par l'analyse de décrochements conjugués.

Il ressort que le massif des Ecrins est affecté par un raccourcissement E-O à NE-SO et que les témoins d'un raccourcissement N-S sont rares et limités à la bordure Sud du massif des Ecrins.

La bordure NE du massif des Ecrins est affectée par une tectonique transpressive sénestre avec un serrage NO-SE. Cette tectonique semble synchrone du raccourcissement E-O.

c) Sur la résistance de la croûte durant la déformation

Les failles normales perpendiculaires à la direction de raccourcissement ne semblent pas réactivées. Les failles héritées orientées obliquement à la direction de raccourcissement peuvent être réactivées en décrochement ou décrochevauchement. Les déformations se localisent principalement au sein de zones de cisaillements nouvellement créées. La création de ces nouvelles structures plutôt que la réactivation des structures héritées est un argument en faveur d'une croûte de faible résistance lors du raccourcissement.

d) Sur la quantité de raccourcissement

Nous avons réalisé des coupes équilibrées à plusieurs échelles. Il en ressort que le raccourcissement du massif des Ecrins est de l'ordre de 20km/25%. La quantité de raccourcissement augmente vers l'Est, où des nappes de socle se développent.

De plus, le Vercors a été raccourci de quelques 22km/30%. Les chevauchements de couverture s'enracinent dans un chevauchement de socle sous Belledonne.

e) Sur l'âge du raccourcissement

Nous avons pu dater des phengites provenant notamment de phyllonites portant une linéation E-O. Les âges obtenus sont principalement répartis entre 33 et 25Ma. Les cisaillements ne semblent pas se faire en séquences, ce qui est en accord avec une croûte peu résistante au moment de la déformation.

f) Sur le métamorphisme

Nous avons réalisé une cartographie de la température maximum d'enfouissement. Il n'y a pas de gradient de température entre la bordure Ouest de Belledonne et le Front Pennique, où la température est proche de 335°C. Des variations s'observent dans la pile stratigraphique du Vercors, dans le bassin de la Mure, au niveau des nappes de l'Embrunais-Ubaye et au niveau du Front Penniques.

Ces températures ne semblent pas être synchrones. Dans le Vercors et dans la vallée du Champoléon, elles semblent résulter d'un enfouissement sédimentaire. Ailleurs, elle semble résulter d'un enfouissement tectonique. Bien que la limite n'est pas toujours évidente, il semble que l'enfouissement

sédimentaire soit marqué par un gradient géothermique de 30 à 50°C.km⁻¹ contre un gradient de 20 à 25°C.km⁻¹ pour un enfouissement tectonique.

Le rétrochevauchement de couverture de la Mure et l'inversion du Front Pennique sont confirmées par la distribution des températures maximum d'enfouissement.

Il existe un gradient de température depuis les flyschs Dauphinois jusqu'au toit des séries Briançonnaises entre les Cols du Lautaret et du Galibier.

g) Sur le raccourcissement E-W des Alpes Occidentales

Nos données de terrain ont confirmées la direction E-W du raccourcissement dans la zone externe des Alpes Occidentales au cours du Rupélien. A l'échelle régionale, cette direction s'inscrit dans une distribution radiale des directions de raccourcissement de la zone externe en générale. Ces directions, dans un contexte de convergence N-S, pourraient s'expliquer par la combinaison entre la remonté d'un poinçon de manteau apulien suite à la rupture du slab européen combiné à la réactivation d'une ancienne zone de failles de transfert en zone de cisaillement transpressive senestre.

313

2. Perspectives

Ce travail a permis d'apporter de nombreuses données tectono-métamorphiques nouvelles. Néanmoins, il reste de nombreuses incertitudes concernant notre zone d'étude:

- quel est l'âge radiométrique du raccourcissement anté-Priabonien ?**
- quel est l'âge radiométrique des mouvements vers le NO ?**
- quel est l'âge radiométrique des déformations de Belledonne ?**

La réponse à ces questions aura un impact direct sur nos connaissances de la cinématique d'édification de l'Arc Alpin.

V. Annexes

A. Annexe 1

c) P-T-t-d des unités Austroalpines

L'unité de Sesia-Lanzo a atteint son pic de pression entre 70 et 60Ma, daté par différentes méthodes (Rb-Sr/phengite; U-Pb/titanite; U-Th-Pb/Zircon; Lu-Hf/Phengite-Grenat) [Inger et al., 1996; Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1999]. Ainsi, l'âge des déformations cisailantes haut-vers-le-NO, synchrone des assemblages éclogitiques et précédemment daté comme crétacé inférieur à moyen [Oberhänsli et al., 1985; Choukroune et al., 1986] est plutôt crétacé supérieur. De plus, la déformation finie des unités Austroalpines indique des déformations due à des mouvements orientés NO-SE [Escher and Beaumont, 1997].

Les données de traces de fission sur Zircon donnent des âges proche de 35-33Ma et des celles sur apatite donne des âges autour de 27-25Ma [Hurford et al., 1989].

d) P-T-t-d des unités Liguro-Piémontaises

(a) Les Alpes Ligures Liguro-Piémontaise

Dans le massif de Voltri, le pic de pression a été daté entre 50 et 33Ma par diverses méthodes (Ar-Ar/Phengite; SHRIMP/Baddeleyite) [Rubatto and Scambelluri, 2003; Federico et al., 2005, 2007]. Le travail de [Vignaroli et al., 2010] montre que les conditions métamorphiques des faciès éclogitiques et schistes bleues ont été atteint entre 55 et 40Ma et que le refroidissement est significatif entre 33 et 23Ma. L'épisode rétrograde du faciès des schistes bleues est synchrone d'un cisaillement haut-vers-le-N [Vignaroli et al., 2005] tandis que l'épisode rétrograde du faciès schistes vert, qui à lieu autour de 35/33Ma, est contemporain d'un cisaillement haut-vers-l'O à NO. Par ailleurs, le massif est recouvert par des sédiments Oligo-Miocene contenant des clastes éclogitiques (les premiers sédiments, dit formation Molare, sont d'âge Rupélien, autour de 33Ma) [Barbieri et al., 2003]. Ainsi, les Alpes Ligures sont le substratum d'un bassin sédimentaire dès 33Ma au Nord du massif de Voltri.

Le pic de pression des unités du Montviso, à l'ouest de Dora Maira, a été daté par diverses méthodes (Lu-Hf/Grenat; U-Pb/Zircon; Ar-Ar/Phengite; Sm-Nd/Grenat, Clinopyroxène; Rb-Sr/Phengite, Clinopyroxène) entre 70 et 38Ma avec une distribution principale entre 51 et 48Ma [Monié and Philippot, 1989; Duchêne et al., 1997; Cliff et al., 1998; Rubatto and Hermann, 2001]. Le pic thermique des Schistes Lustrés a été daté par [Agard et al., 2002] entre 60 et 55Ma avec la méthode Ar-Ar/Phengite. Le massif du Chenaillet n'a pas subi de métamorphisme et a probablement été obducté avant 65Ma [Schwartz et al., 2007]. Une linéation d'étirement à carpholite orienté NO-SE pourrait être lié aux déformations associé au pic du métamorphisme dans les schistes lustrés au Sud d'Ambin [Agard et al., 2001b]. Néanmoins, une déformation coaxiale est responsable de la schistosité principale des schistes lustrés de la moitié Sud des Alpes Occidentales. Cette déformation présente une linéation d'étirement E-W et des sens de cisaillement locaux haut-vers-l'Est [Agard et al., 2001b; Schwartz et al., 2009], et se produit pendant le chemin rétrograde entre 51 et 45Ma [Agard et al., 2002]. Une déformation non-coaxiale haut-vers-l'Ouest le long de plan de cisaillement avec un pendage ouest, plus tardive, a été daté entre 39 et 35Ma [Agard et al., 2002]. La faille normale principale associé à cet évènement limite des unités au métamorphisme contrasté, a une extension cartographique d'une centaine de kilomètre du Sud du Montviso au Col de l'Iseran [Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990; Ganne, 2003], et a été daté entre 40 et 37Ma [Ganne, 2003]. Les modalités de la transition entre ce détachement et le chevauchement d'Entrelor (une zone de cisaillement haut-vers-l'Est [Freeman et al., 1997]) au Nord du Col de l'Iseran reste incertain [Butler and Freeman, 1996; Bucher et al., 2003]. Les données de trace de fission sur Zircon donnent des âges répartis entre 28 et 19Ma dans la partie Est de la moitié Sud de la zone interne et des zircons partiellement réinitialisé dans la partie ouest [Schwartz et al., 2007]. Les données trace de fission sur Apatite donnent des âges entre 14 et 8Ma dans la partie est de la moitié Sud de la zone interne et entre 23 et 16Ma dans la partie ouest [Schwartz et al., 2007; Tricart et al., 2007].

(c) Vallée d'Aoste

Au nord des Alpes Occidentales, le pic de pression a été daté entre 46 et 40Ma par les méthodes Sm-Nd/Grenat [Amato et al., 1999], Rb/Sr et Ar/Ar sur Phengite [Dal Piaz et al., 2001] et SHRIMP sur zircon [Rubatto et al., 1998] dans les unités de Zermatt-Saas. L'unité de Combin a été déformé en faciès schistes vert (chemin rétrograde) par des cisaillements extensifs haut-vers-le-SE et haut-vers-le-NW entre 45 et 36Ma par la méthode Rb-Sr/Phengite [Reddy et al., 2003].

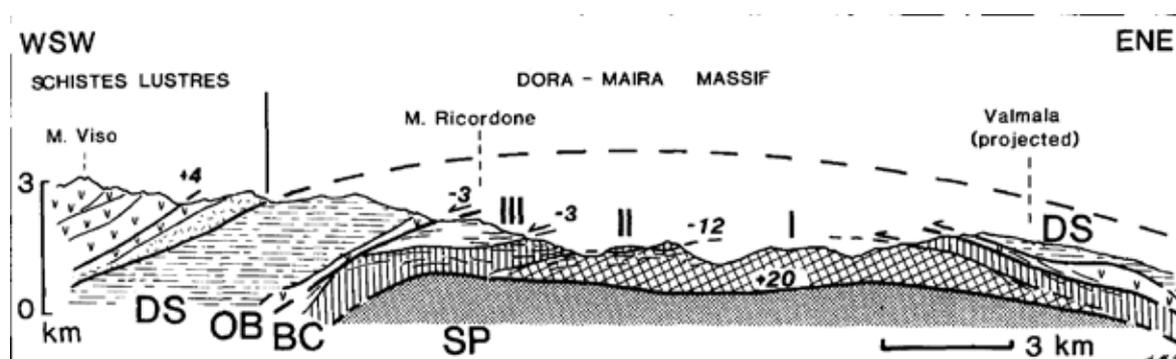
e) P-T-t-d des massifs cristallins internes

(a) Le massif de Dora Maira

Le pic de pression de Dora Maira a été daté par différentes méthodes (Lu-Hf/Grenat; U-Pb/Zircon; U-Pb/Titanite; U-Pb and U-Th-Pb/Zircon, Monazite, Ellenbergite; Ar-Ar/Phengite; Sm-Nd/Grenat) et donne des âges compris entre 120 et 30Ma avec une distribution principale 40 et 34Ma [Tilton et al., 1991; Scaillet et al., 1992; Duchêne et al., 1997; Gebauer et al., 1997; Rubatto and Hermann, 2001].

Les chemins P-T de différentes unités ont été reconnus dans le massif de Dora Maira (Fig. V-1). La profondeur maximum de chacune de ces unités varie (de l'unité la plus basse à l'unité la plus haute): une profondeur de 30-45km pour l'unité de Sanfront-Pinerolo, plus de 90km pour l'unité à Coésite (ou écaïlle I du complexe de socle de Dora Maira), entre 45 et 60km pour les écaïlles 2 et 3 de ce même complexe et entre 30 et 45 pour la bande d'ophiolite et l'unité supérieure de Dronero-Sampeyre [Henry et al., 1993].

318



V-1: Les écaïlles de Dora Maira d'après [Henry et al., 1993]. SP: Sanfront-Pinerolo; BC: complexe de socle de Dora Maira composé des écaïlles I, II et III; DS: bande d'ophiolite; DS: Dronero-Sampeyre.

Les caractéristiques des déformations qui ont eu lieu lors du pic de pression sont incertains [Henry et al., 1993], comme le confirme les linéations d'étirement E-W et N-S [Philippot, 1990] qui ont été reporté pour cet épisode. Les déformations qui ont eu lieu durant le chemin rétrograde sont mieux contraintes et montrent des linéations d'étirement E-W (au nord) à WSW-ENE (au sud) portées par une foliation relativement plate (50° vers l'ouest à l'horizontal) et des structures qui témoignent d'une déformation non-coaxiale [Philippot, 1990; Henry et al., 1993].

Les données de trace de fission sur Zircon fournissent des âges entre 32 et 29Ma [Gebauer et al., 1997] and celles sur Apatite donnent des âges entre 28 et 13Ma [Beucher et al., 2012]. Ces données suggèrent que l'écaïlle de Dora Maira à subit une exhumation très rapide ou que des surpressions locales ont eu lieu [Ford et al., 2006a].

(b) *Le massif de Grand Paradiso*

Le pic de pression du massif de Grand Paradiso a été daté entre 75 et 60Ma avec un chemin rétrograde entre 40 et 38Ma par la méthode Ar-Ar/Phengite [Chopin and Maluski, 1980] et entre 43 et 37Ma avec un chemin rétrograde entre 36 et 33Ma par les méthodes Rb-Sr/Phengite et apatite [Meffan-Main et al., 2004] et SHRIMP sur allanite et monazite [Gabudianu Radulescu et al., 2009].

Différents chemin P-T ont été reconnue au Nord du massif, qui indique une profondeur maximale d'enfouissement de 70-60km pour l'unité supérieure (unité de Grand Paradiso) et de 45-35 km pour l'unité inférieure (unité de Money) [Le Bayon et al., 2006].

Le pic de pression semble associé à une linéation d'étirement N-S alors que le chemin rétrograde de ces unités est accompagné par des déformation cisailantes chevauchante haut-vers-l'Ouest [Le Bayon et al., 2006].

Les données de trace de fission sur Zircon fournissent des âges proche de 30Ma et celles sur Apatite fournissent des âges entre 24 et 19Ma [Hurford and Hunziker, 1989; Hurford et al., 1991].

f) P-T-t-d du domaine Briançonnais

(a) Les Alpes Ligures Briançonnaise

Les nappes Briançonnaises de cette région sont caractérisés par une linéation d'étirement NE-SW [Menardi-Noguera, 1988]. L'empilement de nappe (écaïlle de couverture décollé dans le socle pré-Namurien) associé à cette linéation se produit durant la subduction éocène [Seno et al., 2005a] et est caractérisé par une mise en place relativement superficielle (Fig. V-2). Néanmoins, cette zone a subi d'importante rotation antihoraire depuis l'Oligocène (40 à 117°) [Vanossi et al., 1994; Collombet et al., 2002].

(b) Partie Sud du domaine Briançonnais

L'empilement de nappe du Briançonnais chevauche des sédiments éocènes dans cette partie sud du domaine Briançonnais, comme c'est visible dans la vallée du Guil près de Guillestre. Ces sédiments éocènes sont probablement Bartonien à Priabonien (40-34Ma) [Barféty et al., 1995; Ceriani et al., 2001; Michard et al., 2004]. Les unités de ce domaine ont subi différentes conditions P-T: elles ont atteint quelques 36km de profondeur à l'est des nappes de l'Embrunais-Ubaye [Michard et al., 2004] et quelques 18km à l'est du Col du Lautaret [Lanari et al., 2012]. A l'est des nappes de l'Embrunais-Ubaye, cet événement de haute pression est probablement synchrone de l'empilement de nappe, et a donc été atteint après le dépôt des sédiments, probablement entre 38 et 35Ma [Michard et al., 2004] (Fig. V-3). Cet empilement de nappe indique une direction de transport vers l'OSO qui pourrait correspondre à une direction de transport vers le NO si l'on enlève la rotation antihoraire qu'a subi cette zone à l'Oligocène [Collombet et al., 2002; Michard et al., 2004]. En effet, [Thomas et al., 1999a; Collombet et al., 2002] ont montré que le domaine Briançonnais a subi des rotations antihoraire postérieurement au pic thermique, de 117° dans les Alpes Ligure à 47° à l'Est du massif des Ecrins.

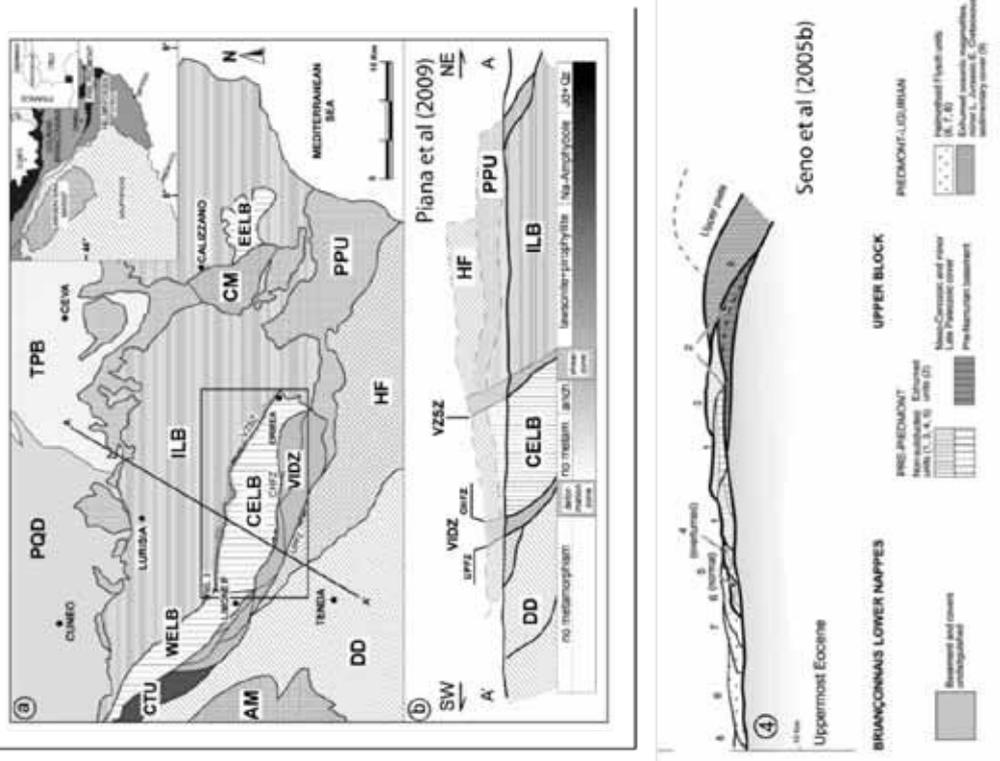
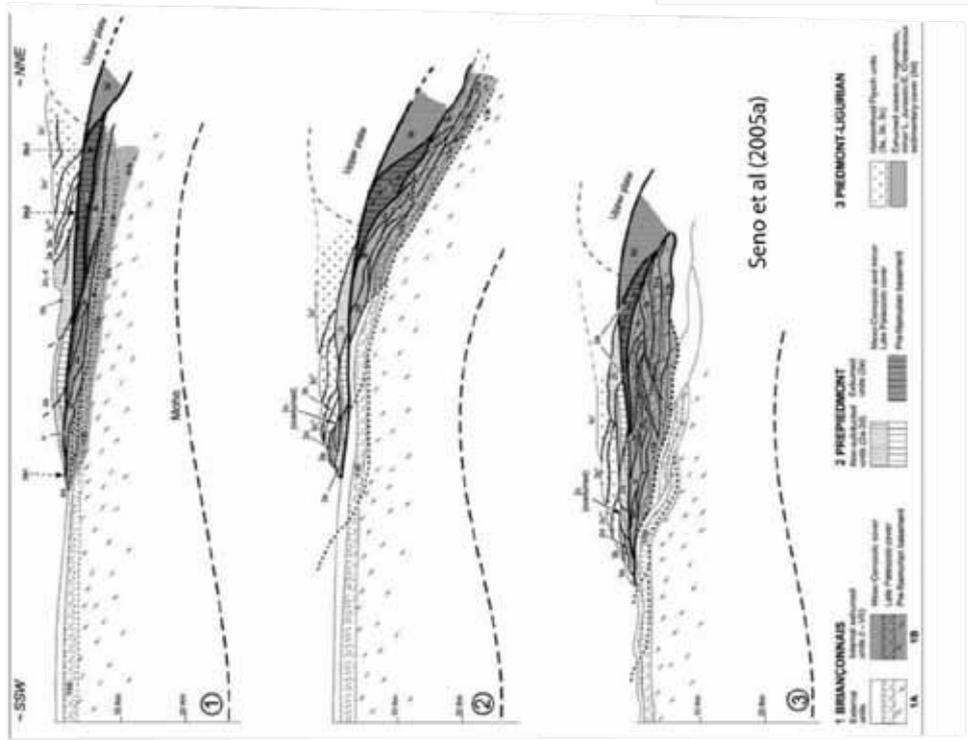
Dans cette partie du domaine Briançonnais les traces de fission sur Apatite donnent des âges répartis entre 32 et 11Ma, ce qui indique que l'exhumation de cette zone est pratiquement achevée dès l'Oligocène [Tricart et al., 2007]. De plus, le chevauchement frontal Briançonnais est inversé dès le début du Miocène

au moins et agit depuis lors comme une faille normale [Tricart et al., 2001, 2004, 2006; Tricart, 2004].

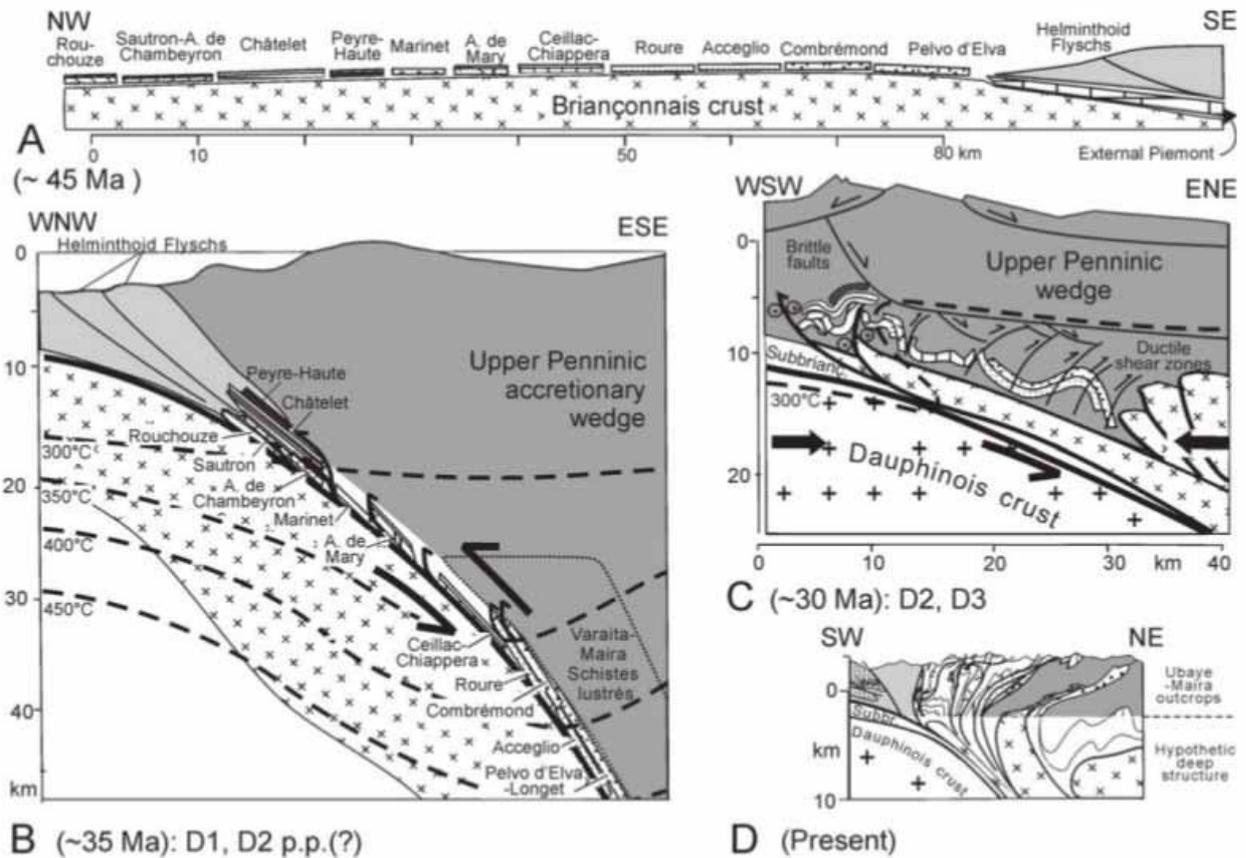
(c) *Partie Médiane du domaine Briançonnais*

Depuis le Col du Lautaret au Col du Petit Saint Bernard il y a des chevauchements vers le N à NO [Freeman et al., 1998; Fügenschuh et al., 1999; Ceriani et al., 2001]. Ces directions de transport sont associées à de petits empilement de nappe dans le Briançonnais près du Col du Petit Saint Bernard, qui se sont produit à quelques 30km de profondeur et qui ont été daté autour de 45Ma par la méthode Rb-Sr/Phengite [Freeman et al., 1998]. Quelques chevauchements vers le N à NO, associés à des décrochements transpressifs senestres subméridiens, ont été décrit le long du chevauchement pennique frontal dans cette partie du domaine Briançonnais [Ricou and Siddans, 1986; Freeman et al., 1998; Ceriani et al., 2001], où de nombreuses linéations d'étirement N-S à NNE-SSO ont été reporté [Malavieille et al., 1984]. Ces déformations affectent les flysch Priaboniens (37-34Ma) et sont au moins postérieures à celui-ci [Ceriani et al., 2001] (Fig. V-4). Or le dépôt du flysch se termine par les fameux schistes à blocs, reconnue comme syn-tectonique et daté du Rupélien tout au long de l'arc Alpin [Sinclair, 1997b], et ces déformations sont donc probablement syn- à post-Rupélienne. Le domaine Briançonnais a été transporté au dessus du domaine Valaisan le long du chevauchement basal du Briançonnais qui a été daté sur une zone de cisaillement (situé sous le chevauchement) près du Col du Petit Saint Bernard présentant une direction de transport ONO-ESE autour de 33 à 27Ma par la méthode Rb-Sr/Phengite à une profondeur comprise entre 24 et 12km [Freeman et al., 1998].

Les données de trace de fission sur Zircon donnent deux groupes d'âges [Fügenschuh and Schmid, 2003]: le premier groupe est compris entre 100 et 70Ma, et est distribué entre la vallée de l'Arc et celle du Bozel (i.e. dans la partie sud de la zone décrite ici). Ces âges sont probablement dus à une réinitialisation partielle. De la vallée du Bozel à celle d'Aoste, les âges sont compris entre 23 et 19Ma. De la même manière, les traces de fission sur Apatite donnent des âges compris entre 18 et 11Ma au sud et entre 13 et 5Ma au nord. Cela traduit probablement une exhumation différentielle depuis 30Ma [Fügenschuh and Schmid, 2003], ce qui est consistant avec les données AFT décrite en (b).



V-2: (page précédente) Reconstitution de la mise en place des nappes Briançonnaises des Alpes Ligures d'après [Seno et al., 2005b] le long d'une coupe NE-SO. Noter la mise en place en condition superficielle. Selon ces auteurs, les nappes de flysch recouvre le contact chevauchant du Briançonnais externe (Lower nappes sur la figure) sur le domaine Dauphinois. Néanmoins, deux zones de cisaillement transpressives sénestres, postérieur à la mise en place des nappes de flysch à Helminthoïde ont récemment été documentée entre ces deux blocs [Piana et al., 2009].



323

V-3: Evolution des nappes Briançonnaises à l'est des nappes de l'Embrunais-Ubaye d'après [Michard et al., 2004]. Remarquer le fort pendage de la subduction contrairement à ce que suggèrent les reconstructions au niveau des Alpes Ligures.

(d) *Le massif de Vanoise-Ambin*

Le pic de pression des massifs de Vanoise et d'Ambin a été daté entre 52 et 46 Ma par la méthode Ar-Ar/Phengite [Ganne, 2003; Gerber, 2008]. De plus, une série de marbre, datée du Paléocène à l'éocène inférieure (59-48Ma) et surmontée par une série appelée schistes de Pralognan, considérée comme Lutétienne (48-40Ma) [Ellenberger, 1958; Jaillard, 1985], fournit un âge maximum au pic de

pression. Ainsi, le pic de pression a probablement lieu après 50Ma dans cette zone.

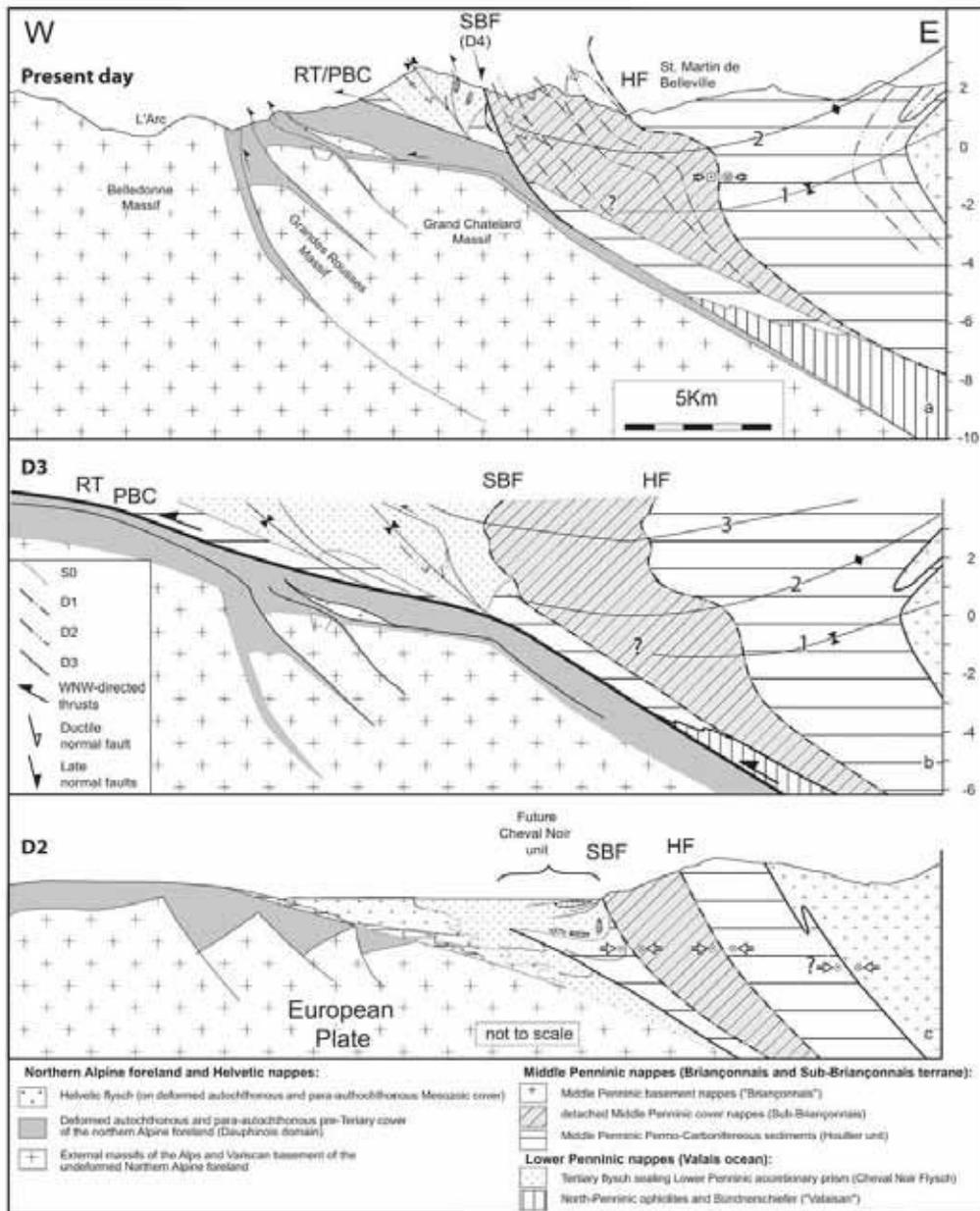
Les chemins P-T de deux unités indépendantes ont été reconnues dans le Sud de la Vanoise, qui indique un enfouissement maximum de 60-50km pour l'unité inférieure et proche de 40km pour l'unité supérieure [Gerber, 2008].

L'épisode de haute pression est associé à un raccourcissement horizontal associé à une déformation cisailante haut-vers-le-N à NO [Platt and Lister, 1985; Ganne et al., 2003, 2004, 2005]. Pendant le chemin retrograde, ces unités ont été affectées par d'importants cisaillements haut-vers-l'est (i.e. retrocharriage) qui ont conduit aux chevauchements du socle du Briançonnais sur les Schistes Lustrés. Cet événement a été daté entre 50 et 32Ma avec une distribution principale entre 37 et 32Ma, par les méthodes Ar-Ar/Phengite et Rb-Sr/Phengite [Freeman et al., 1997; Ganne, 2003; Gerber, 2008].

Les données de trace de fission sur Apatite ont fourni des âges entre 23 to 17Ma [Malusà et al., 2005].

(e) *Partie Nord du domaine Briançonnais*

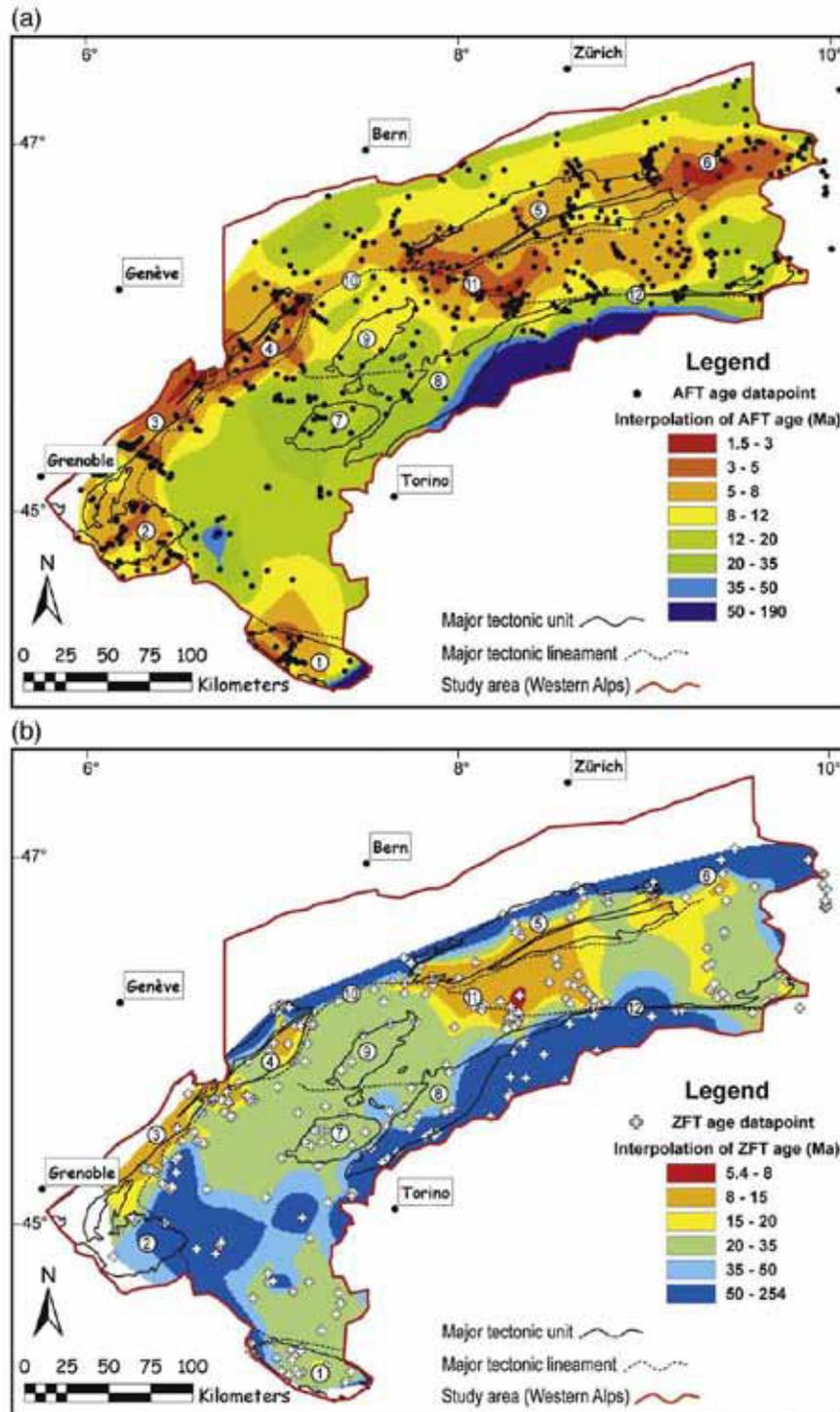
L'empilement des nappes de Siviez-Mischabel (avec une linéation d'étirement orienté NW-SE [Escher et al., 1993]) a été daté entre 40 et 36Ma par la méthode Ar-Ar/Phengite [Markley et al., 1998].



V-4: Coupe E-W au Nord du Grand Chatelard à travers le Front Pennique [Ceriani and Schmid, 2004]

B. Annexe 2

j) ZFT et AFT: une synthèse de l'exhumation

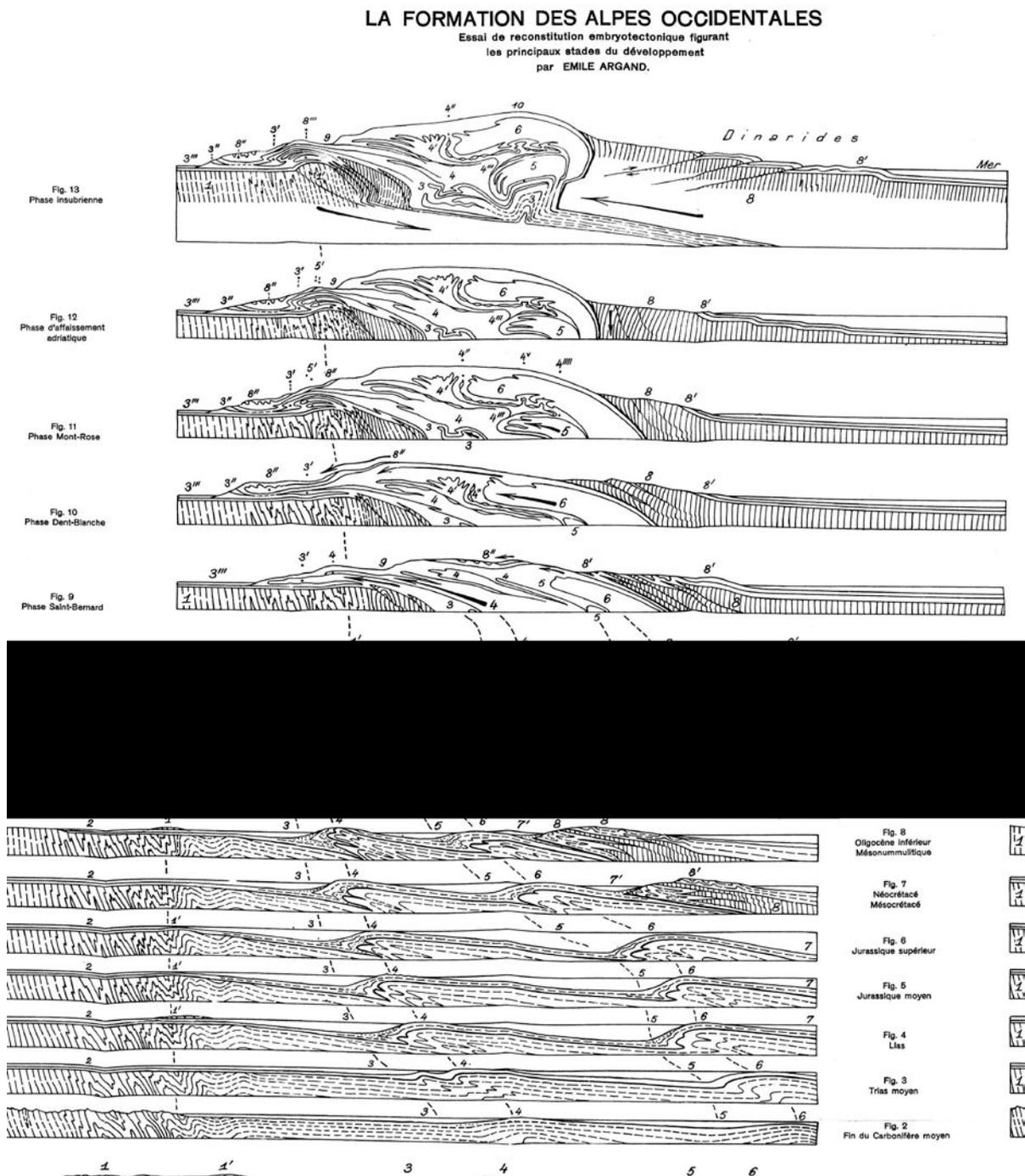


326

V-5: Synthèse des données disponibles pour les traces de fission sur Apatite (a) et Zircon (b) d'après [Vernon et al., 2008].

6. Rétro-déformation vue en coupes

a) Coupes historiques

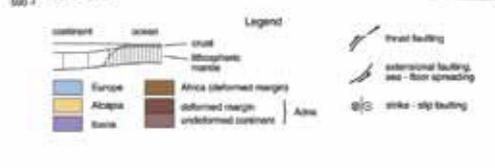
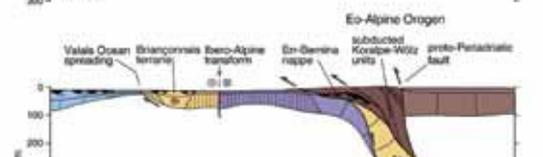
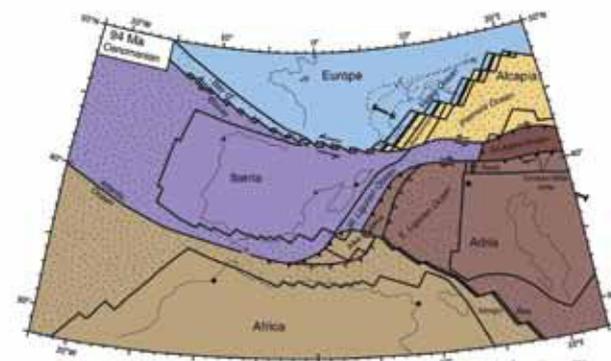
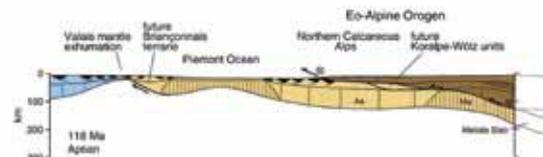
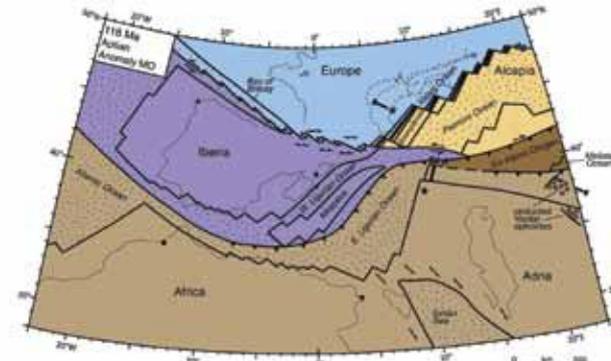
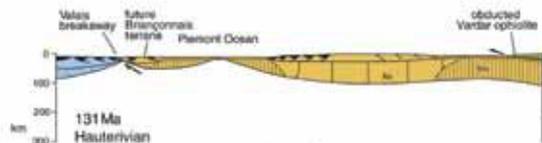
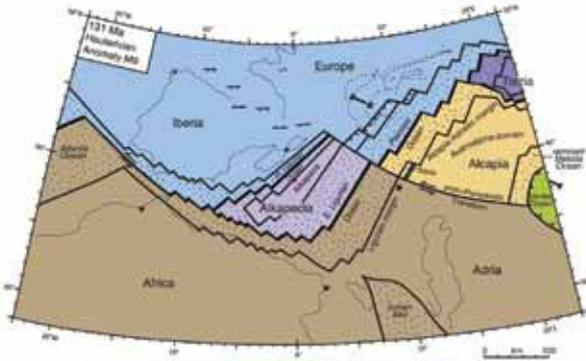
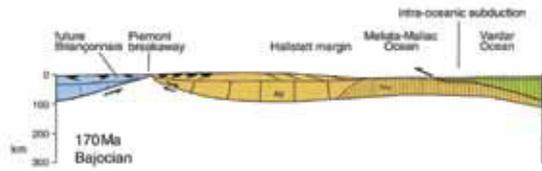
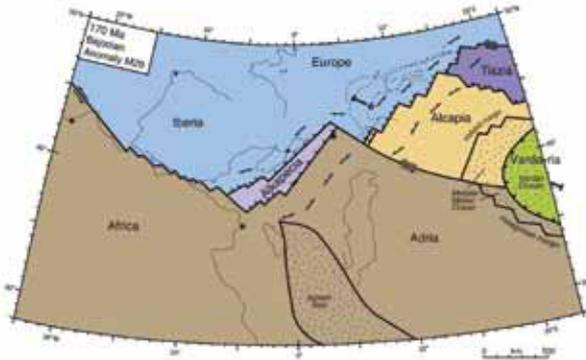


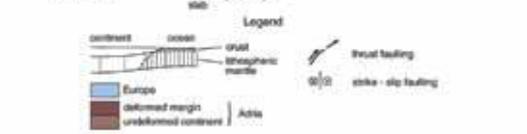
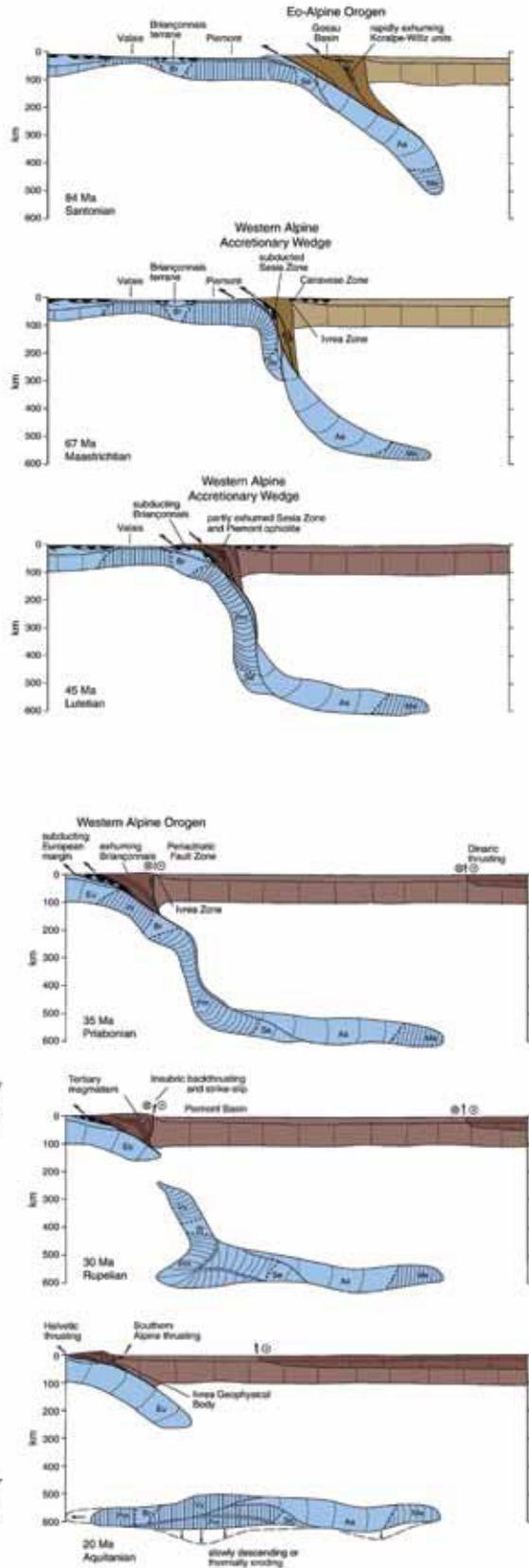
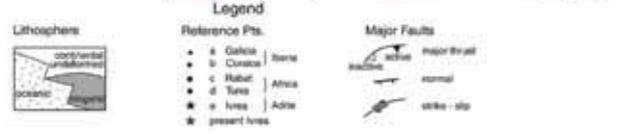
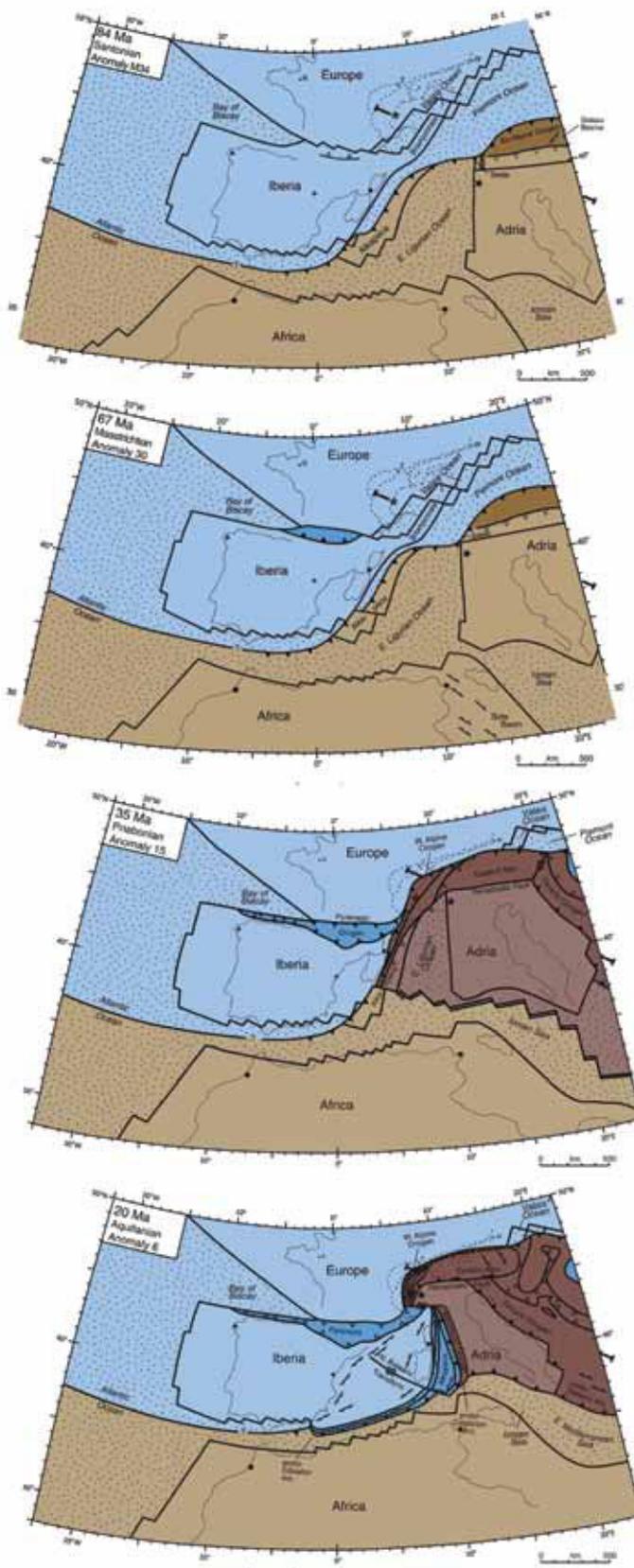
327

V-6: La formation des Alpes Occidentales vue par [Argand, 1916]

b) Dernière reconstitutions des Alpes Occidentales depuis 170Ma

Ces reconstitutions sont celles de [Handy et al., 2010]. Elles se fondent sur les données géologiques et géophysiques.





C. Annexe 3

c) Exhumation syn-convergence d'unité de Haute Pression

Alors que la plaque Européenne et l'Apulie convergent depuis le Crétacé supérieur, comme en témoigne les flyschs à Helminthoïdes et l'âge des premiers témoins du métamorphisme de subduction au sein de Sésia, des roches ayant été enfouie à plus de 40km de profondeur entre 75 et 33Ma se sont retrouvées exhumées sans évidence d'une interruption de la convergence entre l'Europe et l'Afrique ou de la subduction de la plaque Européenne sous la plaque Apulienne. Différents modèles tentent d'expliquer une telle exhumation syn-orogénique, basé sur différents faits: (1) Une écaille de Dora Maira à atteint quelques 30kbar (près de 100km) vers 35Ma et s'est trouvé dans des conditions proches de 5-10kbar vers 30Ma. A noter que l'ultra-haute pression enregistrée par cette écaille peut résulter d'une surpression locale et non d'une profondeur d'enfouissement [Ford et al., 2006a]; (2) Le métamorphisme est croissant d'Ouest en Est dans le complexe des schistes lustrés [Agard et al., 2001b]; (3) les unités de socles sont composées d'une superposition d'écailles indépendantes ayant subit des conditions P-T-t contrastées [Henry et al., 1993; Le Bayon et al., 2006; Gerber, 2008]; (4) un grand détachement affecte la bordure ouest de Dora Maira [Ballèvre et al., 1990; Philippot, 1990]; (5) de nombreux cisaillements à vergence Est affectent la zone interne [Platt et al., 1989c; Freeman et al., 1997; Reddy et al., 2003; Ganne et al., 2006].

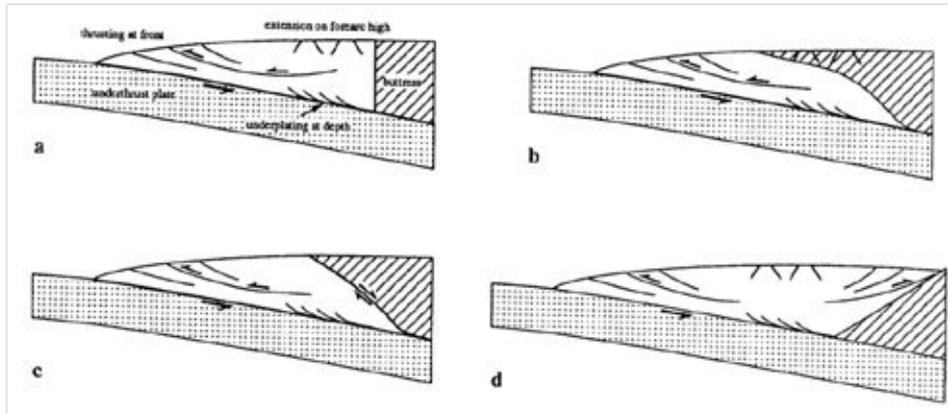
330

Quatre mécanismes principaux sont généralement invoqués pour expliquer l'exhumation des roches de haute à ultra-haute pression (de quelques mm à quelques cm par an) lors d'une subduction [Platt, 1993; Jolivet et al., 2003; Agard et al., 2009], ces mécanismes agissants de manière plus ou moins importante au cours du temps: (1) l'érosion; (2) la dynamique du prisme d'accrétion ou du chenal de subduction; (3) la remonté d'écaille de croûte continentale contrôlé par la poussée d'Archimède, qui peut-être favorisé par la rupture du slab; (4) la vitesse de la convergence et du retrait du slab ainsi que de la nature de la croûte subducté.

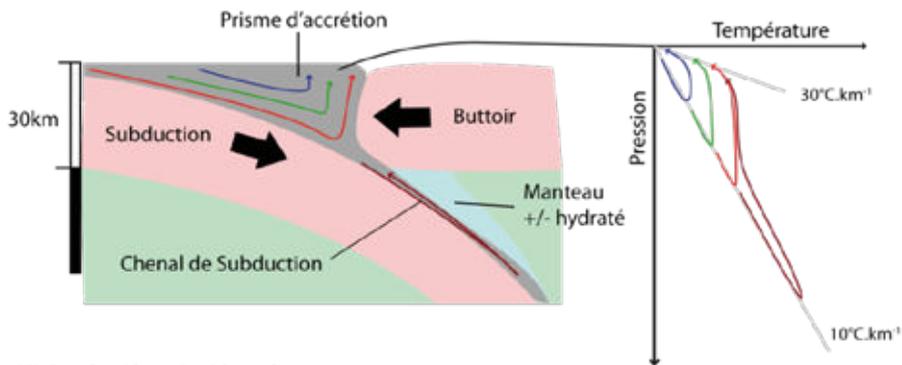
L'érosion est un paramètre qui induit un rééquilibrage isostasique mais qui ne permet pas d'expliquer des vitesses d'exhumation supérieure à 1-2 mm.an⁻¹.

V-7: (A) dynamique de prismes d'accrétions pour différentes géométries de la plaque supérieure d'après [Platt, 1993] (B) dynamique d'un prisme d'accrétion ou d'un chenal de subduction, exhumation des roches et chemin P-T associé d'après [Platt, 1993; Agard et al., 2009]. (C) chemin P-T-d des unités du Sud des Alpes Occidentales d'après [Agard and Lemoine, 2003].

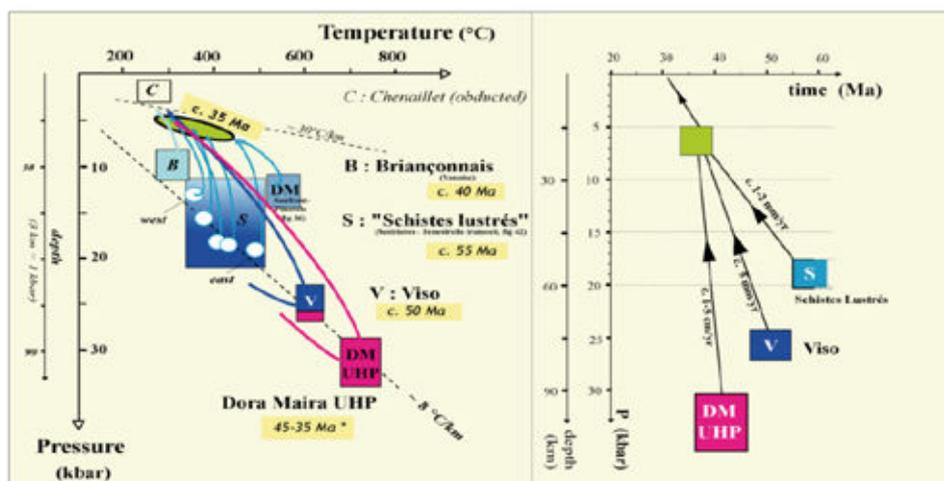
(A) Dynamique du prisme d'accrétion et géométrie du buttoir:



(B) Prisme d'accrétion, chenal de subduction et trajet P-T des roches:

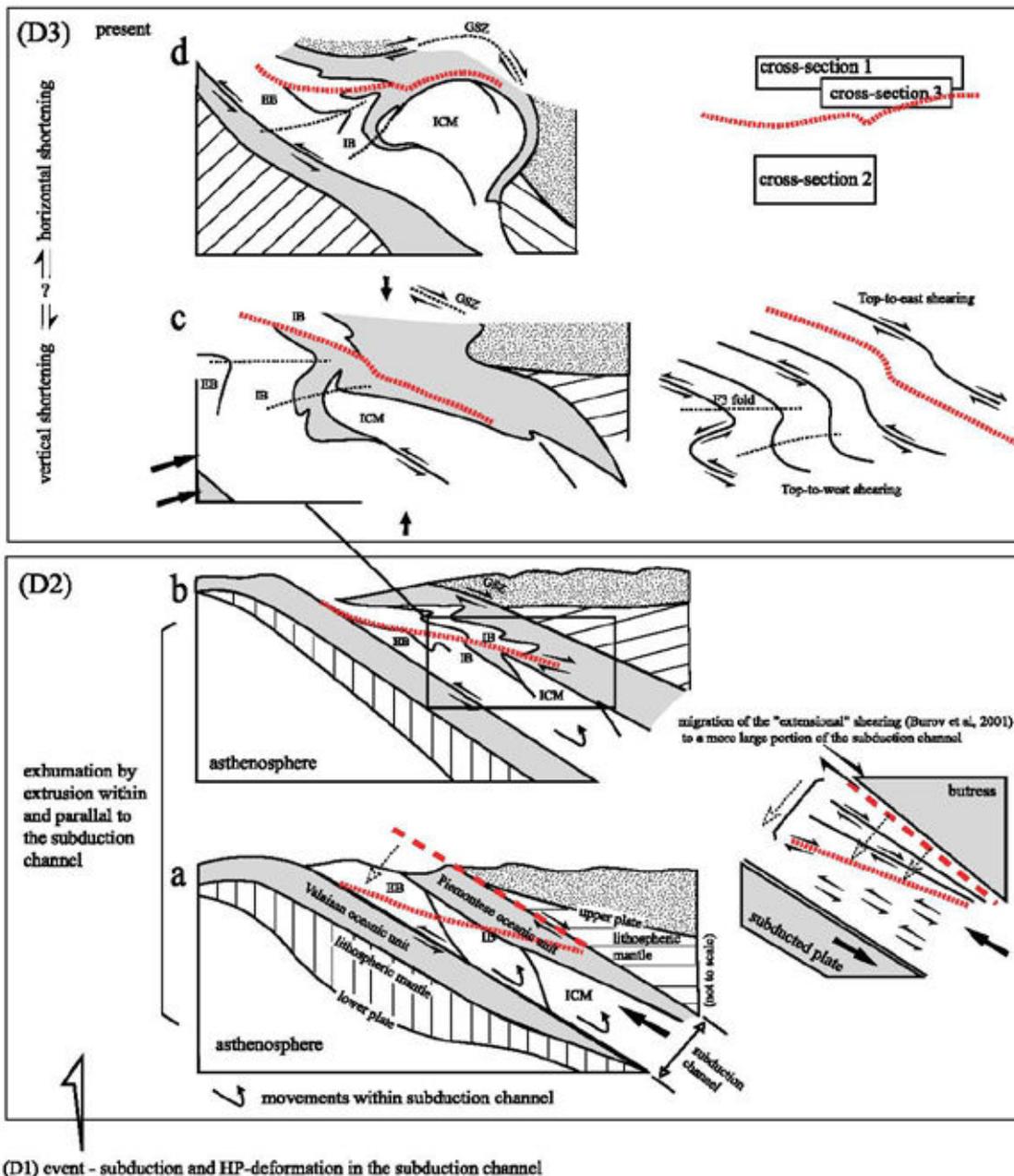


(C) Cas des Alpes Occidentales:



Au contact entre la plaque plongeante et la plaque supérieure, dont le rôle est souvent assimilé à celui d'un buttoir rigide, s'accumule du matériel provenant principalement de la plaque plongeante (Fig. V-7A). Cette accumulation forme un

prisme d'accrétion dont la dynamique dépend de nombreux facteurs dont la géométrie du buttoir, la friction à la base du prisme ou encore l'érosion et la sédimentation en surface [Platt, 1993]. Ce modèle explique notamment l'augmentation du pic du métamorphisme depuis la zone externe du prisme vers sa zone interne par sa dynamique d'enfouissement-exhumation du matériel accrété (Fig. V-7B). Le chenal de subduction est un couloir étroit de faible viscosité entre la plaque plongeante et la plaque lithosphérique supérieure (Fig. V-7B). Pour permettre la remonté de matériel dans un tel prisme la viscosité doit être très faible, ce qui n'est permit que par très peu de matrice comme les serpentines ou les marbres [Shreve and Cloos, 1986]. L'avantage de ce modèle est qu'il permet d'expliquer l'exhumation de roches depuis des profondeurs supérieures à 40 ± 10 km, mais ces roches doivent être de petits volumes emballés dans une matrice de très faible viscosité. Lorsque la croûte subduite est dense, comme c'est le cas de la croûte océanique, (qui devient plus dense que le manteau à cause des réactions minéralogique qui s'y produisent), alors celle-ci n'a que peu de chance d'être exhumée autrement qu'à travers la dynamique d'un prisme d'accrétion ou d'un chenal de subduction. Toutefois, ces mécanismes n'exhumeront que quelques fragments de croûte océanique emballés dans une matrice de faible viscosité, comme c'est le cas dans les Alpes [Agard et al., 2009]. Certains auteurs comme [Agard and Lemoine, 2003; Ganne et al., 2006] propose que l'exhumation de la zone interne résulte de la dynamique d'un prisme d'accrétion crustal (Fig. V-8).



V-8: Essai de reconstitution de la dynamique d'exhumation des unités internes dans un canal de subduction épais le long du profil ECORS-CROP d'après [Ganne et al., 2006]. ICM: massifs cristallins internes, IB: Briançonnais interne; EB: Briançonnais externe.

Un autre mécanisme d'exhumation peut être proposé: la poussée d'Archimède. Lorsque de la croûte continentale, bien moins dense que le manteau, entre en subduction, alors la compétition entre différents mécanismes devient significative. Il y a (1) la force de traction de la plaque plongeante, qui résulte de la croûte océanique subductée; (2) les forces d'Archimède qui

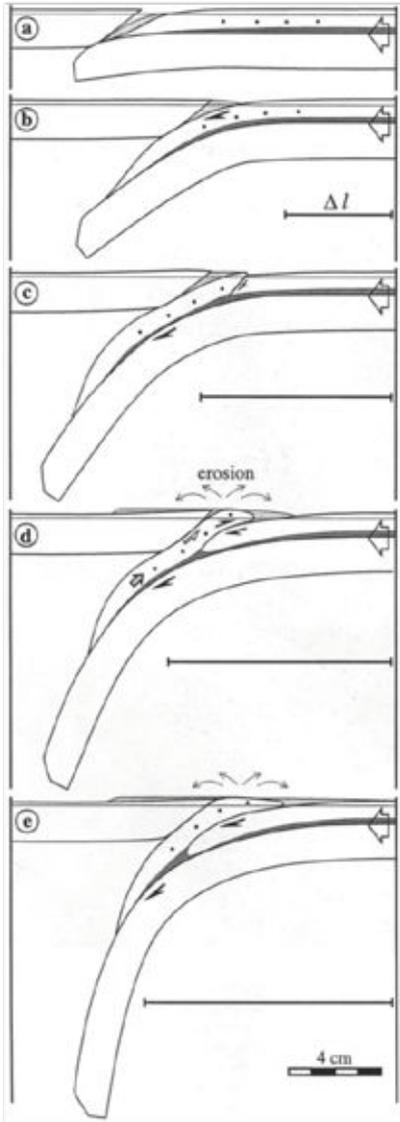
s'applique sur la croûte continentale peu dense; (3) le degré de couplage, au sein de la croûte elle-même d'abord (entre croûte inférieure et supérieure), puis entre la croûte et le manteau supérieure ensuite. Ce couplage dépend évidemment des propriétés rhéologiques de ces niveaux; (4) l'érosion de surface, qui favorise le remonté du matériel; (5) l'érosion profonde induite par les flux mantelliques [Burov et al., 2001]. Lorsque la poussée d'Archimède prend le pas sur la traction du slab (ce qui peut être favorisé par une rupture de slab à la limite entre les croûtes océaniques et continentales par exemple [Davies and von Blanckenburg, 1995]) et que les propriétés rhéologiques sont adaptées, alors une écaïlle crustale est générée et remonte vers la surface (Fig. V-9). Cette écaïlle a la particularité d'être limitée par un détachement vers l'intérieure de la chaîne et par un chevauchement vers l'extérieur de la chaîne. Le développement d'écaïlle de croûte supérieure a été proposé par [Escher and Beaumont, 1997] pour expliquer la formation des nappes Alpines.

Un modèle original a également été proposé pour expliquer l'exhumation des unités de haute à ultra-haute pression des Alpes Occidentales: un poinçonnement vertical par le manteau Apulien des unités subduites depuis l'Oligocène moyen au moins [Rolland et al., 2000; Lardeaux et al., 2006; Schwartz et al., 2009] (Fig. II-27D).

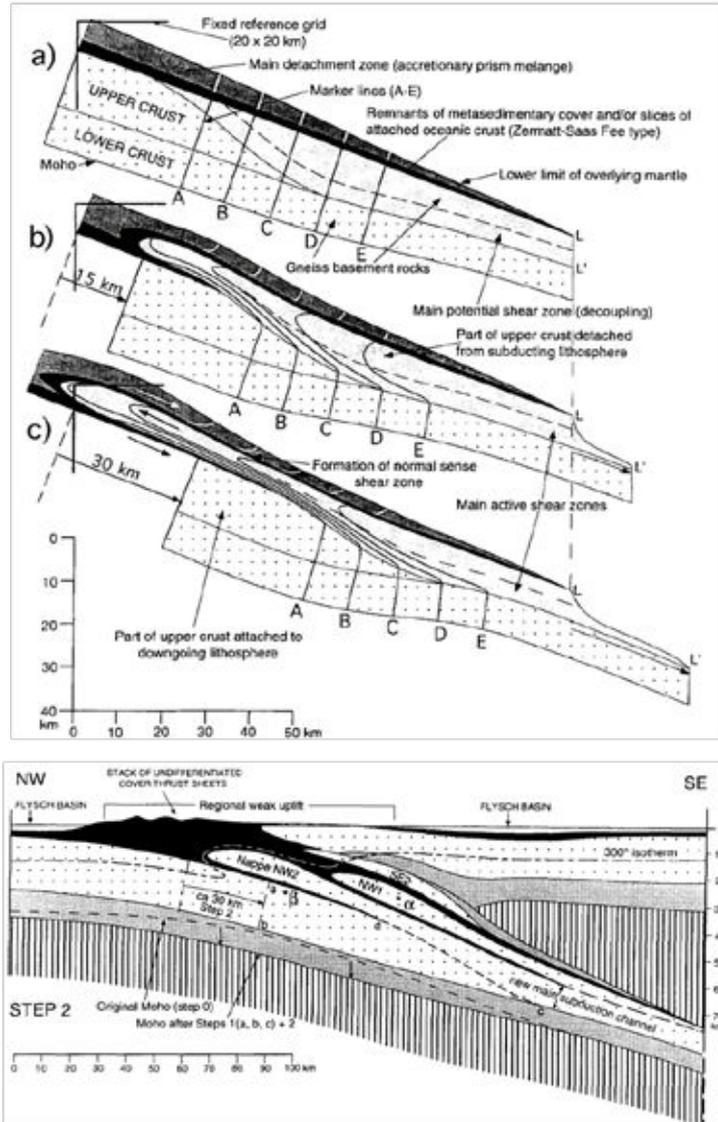
On sait par ailleurs que le retrait des panneaux plongeants méditerranéens a entraîné de nombreuses zones de divergence crustale locales avec exhumation d'unités de haute pression dans un domaine globalement en convergence [Jolivet et al., 2003; Brun and Faccenna, 2008].

Il est assez probable que l'histoire Alpine résulte d'un savant mélange de ces différents processus que rien n'empêche d'évoluer dans le temps [Agard et al., 2009]. En effet, il semble que l'exhumation des sédiments et des quelques ophiolites, de l'ordre de quelques mm par an, ait été contrôlée par une dynamique de prisme d'accrétion, tandis que l'exhumation de la croûte continentale, de l'ordre de quelques cm par an, serait contrôlée par les forces d'Archimède et peut être favorisée par une rupture du slab [Davies and von Blanckenburg, 1995; Agard et al., 2009]. Néanmoins, les mécanismes à l'œuvre ne peuvent être contraints qu'à travers l'établissement de trajets P-T-t-d pour un maximum d'unités indépendantes ainsi que par la datation des grands contacts tectoniques.

(A) Exhumation d'une écaille crustale contrôlée par la poussée d'Archimède



(B) Modèle de formation des écailles crustales Alpines

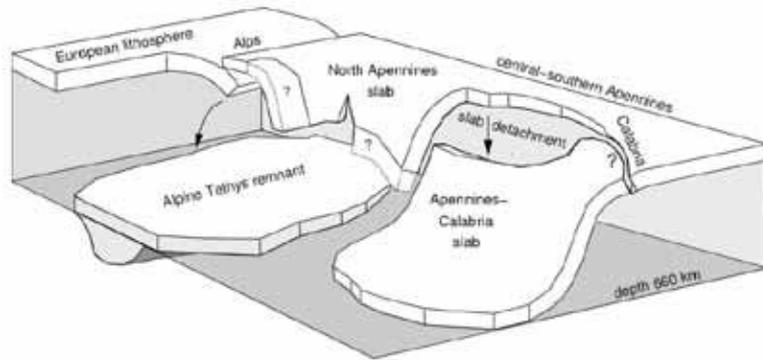


V-9: (A) Résultat d'une modélisation analogique figurant l'exhumation d'une écaille crustale caractérisé par une faille normale sur sa bordure interne et une faille inverse sur sa bordure externe. D'après [Chemenda et al., 1995]; (B) Mécanismes d'exhumation d'écailles de croûte supérieure ductile par découplage proposé pour les Alpes par [Escher and Beaumont, 1997].

d) Mouvements asthénosphériques et subductions

L'analyse des modèles géodynamiques de la collision ne serait pas complet sans une discussion des modèles des comportements mantelliques au regard des comportements crustaux.

Les données d'anisotropies du manteau suggère un flux toroïdale autour du slab des Alpes Occidentales [Jolivet et al., 2009; Barruol et al., 2011] (Fig. II-4, II-13). Par ailleurs, les données de tomographie sismique



V-10: Géométrie des slabs méditerranéen dans l'asthénosphère d'après les données de tomographie d'après [Spakman & Wortel, 2004].

indique une déchirure du slab sous les Alpes Occidentales [Lippitsch et al., 2003] (Fig. II-3), la présence d'un corps plus froid qui repose sur la base de l'asthénosphère, interprété comme le slab lié à la subduction de l'océan Liguro-Piémontais (660km) [Spakman and Wortel, 2004] (Fig. II-3, V-10), ainsi que la présence d'un panache mantellique sous les rifts ouest européens [Granet et al., 1995; Goes et al., 1999].

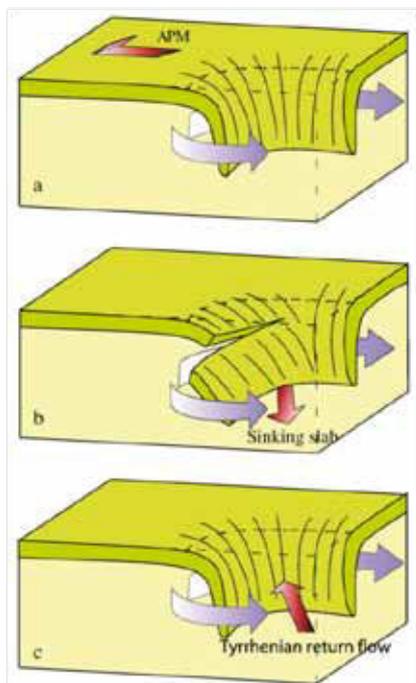
Il existe différents modèles pour expliquer le flux toroïdal présent autour du slab des Alpes Occidentales [Barruol et al., 2011] (Fig. V-11): (1) le retrait du panneau plongeant; (2) la déchirure du slab; (3) le retrait du panneau plongeant poussé par un flux mantellique provenant du retrait du panneau plongeant des Apennins.

La présence d'un slab sous le nord de l'Italie, reposant à la base de l'asthénosphère est un témoin privilégié qu'il y a pu y avoir, au cours de l'histoire alpine, suggère un important épisode de retrait de slab, à l'image des modélisations analogiques de [Faccenna et al., 2001].

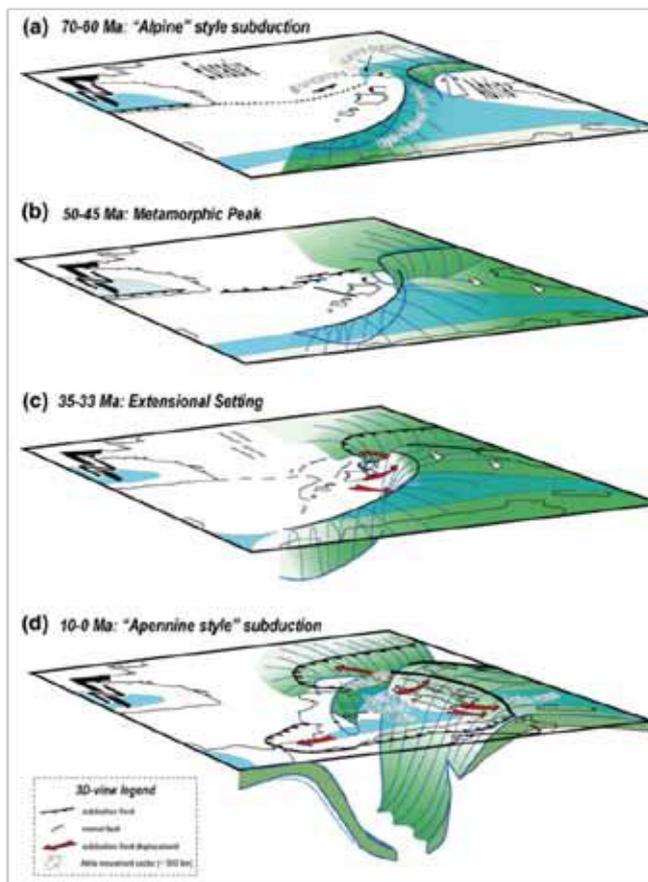
Enfin, le panache asthénosphérique sous les rifts ouest européen a été expliqué par [Merle and Michon, 2001] comme résultant d'un flux asthénosphérique induit par la progression dans l'asthénosphère du slab Européen.

Ces modèles sont décrits ici de manière bien trop succincte, mais ils permettent néanmoins d'avoir un aperçu des flux de matières potentiels qui affectent l'environnement de l'arc Alpin.

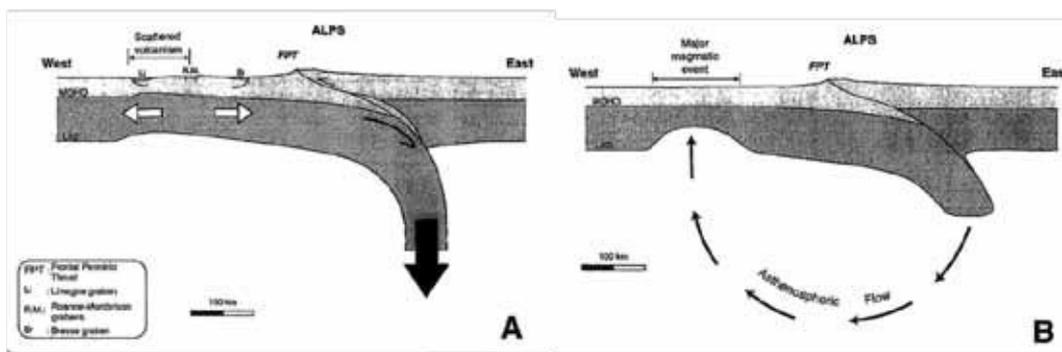
(A) Flux mantellique toroïdale autour du slab des Alpes Occidentales



(B) Flux mantellique et retrait des slabs méditerranéen



(C) Flux mantellique et subduction



V-11: Modèles des flux asthénosphériques de la méditerranée. (A) Modèles expliquant le flux toroïdale autour des Alpes Occidentales d'après [Barruol et al., 2011]: (a) due au retrait de la plaque plongeante; (b) due à la déchirure du slab; (c) due aux flux mantellique induit par le retrait du slab des Apennins. (B) Evolution lithosphérique de la méditerranée d'après [Vignaroli et al., 2008a]; (C) Evolution lithosphérique du rifting ouest européen en lien avec la subduction d'après [Merle and Michon, 2001]: (a) la traction du slab induit un étirement de la lithosphère couplé à un volcanisme éparpillé; (b) dans un second temps le plongement du slab induit un flux asthénosphérique qui conduit au développement d'une plume asthénosphérique qui accentue l'étirement lithosphérique et le magmatisme.

8. Bilan méthodologique

Comme nous venons de le voir, notre connaissance des processus d'édification des Alpes reste parcellaire, malgré la quantité de données accumulées depuis plus de 200 ans de recherches scientifiques par des géologues du monde entier.

Ceci résulte au premier ordre du fait que les processus naturels, bien qu'ils soient les mêmes pour l'ensemble du système Terre, engendrent des cas uniques, due à l'hétérogénéité des systèmes locaux, dont la structure est héritée d'une longue histoire variant d'un endroit à l'autre. *Il est donc important de reconnaître la structure héritée que présentait le système étudié avant l'histoire qui nous intéresse.* Ensuite, un même fait peut avoir différentes causes, il est donc nécessaire de coupler les faits pour tenter de définir une cause unique et une intégration spatio-temporelle des processus qui soit logique. De plus, il est important de modéliser l'effet des processus supposés sur les systèmes afin de vérifier la pertinence des modèles. *Il est donc important d'avoir une approche pluridisciplinaire, synthétisant l'ensemble des connaissances, pour définir l'évolution d'un système et de tester la consistance de cette évolution par la modélisation.* Il y a également le problème de la transmission des savoirs: il est plus difficile de mémoriser chaque fait que les modèles et autres interprétations. Or, ces derniers n'expliquent fréquemment qu'une partie seulement des faits, et ne retenir qu'eux biaise donc nos connaissances réelles. *Il est donc important de bien différencier les faits des interprétations, la limite étant parfois ténue.* Enfin, un dernier problème majeur est la hiérarchisation des faits, qui est propre à chaque scientifique de par son expérience propre. N'ayant que quelques témoins de l'histoire du système, il peut-être difficile de différencier les témoins représentatifs des processus globaux des témoins représentatif d'un processus local. *Il est donc important de raisonner au maximum sur les transferts d'échelle.*

Nous allons maintenant tenter de contraindre un peu plus les processus d'édification de l'arc Alpin à travers l'étude cinématique du massif des Ecrins.

D. Annexe 4



ECHELLE DES TEMPS GEOLOGIQUES

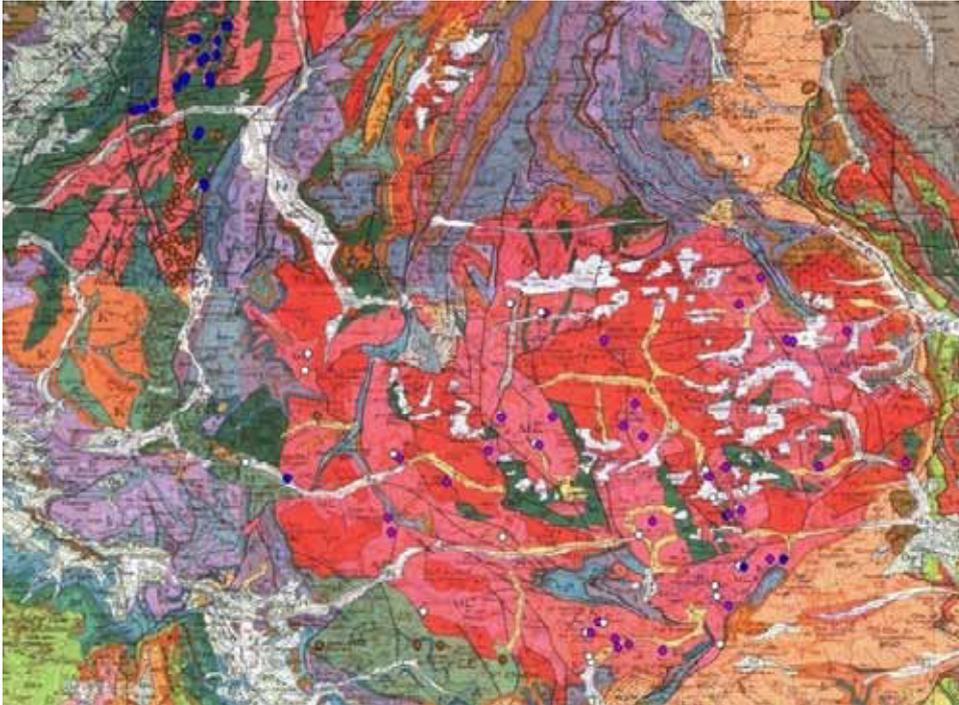


Eratisme Ere Système Période	Série Epoque	Etage	Gradstein & Ogg. 2004	GSSP	Odin, 1995	GSSP	Termes équivalents NW européens + sous-étages	Termes stratigraphiques +/- obsolètes ou à valeur lithostratigraphique				
								Bassin de Paris	Bassin d'Aquitaine			
Paléozoïque	Permien	Lopingien	Changhsingien	251.0 ± 0.4	👉	250 ± 5	Talarien in Odin, 1994	Zechstein				
			Wuchiapingien	253.8 ± 0.7	👉	255 ± 5						
		Guadalupien	Capitanien	265.8 ± 0.7	👉	258 9/5	Kiszénien in Odin, 1994					
			Wordien	268.0 ± 0.7	👉							
		Cisuralien	Roadien	270.6 ± 0.7	👉	265 ± 8	Permien inférieur r1-2			Permien moyen = Saxonien (continental)		
			Kungurien	275.6 ± 0.7	👉							
			Artinskien	284.4 ± 0.7	👉							
			Sakmarien	294.6 ± 0.8	👉							
			Assélien	299.0 ± 0.8	👉							
		Carbonifère	Pennsylvanien	Gzhélien	303.9 ± 0.9	👉	305 3/5			Carbonifère supérieur = Saxonien (continental) en France	Carbonifère moyen	
	Kasimovien			306.5 ± 1.0	👉							
	Moyen		Moscovien	311.7 ± 1.1	👉	315 ± 5	h3-5					
			Bashkirien	318.1 ± 1.3	👉							
	Inférieur		Serpukhovien	326.4 ± 1.6	👉	325 ± 5	h1-2					
			Viséen	345.3 ± 2.1	👉							
	Dévonien		Supérieur d6-7	Faménnien	374.5 ± 2.6	👉	365 ± 5	Carbonifère inférieur = Clarendon	Carbonifère inférieur			
				Frasnien	385.3 ± 2.6	👉						
			Moyen d4-5	Givetien	391.8 ± 2.7	👉	380	h1-2				
				Eifélien	397.5 ± 2.7	👉						
		Inférieur d1-3	Emsien	407.0 ± 2.8	👉	400	h1-2					
			Pragien	411.2 ± 2.8	👉							
		Silurien	Pridoli	Lochkovien	416.0 ± 2.8	👉	408 5/9	h1-2			Carbonifère inférieur	
				Pridolien	418.7 ± 2.7	👉						
			Ludlow	Ludfordien	421.3 ± 2.6	👉	415	h1-2				
				Gorstien	422.9 ± 2.5	👉						
	Wentlock		Homerien	426.2 ± 2.4	👉	425 ± 5	h1-2					
			Sheinwoodien	428.2 ± 2.3	👉							
	Llandovery		Télychlen	436.0 ± 1.9	👉	430 ± 6	h1-2					
			Aéronien	439.0 ± 1.8	👉							
	Ordovicien		Supérieur o5-6	Rhuddanien	443.7 ± 1.5	👉	435 6/4	h1-2	Carbonifère inférieur			
				Himantien	445.6 ± 1.5	👉						
		Moyen o3-4	Ordovicien VI	455.8 ± 1.6	👉	445 ± 4	h1-2					
			Ordovicien V	460.9 ± 1.6	👉							
		Inférieur o1-2	Darriwillien	468.1 ± 1.6	👉	455 5/5	h1-2					
			Ordovicien III	471.8 ± 1.6	👉							
Cambrien		Furongien k5	Arénig	478.6 ± 1.7	👉	462 ± 4	h1-2	Carbonifère inférieur				
			Trémadocien	488.3 ± 1.7	👉							
		Séries 3	étage 10	492.0 ± 1.0	👉	465 5/3	h1-2					
			étage 9	496.0 ± 1.5	👉							
	Séries 2	étage 7	499.0 ± 2.0	👉	500 ± 10	h1-2						
		étage 6	506.5 ± 1.3	👉								
	Séries 1	étage 5	510.0 ± 1.0	👉	480 7/8	h1-2						
		étage 4	517.0 ± 1.5	👉								
	Séries 1	étage 3	521.0 ± 2.0	👉	525 ± 5	h1-2						
		étage 2	534.6 ± 0.4	👉								
Séries 1	étage 1	542.0 ± 1.0	👉	530 ± 5	h1-2							
				540 ± 5	h1-2							

Charte BRGM établie dans le cadre des projets CANEV et MO GEO, par Y. Collet, D. Jarjou, T. Baudin, C. Lugat, J.M. Pélissier, P. Laville
modifié d'après les travaux de J. Charnane, S. Courboulay, G. Faugnot, D. Jarjou, P. Le Strat, F. Morlet, C. Viret

mis à jour CCG/CG : octobre 2006. Pour toute modification, contacter y.collet@brgm.fr

V-12: Echelle des temps géologique du Paléozoïque.

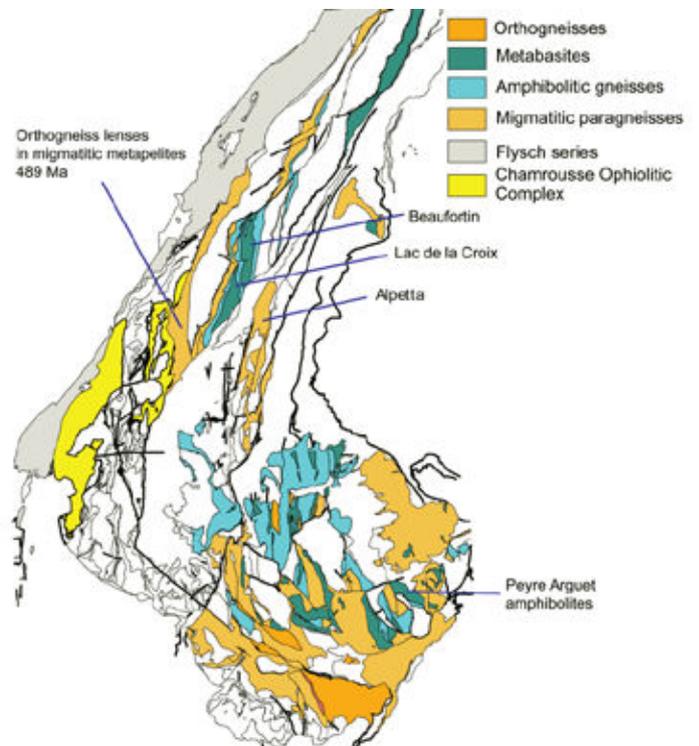


V-13: Minéraux du métamorphisme pré-Mésozoïque de Belledonne au Combeynot sur fond de carte géologique au 1/250000 publié par le BRGM. En bleu: cyanite; en marron: staurotide; en blanc: sillimanite; en violet: cordiérite. D'après [Barfétý and Debelmas, 1972; Barfétý and Pêcher, 1984].

341

d) Anté-Dévonien

Une datation biostratigraphique indique un âge Cambrien possible pour les micaschistes du Sud-Ouest de l'Alpe d'Huez dans le massif des Grandes Rousses. En effet, [Giorgi et al., 1979] y ont décrit des Réitlingérellides attribués au Cambrien sur la base de similitudes avec des organismes du Cambrien de Sibérie. Néanmoins cette relation est incertaine et ces organismes sont connues dans toute la série Paléozoïque depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère moyen [Giorgi, 1979].

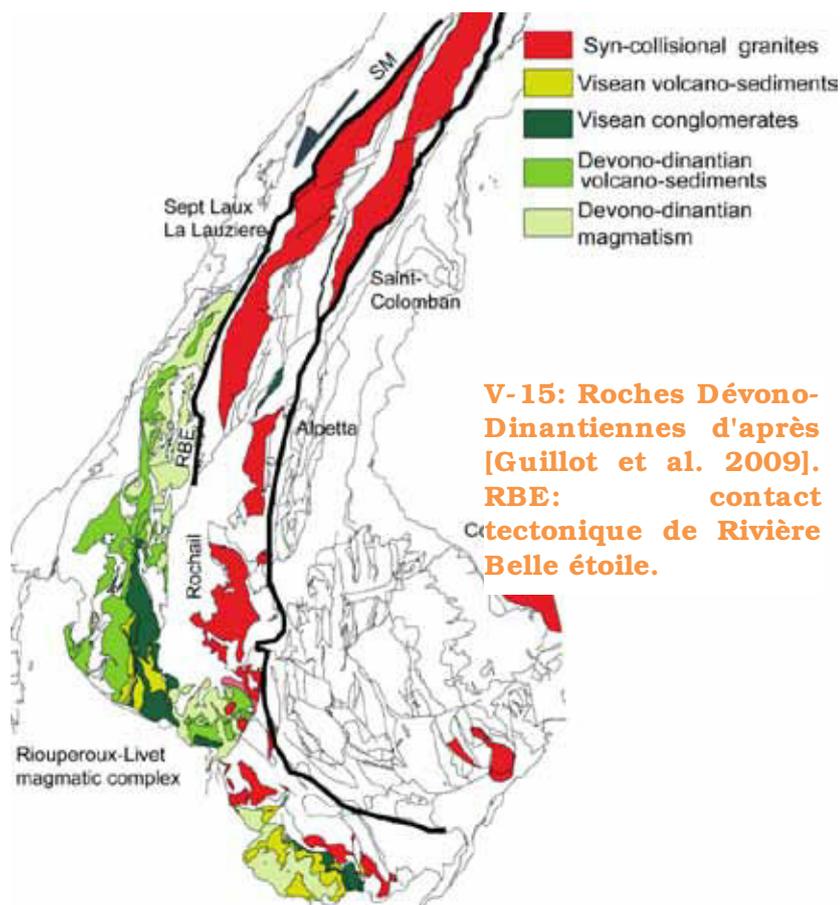


V-14: Protolithes anté-Dévonien d'après [Guillot et al. 2009]

Le complexe ophiolitique de Chamrousse (Amphibolites, métagabbro, métapyroxénite et serpentinite en position inverse Fig. II-30) a été daté autour de 497 ± 24 Ma par la méthode Sm-Nd/roche totale [Pin and Carme, 1987] et autour de 496 ± 6 Ma par la méthode U/Pb sur zircon d'un plagiogranite [Ménot et al., 1988]. La géochimie de ce complexe indique un mélange entre des sources de type E-MORB et N-MORB²³ et une source de croûte continentale (qui semble décroître avec le temps) qui suggère que ces ophiolites représentent un bassin arrière-arc ou une marge passive ayant évolué en un domaine océanique à expansion lente [Pin and Carme, 1987; Ménot et al., 1988].

Par ailleurs, [Barféty et al., 2002] ont daté un orthogneiss à 490 Ma dans les paragneiss migmatitiques (cambrien ?) du domaine NE de Belledonne.

Dans ce même secteur, des amphibolites, provenant d'un protolithe dont la mise en place est estimée autour de $473 + 28 / - 31$ Ma (U-Pb/Zircon) [Barféty et al., 2002], comportent des reliques de haute pression datées autour de 425-395 Ma [Paquette et al., 1989] pour plus de $640 \pm 30^\circ\text{C}$ et 1.2 ± 0.1 GPa [Guillot et al.,



2009]. Ces séries témoignent d'un épisode extensif Cambro-ordovicien [Barféty et al., 2002] suivi d'une convergence Dévonienne.

e) Dévono-Dinantien

Outre la phase de haute pression Dévonienne inférieure précédemment citée, un magmatisme bimodal Dévono-Dinantien a été reconnu dans le domaine SE du massif de Belledonne et au sud du massif des Ecrins (Fig. V-15). Cet épisode

²³ Tholéiites à olivine différenciées sur la base de leur teneur en éléments traces

magmatique est marqué par la présence de spilite et keratophyre dans les niveaux supérieurs et par des leptynites et amphibolites pour les niveaux inférieures (unité de Rioupéroux-Livet). Cet épisode magmatique a été daté à l'aide de filons de trondhjémite qui le recoupent entre $352\pm 55\text{Ma}$ et $367\pm 17\text{Ma}$ (Dévonien supérieure à Tournaisien, Fig. V-15) [Ménot et al., 1987]. Cet épisode traduirait une activité de marge active ou d'amincissement de croûte continentale [Carne and Pin, 1987; Guillot et al., 2009] qui ferait donc suite à l'épisode de convergence Dévonien inférieur. Les séries leytino-amphibolique (plutôt Dinantienne) du Taillefer ont été considérées comme la continuité de cet épisode magmatique [Ménot and Paquette, 1993].

S'en suit au Viséen, dans ce complexe de Rioupéroux-Livet, un épisode de métamorphisme (590°C - 0.8 à 0.7GPa) associé à un empilement de nappes qui se termine vers 324Ma , âge du refroidissement des amphiboles [Ménot et al., 1987]. Cette tectonique est caractérisée par deux phases de chevauchement, vers l'O-NO d'abord puis vers l'E-NE, la seconde étant liée à la mise en place des ophiolites de Chamrousse [Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009]. C'est pendant cet épisode de collision que se produit l'avant dernier grand épisode magmatique de la région, caractérisé par la mise en place de granitoïdes riches en magnésium, entre 345 et 330Ma : $335\pm 13\text{Ma}$ (Sept-Laux granite), $343\pm 16\text{Ma}$ (Saint Colomban granite) and $341\pm 13\text{Ma}$ (La Lauzière granite) ([Debon and Lemmet, 1999] et références citées) (Fig. V-15). Ceux-ci sont synchrones de l'activité dextre du synclinal médian, comme en témoigne leur forme sigmoïdale caractéristique et quelques structures S-C. Ils traduisent un contexte géodynamique de transpression [Debon and Lemmet, 1999; Barféty et al., 2002], ce qui est en accord avec le décalage observé entre le granite de l'Alpetta et celui de Saint Colomban (Fig. V-15), supposé appartenir au même massif [Bogdanoff et al., 1991]. Le massif du Combeynot, pourtant daté à 312Ma [Cannic et al., 1998] présente les mêmes caractéristiques chimiques que ces granites et peut leur être associé [Debon and Lemmet, 1999].

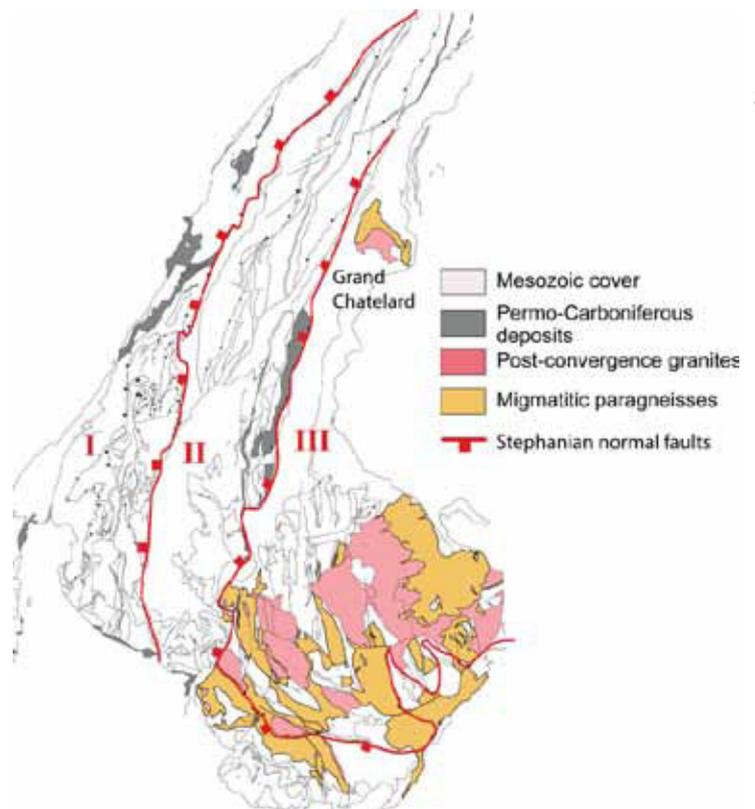
Entre le Taillefer et Belledonne, des séries sédimentaires ont été documentées comme Viséennes grâce à des traces fossiles [Gibergy, 1968]. Ces séries, comprenant notamment des conglomérats (différents des conglomérats des Grandes Rousses d'âge stéphanien [Barféty and Barbier, 1977]), sont probablement les mêmes que celles que l'on retrouve au sud du massif des

Ecrins (Fig. V-15). Ces séries résultent probablement du démantèlement du relief nouvellement créé par l'empilement de nappe.

f) Carbonifère supérieure

Le dernier épisode magmatique majeur qu'à subi cette zone est la mise en place de granitoïde, plus riche en fer que les précédents, entre 305 et 295Ma [Debon and Lemmet, 1999]. Ceux-ci sont classiquement associé à l'étalement gravitaire de la chaîne qui suit un épisode de migmatisation [Von Raumer et al., 1999]. Ces migmatites peuvent être associées à celles des Aiguilles Rouges [Barfély et al., 1988] datées autour de 320Ma [Von Raumer et al., 1999]. Cet ensemble de granitoïdes et migmatites forme le cœur du massif des Ecrins (Fig. V-16). Le pourtour quant à lui (Grandes Rousses, Belledonne, La Mure) est plutôt caractérisé par la mise en place de bassins intracontinentaux dont le remplissage volcano-sédimentaire a été daté par biostratigraphie entre le Westphalien (*Mixaneura avata*) et le Stéphalien (*Calamites cisti*, *Pecopteris unita*, *Pecopteris cyathea*, *Pecopteris lamurensis*, *Pecopteris arborescens*, *Mixoneura flexuosa*, *Sphenophyllum emarginatum*, *Dicksonites plückenetii*) [Barfély and Debelmas, 1972; Barfély and Barbier, 1977; Barfély et al., 2002]. Ces séries volcano-sédimentaires (la composante volcanique est notamment représentée par les orthophyres du Nord des Grandes Rousses) reposent en discordance sur les séries Viséennes au sud du Taillefer (Fig. II-30).

Le bassin des Grandes Rousses est limité à l'est par une faille ductile-fragile avec un pendage de 65 à 80° vers l'ouest et une linéation à muscovite indiquant une extension vers le SO. Celle-ci se prolongerait au sud par un



V-16: Roches et contact tectonique datant du Carbonifère supérieure d'après [Guillot et al. 2009].

contact orienté ONO-ESE, analysé comme une faille stéphanienne avec une composante sénestre [Guillot et al., 2009]. Plus à l'ouest, le Synclinal Médian, qui serait actif comme décrochement dextre durant le stephano-permien [Fernandez et al., 2002], se prolongerait plus au sud par l'accident de Belle étoile et par la faille du Col d'Ornon [Guillot et al., 2009]. Ces failles limites des blocs de plus en plus superficiels d'est en ouest [Guillot et al., 2009].

Par ailleurs, il semblerait que les granites de Turbat-Lauranoure, des Étages et de la Béarde se soient mis en place le long de décrochements sénestres orientés NO-SE (soit la direction Ecrins-Argentera) comme en témoigne les cisaillements qui affectent ces granites, eux même recoupés par des filons basaltiques triasiques [Strzeczynski et al., 2005]. En outre, les granites de même type se mettraient en place dans des conditions de transtension, le long de décrochements orienté NE-SO, dans le massif du Mont Blanc [Bussy et al., 2001]. Dans le massif de l'Argentera, [Musumeci and Colombo, 2002] a été daté une zone de cisaillement dextre orienté NO-SE à 327Ma, peu compatible avec les décrochements NO-SE sénestre du massif des Ecrins décrits par [Strzeczynski et al., 2005]. Sans entrer dans le détail d'explications potentielles (je dirais seulement que le massif de l'Argentera n'a pas subi de rotation depuis le Permien [Heller et al., 1989] et que cette même zone de cisaillement a été daté comme Alpine [Sanchez et al., 2011a]), il apparait clairement de grandes incertitudes due à la superposition des déformations notamment. Il convient donc de bien différencier les déformations Alpines et Varisques sur la base d'observations structurale, microstructurale, chimique et radiochronologiques.

345

g) Permien

Après cette phase d'étalement post-orogénique marqué par la mise en place de granites dans un contexte plus ou moins décrochant et de bassins volcano-sédimentaires qui semblent bordés par de grandes failles normales, notre zone d'étude se trouve être érodée puis immergé sous une faible tranche d'eau. Les dépôts clairement attribués à cette période sont rares [Châteauneuf and Farjanel, 1989]. Il existe quelques dépôts au Nord du massif de Belledonne, près du Col de Louze, où des grès micacés rouges et des schistes pourpres ont été attribués à cette période. Ensuite, les Grès d'Alleverd de Belledonne, qui reposent en discordance sur le socle et sur les séries Carbonifères et qui sont eux-mêmes recouvert en discordance par les conglomérats de base du Trias (supérieur?)

[Liard, 1970]. Ils traduisent des conditions de dépôt de type delta fluviatile dont la source proviendrait du massif de Belledonne au NE de ces dépôts [Châteauneuf and Farjanel, 1989]. A Chamrousse, une croûte d'altération à la surface des roches amphiboliques dite « aphanite » caractériserait la pénéplanation antétriasique (altération avec apport éolien sous un climat à saisons marquées) et pourrait être contemporaine de la série des Grès d'Allevard [Barféty and Debelmas, 1972]. Un dernier affleurement peut-être observé à l'est de la Mure aux environs d'Entraigues. Là, les 250m des Grès de Rouchoux, similaire aux précédents, ont été considérés comme Permiens [Châteauneuf and Farjanel, 1989].

E. Annexe 5

Les failles normales marquées par des brèches ou olistolithes:

- *La faille normale E-W à pendage Sud du Grand-Châtelard:* cette faille normale est clairement soulignée par (1) sa reconnaissance dans les modélisations 3D de [Marquer et al., 2006], (2) ses affleurements de brèches (d'âge Carixien probable) dans la couverture, (3) par ses contacts anormaux (lias schisteux directement contre le socle) le long d'un axe E-W, (4) par une zone de socle fortement déformé orienté E-W contre lequel repose du lias schisteux; (5) par le fait que les séries sont fines au dessus du Grand Châtelard et qu'elles sont épaisses au sud de ce contact; (Fig. V-17) [Barfély and Barbier, 1977]. Certains auteurs ont souvent relevé une seule faille normale bordant l'est du massif et orientée NNE-SSO [Lemoine and de Graciansky, 1988; Lemoine et al., 2000], qui semble plutôt correspondre à une faille de relais de long de cette grande faille liasique (Fig. V-17).

- *La faille normale NNE-SSO à pendage Est de Mizoën-Chambon:* cette faille normale recouvre différents noms (faille de Mizoën, faille du Chambon, faille des Grandes-Rousses...). Sachant qu'elle affleure parfaitement au niveau du barrage de Chambon [Barbier et al., 1973] et sur une petite aire de stationnement le long de la route qui mène à Mizoën (45.047730° - 6.137960°), nous avons décidé de la nommer ici faille de Mizoën-Chambon. Cette faille est de premier ordre: depuis le nord des Grandes Rousses (et peut être plus au nord encore, sous la couverture) cette faille se poursuit vers le Sud jusqu'à rejoindre la faille d'Aspres-les-Corps [Gidon and Pairs, 1976]. Au nord des Grandes Rousses, cette faille se traduit par la présence de nombreux olistolithes (de socle notamment) dont ceux de la Cime de la Valette (Fig. V-17) [Barbier et al., 1973; Rudkiewicz and Vibert, 1982]. Autour du barrage de Chambon, l'Aalénien repose contre le socle et quelques lambeaux de Trias et de Lias jalonnent ce contact [Barbier et al., 1973]. Au Nord de Venosc, des olistolithes semblent emballés dans l'Aalénien [Barfély and Debelmas, 1972; Barbier et al., 1973; Barfély and Pêcher, 1984; Barfély et al., 1988]. Autour du lac de la Muzelle, quelques olistolithes emballés dans le lias schisteux [Barfély et al., 1988] sont associés à la faille normale du col du Vallon [Dumont et al., 2008], poursuite méridionale de la faille de Mizoën-Chambon

(Fig. V-17). Cette faille normale se poursuit ensuite jusqu'au pic de Valsenestre ou elle rejoint la faille d'Aspres-les-Corps dont le jeu syn-collisionnel est principalement décrochant dans sa partie septentrionale et chevauchant dans sa partie méridionale (chevauchement de la nappe de Digne) [Gidon and Pairis, 1976; Meckel et al., 1996]. Néanmoins, l'activité Liasique de cette faille normale à pendage Est semble soutenue par la mise en contact de socle à l'ouest et d'épaisse série liasique à l'est près du pic de Laton ($44.829520^\circ - 6.009744^\circ$) (Fig. V-18). Ainsi, le réseau de failles de Mizoën-Chambon, d'échelle plurikilométrique (plus de 30km d'extension cartographique), est une structure majeure, d'échelle crustale, de la marge européenne.

- *la faille normale d'orientation N-S au Sud et NNE-SSO au Nord et à pendage Est d'Ornon*: ce réseau de failles normales, le plus marqué de tous (Fig. II-33), présente de nombreux indices de son activité. Ainsi, à l'est de le Chalp affleure un olistolithe de Trias (Fig. II-35C) dans une matrice Toarcienne, et un panneau de Lias calcaire est pincé entre le socle (microbréchique) et le Lias schisteux [Barféty et al., 1979; Barféty and Gidon, 1984; Lemoine et al., 1986]. De nombreux autres témoins similaires jalonnent ce contact entre Le Chalp et Allemond comme sur le versant sud du Sué et à proximité du Cros du Qunchiol, toujours emballé par le Lias schisteux, comme cela est très bien décrit par [Barféty and Gidon, 1984]. Ce réseau de faille présente un rejet supérieur à 2000m (Trias à 2700m d'altitude près de la Pyramide et inférieur à 750m d'altitude près de la Paute). De plus, son pendage est partout de 65° à 70° , mais interprété comme proche de 30° à 35° lors de sa formation. Cette interprétation résulte d'un retranchement de 35° induit par le pendage des sédiments à son contact toujours proche de 45° alors que leur inclinaison ne devait guère dépasser 10° lors de leur dépôt [Barféty and Gidon, 1984]. Au nord d'Allemond, le réseau de failles d'Ornon à une orientation NNE-SSO. Dans ces zones très déformées par le raccourcissement Alpin, c'est le contact entre les séries Aaléniennes et du Lias schisteux contre le socle qui témoigne de la présence de cette faille normale, qui forme la bordure Est du massif de Belledonne. A l'image du réseau de failles de Mizoën-Chambon, le réseau de failles d'Ornon, d'échelle plurikilométrique (plus de 30km d'extension cartographique), est une structure majeure, d'échelle crustale, de la marge européenne.

- *la faille normale orientée N-S et à pendage Est de Lanchâtra*: cette faille normale, situé à l'Est de celle de Mizoën-Chambon et au Nord de la Muzelle, est

une faille secondaire d'extension bien plus modeste (quelques 3km de long) (Fig. V-17). Néanmoins son plan de faille, recouvert de brèches liasiques, est exposé sur quelques 700m d'altitude (altitude minimum de décalage). Ceci permet d'apprécier le pendage de cette faille normale, grâce à une coupe topographique, entre 40 et 50° vers l'Est.

- *la faille normale d'orientation NO-SE à pendage incertain de La Planta*: cette faille normale du massif des Morges souligné par des olistolithes de socle [Debelmas et al., 1980] semble avoir un pendage vers le SO au Nord (lias schisteux contre lias calcaire) et vers le NE au Sud (lias schisteux contre socle) (Fig. V-18). Ce comportement étrange est peut être faussé par le raccourcissement Alpin.

- *la faille normale d'orientation NNO-SSE et à pendage Ouest de Cassini*: cette faille est caractérisée par d'importantes brèches de socle, probablement liées à un effondrement du toit de la faille normale durant le rifting (Fig. II-34) [Rudkiewicz and Vibert, 1982].

Les failles limitant des séries liasiques d'épaisseur contrastée:

- *la faille normale d'orientation N-S et à pendage Est de la Mure*: cette faille normale met en contact de l'Aalénien épais du bassin de La Mure-Beaumont (à l'Est) contre un socle surmonté par des séries syn-rift très réduites de la Mure [Barféty et al., 1970a, 1988; Bas, 1988]. Ce bloc de la Mure était un haut fond durant le Lias, comme en témoigne l'épaisseur des séries mais aussi les données bathymétriques [Barféty et al., 1970a; Roux et al., 1988]. Ces dernières témoignent en effet d'une sédimentation à 1000m -à minima- de profondeur au dessus du bloc supérieure de la faille normale, dans le bassin de Beaumont (sédiments à Zoophycos) et à moins de 500m (200-300m) au dessus du bloc inférieure (sédiments à Isocrinidae), là où les séries sont réduites [Roux et al., 1988].



V-17: Vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques du BRGM et des failles normales certaines ou très probables reportés sur la figure I-52.



351

V-18: Vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques du BRGM et des failles normales certaines ou très probables reportés sur la figure I-52.

- *la faille normale d'orientation incertaine (N-S à NE-SO) et à pendage Ouest de la Mure*: cette faille, situé à l'Ouest de Belledonne et de la Mure (**Fig. II-36**), dans sa portion entre Vizille et le Synclinal Médian, a été précédemment décrite par [Barféty et al., 1972] (faille de Vizille). D'orientation NNE-SSO, jalonnée d'écailles, elle présente un rejet d'au moins 500m (probablement autour de 1000m, voir [Barféty et al., 1972]). Alors qu'elle semble se poursuivre plus au Nord par le Synclinal Médian, sa continuité méridionale est plus incertaine. Néanmoins, la série réduite autochtone de Laffrey est surmontée par des séries très épaisses, chevauchantes le long d'un retrocharriage. Ces épaisses séries, provenant de l'Ouest, suggèrent ici la présence d'un réseau de failles normales à pendage ouest (**Fig. II-21**) [Butler, 1989; Philippe et al., 1998], dont la faille de Vizille serait un témoin.

- *la faille probable d'orientation incertaine, probablement N-S, à pendage Est du Combeynot*: dans la vallée qui conduit au Col d'Arsine depuis le village du même nom, on peut observer la couverture autochtone du bloc de la Meije (**Fig. V-18**). Celle-ci est composée d'une couverture réduite allant du Lias à l'Oxfordien [Barféty and Pêcher, 1984]. Au dessus, une série Jurassique épaisse et le socle du Combeynot, chevauchant. La couverture du Combeynot, affleurant notamment à Tête Sainte Marguerite, est composée d'une série réduite allant du Lias à l'Oxfordien [Barféty and Pêcher, 1984]. La répartition de la couverture, à savoir une couverture réduite chevauchée par une couverture épaisse elle même chevauchée par une unité ayant une couverture réduite suggère la présence d'un demi-graben, caché quelque part sous cet empilement de nappes. Celui-ci possède potentiellement l'orientation de la vallée, à savoir N-S. Par ailleurs, la série autochtone du bloc de la Meije et bordé au Sud par un contact orienté ONO-ESE et présente à proximité de ce contact un olistolithe de plusieurs centaines de mètres emballé dans des sédiments Oxfordiens et encore enraciné [Gidon et al., 1982].

- *la faille probable d'orientation E-W à pendage Nord de Villard Notre-Dame*: cette structure particulière présente actuellement un pendage de 45° vers le sud et est interprétée comme un chevauchement vers le Nord ayant subit une histoire polyphasée [Barféty and Gidon, 1990; Sue et al., 1997]. Quelques amandes de Trias emballées dans le Lias ont fait supposer à ces auteurs qu'ils s'agissaient là d'une faille normale réactivée lors de la compression Alpine. En plus de cette observation, nous ajoutons ici que la variation d'épaisseur de part et d'autre de

ce contact est également en faveur de cette hypothèse: au sud de celui-ci, il y a la série réduite du Grand Renaud tandis qu'au nord se trouve un Lias calcaire très épais (Fig. V-17).

Les failles mettant en contact des séries syn-rift avec des formations antérieures:

- *la faille d'orientation NE-SO à pendage SE d'Ailefroide:* cette structure très particulière, qui fait apparaître une bande verticale de couverture entre deux blocs de socle, est en fait un demi-graben pincé. Nonobstant les déformations Alpines, la distribution des sédiments à l'intérieur de celui-ci permet de définir sa géométrie initiale: son flanc SE est couvert de Trias et la stratification du Lias lui est parallèle alors que cette dernière est sécante avec le socle sur le flanc NO [Barfétty and Pêcher, 1984]. Ceci suggère que son flanc NO est une faille normale alors que son flanc SE est l'ancien bloc basculé [Lemoine et al., 2000].

- *la faille d'orientation NO-SE à pendage SO de Pic Gazonné:* cette faille normale du massif de Morges fait reposer une épaisse série de Lias schisteux contre du socle sur plus de 800m d'altitude (Fig. V-17).

- *la faille d'orientation ONO-ESE à NO-SE à pendage NE dite faille bordière sud:* cette autre faille du massif de Morges est classiquement connecté au NO par la faille de Villard-Loubière qui se prolonge jusqu'au pic de Valsenestre [Barfétty and Pêcher, 1984; Barfétty et al., 1988]. Entre Villard-Loubière et le pic de Valsenestre, la distribution des sédiments dans un synclinal pincé, à l'image de la structure d'Ailefroide, suggère une faille à pendage NE sur le flanc SO. Pour la portion de faille de la bordure Sud du massif de Morges, les sédiments triasiques sont relativement constants le long de ce contact (excepté dans sa portion la plus orientale) ce qui fait de celui-ci un accident liasique peut être moins important que ce qui figure entre Villard-Loubière et le Pic de Valsenestre. Néanmoins, entre ces deux faisceaux distincts, quelques pincées de sédiments supposent des failles normales à pendage ENE à NE ce qui laisse penser que cet ensemble appartient au même réseau de failles (aussi appelé faille du désert par [Coward et al., 1991]). Le raccourcissement Alpin a fortement affecté cette zone et il n'est pas toujours aisé de redéfinir les failles Mésozoïques. Néanmoins, il semble bien qu'un réseau de faille à pendage NE à NNE part depuis le Pic de Valsenestre au NO et se prolonge jusque sous le Sirac au SE.

- *la faille probable d'orientation N-S à pendage Est de la Grande-Serre*: cette faille normale est suggérée par une pincée de Lias schisteux sur la carte géologique de La Mure [Barféty et al., 1988]. Néanmoins, aucun autre argument n'affirme sa présence à l'heure actuelle.

- *la faille normale d'orientation N-S à pendage Est du Vallon-Prégentil-Allemond*: le départ méridional des affleurements de cette faille se fait au Sud-Ouest du Pic de Malhaubert dans le Rochail. Là, le bloc oriental est clairement abaissé de quelques 500m. Le même type d'observation peut se faire près du Lac du Vallon, un peu plus au Nord [Barféty et al., 1988]. Il semble que cette faille se poursuit plus au Nord où elle se divise en deux failles antithétiques bordant le village de Villard-Reymond [Barféty and Debelmas, 1972; Barféty and Gidon, 1983]. Il est à noter que la faille à pendage Ouest s'enracine dans les sédiments alors que l'on retrouve par ailleurs la faille à pendage Est recoupant le socle sur les coupes de [Gratier and Vialon, 1980; Bellahsen et al., 2012]. [Barféty and Debelmas, 1972] proposent de poursuivre cette faille au Nord d'Allemond, dans le massif de Belledonne, où une pincée de Lias affleure.

- *la faille normale d'orientation NO-SE à pendage NE de Pisse Rousse*: a proximité de Lac Labarre, à l'ouest du massif du Rochail, affleure un autre synclinal pincé. Celui-ci, orienté NO-SE, est bordé sur son flanc SO par une faille normale dite faille de la Pisse Rousse [Barféty and Gidon, 1983].

- *la faille normale d'orientation N-S à pendage Ouest de la Cascade de la Pisse*: Cette grande faille normale antithétique s'observe depuis les flancs nord de la vallée du Vénéon jusqu'au flanc nord de la vallée de la Romanche où elle présente un décalage du toit du socle de près de 500m [Barbier et al., 1973; Barféty and Pêcher, 1984]. Elle fait reposer du Lias schisteux directement au contact du socle.

- *la faille normale d'orientation N-S à pendage Est de La Grave*: cette petite faille normale présente un décalage du toit du socle qui n'excède guère quelques 300 à 400m, avec un remplissage essentiellement Aalénien (Fig. V-18). Ce réseau de failles globalement N-S est recoupé par des failles E-W, comme cela est bien visible sur la carte géologique de [Barbier et al., 1973]. Ce réseau de failles normales présente un faible rejet, mais peut témoigner de la présence potentielle de failles normales plus grandes, comme le suggère d'autres indices. En effet, à l'Ouest de cette faille, les séries sont composées de fines couches de Trias et Lias

calcaire directement surmontées d'Aalénien et de Dogger calcaire. A l'Est de cette faille en revanche, le Lias schisteux est très bien exprimé et même différentiable un peu plus au Nord, dans le bassin d'Emparis [Barbier et al., 1973]. Il existe ainsi potentiellement une faille normale à pendage Est, active durant la sédimentation du Lias schisteux, sous les sédiments du bassin d'Emparis. Nous verrons plus loin que d'autres arguments sont en faveur d'une telle hypothèse.

- *la faille probable d'orientation NE-SO à pendage SE du Pelvoux*: cette faille, décrochement dextre durant le raccourcissement [Simon-Labric et al., 2009], accole la série réduite mésozoïque de l'Eychauda (Trias à Oxfordien) au socle au niveau du Pic de Dormillouse, et peut potentiellement être une faille normale équivalente à celle d'Ailefroide. Néanmoins, l'intensité de la déformation rend très incertain une telle interprétation.

Autres failles avec indices suggérant une origine liasique:

- *la faille d'orientation NNE-SSO à pendage incertain du Synclinal Médian*: cette accident jalonné de Lias et de Trias sépare Belledonne en deux branches et peut potentiellement se prolonger entre les massifs du Mont Blanc et de l'Aiguille Rouge. Sa poursuite, au Sud de Belledonne, s'individualise en deux branches, l'une rejoignant la faille de Vizille décrite plus haut, l'autre, poursuite originelle, séparant le rameau externe du rameau interne de Belledonne (voir I.C.2). Sa continuité au Nord est plus ambiguë. Bien que l'alignement soit parfait entre Belledonne et les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, des décrochements sénestres subméridiens ont été décrit entre eux [Gourlay, 1984; Ricou and Siddans, 1986], ce qui implique que cet alignement puisse potentiellement être artificiel. Nonobstant ceci, les nappes de Morcles, au nord, semblent s'enraciner entre les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc [Escher et al., 1993], et peuvent être interprété comme le contenu expulsé d'un ancien demi-graben bordé à l'ouest par une faille normale, formant également la limite Est du massif des Aiguilles Rouges [Burkhard and Sommaruga, 1998; Leloup et al., 2005]. Ainsi, si le Synclinal Médian se poursuit bien de Belledonne aux massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, tout semble indiquer qu'il s'agisse de cette faille normale à pendage Est. Néanmoins, la transition avec Belledonne n'est pas claire, et la nature exacte du Synclinal Médian au Mésozoïque reste incertaine. Sur la base géométrique de son alignement actuel, qui correspond à celui des grandes failles normales liasiques, nous supposons ici

qu'il s'agit d'une ancienne faille liasique dont la direction de pendage est incertaine.

- *la faille d'orientation NNE-SSO à pendage Est du Col de la Croix de Fer*: cette faille normale est supposée de part la présence d'un synclinal pincé de couverture bordé à l'Est par du Trias et à l'ouest par du Lias. Cette géométrie suppose que la faille normale se trouve à l'Ouest de ce synclinal et que son pendage est vers l'Est [Bellahsen et al., 2012]. C'est également ce que suppose [Davies, 1982] qui a travaillé sur cette zone. Par ailleurs, la géométrie du contenu de ce demi-graben, expulsé et charrié vers l'ouest durant le raccourcissement Alpin, est en accord avec la présence d'une telle faille normale (voir plus loin).

- *le réseau de failles probables d'orientation NE-SO à N-S à pendage incertain, probablement SE, de la vallée de Valgaudemar*: ce réseau de failles est suggéré par la présence de quelques affleurements de couverture dans la vallée de Valgaudemar, entre un peu moins de 1000m et 1500m d'altitude, bordés de part et d'autre par des sommets de socle atteignant 2600m d'altitude. Ces quelques éléments de couverture indiquent une faille normale à pendage Est, comme retenu dans l'interprétation de [Coward et al., 1991]. Cependant, ceci ne peut rester que supposition, car le raccourcissement anté-Priabonien subi par la région a conduit à d'importantes déformations, dont un chevauchement du socle sur une couverture inversée au Sud de cette faille, qui a alors principalement joué en décrochement dextre avec un rejet de 2km environ [Gidon, 1980; Ford, 1996].

- *la faille probable d'orientation ESE-ONO à pendage Sud probable du Glacier de l'Homme*: dans cette vallée incisée à l'Est du bloc de la Meije, on trouve une pincée de Trias. Celle ci témoigne potentiellement de la présence d'un demi-graben bordé au nord par une faille à pendage Sud. Ceci est supporté par la présence d'une autre faille normale, ayant la même géométrie mais avec un rejet beaucoup plus faible, à moins d'un kilomètre au nord [Barbier et al., 1973]. On peut également se poser la question de la poursuite à l'Est de cette faille normale potentielle lorsque l'on s'aperçoit que le flanc nord inverse du massif du Combeynot est dans sa parfaite prolongation. Par ailleurs, [De Graciansky et al., 1988] suppose que les linéaments de la Meije et du Combeynot sont d'anciennes failles normales. Néanmoins, ceci n'est que pure supposition, sans aucun

fondement autre que cette particularité géométrique qui pourrait témoigner de l'effet de la géométrie héritée sur les structures du raccourcissement.

- *la faille probable d'orientation NE-SO à pendage SE probable de Méollion-La Selle*: ce linéament est fréquemment utilisé pour représenter l'orientation des failles normales liasiques (**Fig. II-36**) [de Graciansky et al., 1989; Lemoine et al., 2000]. Néanmoins, rien ne prouve qu'il s'agisse bien d'une telle faille. Ce linéament résulte principalement d'une activité en faille normale post-Rupélienne [Debelmas et al., 1980; Ford, 1996]. Ainsi peut-on dire qu'il s'agit possiblement d'une réactivation de faille normale liasique sur la base de son orientation, similaire à celle des grandes failles normales liasiques avérées (réseau de failles des Cévennes et des Massifs Cristallins Externes notamment).

- *la faille normale d'orientation N-S à pendage O des Aiguillettes*: cette faille présente au cœur des Grandes Rousses (**Fig. II-36**) est soulignée par un décalage d'altitude du Trias, visible notamment entre le Lac Noir et le Lac Blanc Huez ou entre les Lacs Lama/Carrelet et le Lac du Milieu [Barfély and Debelmas, 1972]. La bordure Est de l'épaisse série Liasique des Aiguillettes, qui repose directement contre le socle, serait également un témoin de cette faille normale à pendage Ouest.

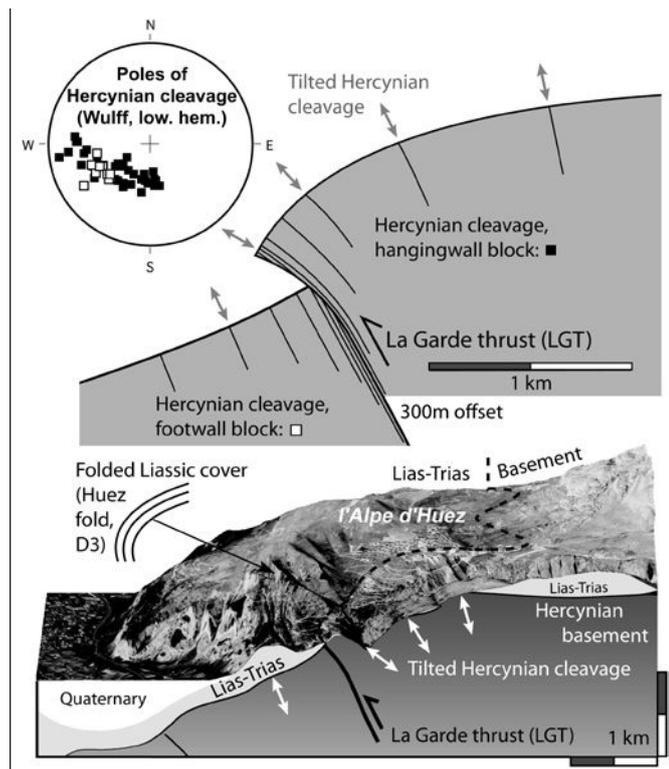
F. Annexe 6

- **La Garde-Huez:** Ce contact est associé à une structure dont la géométrie 3D est révélée par les gorges de Sarennes. Visible le long de la route qui fait l'ascension depuis les Essoulieux à Huez, début de la célèbre ascension cycliste de l'Alpe d'Huez, cette structure présente une géométrie de plis soulignée par un flanc inverse de Trias et de Lias [Barféty and Debelmas, 1972; Bellahsen et al., 2012]. Associé à un chevauchement à pendage modéré vers l'Est par [Gratier and Vialon, 1980] (Fig. II-40, coupe C), cette structure a également été associée à un chevauchement à fort pendage vers l'Est interprété comme résultant de la réactivation de la foliation Varisque par [Dumont et al., 2008] (Fig. V-19).

- **L'Herpie / Col de Cluy:** Ce chevauchement est interprété sur la base de la présence d'un flanc vertical à inverse du Trias au Col de Cluy qui se poursuit plus au Nord, à l'Ouest du Roc de la Balme, où un plis couché de Lias avec flanc inverse de socle est présent [Barféty and Barbier, 1977]. On observe tout au long du contact la présence de sédiments carbonifères, comme en témoigne les anciennes mines de charbon qui

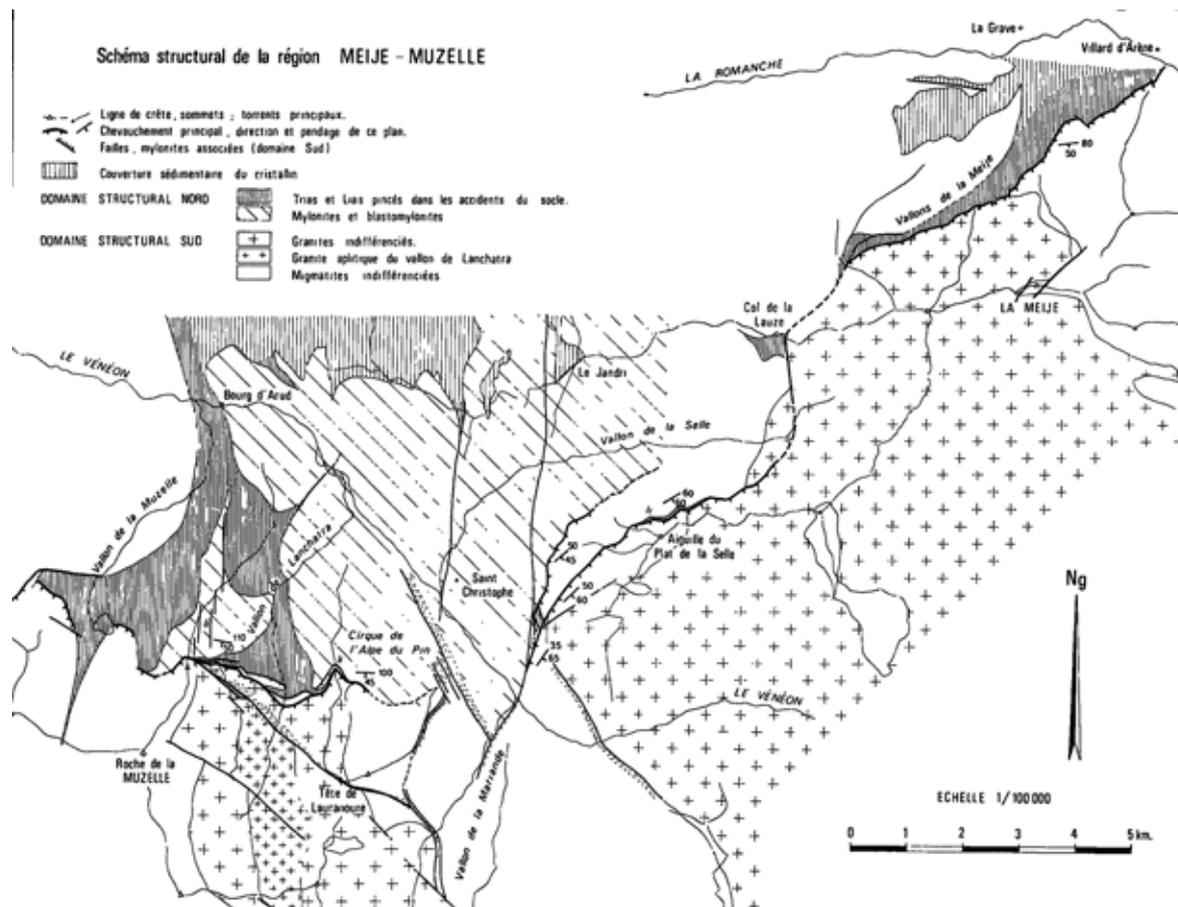
le jalonnent. Au dessus de ce contact, le relief augmente brusquement (Grandes Buffes, Pic de la Pyramide, Cimes de la Cochette et de la Barbaratte, Dôme de la Cochette et Roc de la Balme) et les affleurements de Trias disparaissent (excepté au Grandes Buffes), contrairement au dessous du contact où la discordance Triasique à faible pendage vers l'Ouest est bien visible tout du long.

V-19: Chevauchement de la Garde-Huez interprété comme une réactivation de la foliation Varisque par [Dumont et al., 2008]. Remarquez l'incurvation de cette foliation à l'approche du flanc inverse.



- La Meije-Olan: Ce chevauchement est source de discussion depuis bien des années et mériterait un chapitre à lui seul. Nommer l'accident Meije-Olan d'un seul tenant est déjà un parti pris sur différentes interprétations en vigueur. En effet, différents accidents dont la continuité n'est pas toujours très nette voir complètement obscure, peuvent témoigner d'une même structure: (0) le chevauchement de couverture de Roselend décrit précédemment ; (1) le chevauchement de la bordure Nord du Combeynot décrit ci-après; (2) le chevauchement de la Meije, à pendage S, qui chevauche le Lias depuis le SE de la Grave et tout au long du Vallon de la Meije. Ce chevauchement présente un flanc inverse dans sa partie Est. Une partie des annexes de cette thèse détaille cette portion de l'accident; (3) l'accident du Plat de la Selle, à pendage SE, qui chevauche deux petites pincées de Lias [Vernet, 1965]; (4) l'accident de la Muzelle, décrit ci-après; (5) Le chevauchement de l'Olan venant rejoindre le chevauchement du Sirac après avoir probablement traversé le massif de Morges [Barfétý and Pêcher, 1984]; (6) le chevauchement du Sirac décrit ci-après; (7) le chevauchement de couverture des Ecailles de Soleil-Boeuf décrit précédemment; (8) le chevauchement de socle du Col de Méollion décrit ci-après.

Les chevauchements de la Meije et du Plat de la Selle semblent séparés par un accident subméridien relativement vertical passant par le Col de la Lauze. Ce chevauchement, orienté N50° à N80° à pendage de 45 à 60° vers le S-SE (Fig. V-20), est également recoupé par de nombreux décrochements sénestres NO-SE à N-S sub-verticaux. Les stries et cannelures observées sur le plan de chevauchement par [Bartoli et al., 1974] sont orientées autour de N110° à N120° et indique une composante essentiellement dextre. Ces observations rejoignent nos propres observations qui indiquent une direction de transport essentiellement E-W (N120° à N70°) le long de ce chevauchement (se référer à la partie III.A).



V-20: Schéma structurale du linéament Meije-Muzelle d'après [Bartoli et al., 1974].

Hypothèse 1:

Selon [Bartoli et al., 1974], les chevauchements de la Meije, du Plat de la Selle et de la Muzelle témoignent d'un unique chevauchement (Fig. V-20). Ce contact est souvent interprété comme une accident tectonique anté-Priabonien [Barfély and Gidon, 1990; Ford, 1996] à post-Priabonien [Dumont et al., 2008, 2011] témoignant d'un important raccourcissement N-S à NO-SE.

Hypothèse 2:

Selon [Vernet, 1965; Barfély and Pêcher, 1984; Gillcrisp et al., 1987; Coward et al., 1991] le chevauchement de la Meije et du Plat de La Selle se poursuit plus au Sud par le chevauchement d'Olan, qui se connecte à celui du Sirac après avoir probablement traversé le massif de Morges d'une manière plus ou moins incertaine (Fig. V-21). Ce chevauchement est très probablement syn-à post-Priabonien si l'on considère que les écailles de Soleil-Boeuf et le chevauchement du Roselend forment ses poursuites méridionale et septentrionale.

de la reprise d'une structure héritée de direction ENE-OSO (d'un évènement indéfini) lors de ce raccourcissement globalement E-W. Rien n'indique cependant que cette structure héritée soit un ancien chevauchement vers le N-NO comme le laissait supposer son pendage vers le S-SE.

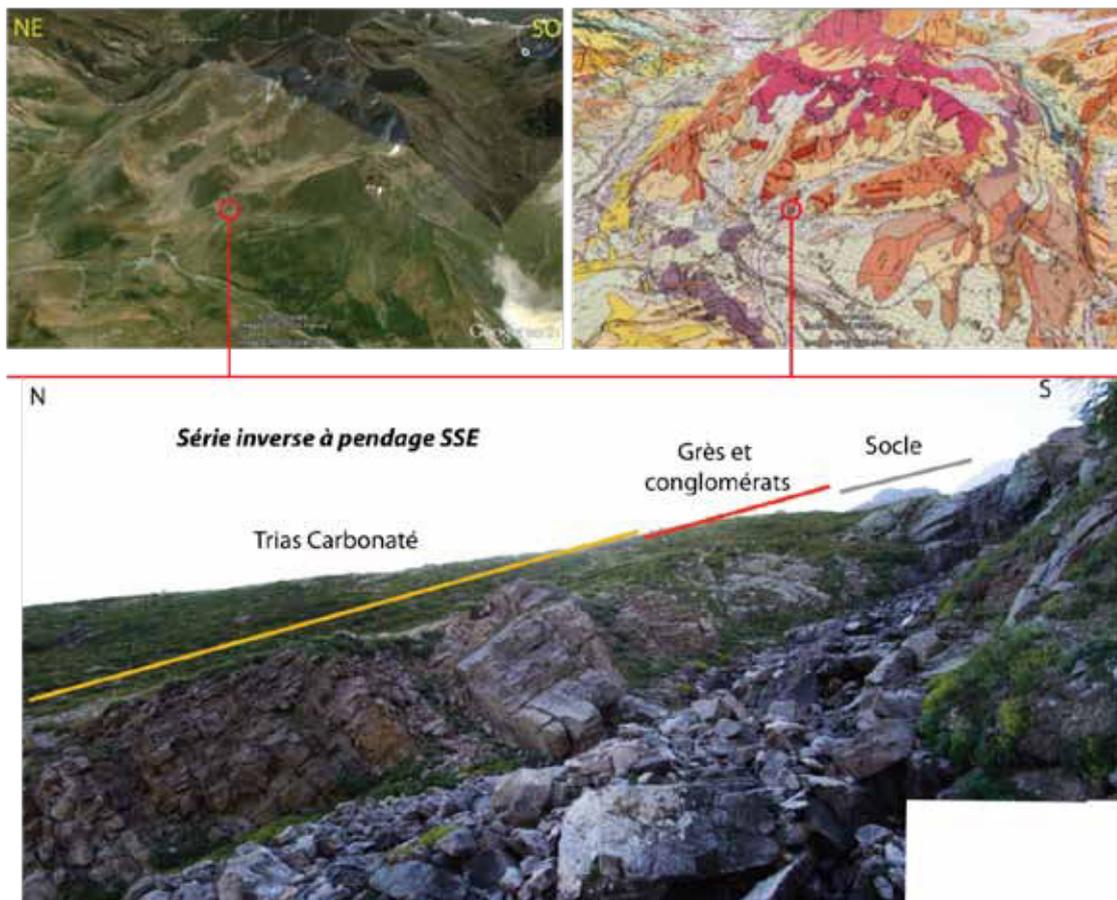
- Le Combeynot: Le front Nord du Combeynot, orienté ENE-OSO (soit la même direction que le linéament Meije-Muzelle) présente un flanc inverse marqué par le Trias (détritique et carbonaté) (Fig. V-22). Dans le socle, derrière ce flanc inverse, une linéation d'étirement ductile orienté NO-SE porté par un plan à pendage SO a été relevé. Cette linéation est similaire à celle de la couverture environnante (cf III.A). Ce flanc inverse présent au Nord du Combeynot semble avoir été cacheté par la suite Priabonienne transgressive [Bravard and Gidon, 1979]. Néanmoins, [Dumont et al., 2011] a remis en cause cette chronologie et a proposé que ce flanc inverse résulte d'un mouvement vers le NO Oligocène inférieur, précédant le raccourcissement E-W.

Par ailleurs, la base du Combeynot est composée d'un chevauchement à pendage Est. Ce contact présente une forte composante décrochante sénestre compatible avec la géométrie de plis d'entraînement que nous avons pu observer dans le Lias chevauché ainsi qu'avec les linéations d'étirement NO-SE présentes dans ce dernier (cf III.A.2.a) [Ceriani et al., 2001]. Des phengites syn-cinématiques de ce décrochement ont été daté entre 33 et 31Ma par [Simon-Labric et al., 2009]. Nos propres observations ont montré la présence de petites structures cisailantes vers le NO et vers l'O au dessus de ce contact (partie II) sans que l'on ait pu établir une chronologie de recoupement.

- Eychauda-Yret: Il y a là, à l'Est du massif des Ecrins, un empilement de nappe (Fig. V-23). A l'Ouest, il y a le bloc de la Meije. Sur ce bloc, repose la nappe que j'appellerai de la Montagne des Agneaux (Fig. V-23). Très visible au Sud de la faille du Pelvoux (Fig. V-23), la base de cette nappe est un chevauchement (reporté sur la carte géologique) qui se poursuit jusqu'au sud du village d'Ailefroide [Barféty and Pêcher, 1984]. Cette nappe chevauche du Trias sous le Pic du Rif. Sa poursuite au Nord de la faille du Pelvoux est peu documentée. Selon nos observations d'images aériennes, la Montagne des Agneaux semble affectée par une tectonique tangentielle qui nous laisse penser que ce chevauchement passe par cet endroit (Fig. V-23), ce qu'il faudrait confirmer par une étude de terrain complémentaire. Au dessus de cette nappe épaisse d'à peine 500m (mais

étendue sur plus de 6km) repose la nappe des Grangettes. Celle-ci est bien visible au niveau du Lac de l'Eychauda ou elle chevauche l'Oxfordien [Gidon, 1954]. Cette nappe de socle est très mylonitisé [Barfély and Pêcher, 1984]. La couverture de cette nappe, bien exposé au Col de la Montagnole en position normale à pendage NE, se retrouve en position inverse à son extrémité Ouest. L'épaisseur de cette nappe est de quelques 150m à cet endroit pour une extension supérieur à 4km (Fig. V-23). La couverture de cette nappe est chevauchée par une troisième nappe de socle dite de Montagnolle, bien visible à l'Est du Col du même nom [Trullenque et al., 2006]. Enfin, au dessus de la couverture de cette nappe, quelques lames de socle appartiendraient à la nappe du Peyron des Claux, bien exprimée au Sud de la faille d'Ailefroide (Fig. V-23). Il est intéressant de constater que le chevauchement des Grangettes n'affecte pas significativement la faille d'Ailefroide.

Cet empilement de nappe de socle, décrite par [Butler, 1992], présente une cinématique débattue. Au rocher de l'Yret, [Butler, 1992] a observé des linéations d'étirements et des stries principalement orienté E-O, que ce soit dans le socle ou dans la couverture Priabonienne. [Pêcher et al., 1992] décrivent dans la couverture présente sous la nappe des Grangettes des axes de plis E-W précoces qui traduisent selon eux une mise en place de ces nappes lors d'une compression N-S. [Ceriani et al., 2001; Trullenque, 2005] montrent que cette bordure Est du massif des Ecrins est caractérisée par une schistosité N-S portant une linéation NO-SE (dispersé dans le cadran SE, Fig. V-23). Ce caractère structural traduit là encore une tectonique transpressive senestre, à l'image du Combeynot et du Chevauchement Pennique Frontal au sens large.



364

V-22: Flanc inverse au front Nord du Combeynot.

- Peyron-des-Claux: Cette lame de socle décrite par [Gidon, 1954; Vernet, 1965, 1966] correspond au socle présent au SE de la faille d'Ailefroide. [Dumont et al., 2011] a récemment interprété cette lame de socle comme une nappe tectonique détachée par un chevauchement vers le NO post-nummulitique mais antérieur au raccourcissement E-W (Fig. V-24). Nos données structurales confirment la présence de structures cisailantes vers le NO sous ce contact dans le socle (voir III.A), près de Clapouse (Fig. V-24.9). [Dumont et al., 2011] propose que ce chevauchement soit fortement affecté par la mise en place vers l'Ouest des nappes internes au niveau de l'Yret, ce qui argumente la chronologie relative qu'ils proposent. Ces auteurs font poursuivre ce chevauchement par la faille d'Ailefroide puis la prolongent dans la vallée de la Selle et le connecte au chevauchement du Col de Méollion (Fig. V-24.8) et aux écaïlles de Soleil-Boeuf, bien que la transition au Pic de la Cavale soit obscure.

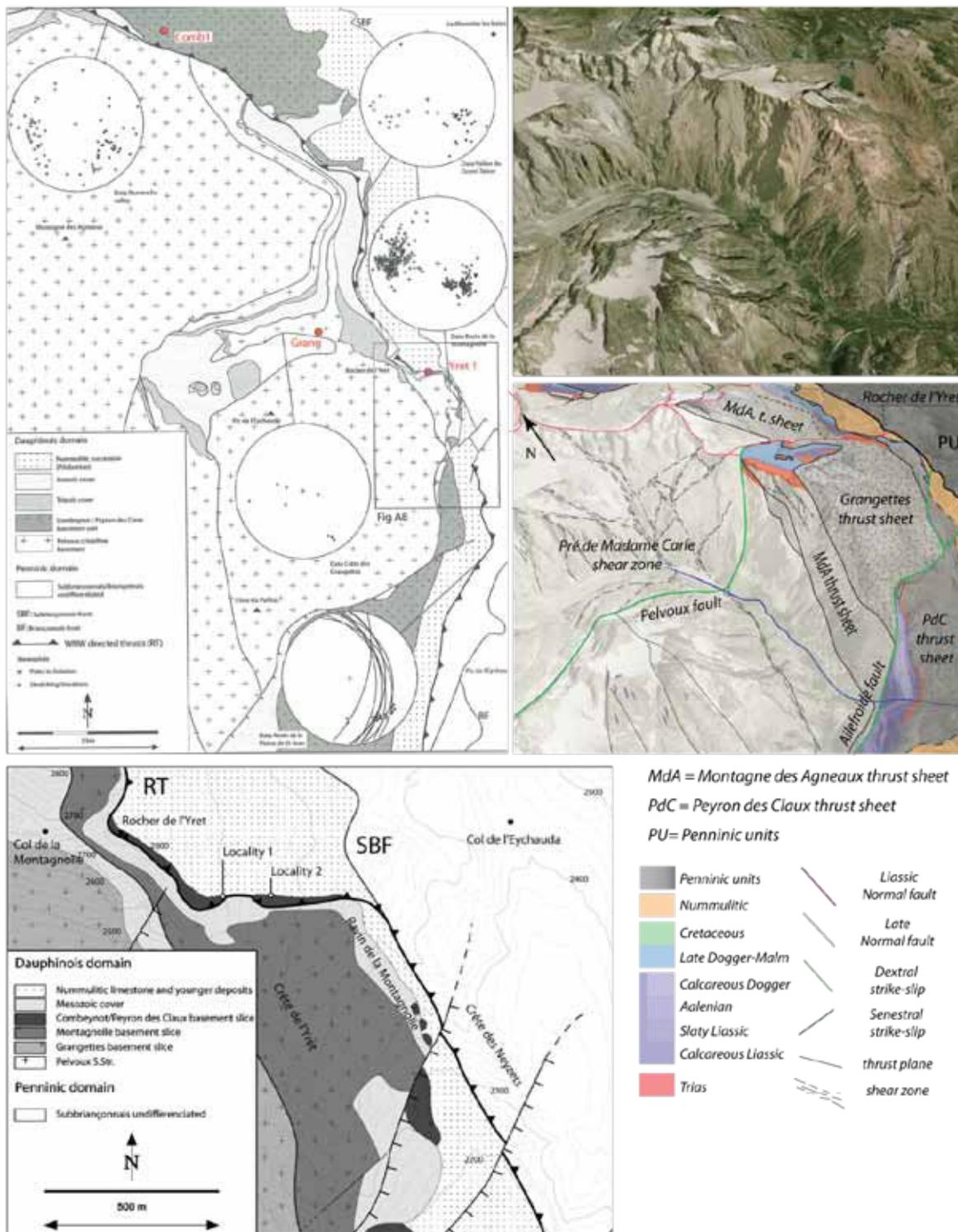
Je propose ici une alternative qu'il conviendra de démontrer. Le chevauchement de la nappe de la Montagne des Agneaux recoupe la faille d'Ailefroide et c'est ce chevauchement qui se poursuit au Sud du Pic de Clapouse et dans la vallée de la Selle. En effet, ce chevauchement dessine des V

cartographiques prononcés dans les vallées d'Ailefroide et des Bans, ce qui traduit un pendage modéré. Ce n'est pas le cas de la faille d'Ailefroide qui est relativement raide. Par ailleurs, le contenu de la pincée d'Ailefroide à une géométrie synclinale peu compatible avec un jeu chevauchant de la faille d'Ailefroide. Quoi qu'il en soit, cette zone nécessite à n'en pas douter d'une étude structurale complémentaire, qui pourrait être complétée par un modèle 3D.

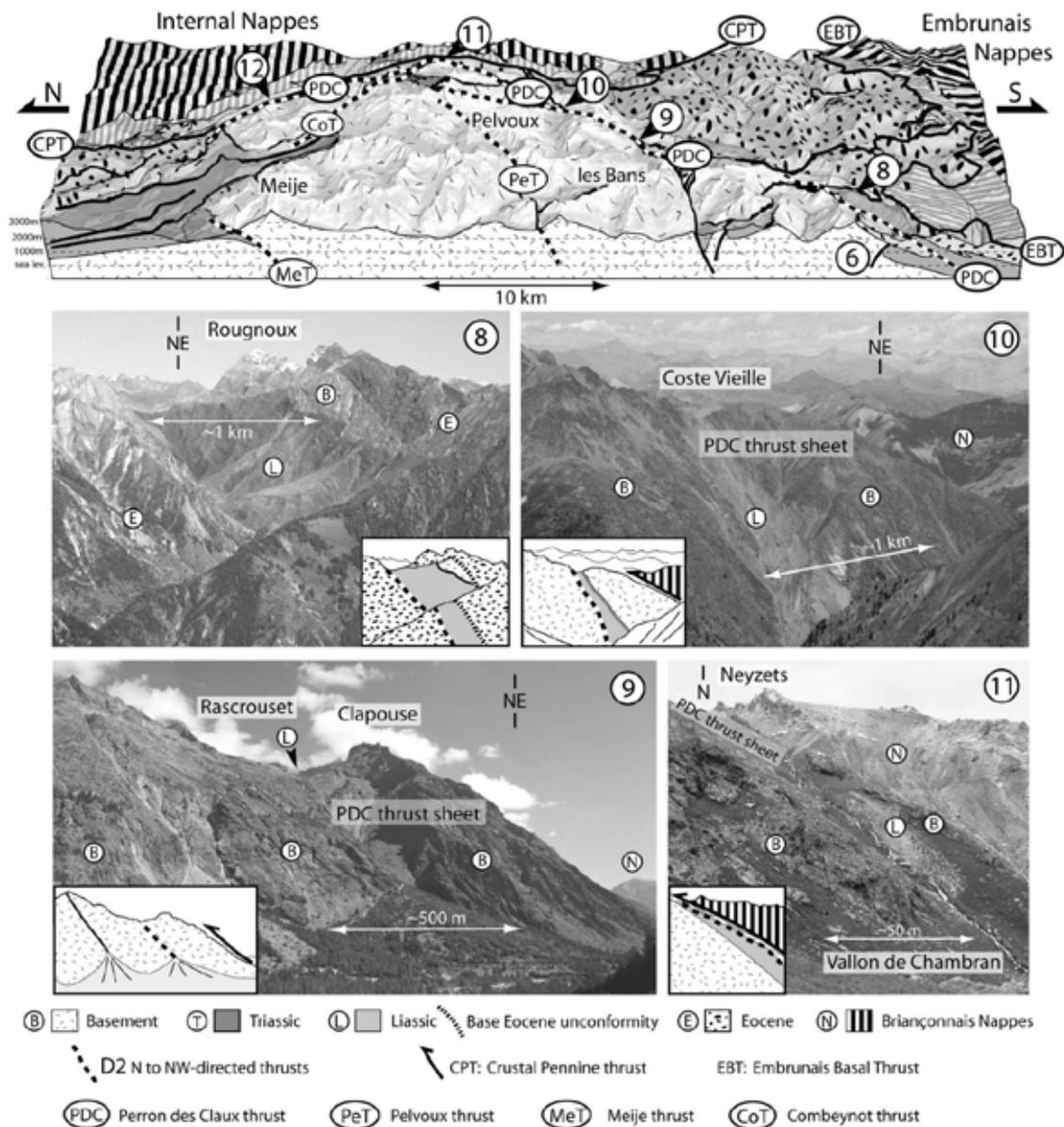
- **Col de Méollion**: La couverture liasique du Col de Méollion chevauche sur le Priabonien le long d'un chevauchement qui vient se connecter à celui du Sirac au nord et à celui des écaïlles de Soleil-Boeuf au sud. Cette couverture n'est pas distribuée de manière aléatoire: d'Ouest en Est apparaissent: le lias, le lias schisteux différencié (L6, L7, L8) et l'Aalénien, une lame de socle chevauchante (Fig. V-24.8) [Debelmas et al., 1980]. Le chevauchement à la base de cette lame de socle semble se connecter au chevauchement du Sirac plus au nord, comme le montre le Trias qui jalonne ce contact [Debelmas et al., 1980].

- **Le Sirac**: le chevauchement du Sirac transporte une lame de socle avec un flanc inverse sur la couverture du massif de Morges (Fig. II-40, coupe -1).

- **La Muzelle/Lanchâtra**: Cette faille E-W à pendage Sud (45°) présente des stries traduisant une composante sénestre [Bartoli et al., 1974]. Il s'agit là encore d'un décro-chevauchement pouvant correspondre à la reprise en compression d'un accident hérité. Une lame de socle est observable près de lui; elle pourrait potentiellement correspondre à un olistolithe. Au sud et à l'est de ce décro-chevauchement s'observent des décrochements sénestres NO-SE sub-verticaux (Fig. V-20) [Bartoli et al., 1974].



V-23: Géologie entre le Pré de Madame Carle et l'Yret. A gauche: cartes géologiques et données structurales de la zone d'après [Trullenque, 2005; Trullenque et al., 2006]. A droite: vue aérienne (Google Earth) et géologique.

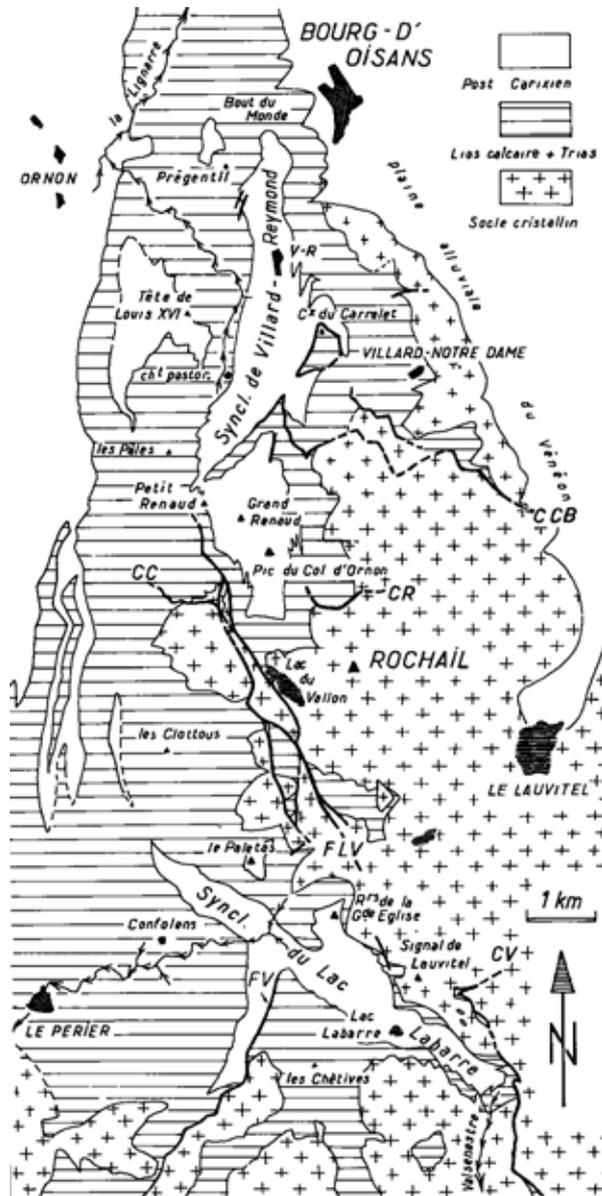


V-24: Extension de la nappe de Peyron des Claux d'après [Dumont et al., 2011].

- Ser Barbier/Lauvitel/Valsenestre: Ce chevauchement à pendage modéré vers l'Est et jalonné de Trias, décrit par [Desthieux and Vernet, 1970; Wibberley, 1997, 1999, 2005], part depuis le Col du Vallon au nord, passe par le Signal de Lauvitel où il chevauche du Lias et se termine au Pic de Valsenestre. Il se trouve donc à l'Ouest de la grande faille normale de Mizoën-Chambon-Aspres-les-Corps. Cette zone est fortement déformée et plusieurs chevauchements affectent probablement cette zone (Fig. V-21). Le chevauchement principal a été décrit comme un "pli-faille" par [Desthieux and Vernet, 1970], sur la base de la présence d'un Trias détritique en position inverse sur le bloc chevauchant. Par

ailleurs, les descriptions métriques à microscopiques de [Wibberley, 1997, 1999, 2005] ont montrées qu'il s'agissait là d'une zone de cisaillement avec un gradient de déformation vers le niveau de décollement. Par ailleurs [Debelmas et al., 2002] dessine un autre chevauchement qui part du Lac du Lauvitel et qui vient se terminer à l'ouest de la brèche du Lauvitel. Ce chevauchement, sous le précédent, reste cependant à étudier plus en détail.

- Rochail et Villard-Notre-Dame (ou Péron/Côte Belle ou Pierre Grosse): Ces structures, orientées NO-SE à E-O, ont été décrites par [Desthieux and Vernet, 1968, 1970; Barféty and Gidon, 1983; Sue et al., 1997] (Fig. V-25). Deux failles à pendage S-SO ont été reconnues au Nord du Rochail: elles ont été nommées failles de Villard-Notre-Dame, du Péron/Côte Belle ou de Pierre Grosse. L'étude cinématique réalisée sur ces structures révèle une importante composante décrochante [Sue et al., 1997]. Il est par ailleurs possible qu'il s'agisse là d'anciennes failles normales reprises lors de la compression Alpine [Sue et al., 1997]. Par ailleurs, les observations structurales de [Barféty and Gidon, 1983] montrent que le chevauchement supérieur (de Côte Belle), moins visible mais plus important que celui du Péron, a un mouvement vers l'Ouest en dépit de son pendage Sud. La composante significative et

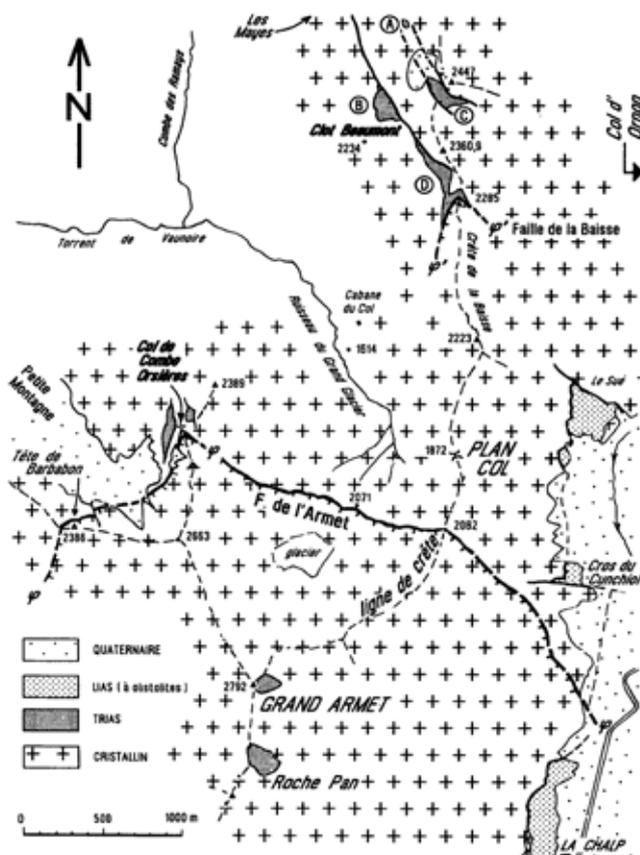


V-25: Carte structurale du massif du Rochail et du bassin de Bourg d'Oisans d'après [Barféty et Gidon, 1983]. FV: faille du Vet; FLV: failles du Lac du Vallon; CV: chevauchement de Saint-Barbier/Lauvitel/Valsenestre; CR: chevauchement du Rochail; CC: chevauchement de la Chave; CCB: chevauchements de Côte Belle (Villard Notre Dame).

observable de cette structure est donc bien celle d'un décrochement à décrochevauchement. Il existe en revanche plus au Sud de ces structures un chevauchement dit du Rochail à pendage Sud. Ce chevauchement est associé à un pli de socle marqué par un Trias en position inverse. Ce chevauchement s'amortit dans la couverture par des plis ENE-OSO traduisant un mouvement vers le NNO. Un autre chevauchement est visible plus à l'Ouest: le chevauchement de la Chave. Il pourrait s'agir là de la poursuite occidentale du chevauchement du Rochail mais les critères structuraux indiquent un mouvement vers le NE sur ce segment [Barféty and Gidon, 1983].

- L'Arcanier/Vet: Cette faille (Fig. V-25) est une structure incertaine peu ou pas étudiée. Reportée comme un chevauchement se poursuivant au sud de Gragnolet par [Dumont et al., 2011], cet accident présente également des critères de faille normale: décalage du Trias, stratigraphie sécante sur le socle... Ne l'ayant pas observé directement, nous le reportons ici comme un chevauchement, bien que cet accident soit à étudier plus en détail.

- L'Armet et Taillefer: Le premier accident, décrit par [Barféty and Gidon, 1990], est une faille orientée ENE-OSO à pendage SSE de 45 à 60° environ (Fig. V-26). Des structures sigmoïdales indiquent un chevauchement vers le NNO. Par ailleurs le Trias se trouve à 2400m d'altitude au Nord de ce contact et à 2800m au Sud, ce qui implique un décalage de quelques 400m d'altitude soit un déplacement de 500 à 600m vers le Nord [Barféty and Gidon, 1990]. Ce chevauchement est d'ailleurs dans le prolongement du chevauchement du Rochail. Présentant les mêmes



V-26: Cartographie du Chevauchement de l'Armet d'après [Barféty et Gidon, 1990].

caractéristiques, ces deux accidents pourraient être une seule et même structure. La seconde faille, dite du Taillefer, a été décrite par [Gidon, 1999]. Il s'agirait là aussi d'une faille globalement E-W à pendage Sud (45°) qui aurait engendré un décalage de l'interface socle-couverture de plusieurs centaines de mètres.

- Bordure Sud du massif des Ecrins: Les flancs inverses de la bordure Sud du massif des Ecrins sont souvent recoupés par des chevauchements (Fig. II-44) [Gidon, 1980]. [Ford, 1996] a observé des chevauchements très localisés et des cataclasites sur quelques 10m d'épaisseur avec des structures sigmoïdales. Nos propres observations dans la vallée de la Selle, au Nord du synclinal cacheté par les séries Priaboniennes (Fig. II-49b), ont montré l'existence de failles inverses localisés à pendage NNO (40-55°) portant des stries dip-slip dont le prolongement vers le sud forme le flanc inverse du pli cacheté.

- De Villard-Loubière à la Muzelle: Ce demi-graben pincé ne présente qu'un petit chevauchement à faible pendage qui recoupe son flanc verticale à inverse au Nord de Villard-Loubière [Gidon, 2001]. Il est nommé par ce dernier auteur chevauchement de Péou de Périnon.

- Cas du Grand-Châtelard: Le socle du Grand Châtelard a été interprété par [Beach, 1981b] comme une écaille de socle, crête d'une faille normale découpé par un chevauchement (Fig. II-40, coupes 4 et 5). Cette interprétation se fonde sur les travaux de [Gasquet, 1979] qui se base sur une galerie EDF traversant le Grand-Châtelard. Ce dernier a relevé des gneiss mylonitisés traduisant un mouvement cisailant vers l'ONO, dont les termes les plus déformés sont des phyllonites. La galerie indiquerait que l'Ouest du Grand Châtelard est composé d'un chevauchement sur le Lias à pendage Est de 25° tapissé de cargneules. Cet auteur a ainsi supposé que le Grand Châtelard était en position "flottante" sur la couverture.

VI. Liste des figures

I-1 : (a) Frontières tectoniques majeures et directions de déplacements en Méditerranées (Modifié d'après [Vignaroli et al., 2009]). (b) Déplacement relatif de l'Ibérie et de l'Afrique pour une Eurasie fixe selon divers auteurs [Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002a; Handy et al., 2010].	13
II-1: La ceinture téthysienne depuis 180 Ma.	19
II-2: Blocs crustaux de la méditerranée de l'Ouest, entre Europe et Afrique. La carte détaillé de droite est de [Handy et al., 2010].	20
II-3: Tomographie sismique et slabs méditerranéens. En haut, données de tomographie de [Handy et al., 2010]. En bas à gauche : sketch du slab ouest méditerranéen [Faccenna et al., 2004] ; en bas à droite : sketch de la transition entre le slab Alpin et le slab ouest méditerranéen de [Vignaroli et al., 2008a].	21
II-4: Déphasage des SKS et tomographie de la LVZ, migration des slabs et flux mantellique; d'après [Jolivet et al., 2009]. 23	
II-5: Cinématique instantanée et finie en méditerranée. [a] Carte tectonique de la méditerranée occidentale modifié d'après [Faccenna et al., 2004]. [b] Mouvements mésozoïque et cénozoïque de la bordure nord-africaine et nord-ibérique déduites de l'ouverture de l'atlantique d'après [Dewey et al., 1989; Rosenbaum et al., 2002a; Handy et al., 2010]. [c] Cinématique instantanée d'après le modèle GSRM de [Kreemer et al., 2003]. [d] Evolution des fronts de subduction depuis 30 Ma d'après [Jolivet et al., 2008].	26
II-6: Exemple de reconstruction de la méditerranée occidentale depuis 65Ma. D'après [Bourgeois et al., 2007].	27
II-7: Carte paléogéographique et profils sismiques interprétés. D'après [Schmid et al., 2004]	30
II-8: Carte tectono-métamorphique des Alpes. D'après [Handy et al., 2010].	31
II-9 (page suivante): Dynamique sédimentaire, évolution bathymétrique et paléogéographie des Alpes Occidentales. Haut-droite: Logs stratigraphiques localisés sur la figure de gauche. 1-2 [Philippe et al., 1998], 3, 5-6, 9 [Rudkiewicz, 1988], 7-8 [Dumont et al., 2012]. Bas-Gauche: Reconstruction paléogéographique supposée du Subbriançonnais à l'océan Liguro-Piémontais [Agard and Lemoine, 2003]. Bas-droite : Evolution bathymétrique de l'Ardèche au Piémontais du Sinémurien à l'Oxfordien [Roux et al., 1988].	36
II-10: Schéma de localisation des différents ensembles composant les Alpes Occidentales d'après [Agard and Lemoine, 2003].	38
II-11: Vues en coupes des Alpes Occidentales et des nappes de l'Embrunais-Ubaye modifié d'après [Kerckhove, 1969; Escher et al., 1993; Schmid and Kissling, 2000; Ford et al., 2006a].	39
II-12: Données géophysiques des Alpes Occidentales d'après [Foure, 1990; Schmid and Kissling, 2000; Paul et al., 2001; Lippitsch et al., 2003].	41
II-13 (page précédente) : Flux de matière dans les Alpes Occidentales. (a) Synthèse des cinématiques cénozoïques d'après [Rosenbaum and Lister, 2005a]. (b) direction des axes de Pression (en rouge) et Tension (en bleue) et direction de raccourcissement (flèches noires) et d'extension (flèches blanches) issu de la sismotectonique [Delacou, 2004]. (c) carte gravimétrique (anomalie de Bouger) et direction d'anisotropie des SKS [Barruol et al., 2011]. (d) Tomographie cumulée de 100 à 200 km et direction d'anisotropie des SKS [Barruol et al., 2011].	43
II-14: Métamorphisme Alpin [Bousquet et al., 2008]	45
II-15: La plupart des localités décrites ci-dessous figurent sur la carte ci-dessus. De même, les différentes figures ont été reportées.	46
II-16: Coupe restaurée (36% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe SO-NE du massif de l'Argentera et de la nappe de Digne d'après [Snclair, 1997b].	48
II-17: Coupe restaurée (48% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe ONO-ESE de l'extrême Nord du massif de Belledonne au Bassin Molassique d'après [Snclair, 1997b].	49
II-18: Coupe restaurée (68% de raccourcissement) et dynamique sédimentaire sur une coupe NNO-SSE du massif du Gotthard au Bassin Molassique d'après [Snclair, 1997b].	50
II-19: Chronologie des bassins du Sud de la France d'après [Lickorish and Ford, 1998]	52
II-20: Dépôts du Miocène et activité tectonique. D'après [Clauzon, 1990]	53
II-21: Coupe ONO-ESE restaurée du massif de la Mure au Bas Dauphiné d'après [Butler, 1989]	54

II-22: Evolution tectono-sédimentaire des Bornes au Jura d'après [Guélléc et al., 1990]. 1: unité interne; 2: couverture mésozoïque ultrahelvétique; 3: flysch interne et ultra-helvétique; 4: flysch intermédiaire entre le flysch subalpin et l'ultrahelvétique; 5: Flysch Subalpin avec les grès de Taveyannaz; 6: Flysch Subalpin sans les grès de Taveyannaz; 7: formation de transition entre les molasses d'eau douce et les flyschs; 8: molasse d'eau douce; 9: dépôt cénozoïque de bresse; 10: couverture mésozoïque des chaînes Subalpines; 11: couverture mésozoïque du Jura et du graben de Bresse; 12: socle indifférentié; 13-14: positions des bombements et déposément tertiaire; OMM: Molasse marine supérieure ; USM: molasse d'eau douce inférieure; UMM: molasse marine inférieure; UH: ultrahelvétique.	55
II-23: Migration du front nord des dépôts du bassin frontal nord Alpin d'après [Ford and Lickorish, 2004]. Les vitesses de migration sont de l'ordre de 6 à 9.6mm.an⁻¹ entre le Lutétien et le Chattien. Il n'y a pas de migration significative entre l'Aquitainien et le Serravalien. S'en suit le chevauchement du Jura dès 11Ma. Les profils sont NW-SE; le profil 1 passe par le Nord de l'Aar, le profil 2 par le Sud de l'Aar et le profil 3 par le Nord de Belledonne.	55
II-24: Synthèse tectonométamorphiques, magmatiques et sédimentaires sur une transverse NO-SE au Nord et au Sud de l'Aar d'après [Pliffner et al., 2002].	56
II-25: Carte structurale des bassins syn-rift d'après Séranne [1999]	57
II-26: Evolution tectonique néogène d'après [Champagnac et al., 2006a]. (a) extension parallèle à l'orogène dans la zone interne et raccourcissement dans la zone externe due à l'extrusion vers le bassin Liguro-Provençale induit par l'indentation et la rotation de la plaque Apulienne. (b) Régime tectonique à la fin de l'ouverture du bassin Liguro-Provençale caractérisé par un mouvement du front de la chaîne vers le NW (Jura), vers le SW (nappe de Digne) ainsi que par des mouvements décrochant dextre et l'exhumation des massifs cristallins externes. (c) extension perpendiculaire à la chaîne récente à actuelle associée à un régime convergent peu développé.	59
II-27: Différents modèles expliquant l'extension de la zone interne synchrone du raccourcissement de la zone externe. (A) et (B) d'après Sue et al. [1999]; (C) répartition des contraintes d'après l'analyse des mécanismes aux foyers: argument pour un effondrement gravitaire d'après [Delacou et al., 2004]; (D) d'après [Rolland et al., 2000].	61
II-28: Les 4 différents modèles de collision principaux synthétisés d'après [Lickorish et al., 2002]. (A) le modèle de [Platt et al., 1989a]; le raccourcissement radial de l'arc Alpin résulte du mouvement linéaire vers le NO de la plaque Apulienne couplé à des forces de volumes perpendiculaires à la bordure circulaire de ce poinçon; (B) le modèle de [Vialon et al., 1989]; déplacement vers le NO de la plaque Apulienne couplé à sa rotation antihoraire. Ce modèle est rejoint par ce lui de [Collombet et al., 2002] qui intègre en plus une zone de cisaillement sénestre dans les Alpes Ligure Briançonnaise; (C) le modèle de [Butler et al., 1986]; mouvement vers le NO de la plaque Apulienne. Le raccourcissement NE-SO du sud des Alpes est expliqué comme un effondrement gravitaire le long de la bordure de la rampe de charriage; (D) le modèle de [Ficou and Sddans, 1986]; mouvement vers le nord puis vers l'Ouest de la plaque Apulienne.	63
II-29: Toponymie et formations géologiques de la zone d'étude.	66
II-30: Carte lithologique des formations pré-Triasique d'après les cartes géologiques au 1/50 000^{ème} du BRGM.	69
II-31: Les grès Triasique restent attachés au socle malgré les déformations Alpines.	72
II-32: Echelle des temps géologique du Mésozoïque.	73
II-33: (page précédente) Faille normale et demi-graben. A: vue aérienne vers le sud (Google Earth) du demi-graben de Bourg-d'Oisans avec superposition progressive de ses structures. B: détail du contact tranché entre le socle et la couverture sédimentaire à l'ouest de le Chalp. Vue de près, le socle est une microbrèche. C: Vue aérienne vers l'ouest (Google Earth) du demi-graben de la Jassirette avec sa série syn-rift Liasique et des séries post-rift Jurassique supérieure à Crétacé (série du Grand Renaud). A gauche, un détail de la brèche de socle à matrice carbonaté matérialisant la faille normale de la Jassirette dans le socle.	76
II-34: Brèches et faille normale de la Croix de Cassini. Les croquis sont de [Rudkiewicz and Vibert, 1982].	77
II-35: Demi-graben et âge des dépôts syn-rift. A et B: reconstitution des dépôts syn-rift et post-rift du demi-graben de Bourg d'Oisans d'après [Barféty and Gidon, 1983]; C: Olistolithes le long de la faille normale d'Ornon près de le Chalp d'après [Lemoine et al., 1986]; D: coupe restaurée et âge des dépôts à travers les demi-graben de la zone externe depuis La Mure à Emparis d'après [Lemoine et al., 1986].	78
II-36: Cartographie des failles normales liasiques certaines à probables. (1) A l'échelle des Alpes Occidentales et des bassin du sud-est de la France à gauche, modifié d'après [de Graciansky et al., 1989; Lemoine et al., 2000]. Noter la direction principale NE-SO des failles normales, traduisant une extension liasique approximativement NO-SE. Il existe également quelques failles de direction NO-SE, comme dans les Cévennes ou le long de la direction Argentera-Ecrins. Ces failles correspondent très probablement à des failles transformantes [Lemoine et al. 2000]. A noter que les failles intermédiaires d'orientation NS à N10 présentent souvent une composante décrochante [Lemoine et al. 2000]. (2) A l'échelle du massif des Ecrins à droite, modifié d'après [Coward et al., 1991] et selon nos observations personnelles. On remarque ici quelques failles NE-SO, direction d'extension principale (Synclinal Médian, Ornon Nord, Apres-les-Corps, Valgaudemar, Ailefroide, Méollion-La Selle, Glacier de l'Homme), mais également beaucoup de failles normales NS (La Mure, Ornon Sud, Vallon-Prégentil-Allemond, Cassini, Col de la Croix de	

Fer, Mizoën Chambon, Muzelle, Cascade de la Pisse) et quelques failles E-W à NO-SE (Grand Châtelard, Villard Notre Dame, Pic Gazonné, La Planta, faille bordière sud)	80
II-37: Deux interprétations possibles de la géométrie des failles normales lors du rifting d'après [Barfétý and Gidon, 1980; Gillcríst et al., 1987].	83
II-38: Distribution relative des épaisseurs de sédiments Mésozoïque. MCAC fait référence au réseau de faille de Mizoën-Chambon-Aspres-les-Corps	84
II-39: Plis de couverture (Villard-Loubière) et bélemnite étirée (Col de la Croix de Fer).	86
II-40: (page précédente) Coupes de la littérature figurant la déformation de la couverture. De A à F: géométrie des plis de la couverture dans le bassin de Bourg d'Oisans selon [Gratier and Vialon, 1980]. Remarquez la verticalité de leurs plans axiaux; de 1 à 5: coupes E-W dans le bassin d'Emparis d'après [Beach, 1981b]. Remarquez que la présence de décollement et de nappes de couverture se limite à l'est du bassin d'Emparis. Ces auteurs interprètent un raccourcissement des Grandes Rousses par réactivation des failles normales Liasiques; coupe 0: coupe du bassin de Bourg d'Oisans au bassin d'Emparis d'après [Bellahsen et al., 2012]. Remarquez l'absence notable de décollement dans la couverture; coupe -1: coupe à travers le massif de Morges d'après [Gillcríst, 1988]. Remarquez l'empilement de nappe qui caractérise ce massif, dont les décollement triasique sont enracinés sous le massif du Sirac chevauchant; de -2 à -4: coupes au sud du massif à travers les écailles de Soleil-Boeuf d'après [Debelmas et al., 1980]. Remarquez la présence d'écaille de couverture Jurassique au dessus des séries Priaboniennes, ainsi que la position inverse de ces séries (en bleu marine: Terres Noires; en marron: Dogger calcaire). Remarquez également le réseau de failles normales tardives qui affectent l'empilement de nappe Rupélien (coupe -4).	88
II-41: Extension du Chevauchement de Roselend d'après [Ceriani et al. 2001].	90
II-42: Carte structurale des flyschs des Aiguilles d'Arves autour du Lac du Goléon d'après [Bravard, 1982].	93
II-43: Carte structurale du Massif de Morges d'après [Calcagno et al., 2007]. En haut: déformation associé à un raccourcissement NE-SO, en bas: déformations associées à un raccourcissement postérieur E-W. Nous proposons que les linéations (en bas) et les schistosités qui les portent (en haut) sont synchrones et non diachrone comme le propose ces auteurs.	95
II-44: Structures de la bordure SO du massif des Ecrins d'après [Ford, 1996]. Les stéréogrammes représentent les pôles de la stratification, π représente l'axe du pli	96
II-45: Déformation dans le Champsaur. En haut à droite: écaille de mésozoïque charrié durant le Rupélien d'après [Gidon et Pairs, 1980]. Le reste: déformation vue en carte et en coupe et schéma conceptuelle d'après [Burgisser et Ford, 1998].	97
II-46: En haut: localisation et vue aérienne des plis de socle kilométrique du bassin de Mizoën-Chambon et vue de terrain d'un pli de socle incrémentale d'échelle métrique. En bas: synthèse régionale d'après [Gidon, 2001].	100
II-47: Exemples de plis de socle.	101
II-48: Plis de socle de Paletas-Confolant d'après [Barfétý and Gidon, 1983]	102
II-49: Vue aérienne des plis de socle anténummulitique de la vallée de Champoléon (a) et de la vallée de la Selle (b). En haut: une coupe dans la vallée de Champoléon d'après [Aprahamian, 1988]. Les valeurs indiquent la cristallinité de l'illite, indicateur du métamorphisme (plus les valeurs sont faibles et plus le métamorphisme est important).	103
II-50: Synthèse de la déformation de la couverture lors du raccourcissement d'un demi-graben modifié d'après [Tricart and Lemoine, 1986].	104
II-51: Carte représentant les principaux chevauchements et écailles tectoniques reconnues sur le massif des Ecrins.	106
II-52: Cisaillements conjugués alpins de Belledonne au Grand-Châtelard d'après [Marquer et al., 2006]. Les linéations d'étirement sont E-W à ONO-ESE.	108
II-53: Zone de cisaillement de Ser Barbier d'après [Wibberley 1999, 2005]. Le diagramme de droite représente l'évolution géochimique de la zone de cisaillement; A: leucogranite sain; B: cataclasite; C: ultracataclasite; D: phyllonite; E: phyllonite très déformée.	109
II-54: [Bellahsen et al., 2012] interprètent les plis de socle comme la traduction d'un gradient de déformation au sein d'une zone de cisaillement dans le socle.	110
II-55: Carte des directions paléomagnétiques révélant les rotations Alpines d'après [Henry, 1992]	112
II-56: Synthèse des déclinaisons Paléomagnétiques des Alpes d'après [Heller et al., 1989]	113
II-57: Cartes cinématiques de Belledonne au massif des Ecrins.	114
II-58: Stéréogrammes des structures autour de la faille de Villard Notre Dame et cinématique des failles anté-Priabonienne du sud du massif des Ecrins.	115
II-59: Champs P-T des données de la couverture du massif des Ecrins.	117
II-60: Champs P-T des données du socle du massif des Ecrins.	119
II-61: Données traces de fission sur un transect altitudinale au Sud de la Grave d'après [Van Der Beek et al., 2010]	119
II-62: Répartition des âges Rb/Sr et K/Ar des biotites d'après [Demeulemeester et al., 1986]	121

II-63: Répartition des datations sur phengites réalisé par [Simon-Labric et al., 2009].	121
II-64: Données sur l'exhumation du massif des Ecrins.	122
II-65: Schéma conceptuel et cas de réactivation dans le massif des Ecrins. (A), (B1) et (B3) sont les styles de raccourcissement (se référer au texte).	126
II-66: Ages des déformations dans les Alpes Occidentales d'après [Agard et Lemoine, 2005].	127
II-67: Reconstruction de la collision Pyrénéo-Provençale à l'Eocène supérieure d'après [Lacombe et Jolivet, 2005]	129
II-68: Interprétation d'une structuration anté-nummullitique du massif des Ecrins d'après [Bravard et Gidon, 1979]	131
II-69: Déformations: chronologie du raccourcissement dans la zone externe autour du massif des Ecrins selon différents auteurs.	132
III-1: (a) Tectonostratigraphic map of the Alpine orogen, modified from [Schmid et al., 2004]; location of the studied area, in external zones of the Western Alps. (b) A cross-section from the Massif Central to the Pô plain modified after Deville et al. [1994] and Lardeaux et al. [2006]. In red: reverse faults; in purple: normal faults.	144
III-2: (next page) (a): Map of studied area from 1/50000 geological maps [Barfély and Debelmas, 1972; Barbier et al., 1973; Barfély and Barbier, 1977; Barfély and Pêcher, 1984 ; Debelmas et al., 1980; Barfély et al., 1988]. In red: the names of places cited in this work. In grey-black: names of Jurassic basins or basement blocks. Number in circle: location of stratigraphic sections in (b). (b): Stratigraphic sections modified from Roux et al. [1988]; Rudkiewicz [1988]; Philippe et al. [1998]. (c): Location of Jurassic normal faults modified from Barfély and Pêcher [1984] and Coward et al. [1991] and thickness of Jurassic (Liassic series).	146
III-3: Structural map with kinematic indicators compiled from Gratier et al. [1973]; Depardon [1979]; Gamond [1980]; Beach [1981a]; Gillcrist et al. [1987]; Coward et al. [1991]; Butler [1992]; Spencer [1992]; Burgisser et Ford [1998]; Aubourg et al. [1999]; Ceriani et al. [2001]; Calcagno et al. [2007]; Bellahsen et al. [2012].	150
III-4: (Next page) Col du Lac shear zone. (a): Top\left: location map. Top\right: 3D and aerial photograph viewed toward the south of the shear zone located below the Meije thrust plane. The photo-interpretation shows the Col du Lac main shear zone and the location of the out-crops described in (c). (b): Left: Close up of the boxed 3D view in (a). The photo-interpretation highlights the geometry of the Alpine shear zone, the Variscan foliation and the apparent basement-cover interface folding. Right: Structure of the Col du Lac "basement fold" modified from Depardon [1979]. (c): photo-interpretation of four outcrops located in (a), associated structural data in stereographic projections (lower hemisphere, equal area; Reverse shear planes in red and C'-type in blue) and schematic views of anastomosing relationship between shear planes. The shortening (z) and stretching (x) directions were deduced from the anastomosing shear plane relationship.	155
III-5: Col de Cluy and la Garde shear zones. (a): Map with basement and cover structural data. Arrows represent the transport direction. (b): 3D view of la Garde and Col de Cluy shear zones and associated <i>basement folds</i> . (c): Stereographic projection of basement structural data (schistosity and shear planes) (lower hemisphere, equal area). The mean value of the orientation represents the dip-slip direction.	157
III-6: (next page) Col de Cluy shear zone. (a): location map and aerial view of the Grandes Rousses massif and location of the field views. (b): photo-interpretation of the Col du Cluy shear zone; the shear planes (black) are anastomosing and mainly dip to 35° toward the East. (c): photo-interpretation of a part of the shear zone. The shear plane and foliation relationships indicate a transport direction toward the west. (d): Angle between shear planes and foliation with the strain gradient. (e): sample showing the relationships between reverse and normal shear zones and sketch showing how this relationships witnesses to flattening.	157
III-7: Plan du Lac shear zone. (a): views toward the SSW. Note the sub-vertical schistosity, the 35-45° east-dipping anastomosing shear planes. Associated zoom of the shear zone highlights the shear plane - foliation relationships: the transport direction is clearly toward the west. (b): views toward the SW. The shear zone and associated basement fold of la Coche half-graben. Note the pinched part of the cover (purple), which forms the la Coche peak and the folded shape of the basement-cover interface. (Xx): Left: schematic cross-section across the Plan du Lac basement fold. (Yy): cross-section with the Plan du lac shear zone and the moderately dipping normal fault of Lanchâtra. (c): Structural map of the Plan du Lac shear zone. Arrows represent the transport direction. Cross-section and landscape view are localized. (d) Associated structural data projected on stereographic view (lower hemisphere, equal area).	160
III-8: Deformation and strain gradient. (a) Sketches at different scales from field data of the relationship between shear zone and <i>basement fold</i> from Col de Cluy. (b) Conceptual view of the relationship between shear zones, anastomosed shear planes, strain gradient and <i>basement folds</i> . (c) The strain gradient induces an apparent 'tilting' of the Hercynian cleavage (which is rather sheared) as observed by Dumont et al. [2008] near la Garde. Down: The mineralogy evolves with the strain gradient (example from Plan du Lac). A strain free rock as gneiss composed by Feldspars, Quartz, ± Mica, ± Chlorite (1) is progressively phengitized and develops a mica-rich foliation (2) and is completely transformed into phyllonite (phengite, quartz) in high strain zone (3). The quartz grain size is reduced with the strain gradient increasing.	162

III-9: Composition of white micas: Inherited vs. Alpine minerals. <i>Top</i> : Example of inherited and newly crystallized white micas in moderately deformed sample from Plan du Lac. The fine grained white micas, mainly located in shear zone with dynamically reduced quartz, have a chemistry of phengite (in red). The well-crystallized white micas, mainly located in schistosity, have a chemistry of muscovite. This relationship is true for all analysed thin sections from the Plan du Lac shear zone. Inherited muscovite and newly formed phengite can be differentiating by their composition. <i>Down</i> : Microphotograph of high strain rocks and chemical measurements on white micas over the three shear zones described above. Note that the white micas from micaschist are poorly recrystallized. The initial feldspars rich-rocks as gneisses are completely transformed into phengite-quartz rocks (phylonite) in high strain zone.....	164
III-10: Stereographic projection plots (lower hemisphere, equal area) of reverse shear planes (red), reverse faults (blue) and alpine schistosity (black) from basement of the Ecrins massif and map view of the main orientation of reverse shear planes in the Ecrins massif (red: in basement; black: in cover). The color haloes correspond to the density of points and was calculated by the software. Arrows represent the transport direction.	166
III-11: (a): Stereographic projection (lower hemisphere, equal area) of conjugate strike-slip faults. Tension (blue) and Pressure (red) domains and stress\strain axes were calculated with T-Tecto v.3. (b): The stress axes are represented on stereographic projection (lower hemisphere, equal area). (c): Map view of shortening direction compatible with a N-S shortening (left) and with E-W to NE-SW shortening (right).	167
III-12: Basement quartz vein orientations, structural map and cross-section of cover. (a): Quartz vein orientations from geological maps [Barféty and Debelmas, 1972; Barbier et al., 1973; Barféty and Barbier, 1977; Barféty and P�cher, 1984 ; Debelmas et al., 1980; Barféty te al., 1988] and from Plan du Lac. The orientations of veins are compatible with an E-W shortening. (b): Stretching lineation and schistosity of cover from our study. (c): Cross-section along the ECM showing the attitude of stratification and foliation in cover and of shear planes and foliation in basement, modify from Bellahsen et al. [2012]. Note the change in schistosity dip toward the Penninic Frontal Thrust.	169
III-13: Restored cross-sections. The amount of horizontal shortening is calculated between the black circles. See text for explication.	172
III-14: Restored cross-sections to the whole external zone. See text for explication.	174
III-15: Location of shortening structures: In red: the shear zone network; in black: thrust planes. The observed shear zones correspond to the shear zones observed in this study or by Bellahsen et al. (2012) or to the Alpine mylonite, blastomylonite or phylonite described by Bartoli et al. (1974), Gasquet (1979), Debelmas et al. (1980), Barféty and P�cher (1984), Barféty et al. (1988) and Wibberley et al. (1999, 2005). The probable shear zones correspond to the zones where basement-cover interface present an apparent folding.	177
III-16: Synthesis of different published interpretations of the kinematic evolution related to specific areas, time intervals and rock sequences.	180
III-17: (a): Reactivated (as strike-slip in green (dextral) and purple (sinistral)) and not reactivated (black) faults, compatible with a N-S shortening (left) and E-W shortening (right) (modified from Gidon [1965]; Bartoli et al. [1974]; Vialon [1974]; Gidon et Pairis [1976]; Bravard et Gidon [1979]; Ricou et Siddans [1986]; Ford [1996]; Wibberley [1997]; Burgisser et Ford [1998]; Ceriani et al. [2001]; Calcagno et al. [2007]; Simon-Labric et al. [2009]). (b): Map of cleavage, normal fault orientations and shortening directions from veins and conjugate strike-slip faults. (c): Map of strike-slip motion, main transport direction and main shortening structures.	181
III-18: Synthetical map of the Oligocene strain pattern of the Western Alps synthesized from Ricou and Siddans (1986), Burgisser and Ford (1998), Lickorish and Ford (1998), Ceriani et al. (2001), Simon-Labric et al. (2009), Sanchez et al. (2011) and our own results.	182
III-19: Déformation au NE du bassin d'Emparis: des plis droits E-W, des plis en éventail vers le Sud et importance des gypses. En haut: vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques. Remarquez l'importance des gypses.	194
III-20: Coupes à travers le bassin d'Emparis et de Bourg d'Oisans avec deux possibilités d'interprétation des structures profondes. La coupe de l'Hypothèse 2 a été restaurée entre les deux cercles noirs selon la méthode décrite dans [Bellahsen et al. 2012].	195
III-21: Une schistosité tardive, frustre (en vert), recoupe la schistosité principale (en orange), comme c'est le cas pour l'affleurement d'Aalénien présenté avec son st�r�eogramme ci-dessus (45.041630�-6.356256�).	198
III-22 (page suivante): Comportement de la couverture dans un demi-graben plissé: observations de terrain sur le demi-graben de Mizoën-Chambon. Voir le texte pour la description.	200
III-23: Schéma représentant le comportement des demi-grabens lors de leur raccourcissement.	202
III-24: Géométrie des couvertures expulsées. En haut géométrie de la couverture du bassin d'Emparis. En bas à gauche: expérimentation analogique du raccourcissement d'un graben d'après [Parien et al., 2005]. Remarquez que les failles normales ne sont pas réactivées et que la couverture expulsé présente une forme anticlinale. En bas à droite: Nappes	

helvétiques et déformation interne d'après [Ramsay and Huber, 1983]. Remarquez la géométrie anticlinale de la nappe de Morcles ainsi que l'intense déformation qui caractérise son flanc inverse.....	203
III-25: Deux affleurements montrant des zones de cisaillement haut-vers-l'ouest (en haut) et haut-vers-l'Est (en bas). En haut, l'affleurement est localisé non loin du chevauchement de Meije-Olan. Le zoom montre l'intense feuilletage que peu subir la roche dans les zones les plus déformées. En bas, l'affleurement montre l'existence de rétrocisaillement au sein du massif, probablement associé à des zones de cisaillement vers l'ouest. Sur les stéréogrammes ont été figuré en rouge les cisaillements inverses, en vert les cisaillements dextres et en violet les cisaillements sénestres.	205
III-26: Exemple de zone de cisaillement. En haut: zone de cisaillement dans le granite de la Bérarde et projection stéréographique des données structurales. Cette zone est formée de plans de cisaillement localisés et espacés de plusieurs mètres. A droite un zoom sur ces plan de cisaillement qui révèle une déformation pénétrative sur moins de 5cm. Le schéma synthétise les données de l'affleurement: des bandes de cisaillement à pendage Est modéré avec quelques bandes conjugués à pendage Ouest assez raide; entre ces bandes le granite est découpé par les décrochements conjugués. En bas: vue linéaire du flanc sud de l'Aiguille des Marmes indiquant une potentielle zone de cisaillement vers l'Ouest.	207
III-27: (a) localisation of the studied area in the Western Alps; (b) cross-section along the Alps close to the 45th parallel modified from [Bellanger et al., 2013].	213
III-28: Structural map of the studied area modified from [Bellanger et al., 2013] with the localization of the analyzed shear zones and samples.....	217
III-29: Incremental scale of the strain pattern from (a) the kilometer view: a cross-section along the Ecrins massif (Pelvoux and Rochail massifs) from the Penninic Frontal Thrust (PFT) to La Mure massif. Note the shear zones distribution and the nappes stacking development to the east (La Meije and Combeynot thrust sheet) which highlight a eastward strain increasing; (b) a hectometer to meter view: a photograph of a part of the Plan du Lac shear zone in the Vénéon Valley. Note the anastomosed relationships of the shear planes, the folded shape of the basement-cover interface and the pinched part of Mesozoic cover. The sketch represent the macroscopic features of the deformation from mylonite to phyllonite: the S-type foliation, the C-type foliation and the C'-type foliation. (c) Thin-section view of the features of the deformation from Protomylonite to Phyllonite. Note the increasing of the phengite content with the strain increase.	220
III-30: Results from the Raman Spectrometry of Carbonaceous Material. (a) mapping of the T_{max} results and deduced isotherm. The isotherm shape was drawn from interpolated map and from the distribution of the Illite crystallinity; (b) map of the Illite crystallinity modify from [Aprahamian, 1974; Bartier et al., 1974]. (c) Tmax distribution from the west of the Belledonne massif to the Penninic Frontal Thrust in map view and cross-section view. The two diagrams represent the T_{max} data following their longitude and their altitude. Data represented in thin color to the east of the Penninic Frontal Thrust come from [Beysac et al., 2002b; Gabalda et al., 2009; Lanari et al., 2012; Plunder et al., 2012].....	226
III-31: Thermal gradient highlight by the RSCM mapping. (A) Distribution of the T_{max} to the west of the Belledonne massif from RSCM (circle) and the vitrinite reflectance results (star; data from [Deville and Sassi, 2006] transformed into temperature using equation proposed in [Allen and Allen, 2005]). On the map, the tectonic contacts are highlight by the T_{max} distribution. The distribution of the T_{max} in the sedimentary pile is consistent with a geothermal gradient close to $30-50^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. (B) Distribution of the T_{max} close to the Lautaret and Galibier passes according to the tectonic pile and geological map and cross-section. The structural data come from [Depardon, 1979; Beach, 1981a, 1982; Ceriani et al., 2001; Bellanger, 2013]. Note that the distribution of the T_{max} in the tectonic pile is consistent with a geothermal gradient close to $20^{\circ}\text{C.km}^{-1}$	228
III-32: (a) Chlorites compositions in XMg/Si diagram and Clinocllore/Amesite/Sudoite ternary plot. (b) Temperature and XFe^{3+} estimates from Chlorite composition using the thermodynamic approach of [Vidal et al., 2001, 2005, 2006]. Note how, for the four samples from cover, the linear regression from the relationships between $T^{\circ}\text{C}$ versus XFe^{3+} intersect the abscise (for $\text{XFe}^{3+}=0$) close to the RSCM results. It appears that the chlorite probably record the cooling path.....	230
III-33: (next page) White micas composition, habits and microstructural position. To the first order, the fine grain white mica, present in C-type and S-type foliation, have a composition of phengite whereas the well-crystallized white micas, present in the S-type foliation, have a composition of muscovite (as on the microphotograph B and C). The microphotograph A show well crystallized white micas which have a cleavage parallel to the S-type foliation and other which have a cleavage perpendicular to the S-type foliation: the first one have a composition of phengite whereas the second one have a composition of muscovite. ..	232
III-34: White micas composition in function to their structural position, their habits and their shear zones in Si/Na diagram and Muscovite/Celadonite/Pyrophyllite ternary plot. Note the trend of composition between inherited muscovites and syn-kinematics phengites for the Combeynot and Col de Cluy samples. Note also the increasing of pyrophyllitique substitution toward the eastward shear zones.	234
III-35: Relationship between the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios (to the left) and between the $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and the apparent ages (to the right) for each analyzed samples.	236

III-36 (next page): Apparent ages obtain with the in-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. The first graph represent all the apparent ages. The second graph represent the distribution of apparent ages of the syn-kinematic phengites as well as the timing of foreland sedimentary deposit from [Mulder et al., 2010].	238
III-37: Dated chips and localisation of the syn-kinematics phengites and of the partially rebalanced muscovites.....	240
III-38: Pressure-Temperature and Temperature-deformation-time domains from some features of the Ecrins massif. The P-T data come from [Gratier et al., 1973; Bernard, 1978] and reference therein (Thermo-barometry from fluids inclusions and paragenesis from cover and basement veins), [Jullien and Goffé, 1993] (paragenesis from the cover of Emparis basin), [Crouzet et al., 1999] (thermopaleomagnetism from the Bourg d'Oisans basin), [Ceriani et al., 2003] (Zircon fission track and Kübler index and b-cell dimension of white mica fom the Nummulitic cover of the Cheval noir unit), this study (RSCM from Mesozoic and Nummulitic cover). The T-d-t data come from (1) [Nziengui, 1993]; (2) [Jullien and Goffé, 1993]; (3) this study; (4) [Crouzet et al., 1999]; (5) [Ménard and Rochette, 1992]; (6) [Crouzet et al., 2001]; (7) [van der Beek et al., 2010]; (8) [Sabü, 1995; van der Beek et al., 2010; Beucher et al., 2012].	243
III-39: (next page) Synthesis of the temporal constrain for the External zone and for the Western Alps close to the 45th parallel. (1) [Riche and Tremolieres, 1987] (2) [Clauzon, 1990] (3) [Philippe et al., 1998] (4) [Du Fornel et al., 2004] (5) [Mulder et al., 2010] (6) [Féraud et al., 1995] (7) [Marignac et al., 1997] (8) [Gasquet et al., 2010] (9) [Simon-Labric et al., 2009] (a: Combeynot sinistral strike-slip shear zone; b: Pelvoux dextral strike-slip s.z.; c: Ailefroide dextral strike-slip s.z.); (10) this study; (11) [Nziengui, 1993] (12) [Crouzet et al., 1999, 2001] (13) [van der Beek et al., 2010] (14) [Sabü, 1995; van der Beek et al., 2010; Beucher et al., 2012] (15-16) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (17) [Ceriani and Schmid, 2004] (18) [Ceriani et al., 2003; Fügenschuh and Schmid, 2003] (19) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (20) [Féraud et al., 1995] (21) [Corsini et al., 2004] (22) [Sanchez et al., 2011a] (23) [Bigot-Cormier et al., 2000] (24) [Bigot-Cormier et al., 2000; Bogdanoff et al., 2000; Sanchez et al., 2011b] (25) [Pffner, 1992] (26) [Ruffini et al., 1997] (27-29) [Leutwein et al., 1970] (30) [Marshall et al., 1998b] (31) [Crespo-Blanc et al., 1995] (32) [Kirschner et al., 1996] (33-34) [Rolland et al., 2008] (35) [Krummenacher and Evernden, 1960] (36) [Leutwein et al., 1970] (37-40) [Leloup et al., 2005] (41) [Baggio et al., 1967] (42-43) [Seward and Mancktelow, 1994; Leloup et al., 2005] (44-45) [Fügenschuh and Schmid, 2003] (46) [Freeman et al., 1998] (47) [Beucher, 2009] (48-49) [Fügenschuh and Schmid, 2003; Tricart et al., 2007] (50) [Ellenberger, 1958] (51) [Ganne, 2003] (52) [Gerber, 2008] (53) [Malusà et al., 2005] (54-56) [Ganne, 2003] (57-61) [Gerber, 2008] (62) [Strzeczynski et al., 2012] (63) [Freeman et al., 1997] (64) [Agard et al., 2002] (65) [Duchêne et al., 1997] (66) [Rubatto and Hermann, 2003] (67) [Monié and Philippot, 1989] (68-69) [Cliff et al., 1998] (70-71) [Schwartz et al., 2007; Tricart et al., 2007; Beucher, 2009] (72) [Agard et al., 2002] (73) [Duchêne et al., 1997] (74) [Gebauer et al., 1997] (75) [Rubatto and Hermann, 2001] (76 et 78) [Tilton et al., 1991] (77) [Scaillet et al., 1992] (79) [Gebauer et al., 1997] (80) [Beucher et al., 2012] (81 et 83) [Chopin and Maluski, 1980] (82) [Ganne, 2003] (84) [Meffan-Main et al., 2004] (85-86) [Hurford and Hunziker, 1989; Hurford et al., 1991]	251
III-40: (next page) Lithospheric reconstruction of the Alps along a cross-section close to the 45th parallel. See text for discussion.....	253
IV-1: Influence des phyllonites sur l'enveloppe rhéologique de la croûte dans différents contextes d'après [Niemeijer and Spiers, 2005].....	281
IV-2: Répartition spatio-temporelle des témoins de la déformation dans le massif des Ecrins d'après nos résultats (zones de cisaillement inverses), ceux de [Simon-Labric et al., 2009] (zones de cisaillement décrochantes) et ceux de [Marignac et al., 1997; Gasquet et al., 2010] (Fentes Alpines).....	289
IV-3: Age du toit des Marnes Bleues d'après [Du Fornel et al., 2004].	294
IV-4: Cartographie des côtes du bassin d'avant Pays et son évolution dans le temps d'après [Ford et al., 2006].....	294
IV-5: Reconstitution de la situation des bassins du Sud de la France au Rupélien d'après [Joseph et Lomas, 2004]. ..	295
IV-6: Paléogéographie au Rupélien d'après [Sinclair, 1997b].....	297
IV-7: Synthèse des datations du magmatisme Alpin d'après [Von Blanckburg et Davies, 1995].....	298
IV-8: Chronologie de la déformation issue des datations radiochronologiques dans les Alpes Occidentales (Fig. II-39). Sur la dernière figure (16-0Ma), les traits gris représentent la direction des axes de compression déduits des mécanismes au foyer des séismes [Delacou, 2004].	301
IV-9: En haut: synthèse des âges du métamorphisme dans les Alpes Occidentales. En bas: synthèse des chemins P-T-t du métamorphisme de HP dans les Alpes d'après [Berger et Bousquet, 2008].....	304
IV-10: Carte des âges moyens de l'exhumation (en haut). Le graphique (en bas) présente l'évolution en profondeur et dans le temps de la topographie actuelle du trait de coupe figuré sur la carte. Ce graphique est en partie repris (de l'Arc à l'Isère) des travaux de [Fügenschuh and Schmid, 2003].	305
IV-11: Déformations Rupéliennes des Alpes Occidentales. En vert: zones transpressives dextres; en violet: zones transpressives sénestres.....	307
IV-12: Géométrie simplifiée de la transition Alpes-Appenin à l'Oligocène inférieur	308

V-1: Les écaillés de Dora Maira d'après [Henry et al., 1993]. SP: Sanfront-Pinerolo; BC: complexe de socle de Dora Maira composé des écaillés I, II et III; DB: bande d'ophiolite; DS: Dronero-Sampeyre.....	318
V-2: (page précédente) Reconstitution de la mise en place des nappes Briançonnaises des Alpes Ligures d'après [Seno et al., 2005b] le long d'une coupe NE-SO. Noter la mise en place en condition superficielle. Selon ces auteurs, les nappes de flysch recouvre le contact chevauchant du Briançonnais externe (Lower nappes sur la figures) sur le domaine Dauphinois. Néanmoins, deux zones de cisaillement transpressives sénestres, postérieur à la mise en place des nappes de flysch à Helminthoïde ont récemment été documentée entre ces deux blocs [Piana et al., 2009].	323
V-3: Evolution des nappes Briançonnaises à l'est des nappes de l'Embrunais-Ubaye d'après [Michard et al., 2004]. Remarquer le fort pendage de la subduction contrairement à ce que suggèrent les reconstructions au niveau des Alpes Ligure.	323
V-4: Coupe E-W au Nord du Grand Chatelard à travers le Front Pennique [Ceriani and Schmid, 2004]	325
V-5: Synthèse des données disponibles pour les traces de fission sur Apatite (a) et Zircon (b) d'après [Vernon et al., 2008].	326
V-6: La formation des Alpes Occidentales vue par [Argand, 1916]	327
V-7: (A) dynamique de prismes d'accrétions pour différentes géométries de la plaque supérieure d'après [Platt, 1993] (B) dynamique d'un prisme d'accrétion ou d'un chenal de subduction, exhumation des roches et chemin P-T associé d'après [Platt, 1993; Agard et al., 2009]. (C) chemin P-T-d des unités du Sud des Alpes Occidentales d'après [Agard and Lemoine, 2003].	331
V-8: Essai de reconstitution de la dynamique d'exhumation des unités internes dans un canal de subduction épais le long du profil ECORS-CROP d'après [Ganne et al., 2006]. ICM: massifs cristallins internes, IB: Briançonnais interne; EB: Briançonnais externe.	333
V-9: (A) Résultat d'une modélisation analogique figurant l'exhumation d'une écaille crustale caractérisé par une faille normale sur sa bordure interne et une faille inverse sur sa bordure externe. D'après [Chemenda et al., 1995]; (B) Mécanismes d'exhumation d'écaillés de croûte supérieure ductile par découplage proposé pour les Alpes par [Escher and Beaumont, 1997].	335
V-10: Géométrie des slabs méditerranéen dans l'asthénosphère d'après les données de tomographie d'après [Spakman & Wortel, 2004].	336
V-11: Modèles des flux asthénosphériques de la méditerranée. (A) Modèles expliquant le flux toroidale autour des Alpes Occidentales d'après [Barruol et al., 2011]: (a) due au retrait de la plaque plongeante; (b) due à la déchirure du slab; (c) due aux flux mantellique induit par le retrait du slab des Apennins. (B) Evolution lithosphérique de la méditerranée d'après [Vignaroli et al., 2008a]; (C) Evolution lithosphérique du rifting ouest européen en lien avec la subduction d'après [Merle and Michon, 2001]: (a) la traction du slab induit un étirement de la lithosphère couplé à un volcanisme éparpillé; (b) dans un second temps le plongement du slab induit un flux asthénosphérique qui conduit au développement d'une plume asthénosphérique qui accentue l'étirement lithosphérique et le magmatisme.	337
V-12: Echelle des temps géologique du Paléozoïque.	340
V-13: Minéraux du métamorphisme pré-Mésozoïque de Belledonne au Combeynot sur fond de carte géologique au 1/250000 publié par le BRGM. En bleu: cyanite; en marron: staurotide; en blanc: sillimanite; en violet: cordiérite. D'après [Barfély and Debelmas, 1972; Barfély and Pêcher, 1984].....	341
V-14: Protolithes anté-Dévonien d'après [Guillot et al. 2009]	341
V-15: Roches Dévono-Dinantienne d'après [Guillot et al. 2009]. RBE: contact tectonique de Rivière Belle étoile.	342
V-16: Roches et contact tectonique datant du Carbonifère supérieure d'après [Guillot et al. 2009].	344
V-17: Vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques du BRGM et des failles normales certaines ou très probables reportés sur la figure I-52.	350
V-18: Vue aérienne (Google Earth) et vue aérienne avec superposition des cartes géologiques du BRGM et des failles normales certaines ou très probables reportés sur la figure I-52.	351
V-19: Chevauchement de la Garde-Huez interprété comme une réactivation de la foliation Varisque par [Dumont et al., 2008]. Remarquez l'incurvation de cette foliation à l'approche du flanc inverse.....	358
V-20: Schéma structurale du linéament Meije-Muzelle d'après [Bartoli et al., 1974].	360
V-21: Schéma structurale du massif des Ecrins d'après [Barfély et Pêcher, 1984] interprétant les chevauchement du Roselend, de la Meije, du Plat de la Selle, d'Olan, du Sirac, de Méollion et de Soleil-Boeuf comme une même structure.	361
V-22: Flanc inverse au front Nord du Combeynot.	364
V-23: Géologie entre le Pré de Madame Carle et l'Yret. A gauche: cartes géologiques et données structurales de la zone d'après [Trullenque, 2005; Trullenque et al., 2006]. A droite: vue aérienne (Google Earth) et géologique.	366
V-24: Extension de la nappe de Peyron des Claux d'après [Dumont et al., 2011].	367
V-25: Carte structurale du massif du Rochail et du bassin de Bourg d'Oisans d'après [Barfély et Gidon, 1983]. FV: faille du Vet; FLV: failles du Lac du Vallon; CV: chevauchement de Saint-Barbier/Lauvitel/Valsenestre; CR: chevauchement du Rochail; CC: chevauchement de la Chave; CCB: chevauchements de Côte Belle (Villard Notre Dame).	368

V-26: Cartographie du Chevauchement de l'Armet d'après [Barfety et Gidon, 1990]. 369

VII. Références

- Agard, P., and M. Lemoine (2003), *Visages des Alpes*: structure et évolution géodynamique, Commission de la carte géologique du monde.
- Agard, P., and M. Lemoine (2005), *Faces of the Alps: structure & geodynamic evolution*, Commission for the geological map of the World.
- Agard, P., L. Jolivet, and B. Goffe (2001), Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(5), 617-636, doi:10.2113/172.5.617.
- Agard, P., P. Monié, L. Jolivet, and B. Goffé (2002), Exhumation of the Schistes Lustrés complex: in situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps, *Journal of Metamorphic Geology*, 20(6), 599-618, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00391.x.
- Agard, P., P. Yamato, L. Jolivet, and E. Burov (2009), Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms, *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 53-79, doi:10.1016/j.earscirev.2008.11.002.
- Amato, J. M., C. M. Johnson, L. P. Baumgartner, and B. L. Beard (1999), Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision SmNd and RbSr geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 425-438, doi:10.1016/S0012-821X(99)00161-2.
- Apps, G., F. Peel, and T. Elliott (2004), The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin, , 65-96.
- Aprahamian, J. (1974), La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins), *Géologie Alpine*, 50, 5-15.
- Aprahamian, J. (1988), Mapping of low to very low-grade metamorphism in the External Zone of the French Alps by use of illite crystallinity index., , 25-32.
- Argand, E. (1916), Sur l'arc des Alpes Occidentales., *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 14, 145-191.
- Arnaud, H. (1975), Geological map and explanatory text of the sheet n°795 "Romans-sur-isère,"
- Avanzini, M., and L. Cavin (2009), A new Isochrotherium trackway from the Triassic of Vieux Emosson, SW Switzerland: stratigraphic implications, *Swiss Journal of Geosciences*, 102(2), 353-361.
- Baccheschi, P., L. Margheriti, and M. S. Steckler (2007), Seismic anisotropy reveals focused mantle flow around the Calabrian slab (Southern Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 34(5), n/a-n/a, doi:10.1029/2006GL028899.
- Baccheschi, P., L. Margheriti, and M. S. Steckler (2008), SKS splitting in Southern Italy: Anisotropy variations in a fragmented subduction zone, *Tectonophysics*, 462(1-4), 49-67, doi:10.1016/j.tecto.2007.10.014.
- Baggio, P., G. Ferrara, and R. Malaroda (1967), Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel, *Boll. Soc. Geol. Ital*, 86, 193-212.
- Ballèvre, M., Y. Lagabrielle, and O. Merle (1990), Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps, *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 227-236.

- Barbier, R. (1948), *Les Zones Ultradauphinoise et Subbrannçonnaise entre l'Arc et l'Isère*, Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique détaillé de la France.
- Barbier, R. (1956), L'importance de la tectonique anténummulitique dans la zone ultradauphinoise au nord du Pelvoux: la chaîne Arvinche, *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 355-370.
- Barbier, R. (1963), La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux, , 239-246.
- Barbier, R., J.-C. Barfély, A. Bocquet, P. Bordet, P. Le Fort, J. Meloux, R. Mousterde, A. Pécher, and M. Petiteville (1973), Geological map and explanatory text of the sheet n°798 "La Grave,"
- Barbieri, C., B. Carrapa, A. Di Giulio, J. Wijbrans, and G. Murrell (2003), Provenance of Oligocene synorogenic sediments of the Ligurian Alps (NW Italy): inferences on belt age and cooling history, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 92(5), 758-778, doi:10.1007/s00531-003-0351-x.
- Barfély, J., M. Gidon, J. Haudour, and J. Sarrot-Reynaud (1970a), Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale, *Trav. Lab. Géol Grenoble*, 46, 5, 46, 5-16.
- Barfély, J., M. Gidon, M. Lemoine, and R. Mousterde (1979), Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du Col d'Ornon, *CR Acad. Sc. Paris*, 289, série D, 1207-1210.
- Barfély, J. C., and J. Debelmas (1972), Geological map and explanatory text of the sheet n°797 "Vizille,"
- Barfély, J. C., and M. Gidon (1980), Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Venosc, Isère), *Bulletin du BRGM*, 11-20.
- Barfély, J. C., and M. Gidon (1990), La tectonique alpine du massif cristallin du Taillefer (Alpes occidentales françaises): découverte de chevauchements vers le Nord, *Géologie alpine*, 66, 1-9.
- Barfély, J. C., and A. Pécher (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°822 "St Christophe en Oisans,"
- Barfély, J. C., J. Blaise, J.-C. Fourneaux, and J. Méloux (1984), Geological map and explanatory text of the sheet n°750 "La Rochette,"
- Barfély, J. C., G. Montjuvent, A. Pécher, and F. Carme (1988), Geological map and explanatory text of the sheet n°821 "La Mure,"
- Barfély, J.-C., and R. Barbier (1977), Geological map and explanatory text of the sheet n°774 "Saint Jean de Maurienne,"
- Barfély, J.-C., and M. Gidon (1983), La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques, , 5-32.
- Barfély, J.-C., and M. Gidon (1984), Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile: Le Lias du versant est du massif du Taillefer (Zone dauphinoise, Alpes occidentales), *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 25(4), 267-276.
- Barfély, J.-C., M. Gidon, and R. Mousterde (1970b), Observations stratigraphiques et structurales sur le Mézozoïque des environs de Bourg-d'Oisans (Isère), , 23-28.
- Barfély, J.-C., J. Debelmas, and R. Mousterde (1972), Caractères stratigraphiques, paléontologiques

- et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère), *Géologie Alpine*, 48, 61–86.
- Barfély, J.-C., M. Lemoine, P.-C. de Graciansky, P. Tricart, and D. Mercier (1995), Geological map and explanatory text of the sheet n°823 “Briançon,”
- Barfély, J.-C., M. Gidon, R. Ménot, and F. Debon (2002), Geological map and explanatory text of the sheet n°773 “Domène,”
- Barlier, J., J.-P. Ragot, and J.-C. Touray (1974), L'évolution des Terres noires subalpine méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées., *Bulletin du BRGM*, 2(6), 533–548.
- Barruol, G., A. Deschamps, and O. Coutant (2004), Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates Neogene asthenospheric flow induced by Apenninic slab roll-back and deflected by the deep Alpine roots, *Tectonophysics*, 394(1–2), 125–138, doi:10.1016/j.tecto.2004.08.002.
- Barruol, G., M. Bonnin, H. Pedersen, G. H. R. Bokermann, and C. Tiberi (2011), Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision: The Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3–4), 429–438, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.040.
- Bartoli, F. (1973), Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux)-Alpes françaises, Univ. Grenoble, France.
- Bartoli, F., A. Pêcher, and P. Vialon (1974), Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie Nord du Haut-Dauphiné cristallin), , 17–26.
- Bas, T. (1988), Rifting liasique dans la marge passive tethysienne; le haut-fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales), *Bulletin de la Société géologique de France*, 4(5), 717–723.
- Bayer, A. A. (1982), Untersuchungen im Habkern-Melange (“ Wildflysch”) zwischen Aare und Rhein,
- Le Bayon, B., P. Pitra, M. Ballèvre, and M. Bohn (2006), Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps), *Journal of Metamorphic Geology*, 24(6), 477–496, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00649.x.
- Beach, A. (1981a), Some observations on the development of thrust faults in the Ultradaphinois Zone, French Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 9, 329–334, doi:10.1144/GSL.SP.1981.009.01.29.
- Beach, A. (1981b), Thrust structures in the eastern Dauphinois Zone (French-Alps), north of the Pelvoux Massif, *Journal of Structural Geology*, 3(3), 299–308.
- Beach, A. (1981c), Thrust tectonics and cover-basement relations on the northern margin of the Pelvoux massif, French Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 74(2), 471–479.
- Beach, A. (1982), Strain analysis in a cover thrust zone, external French Alps, *Tectonophysics*, 88(3–4), 333–346, doi:10.1016/0040-1951(82)90245-1.
- Van der Beek, P. A., P. G. Valla, F. Herman, J. Braun, C. Persano, K. J. Dobson, and E. Labrin (2010), Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - II: Application to the French Western Alps, , 9–22.
- Bellahsen, N., L. Jolivet, O. Lacombe, M. Bellanger, A. Boutoux, S. Garcia, F.

- Mouthereau, L. Le Pourhiet, and C. Gumiaux (2012), Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology, *Tectonophysics*, 560–561(0), 62–83, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022.
- Berger, A., and R. Bousquet (2008), Subduction-related metamorphism in the Alps: review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences, *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 117–144, doi:10.1144/SP298.7.
- Bernard, D. (1978), Microthermometrie des inclusions fluides de cristaux syn-cinematiques. Application à la couverture sedimentaire du Nord Pelvoux., Univ. Grenoble, France.
- Beucher, R. (2009), Évolution Néogène de l'Arc Alpin sud-occidental. Approches sismotectonique et thermochronologique, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Beucher, R., P. van der Beek, J. Braun, and G. E. Batt (2012), Exhumation and relief development in the Pelvoux and Dora-Maira massifs (western Alps) assessed by spectral analysis and inversion of thermochronological age transects, *J. Geophys. Res.*, 117(F3), n/a–n/a, doi:10.1029/2011JF002240.
- Beysac, O., B. Goffé, C. Chopin, and J. N. Rouzaud (2002), Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer, *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871, doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x.
- Beysac, O., M. Simoes, J. P. Avouac, K. A. Farley, Y.-G. Chen, Y.-C. Chan, and B. Goffé (2007), Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan, *Tectonics*, 26(6), n/a–n/a, doi:10.1029/2006TC002064.
- Bigot-Cormier, F., G. Poupeau, and M. Sosson (2000), Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 330(5), 363–370, doi:10.1016/S1251-8050(00)00127-0.
- Bistacchi, A., and M. Massironi (2000), Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach, *Tectonophysics*, 327(3–4), 267–292, doi:10.1016/S0040-1951(00)00206-7.
- Von Blanckenburg, F., and J. H. Davies (1995), Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps, *Tectonics*, 14(1), 120–131, doi:10.1029/94TC02051.
- Bogdanoff, S., R. Menot, and G. Vivier (1991), Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque, *Sci. géol. Bull*, 44, 237–285.
- Bogdanoff, S., A. Michard, M. Mansour, and G. Poupeau (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(3), 117–125, doi:10.1046/j.1365-3121.2000.123281.x.
- Boullier, A.-M. (1999), Fluid inclusions: tectonic indicators, *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1229–1235, doi:10.1016/S0191-8141(99)00039-5.
- Bourgeois, O., M. Ford, M. Diraison, C. L. C. de Veslud, M. Gerbault, R. Pik, N. Ruby, and S. Bonnet (2007), Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland, *International Journal of Earth Sciences*, 96(6), 1003–1031, doi:10.1007/s00531-007-0202-2.

- Bousquet, R., R. Oberhaensli, B. Goffe, M. Wiederkehr, F. Koller, S. M. Schmid, R. Schuster, M. Engi, A. Berger, and G. Martinotti (2008), Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps, edited by S. Siegesmund, B. Fugenschuh, and N. Froitzheim, pp. 393–411.
- Boussac, J. (1912), *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin*, Mémoire servant à la carte géologique de la France, Imprimerie nationale.
- Boyet, M., H. Lapierre, M. Tardy, D. Bosch, and R. Maury (2001), Nature des sources des composants andésitiques des Gres du Champsaur et des Gres de Taveyannaz; implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paleogene, *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(4), 487–501.
- Bravard, C. (1982), Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret, *Géologie Alpine*, 58, 5–13.
- Bravard, C., and M. Gidon (1979), La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux: Observations et interprétations nouvelles, , 23–33.
- BRGM (1968), Geological map and explanatory text of the sheet n°819 "Charpey,"
- Brun, J.-P., and C. Faccenna (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1–2), 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.038.
- Bucher, S., S. M. Schmid, R. Bousquet, and B. Fugenschuh (2003), Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting?, *Terra Nova*, 15(2), 109–117, doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00470.x.
- Buontempo, L., G. H. R. Bokermann, G. Barruol, and J. Morales (2008), Seismic anisotropy beneath southern Iberia from SKS splitting, *Earth and Planetary Science Letters*, 273(3–4), 237–250, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.024.
- Burg, J.-P., D. Sokoutis, and M. Bonini (2002), Model-inspired interpretation of seismic structures in the Central Alps: Crustal wedging and buckling at mature stage of collision, *Geology*, 30(7), 643–646, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0643:MIOSS>2.0.CO;2.
- Burgisser, J., and M. Ford (1998), Overthrust shear deformation of a foreland basin; structural studies southeast of the Pelvoux massif, SE France, , 1455–1475.
- Burkhard, M., and A. Sommaruga (1998), Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt, *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 279–298, doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.13.
- Burov, E., L. Jolivet, L. Le Pourhiet, and A. Poliakov (2001), A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts, *Tectonophysics*, 342(1–2), 113–136, doi:10.1016/S0040-1951(01)00158-5.
- Bussy, F., J. Hernandez, and J. Von Raumer (2001), Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, Western Alps), *Special paper-Geological Society of America*, (350), 221–233.
- Butler, R., and W. McCaffrey (2004), Nature of thrust zones in deep water sand-shale sequences: outcrop examples from the

- Champsaur sandstones of SE France, *Marine and petroleum geology*, 21(7), 911–921.
- Butler, R. W. H. (1989), The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105–122, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07.
- Butler, R. W. H. (1992), Thrust zone kinematics in a basement cover imbricate stack - Eastern Pelvoux Massif, French Alps, , 29–40.
- Butler, R. W. H., and S. Freeman (1996), Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps, *Journal of Structural Geology*, 18(7), 909–923, doi:10.1016/0191-8141(96)00005-3.
- Butler, R. W. H., S. J. Matthews, and M. Parish (1986), The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogen, *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 245–260, doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.14.
- Butler, R. W. H., E. Tavarnelli, and M. Grasso (2006), Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective, , 1893–1908.
- Caby, R. (1973), Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implications pour la genèse de la chaîne alpine, , 624–634.
- Calcagno, P., J. Lizarre, G. Courrioux, and P. Ledru (2007), 3D geometric modelling of an external orogenic domain: a case history from the western Alps (massif de Morges, Pelvoux), , 263–274.
- Cannic, S., H. Lapiere, U. Schärer, P. Monié, L. Briquieu, and C. Basile (1998), Origin of hercynian magmatism in the French Western Alps: geochemical and geochronological constraints, *Min. Mag.*, 62A, 274–275.
- Carme, F., and C. Pin (1987), Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(19), 1177–1181.
- Cathelineau, M., M. C. Boiron, P. Holliger, and B. Poty (1990), Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn/W ore deposition and geodynamic events — mineralogical and U/Pb data, , 59–79.
- Centi-Tok, B., J. R. Darling, Y. Rolland, B. Dhuime, and C. D. Storey (2013), Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif, *Terra Nova*, n/a–n/a, doi:10.1111/ter.12066.
- Ceriani, S., and S. M. Schmid (2004), From n-s collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France), , 347–369.
- Ceriani, S., B. Fugenschuh, and S. M. Schmid (2001), Multi-stage thrusting at the “Penninic Front” in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs, , 685–702.
- Ceriani, S., B. Fugenschuh, S. Potel, and S. Schmid (2003), Tectono-metamorphic evolution of the Frontal Penninic units of the Western Alps: correlation between

- low-grade metamorphism and tectonic phases, , 111–131.
- Challandes, N., D. Marquer, and M. Villa (2008), P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps), *Swiss Journal of Geosciences*, 101(2), 269–288, doi:10.1007/s00015-008-1260-6.
- Champagnac, J. D., C. Sue, B. Delacou, P. Tricart, C. Allanic, and M. Burkhard (2006a), Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis, *Tectonics*, 25(3), TC3014, doi:10.1029/2004TC001779.
- Champagnac, J.-D., B. Delacou, P. Tricart, C. Sue*, M. Burkhard, and C. Allanic (2006b), Regional brittle extension in Quaternary sediments of Lanslebourg (Haute-Maurienne valley, western Alps), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 177(4), 215–223, doi:10.2113/gssgfbull.177.4.215.
- Châteauneuf, J.-J., and G. Farjanel (1989), *Synthèse géologique des bassins permians français*, Editions du BRGM.
- Chemenda, A. I., M. Mattauer, J. Malavieille, and A. N. Bokun (1995), A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1–4), 225–232, doi:10.1016/0012-821X(95)00042-B.
- Chopin, C. (1984), Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 86(2), 107–118, doi:10.1007/BF00381838.
- Chopin, C., and H. Maluski (1980), ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 74(2), 109–122, doi:10.1007/BF01131997.
- Choukroune, P., M. Ballèvre, P. Cobbold, Y. Gautier, O. Merle, and J.-P. Vuichard (1986), Deformation and motion in the Western Alpine Arc, *Tectonics*, 5(2), 215–226, doi:10.1029/TC005i002p00215.
- Civello, S., and L. Margheriti (2004), Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting, *Geophys. Res. Lett.*, 31(10), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GL019607.
- Clauzon, G. (1990), *Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Livret guide de l'excursion préforum du 3ème forum national de géomorphologie, Aix en Provence, Unité de recherche associé (URA) n°903 - C.N.R.S.*
- Cliff, R. A., A. C. Barnicoat, and S. Inger (1998), Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite, *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 447–455, doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00147.x.
- Collombet, M., J. C. Thomas, A. Chauvin, P. Tricart, J. P. Bouillin, and J. P. Gratier (2002), Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data, *Tectonics*, 21(4), 14–1, doi:10.1029/2001TC901016.
- Corsini, M., G. Ruffet, and R. Caby (2004), Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps), *Eclogae geol. Helv.*, 97(1), 3–15, doi:10.1007/s00015-004-1107-8.
- Coward, M., and D. Dietrich (1989), Alpine tectonics — an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 1–29.
- Coward, M. P., R. Gillcrist, and B. Trudgill (1991), Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps, , 93–112.

- Crespo-Blanc, A., H. Masson, Z. Sharp, M. Cosca, and J. Hunziker (1995), A stable and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): Evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics, *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1129–1144, doi:10.1130/0016-7606(1995)107<1129:ASAAAI>2.3.CO;2.
- Crouzet, C., G. Ménard, and P. Rochette (1996), Post-Middle Miocene rotations recorded in the Bourg d'Oisans area (Western Alps, France) by paleomagnetism, *Tectonophysics*, 263(1–4), 137–148, doi:10.1016/S0040-1951(96)00040-6.
- Crouzet, C., P. Rochette, G. Ménard, and M. Prévot (1997), Acquisition d'aimantations thermorémanentes partielles successives par la pyrrhotite monodomaine lors du refroidissement de la Zone dauphinoise interne (Alpes occidentales, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(9), 643–649, doi:10.1016/S1251-8050(97)89105-7.
- Crouzet, C., G. Menard, and P. Rochette (1999), High-precision three-dimensional paleothermometry derived from paleomagnetic data in an Alpine metamorphic unit, , 503–506.
- Crouzet, C., P. Rochette, and G. Menard (2001), Experimental evaluation of thermal recording of successive polarities during uplift of metasediments, , 771–785.
- Davies, J. H., and F. von Blanckenburg (1995), Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4), 85–102, doi:10.1016/0012-821X(94)00237-S.
- Davies, V. M. (1982), Interaction of thrusts and basement faults in the French external Alps, *Tectonophysics*, 88(3–4), 325–331, doi:10.1016/0040-1951(82)90244-X.
- Debelmas, J., C. Kerckhove, G. Monjuvent, R. Mousterde, and A. Pêcher (1980), Geological map and explanatory text of the sheet n°846 "Orcières,"
- Debelmas, J., A. Pêcher, and J.-C. Barfety (2002), *Découverte géologique du Parc national des Écrins et carte géologique au 1/100000*, Editions du BRGM.
- Debon, F., and M. Lemmet (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland), , 1151–1185.
- Debrand-Passard, S., S. Courbouleix, and M.-J. Lienhardt (1984), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delacou, B. (2004), Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique -, Université de Neuchâtel et Université de Nice Sophia-Antipolis.
- Delacou, B., C. Sue, J.-D. Champagnac, and M. Burkhard (2004), Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158(2), 753–774, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x.
- Demathieu, G., and M. Weidmann (1982), Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75(3), 721–757.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophysical Journal*

International, 101(2), 425–478,
doi:10.1111/j.1365-
246X.1990.tb06579.x.

doi:10.1016/S1251-
8050(00)01463-4.

- Demeulemeester, P. (1982), Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes Françaises), Univ. Grenoble, France.
- Demeulemeester, P., M. Roques, P. Giraud, G. Vivier, and M. Bonhomme (1986), Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises), *Géol Alp*, 62, 31–44.
- Depardon, J. P. (1979), Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans, Université Claude Bernard - Lyon I.
- Dercourt, J. et al. (1986), Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS, *Tectonophysics*, 123(1–4), 241–315, doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X.
- Desthieux, F., and J. Vernet (1968), Les failles inverses du flanc nord du Rochail, *Géologie Alpine*, 44, 113–115.
- Desthieux, F., and J. Vernet (1970), Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (Massif du Pelvoux), *Géologie Alpine*, 46, 67–76.
- Deville, E., and W. Sassi (2006), Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps, , 887–907.
- Deville, É., and A. Chauvière (2000), Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(11), 725–732,
- Dewey, J. F., M. L. Helman, S. D. Knott, E. Turco, and D. H. W. Hutton (1989), Kinematics of the western Mediterranean, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265–283.
- Dèzes, P., S. M. Schmid, and P. A. Ziegler (2004), Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere, *Tectonophysics*, 389(1–2), 1–33, doi:10.1016/j.tecto.2004.06.011.
- Diaz, J., J. Gallart, A. Villasenor, F. Mancilla, A. Pazos, D. Cordoba, J. A. Pulgar, P. Ibarra, and M. Harnafi (2010), Mantle dynamics beneath the Gibraltar Arc (western Mediterranean) from shear-wave splitting measurements on a dense seismic array, *Geophys. Res. Lett.*, 37(18), L18304, doi:10.1029/2010GL044201.
- Duchêne, S., J. Blichert-Toft, B. Luais, P. Telouk, J.-M. Lardeaux, and F. Albarede (1997), The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism, *Nature*, 387(6633), 586–589, doi:10.1038/42446.
- Dumont, T., J. D. Champagnac, C. Crouzet, and P. Rochat (2008), Multistage shortening in the Dauphine zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration, , S89–S110.
- Dumont, T., T. Simon-Labric, C. Authemayou, and T. Heymes (2011), Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone, *Tectonics*, 30, TC5006.
- Dumont, T., S. Schwartz, S. Guillot, T. Simon-Labric, P. Tricart, and S. Jourdan (2012), Structural and

- sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc, , 18–38.
- Ellenberger, F. (1958), *Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie)*, Mémoire servant à la carte géologique de la France, BRGM.
- Eltchaninoff-Lancelot, C., S. Triboulet, B. Doudoux, S. Fudral, J.-P. Rampnoux, and M. Tardy (1982), Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledonne (Savoie Alpes occidentales). Implications régionales, *Bull Soc Geol Fr*, 24, 817–830.
- Escher, A., and C. Beaumont (1997), Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps, *Journal of Structural Geology*, 19(7), 955–974, doi:10.1016/S0191-8141(97)00022-9.
- Escher, A., H. Masson, and A. Steck (1993), Nappe geometry in the Western Swiss Alps, *Journal of Structural Geology*, 15(3–5), 501–509, doi:10.1016/0191-8141(93)90144-Y.
- Eva, E., S. Solarino, C. Eva, and G. Neri (1997), Stress tensor orientation derived from fault plane solutions in the southwestern Alps, *Journal of geophysical research*, 102(B4), 8171–8185.
- Faccenna, C., F. Funicello, D. Giardini, and P. Lucente (2001), Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1–2), 105–116, doi:10.1016/S0012-821X(01)00280-1.
- Faccenna, C., C. Piromallo, A. Crespo-Blanc, L. Jolivet, and F. Rossetti (2004), Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics*, 23(1), TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faure, M., E. Bé Mézème, M. Duguet, C. Cartier, and J.-Y. Talbot (2005), Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain, *Journal of the Virtual Explorer*, 19(5).
- Federico, L., G. Capponi, L. Crispini, M. Scambelluri, and I. M. Villa (2005), ³⁹Ar / ⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: Evidence for a continuous subduction–exhumation cycle, *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3–4), 668–680, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.062.
- Federico, L., L. Crispini, M. Scambelluri, and G. Capponi (2007), Ophiolite mélange zone records exhumation in a fossil subduction channel, *Geology*, 35(6), 499–502, doi:10.1130/G23190A.1.
- Féraud, G., G. Ruffet, J. Stéphan, H. Lapiere, E. Delgado, and M. Popoff (1995), Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales: existence d'un événement magmatique bref généralisé, in *Séance Spéciale de la Société géologique de France et de l'Association des Géologues du SE "Magmatismes dans le sud-est de la France"*, Nice, pp. 25–26.
- Fernandez, A., S. Guillot, R.-P. Ménot, and P. Ledru (2002), Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps), *Geodinamica Acta*, 15(2), 127–139.
- Ford, M. (1996), Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux massif, SE France, , 269–295.
- Ford, M., and W. H. Lickorish (2004), Foreland basin evolution around the western Alpine Arc, edited by P. J. Lomas and S. A. Lomas, pp. 39–63, Geological Soc Publishing

- House, Bath. [online] Available from: <Go to ISI>://000223880200004
- 16(1), 57-76, doi:10.1029/96TC02477.
- Ford, M., W. H. Lickorish, and N. J. Kuszniir (1999), Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: A geodynamic appraisal, , 315-336.
- Freeman, S. R., R. W. H. Butler, R. A. Cliff, S. Inger, and A. C. Barnicoat (1998), Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps, , 349-367.
- Ford, M., S. Duchene, D. Gasquet, and O. Vanderhaeghe (2006), Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps, *Journal of the Geological Society*, 163, 815-826.
- Fry, N. (1989a), Kinematics of Alpine Arc, , 891-892.
- Fry, N. (1989b), Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps, , 83-109.
- Du Fornel, E., P. Joseph, G. Desaubliaux, R. Eschard, F. Guillocheau, O. Lerat, C. Muller, C. Ravenne, and K. Sztrákos (2004), The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation, *Geological Society, London, Special Publications*, 221(1), 137-160, doi:10.1144/GSL.SP.2004.221.01.08.
- Fügenschuh, B., and S. M. Schmid (2003), Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: A case study in the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 115(11), 1425-1440, doi:10.1130/B25092.1.
- Le Fort, P. (1973), *Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Française). etude pétrologique et structurale de la partie occidentale.*, Mémoire des Sciences de Terre, Nancy.
- Fügenschuh, B., A. Loprieno, S. Ceriani, and S. M. Schmid (1999), Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences, , 201-218.
- Foucault, A., and J.-F. Raoult (2010), *Dictionnaire de Géologie-7e édition*, Dunod.
- Funicciello, F., M. Moroni, C. Piromallo, C. Faccenna, A. Cenedese, and H. A. Bui (2006), Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analyzed by feature tracking, *J. Geophys. Res.*, 111(B3), B03402, doi:10.1029/2005JB003792.
- Fournier, M., P. Agard, and C. Petit (2008), Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 179(6), 551-568, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.551.
- Gabalda, S., O. Beyssac, L. Jolivet, P. Agard, and C. Chopin (2009), Thermal structure of a fossil subduction wedge in the Western Alps, *Terra Nova*, 21(1), 28-34, doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00849.x.
- Freeman, S. R., S. Inger, R. W. H. Butler, and R. A. Cliff (1997), Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps, *Tectonics*, 16(1), 57-76, doi:10.1029/96TC02477.
- Gabudianu Radulescu, I., D. Rubatto, C. Gregory, and R. Compagnoni (2009), The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: A petrological and geochronological

- study of "silvery micaschists," *Lithos*, 110(1-4), 95-108, doi:10.1016/j.lithos.2008.12.008.
- Gamond, J. (1980), Direction de déplacement et linéation: cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale, *Bull. Soc. géol. France*, 22, 429-436.
- Ganne, J. (2003), Les dômes de socle HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes Nord-Occidentales: modalité de leur exhumation., Univ. de Savoie, France.
- Ganne, J., F. Bussy, and O. Vidal (2003), Multi-stage Garnet in the Internal Briançonnais Basement (Ambin Massif, Savoy): New Petrological Constraints on the Blueschist-facies Metamorphism in the Western Alps and Tectonic Implications, *Journal of Petrology*, 44(7), 1281-1308, doi:10.1093/petrology/44.7.1281.
- Ganne, J., J.-M. Bertrand, and S. Fudral (2004), Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps), *Comptes Rendus Geoscience*, 336(13), 1219-1226, doi:10.1016/j.crte.2004.06.006.
- Ganne, J., J.-M. Bertrand, and S. Fudral (2005), Fold interference pattern at the top of basement domes and apparent vertical extrusion of HP rocks (Ambin and South Vanoise massifs, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, 27(3), 553-570, doi:10.1016/j.jsg.2004.11.004.
- Ganne, J., D. Marquer, G. Rosenbaum, J.-M. Bertrand, and S. Fudral (2006), Partitioning of deformation within a subduction channel during exhumation of high-pressure rocks: a case study from the Western Alps, *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1193-1207, doi:10.1016/j.jsg.2006.02.011.
- Gasquet, D. (1979), Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries EDF Arc-Isère-Alpes Françaises., Univ. Grenoble, France.
- Gasquet, D., J.-M. Bertrand, J.-L. Paquette, J. Lehmann, G. Ratzov, R. D. A. Guedes, M. Tiepolo, A.-M. Boullier, S. Scaillet, and S. Nomade (2010), Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauziere massif, , 227-241.
- Gebauer, D., H.-P. Schertl, M. Brix, and W. Schreyer (1997), 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, *Lithos*, 41(1-3), 5-24, doi:10.1016/S0024-4937(97)82002-6.
- Gerber, W. (2008), Evolution tectono-métamorphique du Briançonnais interne (Alpes Occidentales, massifs de Vanoise Sud et d'Ambin): comportement du socle et de sa couverture dans un contexte de subduction continentale profonde, Univ. Pierre et Marie Curie, France.
- Gibergy, P. (1968), Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série crystallophyllienne des Massifs cristallins externes des Alpes françaises), *CR Acad. Sci. Paris*, 267, 1251-1254.
- Gidon, M. (1965), Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux, *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble*, 41, 177-185.
- Gidon, M. (1979), Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales), *CR Acad. Sci*, 288, 803-806.

- Gidon, M. (1980), Geological map and explanatory text of the sheet n°845 "St Bonnet,"
- Gidon, M. (1999), L'origine des abrupts septentrionaux du Taillefer, massifs cristallins externes, Isère, France, *Géologie alpine*, 75, 103-109.
- Gidon, M. (2001), The external crystalline massifs of the French Western Alps: a stack of thrust sheets, or not?, , 23-38.
- Gidon, M., and J.-L. Pairis (1976), Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de rextrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne, , 73-83.
- Gidon, M., and J.-L. Pairis (1980), Nouvelles données sur la structure des écaïlles de Soleil Boeuf (bordure sud du massif du Pelvoux), , 35-41.
- Gidon, M., J.-C. Barféty, and J. Debelmas (1982), Un «collapse-structure» jurassique dans le NE du massif du Pelvoux: contribution à la connaissance des panneaux glissés synsédimentaires des Alpes externes françaises, *Géologie alpine*, 58, 69-72.
- Gidon, P. (1952), Les embuches des massifs cristallins: écaïlles et "synclinaux inapparents," *Géologie Alpine*, 30, 127-133.
- Gidon, P. (1954), Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire, dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux, Univ. Grenoble, France.
- Giglia, G., G. Capponi, L. Crispini, and M. Piazza (1996), Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc, *Tectonophysics*, 267(1-4), 143-175, doi:10.1016/S0040-1951(96)00093-5.
- Gillcrist, R. (1988), Mesozoic basin development and structural inversion in the external French Alps., Imperial College, London.
- Gillcrist, R., M. Coward, and J.-L. Mugnier (1987), Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps, , 5-34.
- Giorgi, L. (1979), Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses. Isère, France., Univ. Grenoble, France.
- Giorgi, L., P. Giraud, and D. Vachard (1979), Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du Massif cristallin externe des Grandes-Rousses (Alpes Occidentales), *CR Acad. Sci. Paris*, 288, 1079-1082.
- Glangeaud, L., and M. d'Albissin (1958), Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique, *Bulletin de la Société géologique de France*, 8(7), 675.
- Goes, S., W. Spakman, and H. Bijwaard (1999), A lower mantle source for central European volcanism, *Science*, 286(5446), 1928-1931.
- Gourlay, P. (1984), La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont blanc, Aiguilles rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales), Univ. Paris VI.
- De Graciansky, P. C., G. Dardeau, M. Lemoine, and P. Tricart (1989), The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 87-104, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.06.
- De Graciansky, P.-C., G. Dardeau, M. Lemoine, and P. Tricart (1988), De la distension a la compression; l'inversion structurale dans les Alpes, *Bulletin de la Société géologique de France*, 4(5), 779-785.

- Grand, T. (1988), Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the Ligurian Tethys; the example of the Bourg d'Oisans Half-graben, Western Alps, *Bulletin de la Société géologique de France*, 4(4), 613–621.
- Granet, M., M. Wilson, and U. Achauer (1995), Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3–4), 281–296, doi:10.1016/0012-821X(95)00174-B.
- Grasemann, B., and N. S. Mancktelow (1993), Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland, *Tectonophysics*, 225(3), 155–165, doi:10.1016/0040-1951(93)90277-Q.
- Gratier, J. P., and P. Vialon (1980), Deformation pattern in a heterogeneous material - folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps), , 151–180.
- Gratier, J.-P., B. Lejeune, and V. Jean-Louis (1973), Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis des Aravis jusqu'à le région de Remollon), Université de Grenoble.
- Green, P., I. Duddy, A. W. Gleadow, and J. Lovering (1989a), Apatite Fission-Track Analysis as a Paleotemperature Indicator for Hydrocarbon Exploration, in *Thermal History of Sedimentary Basins*, edited by N. Naeser and T. McCulloh, pp. 181–195, Springer New York. [online] Available from: http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_11
- Green, P. F., I. R. Duddy, G. M. Laslett, K. A. Hegarty, A. J. W. Gleadow, and J. F. Lovering (1989b), Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 79(2), 155–182, doi:10.1016/0168-9622(89)90018-3.
- Guellec, S., J.-L. Mugnier, M. Tardy, and F. Roure (1990), Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section, *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 165–184.
- Guillot, S., and R. Menot (1999), Nappe stacking and first evidence of Late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps), , 97–111.
- Guillot, S., S. di Paola, R.-P. Ménot, P. Ledru, M. I. Spalla, G. Gosso, and S. Schwartz (2009), Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 180(6), 483–500, doi:10.2113/gssgfbull.180.6.483.
- Gupta, S., and P. A. Allen (2000), Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin, *Geological Society of America Bulletin*, 112(4), 515–530.
- Handy, M. R., J. Babist, R. Wagner, C. Rosenberg, and M. Konrad (2005), Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere: insight from the Periadriatic fault system (European Alps), *Geological Society, London, Special Publications*, 243(1), 249–276, doi:10.1144/GSL.SP.2005.243.01.17.
- Handy, M. R., S. M. Schmid, R. Bousquet, E. Kissling, and D. Bernoulli

- (2010), Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps, *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158, doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- Hayward, A., and R. Graham (1989), Some geometrical characteristics of inversion, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 17-39, doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03.
- Heller, F., W. Lowrie, and A. M. Hirt (1989), A review of palaeomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 399-420, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.22.
- Hemley, J., and W. Jones (1964), Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, *Economic Geology*, 59(4), 538-569.
- Henry, B. (1992), Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps), *Tectonophysics*, 216(3-4), 327-338, doi:10.1016/0040-1951(92)90404-T.
- Henry, C., A. Michard, and C. Chopin (1993), Geometry and structural evolution of ultra-high-pressure and high-pressure rocks from the Dora-Maira massif, Western Alps, Italy, *Journal of Structural Geology*, 15(8), 965-981, doi:10.1016/0191-8141(93)90170-F.
- Holtzman, B. K., D. L. Kohlstedt, M. E. Zimmerman, F. Heidelbach, T. Hiraga, and J. Hustoft (2003), Melt Segregation and Strain Partitioning: Implications for Seismic Anisotropy and Mantle Flow, *Science*, 301(5637), 1227-1230, doi:10.1126/science.1087132.
- Homewood, P., P. Allen, and G. Williams (1986), Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland, *Foreland basins*, 199-217.
- Hurford, A. J., and J. C. Hunziker (1989), A revised thermal history for the Gran Paradiso massif, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 69(3), 319-329.
- Hurford, A. J., M. Flisch, and E. Jäger (1989), Unravelling the thermotectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 369-398, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.21.
- Hurford, A. J., J. C. Hunziker, and B. Stöckhert (1991), Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: Evidence for episodic rapid uplift, *Tectonics*, 10(4), 758-769, doi:10.1029/91TC00167.
- Inger, S., W. Ramsbotham, R. A. Cliff, and D. C. Rex (1996), Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology, *Contrib Mineral Petrol*, 126(1-2), 152-168, doi:10.1007/s004100050241.
- Ismail, W. B., and D. Mainprice (1998), An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy, *Tectonophysics*, 296(1-2), 145-157, doi:10.1016/S0040-1951(98)00141-3.
- Jaillard, E. (1985), Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone Briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes Occidentales Françaises), *Géologie Alpine*, 61, 85-113.
- Jolivet, L., and J.-P. Brun (2010), Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean, *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 109-138, doi:10.1007/s00531-008-0366-4.

- Jolivet, L., D. Frizon de Lamotte, A. Mascle, and M. Séranne (1999), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen — an introduction, *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 1–14, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.02.
- Jolivet, L., C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov, and P. Agard (2003), Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *American Journal of Science*, 303(5), 353–409, doi:10.2475/ajs.303.5.353.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Faccenna, F. Negro, G. Rimmelé, P. Agard, C. Robin, F. Rossetti, and A. Crespo-Blanc (2008), Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525–550, doi:10.2113/gssgfbull.179.6.525.
- Jolivet, L., C. Faccenna, and C. Piromallo (2009), From mantle to crust: Stretching the Mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1–2), 198–209, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.017.
- Joseph, P., and S. A. Lomas (2004), Deep-water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems—an introduction, *Geological Society, London, Special Publications*, 221(1), 1–16.
- Jullien, M., and B. Goffé (1993), Cookeite and pyrophyllite in the Dauphinois black shales (Isères, France): implications for the conditions of metamorphism in the Alpine external zones, , 357–363.
- Jung, H., and S. Karato (2001), Water-Induced Fabric Transitions in Olivine, *Science*, 293(5534), 1460–1463, doi:10.1126/science.1062235.
- Kaminski, É., and N. . Ribe (2001), A kinematic model for recrystallization and texture development in olivine polycrystals, *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3–4), 253–267, doi:10.1016/S0012-821X(01)00356-9.
- Kempf, Schlunegger, Strunck, and Matter (1998), Palaeomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin, *Terra Nova*, 10(1), 6–10, doi:10.1046/j.1365-3121.1998.00164.x.
- Kerckhove, C. (1969), La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales), , 5–204.
- Kirschner, D. L., Z. D. Sharp, and H. Masson (1995), Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins: Unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles nappe (Swiss Alps), *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1145–1156, doi:10.1130/0016-7606(1995)107<1145:OITOGC>2.3.CO;2.
- Kirschner, D. L., M. A. Cosca, H. Masson, and J. C. Hunziker (1996), Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion, *Geology*, 24(8), 747–750, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0747:SAASOF>2.3.CO;2.
- Kissling, E., S. M. Schmid, R. Lippitsch, J. Ansorge, and B. Fügenschuh (2006), Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography, *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 129–145, doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.08.
- Kralik, M., N. Clauer, R. Holnsteiner, H. Huemer, and F. Kappel (1992),

- Recurrent fault activity in the Grimsel Test Site (GTS, Switzerland): revealed by Rb-Sr, K-Ar and tritium isotope techniques, *Journal of the Geological Society*, 149(2), 293–301, doi:10.1144/gsjgs.149.2.0293.
- Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, , 8–34.
- Krummenacher, D., and J. F. Evernden (1960), Déterminations d'âge isotropique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 40.
- Kuhlemann, J. (2000), Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe), *Mem. Sci. Geol. Padova*, 52, 1–91.
- Labauve, P., M. Jolivet, F. Souquiere, and A. Chauvet (2008), Tectonic control on diagenesis in a foreland basin: combined petrologic and thermochronologic approaches in the Gres d'Annot basin (Late Eocene-Early Oligocene, French-Italian external Alps), , 95–101.
- Lacombe, O., and L. Jolivet (2005), Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics*, 24(1), TC1003, doi:10.1029/2004TC001673.
- Lacombe, O., J. Angelier, and P. Laurent (1992), Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France), *Tectonophysics*, 201(1–2), 141–156, doi:10.1016/0040-1951(92)90180-E.
- Lagache, M., and A. Weisbrod (1977), The system: two alkali feldspars-KCl-NaCl-H₂O at moderate to high temperatures and low pressures, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62(1), 77–101.
- Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, and B. Goffé (2010), Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland), *Terra Nova*, 22(5), 354–360, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x.
- Lami, A. (1988), Le paléogène du revers oriental du massif du Pelvoux: stratigraphie, modalités de transgression, paléomorphologie, tectonique synsédimentaire et déformations alpines, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Lanari, P., S. Guillot, S. Schwartz, O. Vidal, P. Tricart, N. Riel, and O. Beyssac (2012), Diachronous evolution of the alpine continental subduction wedge: Evidence from P-T estimates in the Briançonnais Zone houillère (France – Western Alps), *Journal of Geodynamics*, 56–57(0), 39–54, doi:10.1016/j.jog.2011.09.006.
- Lardeaux, J. M., S. Schwartz, P. Tricart, A. Paul, S. Guillot, N. Béthoux, and F. Masson (2006), A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery, *Terra Nova*, 18(6), 412–422, doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00706.x.
- Laurent, J.-C. (1992), Les épisodes magmatiques filoniens basiques du Massif des Ecrins-Pelvoux entre Carbonifère et Lias, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Lazarre, J. (1997), Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le Massif du Pelvoux: Haute-Alpes, France. Tectonique de socle et des bassins à la limite secondaire-tertiaire., Univ. Claude Bernard, Lyon I.
- Lazarre, J., P. Tricart, G. Courrioux, and P. Ledru (1996), Héritage téthysien et polyphasage alpin: réinterprétation tectonique du «synclinal» de l'Aiguille de Morges (Massif du

- Pelvoux, Alpes occidentales, France), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 323(12), 1051–1058.
- Leloup, P., N. Arnaud, E. Sobel, and R. Lacassin (2005), Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc RID A-6781-2011,
- Lemoine, M. (1972), Rythme et Modalités des Plissements Superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Française, , 975–1010.
- Lemoine, M., and P. C. de Graciansky (1988), Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction, , 597–600.
- Lemoine, M. et al. (1986), The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, , 179–199.
- Lemoine, M., P.-C. de Graciansky, and P. Tricart (2000), *De l'océan à la chaîne de montagne: Tectonique des plaques dans les Alpes*, SGF Géosciences, Gordon and Breach Science Publishers.
- Leutwein, F., B. Poty, J. Sonet, and J. L. Zimmerman (1970), Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc, *CR Acad. Sci. Paris*.
- Liard, P. (1970), Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises): Le Massif d'Allevar (Isère), Univ. des sciences de Paris, Laboratoire de Géologie Historique.
- Lickorish, W. H., and M. Ford (1998), Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments, , 189–211.
- Lickorish, W. H., M. Ford, J. Burgisser, and P. R. Cobbold (2002), Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 114(9), 1089–1107.
- Lippitsch, R., E. Kissling, and J. Ansorge (2003), Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2376, doi:10.1029/2002JB002016.
- Lucente, F. P., L. Margheriti, C. Piromallo, and G. Barruol (2006), Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4), 517–529, doi:10.1016/j.epsl.2005.10.041.
- Makeyeva, L. I., L. P. Vinnik, and S. W. Roecker (1992), Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle, *Nature*, 358(6382), 144–147, doi:10.1038/358144a0.
- Malavieille, J., R. Lacassin, and M. Mattauer (1984), Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26(5), 895–906.
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan (1986), Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5(2), 227–245, doi:10.1029/TC005i002p00227.
- Malusà, M. G., R. Polino, M. Zattin, G. Bigazzi, S. Martin, and F. Piana (2005), Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology, *Tectonics*, 24(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2004TC001782.
- Margheriti, L., C. Nostro, M. Cocco, and A. Amato (1996), Seismic anisotropy beneath the Northern Apennines

- (Italy) and its tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 23(20), 2721–2724, doi:10.1029/96GL02519.
- Marignac, C., M. Cathelineau, D. Bank, M.-C. Boiron, M. Ayt Ougoudal, Y. Argouarc'h, and B. Poty (1997), Alpine fault sealing at the contact between a crystalline basement and its sedimentary cover: La Gardette (French Alps),
- Markley, M. J., C. Teyssier, M. A. Cosca, R. Caby, J. C. Hunziker, and M. Sartori (1998), Alpine deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland, *Tectonics*, 17(3), 407–425, doi:10.1029/98TC00560.
- Marquer, D., P. Calcagno, J. C. Barfety, and T. Baudin (2006), 3D modeling and kinematics of the external zone of the French Western Alps (Belleclonne and Grand Chatelard Massifs, Maurienne Valley, Savoie), , 211–222.
- Marshall, D., H.-R. Pfeifer, J. C. Hunziker, and D. Kirschner (1998a), A pressure-temperature-time path for the NE Mont-Blanc massif; fluid-inclusion, isotopic and thermobarometric evidence, *European Journal of Mineralogy*, 10(6), 1227–1240.
- Marshall, D., N. Meisser, and R. P. Taylor (1998b), Fluid inclusion, stable isotope and Ar-Ar evidence for the age and origin of gold-bearing quartz veins at Mont Chemin, Switzerland, *Mineralogy and Petrology*, 62(3-4), 147–165, doi:10.1007/BF01178027.
- Massonne, H.-J., and W. Schreyer (1987), Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 96(2), 212–224, doi:10.1007/BF00375235.
- Maurer, H. R., M. Burkhard, N. Deichmann, and A. G. Green (1997), Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley, *Terra Nova*, 9(2), 91–94, doi:10.1111/j.1365-3121.1997.tb00010.x.
- Meckel, L. D., M. Ford, and D. Bernoulli (1996), Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France, , 3–26.
- Meffan-Main, S., R. A. Cliff, A. C. Barnicoat, B. Lombardo, and R. Compagnoni (2004), A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb-Sr microsampling study, *Journal of Metamorphic Geology*, 22(4), 267–281, doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00512.x.
- Ménard, G. (1979), Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données Géophysiques, Université de Grenoble.
- Ménard, G., and P. Rochette (1992), Utilisation de reaimantations postmetamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163(4), 381–392.
- Menardi-Noguera, A. (1988), Structural evolution of a Briançonnais cover nappe, the Caprauna-Armetta unit (Ligurian Alps, Italy), *Journal of Structural Geology*, 10(6), 625–637, doi:10.1016/0191-8141(88)90028-4.
- Ménot, R. (1988), The geology of the Belledonne massif: an overview (external crystalline massifs of the Western Alps), *Schweiz Mineral Petrogr Mitt*, 68, 531–542.
- Ménot, R., and J. Paquette (1993), Geodynamic significance of basic

- and bimodal magmatism in the external domain, *von Raumer, J. & Neubauer, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer, Heidelberg*, 241–254.
- Ménot, R.-P., M. Bonhomme, and G. Vivier (1987), Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes Occidentales françaises), apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 67(3), 273–284.
- Ménot, R.-P., J. J. Peucat, D. Scarenzi, and M. Piboule (1988), 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization, *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1–2), 82–92, doi:10.1016/0012-821X(88)90048-9.
- Merle, O., and J. P. Brun (1984), The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps), *Journal of Structural Geology*, 6(6), 711–719, doi:10.1016/0191-8141(84)90010-5.
- Merle, O., and L. Michon (2001), The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(2), 213–221, doi:10.2113/172.2.213.
- Michalski, I., and M. Soom (1990), The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, central Switzerland: Fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 70, 373–387.
- Michard, A., D. Avigad, B. Goffé, and C. Chopin (2004), The high-pressure metamorphic front of the south Western Alps (Ubaye-Maira transect, France, Italy), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 84, 215–235.
- Michard, A., T. Dumont, L. Andreani, and N. Loget (2010), Cretaceous folding in the Dévoluy mountains (Subalpine Chains, France): gravity-driven detachment at the European paleomargin versus compressional event, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(6), 565–581, doi:10.2113/gssgfbull.181.6.565.
- Monié, P., and P. Philippot (1989), ³⁹Ar–⁴⁰Ar evidence for mid-Eocene high-pressure metamorphism in the Monviso ophiolitic massif, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series 2*, 309(2), 245–251.
- Montenat, C., H. Leyrit, P. Gillot, M. Janin, and P. Barrier (1999), Extension du volcanisme oligocène dans l'Arc de Castellane (Chaînes subalpines de Haute-Provence), *Géologie de la France*, 1, 43–48.
- Moret, L., and G. Manquat (1948), Sur un gisement fossilifère remarquable du Lias inférieur du Grand Serre, près de Grenoble: *Comptes Rendus Sommaires Société géologique France*, v. 38,
- Mouthereau, F., and C. Petit (2003), Rheology and strength of the Eurasian continental lithosphere in the foreland of the Taiwan collision belt: Constraints from seismicity, flexure, and structural styles, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 108(B11).
- Mulder, T. et al. (2010), High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of the Lauzanier area (SE Alps, France), *Sedimentary Geology*, 229(3), 160–191, doi:10.1016/j.sedgeo.2009.11.005.
- Müller, W., G. Prosser, N. Mancktelow, I. Villa, S. Kelley, G. Viola, and F. Oberli (2001), Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps), *International Journal of Earth Sciences*, 90(3), 623–653, doi:10.1007/s005310000187.

- Musumeci, G., and F. Colombo (2002), Late Viséan mylonitic granitoids in the Argentera Massif (western Alps, Italy): age and kinematic constraints on the Ferrière-Mollières shear zone, *Comptes Rendus Geoscience*, 334(3), 213–220, doi:10.1016/S1631-0713(02)01722-4.
- Niemeijer, A., and C. Spiers (2005), Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: Insights from rock analogue experiments, *Geological Society, London, Special Publications*, 245, 303–327.
- Nziengui, J.-J. (1993), Excès d'argon radiogénique dans les quartz des fissures tectoniques: implications pour la datation des séries métamorphiques. L'exemple de la coupe de la Romanche, Alpes Occidentales françaises, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Oberhänsli, R., J. C. Hunziker, G. Martinotti, and W. B. Stern (1985), Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: An example of EO-alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy, *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 52(2), 165–184, doi:10.1016/0168-9622(85)90016-8.
- Orville, P. M. (1963), Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases, *American Journal of Science*, 261(3), 201–237.
- Pairis, J.-L. (1988), Paleogene marin et structuration des Alpes Occidentales Française, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Panien, M., G. Schreurs, and A. Pfiffner (2005), Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill, *Journal of Structural Geology*, 27(3), 433–445, doi:10.1016/j.jsg.2004.11.001.
- Paquette, J.-L., R.-P. Menot, and J.-J. Peucat (1989), REE, SmNd and UPb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination, *Earth and Planetary Science Letters*, 96(1–2), 181–198, doi:10.1016/0012-821X(89)90131-3.
- Paul, A., M. Cattaneo, F. Thouvenot, D. Spallarossa, N. Béthoux, and J. Fréchet (2001), A three-dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography, *Journal of geophysical research*, 106(B9), 19367–19.
- Pecher, A. (1981), Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz, *Tectonophysics*, 78(1–4), 567–583, doi:10.1016/0040-1951(81)90029-9.
- Pêcher, A., J. Barféty, and M. Gidon (1992), Structures est-ouest anténummulitiques à la bordure orientale du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises), *Geol. Alpine, Ser. Spec. Resumes*, 1, 72–73.
- Peulvast, J.-P., E. Baroux, O. Bellier, and M. Sébrier (1999), Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la moyenne Durance (SE de la France): apports de la géomorphologie structurale/The problem of tectonic activity along the Nîmes, Salon-Cavaillon and moyenne Durance fault zones: evidence from structural geomorphology, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 5(4), 327–358.
- Pfiffner, A. (1992), Alpine orogeny, D. Blundell, R. Freeman and St. Miller (Editors), *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge, 180–190.
- Pfiffner, O. A. (1986), Evolution of the North Alpine Foreland Basin in the Central Alps, in *Foreland Basins*,

- pp. 219–228, Blackwell Publishing Ltd. [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1002/9781444303810.ch11>
- Pfiffner, O. A., F. Schlunegger, and S. J. H. Buiter (2002), The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes, *Tectonics*, 21(2), 3–1, doi:10.1029/2000TC900039.
- Philippe, Y., E. Deville, and A. Mascle (1998), Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France), *Geological Society, London, Special Publications*, 134(1), 239–262, doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.11.
- Philippot, P. (1990), Opposite vergence of Nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics*, 9(5), 1143–1164, doi:10.1029/TC009i005p01143.
- Piana, F., A. Musso, C. Bertok, A. d' Atri, L. Martire, E. Perotti, D. Varrone, and G. Martinotti (2009), New data on post-Eocene tectonic evolution of the External Ligurian Briançonnais (Western Ligurian Alps), *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 128(2), 353–366, doi:10.3301/IJG.2009.128.2.353.
- Dal Piaz, G., G. Cortiana, A. Del Moro, S. Martin, G. Pennacchioni, and P. Tartarotti (2001), Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt–Saas ophiolite, western Alps, *Int J Earth Sci*, 90(3), 668–684, doi:10.1007/s005310000177.
- Pin, C., and F. Carme (1987), A Sm–Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France), *Contr. Mineral. and Petrol.*, 96(3), 406–413, doi:10.1007/BF00371258.
- Platt, J. P. (1986), Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks, , 1037–1053.
- Platt, J. P. (1993), Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes, *Terra Nova*, 5(2), 119–133, doi:10.1111/j.1365-3121.1993.tb00237.x.
- Platt, J. P., J. H. Behrmann, P. C. Cunningham, J. F. Dewey, M. Helman, M. Parish, M. G. Shepley, S. Wallis, and P. J. Weston (1989a), Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria, *Nature*, 337(6203), 158–161.
- Platt, J. P., P. C. Cunningham, P. Weston, G. S. Lister, F. Peel, T. Baudin, and H. Dondey (1989b), Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 135–152, doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.07.
- Platt, T. ., and G. . Lister (1985), Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern vanoise massif, french alps, and their relation to alpine tectonic events, *Journal of Structural Geology*, 7(1), 19–35, doi:10.1016/0191-8141(85)90112-9.
- Plomerová, J., L. Margheriti, J. Park, V. Babuška, S. Pondrelli, L. Vecsey, D. Piccinini, V. Levin, P. Baccheschi, and S. Salimbeni (2006), Seismic anisotropy beneath the Northern Apennines (Italy): Mantle flow or lithosphere fabric?, *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1–2), 157–170, doi:10.1016/j.epsl.2006.04.023.
- Plunder, A., P. Agard, B. Dubacq, C. Chopin, and M. Bellanger (2012), How continuous and precise is the record of P–T paths? Insights from combined thermobarometry and thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes

- Lustrés, W. Alps), *Journal of Metamorphic Geology*, 30(3), 323–346, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00969.x.
- Poty, B. (1969), The growth of quartz crystals in veins, exemplified by “La Gardette” vein (Bourg d’Oisans) and the clefts in the Mont-Blanc Massif, *Sci. Terre, Mem*, 17, 162.
- Poty, B., A. Weisbrod, and H. Stalder (1973), Température et pression de croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes française et suisse., *Bull. R. A. des Sciences de la Terre, Paris*, 343.
- Poty, B., H. Stalder, and A. Weisbrod (1974), Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps, *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 54, 717–752.
- Ramsay, J. G., and M. Huber (1983), The techniques of modern structural geology, *Strain Analysis*, 1.
- Ranalli, G. (2000), Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, *Journal of geodynamics*, 30(1), 3–15.
- Raumer, J. F., and F. Neubauer (1993), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer.
- Von Raumer, J., J. Abrecht, F. Bussy, B. Lombardo, R. Ménot, and U. Schaltegger (1999), The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine external massifs, *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt*, 79(1), 5–22.
- Reddy, S. M., J. Wheeler, R. W. H. Butler, R. A. Cliff, S. Freeman, S. Inger, C. Pickles, and S. P. Kelley (2003), Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen, *Tectonophysics*, 365(1–4), 77–102, doi:10.1016/S0040-1951(03)00017-9.
- Riche, P., and P. Trémoilières (1987), Tectonique synsédimentaire sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Valreas, *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, 13, 409–416.
- Ricou, L. E., and A. W. B. Siddans (1986), Collision tectonics in the Western Alps, , 229–244.
- Rolland, Y., J.-M. Lardeaux, S. Guillot, and C. Nicollet (2000), Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure Ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes), *Geodinamica Acta*, 13(2), 133–148.
- Rolland, Y., S. Cox, A.-M. Boullier, G. Pennacchioni, and N. Mancktelow (2003), Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps), *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1–2), 203–219, doi:10.1016/S0012-821X(03)00372-8.
- Rolland, Y., M. Rossi, S. F. Cox, M. Corsini, N. Mancktelow, G. Pennacchioni, M. Fornari, and A. M. Boullier (2008), ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps, *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1), 293–315, doi:10.1144/SP299.18.
- Rolland, Y., S. F. Cox, and M. Corsini (2009), Constraining deformation stages in brittle-ductile shear zones from combined field mapping and Ar-40/Ar-39 dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps), , 1377–1394.
- Rosenbaum, G., and G. S. Lister (2005), The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions, *Earth-Science Reviews*, 69(3–4), 281–306, doi:10.1016/j.earscirev.2004.10.001.

- Rosenbaum, G., G. S. Lister, and C. Duboz (2002), Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*, 359(1-2), 117-129, doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Roure, F. (1990), *Deep structure of the Alps*, ECORS Paris.
- Roux, M., J.-P. Bourseau, T. Bas, T. Dumont, P.-C. de Graciansky, M. Lemoine, and J.-L. Rudkiewicz (1988), Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic, , 633-641.
- Rubatto, D., and J. Hermann (2001), Exhumation as fast as subduction?, *Geology*, 29(1), 3-6, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0003:EAFAS>2.0.CO;2.
- Rubatto, D., and J. Hermann (2003), Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(12), 2173-2187, doi:10.1016/S0016-7037(02)01321-2.
- Rubatto, D., and M. Scambelluri (2003), U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps), *Contrib Mineral Petrol*, 146(3), 341-355, doi:10.1007/s00410-003-0502-x.
- Rubatto, D., D. Gebauer, and M. Fanning (1998), Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps, *Contrib Mineral Petrol*, 132(3), 269-287, doi:10.1007/s004100050421.
- Rubatto, D., D. Gebauer, and R. Compagnoni (1999), Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps), *Earth and Planetary Science Letters*, 167(3-4), 141-158, doi:10.1016/S0012-821X(99)00031-X.
- Rudkiewicz, J.-L. (1988), Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect), , 623-632.
- Rudkiewicz, J.-L., and C. Vibert (1982), *Tectonogenèse syn-sédimentaire Liasique sur la bordure des massifs cristallins externes des Grandes Rousses et du Taillefer (Alpes Française, Isère)*, Ecole des Mines de Paris.
- Ruffini, R., R. Polino, E. Callegari, J. Hunziker, and H. Pfeifer (1997), Volcanic clast-rich turbidites of the Tavayanne sandstones from the Thone syncline (Savoie, France): records for a tertiary postcollisional volcanism, *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt*, 77, 161-174.
- Sabil, N. (1995), La datation par traces de fission: aspects méthodologiques et applications thermochronologique en contexte Alpin et de Marge Continentale., Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Salimbeni, S., S. Pondrelli, L. Margheriti, J. Park, and V. Levin (2008), SKS splitting measurements beneath Northern Apennines region: A case of oblique trench-retreat, *Tectonophysics*, 462(1-4), 68-82, doi:10.1016/j.tecto.2007.11.075.
- Saliot, P. (1973), Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification, *CR Acad. Sci. Paris*, 276, 3081-3084.
- Salles, L., M. Ford, P. Joseph, C. Le Carlier De Veslud, and A. Le Solleuz (2011), Migration of a synclinal depocentre from turbidite growth strata: the Annot syncline, SE France, , 199-220.

- Sanchez, G., Y. Rolland, J. Schneider, M. Corsini, E. Oliot, P. Goncalves, C. Verati, J.-M. Lardeaux, and D. Marquer (2011a), Dating low-temperature deformation by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), , 521–536.
- Sanchez, G., Y. Rolland, M. Jolivet, S. Bricchau, M. Corsini, and A. Carter (2011b), Exhumation controlled by transcurrent tectonics: the Argentera-Mercantour massif (SW Alps), , 116–126.
- Savage, M. K. (1999), Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.*, 37(1), 65–106, doi:10.1029/98RG02075.
- Scaillet, S., G. Feraud, M. Balleuvre, and M. Amouric (1992), MgFe and [(Mg,Fe)Si-Al₂] compositional control on argon behaviour in high-pressure white micas: A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7), 2851–2872, doi:10.1016/0016-7037(92)90364-O.
- Schmid, C., S. Van Der Lee, and D. Giardini (2004), Delay times and shear wave splitting in the Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, 159(1), 275–290.
- Schmid, S. M., and E. Kissling (2000), The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure, *Tectonics*, 19(1), 62–85.
- Schmid, S. M., O. A. Pfiffner, N. Froitzheim, G. Schönborn, and E. Kissling (1996), Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps, *Tectonics*, 15(5), 1036–1064, doi:10.1029/96TC00433.
- Schwartz, S., J. M. Lardeaux, P. Tricart, S. Guillot, and E. Labrin (2007), Diachronous exhumation of HP-LT metamorphic rocks from south-western Alps: evidence from fission-track analysis, , 133–140.
- Schwartz, S., P. Tricart, J.-M. Lardeaux, S. Guillot, and O. Vidal (2009), Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps): Evidences for tilting during Alpine collision, *Geological Society of America Bulletin*, 121(3-4), 502–518, doi:10.1130/B26223.1.
- Seno, S., G. Dallagiovanna, and M. Vanossi (2005a), A kinematic evolutionary model for the Penninic sector of the central Ligurian Alps, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94(1), 114–129, doi:10.1007/s00531-004-0444-1.
- Seno, S., G. Dallagiovanna, and M. Vanossi (2005b), Pre-Piedmont and Piedmont-Ligurian nappes in the central sector of the Ligurian Alps; a possible pathway for their superposition on to the inner Briançonnais units, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124(2), 455–464.
- Séranne, M. (1999), The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 15–36, doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03.
- Serre, A., A. Toury, J.-P. Rampnoux, J. Martinez-Reyes, and M. Tardy (1985), Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de «l'Ecaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves»(région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie), *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 301(9), 637–642.
- Seward, D., and N. S. Mancktelow (1994), Neogene kinematics of the central

- and western Alps: Evidence from fission-track dating, *Geology*, 22(9), 803–806, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0803:NKOTCA>2.3.CO;2.
- Shea, W. T., and A. K. Kronenberg (1993), Strength and anisotropy of foliated rocks with varied mica contents, *Journal of Structural Geology*, 15(9), 1097–1121.
- Shreve, R. L., and M. Cloos (1986), Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion, *Journal of geophysical Research*, 91(B10), 10229–10.
- Silver, P. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 385–432, doi:10.1146/annurev.earth.24.1.385.
- Silver, P. G., and W. W. Chan (1991), Shear Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation, *J. Geophys. Res.*, 96(B10), 16429–16454, doi:10.1029/91JB00899.
- Simon-Labric, T., Y. Rolland, T. Dumont, T. Heymes, C. Authemayou, M. Corsini, and M. Fornari (2009), Ar-40/Ar-39 dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma), , 127–136.
- Sinclair, H. D. (1997a), Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff, *Geology*, 25(12), 1123–1126, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<1123:FTMTIP>2.3.CO;2.
- Sinclair, H. D. (1997b), Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective, *Geological Society of America Bulletin*, 109(3), 324–346, doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0324:TMFUPF>2.3.CO;2.
- Smith, G. (1971), Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic, *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2039–2070.
- Spakman, W., and R. Wortel (2004), A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics, *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, 31–52.
- Spencer, S. (1992), A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps, *Tectonophysics*, 206(3–4), 285–305, doi:10.1016/0040-1951(92)90381-F.
- Stampfli, G., and G. Borel (2002), A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196(1–2), 17–33, doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Stampfli, G. . (1993), Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? = The Briançonnais, exotic terrane in the Alps□?, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 86, 1–45.
- Stampfli, G. ., G. . Borel, R. Marchant, and J. Mosar (2002), Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions, in *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen*, vol. 8, p. paper 5, Rosenbaum G., and Lister G.
- Stampfli, G. M., and H. W. Kozur (2006), Europe from the Variscan to the Alpine cycles, *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 57 –82, doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.04.
- Steck, A., and J. Hunziker (1994), The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps—

- compressional and extensional structures in an orogenic belt, *Tectonophysics*, 238(1-4), 229-254, doi:10.1016/0040-1951(94)90058-2.
- Strzeczynski, P., S. Guillot, G. Courrioux, and P. Ledru (2005), Modélisation géométrique 3D des granites stéphaniens du Massif du Pelvoux (Alpes, France), *Comptes Rendus Géoscience*, 337(14), 1284-1292.
- Strzeczynski, P., S. Guillot, P. H. Leloup, N. Arnaud, O. Vidal, P. Ledru, G. Courrioux, and X. Darmendrail (2012), Tectono-metamorphic evolution of the Briançonnais zone (Modane-Aussois and Southern Vanoise units, Lyon Turin transect, Western Alps), *Journal of Geodynamics*, 56-57(0), 55-75, doi:10.1016/j.jog.2011.11.010.
- Sue, C., and P. Tricart (1999), Late alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, western Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 92(2), 171-182.
- Sue, C., and P. Tricart (2002), Widespread post-nappe normal faulting in the Internal Western Alps: a new constraint on arc dynamics, *Journal of the Geological Society*, 159(1), 61-70, doi:10.1144/0016-764901026.
- Sue, C., P. Tricart, T. Dumont, and A. Pecher (1997), Multistep shortening in the Pelvoux Massif (Western Alps): Case of the Villard-Notre-Dame Basement Thrust, , 847-854.
- Sue, C., F. Thouvenot, J. Fréchet, and P. Tricart (1999), Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis, *Journal of Geophysical Research*, 104(B11), 25611-25.
- Tagami, T., R. Galbraith, R. Yamada, and G. Laslett (1998), Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications, in *Advances in fission-track geochronology*, pp. 99-112, Springer.
- Tapponnier, P. (1977), Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19, 437-460.
- Thomas, J. C., M. E. Claudel, M. Collombet, P. Tricart, A. Chauvin, and T. Dumont (1999), First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps: evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 171(4), 561-574, doi:10.1016/S0012-821X(99)00182-X.
- Thouvenot, F., J. Fréchet, L. Jenatton, and J.-F. Gamond (2003), The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, 155(1), 174-192, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02033.x.
- Tilton, G. R., W. Schreyer, and H.-P. Schertl (1991), Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism?, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 108(1-2), 22-33, doi:10.1007/BF00307323.
- Tommasi, A., B. Tikoff, and A. Vauchez (1999), Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties, *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2), 173-186, doi:10.1016/S0012-821X(99)00046-1.
- Tricart, P. (1980), Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux: évolution structurale d'une chaîne de collision., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I.
- Tricart, P. (2004), From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps,

- Eclogae geol. Helv.*, 97(3), 429–439, doi:10.1007/s00015-004-1138-1.
- Tricart, P., and M. Lemoine (1986), From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps, *Tectonics*, 5(1), 95–118.
- Tricart, P., and C. Sue (2006), Faulted backfold versus reactivated backthrust: the role of inherited structures during late extension in the frontal Piémont nappes east of Pelvoux (Western Alps), *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 95(5), 827–840, doi:10.1007/s00531-006-0074-x.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, G. Poupeau, and J.-M. Lardeaux (2001), La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front brianconnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocène à actuelle, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(1), 49–58, doi:10.2113/172.1.49.
- Tricart, P., S. Schwartz, C. Sue, and J.-M. Lardeaux (2004), Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps), *Journal of Structural Geology*, 26(9), 1633–1645, doi:10.1016/j.jsg.2004.02.002.
- Tricart, P., J.-M. Lardeaux, S. Schwartz, and C. Sue (2006), The late extension in the inner western Alps: a synthesis along the south-Pelvoux transect, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(6), 299–310, doi:10.2113/gssgfbull.177.6.299.
- Tricart, P., P. Van der Beek, S. Schwartz, and E. Labrin (2007), Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs, , 163–174.
- Trullenque, G. (2005), Tectonic and microfabric studies along the Penninic Front between Pelvoux and Argentera massifs (Western Alps, France), Univ. Basel, Suisse.
- Trullenque, G., K. Kunze, R. Heilbronner, H. Stunitz, and S. M. Schmid (2006), Microfabrics of calcite ultramylonites as records of coaxial and non-coaxial deformation kinematics: Examples from the Rocher de l'Yret shear zone (Western Alps), , 69–97.
- Valasek, P., and S. Müller (1997), A 3D tectonic model of the central Alps based on integrated interpretation and seismic refraction and NRP 20 reflection data, *Deep Structure of the Swiss Alps: Results from NRP*, 20, 305–325.
- Vanossi, M., C. R. Perotti, and S. Seno (1994), The maritime alps arc in the ligurian and tyrrhenian systems, *Tectonophysics*, 230(1–2), 75–89, doi:10.1016/0040-1951(94)90147-3.
- Vatin-Pérignon, N., R. Aumaitre, and G. Buffet (1974), La spilitisation dans le massif des Écrins-Pelvoux Un cortège intrusif et effusif doléritospilitique, *Geologie Alpine*, 50, 153–194.
- Vernet, J. (1965), La zone "Pelvoux-Argentera". Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales, *Bulletin du Service de la carte géologique*, 275(60), 294.
- Vernet, J. (1966), Observations nouvelles sur le synclinal d'Ailefroide et les bordures du massif du Pelvoux en Vallouise, *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 42, 275–280.
- Vernon, A. J., P. A. van der Beek, H. D. Sinclair, and M. K. Rahn (2008), Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database, *Earth and Planetary Science Letters*,

- 270(3-4), 316-329,
doi:10.1016/j.epsl.2008.03.053.
- Vialon, P. (1974), Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné: leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin: conséquences pétrostructurales, , 663-690.
- Vialon, P., P. Rochette, and G. Ménard (1989), Indentation and rotation in the western Alpine arc, , 329-338.
- Vidal, O., T. Parra, and F. Trotet (2001), A Thermodynamic Model for Fe-Mg Aluminous Chlorite Using Data from Phase Equilibrium Experiments and Natural Pelitic Assemblages in the 100° to 600°c, 1 to 25 kb Range, *American Journal of Science*, 301(6), 557-592, doi:10.2475/ajs.301.6.557.
- Vidal, O., T. Parra, and P. Vieillard (2005), Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation, *American Mineralogist*, 90(2-3), 347-358, doi:10.2138/am.2005.1554.
- Vidal, O., V. De Andrade, E. Lewin, M. Munoz, T. Parra, and S. Pascarelli (2006), P-T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan), *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 669-683, doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00661.x.
- Vignaroli, G., F. Rossetti, M. Bouybaouene, H.-J. Massonne, T. Theye, C. Faccenna, and R. Funiciello (2005), A counter-clockwise P-T path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy), *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7), 533-555, doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00592.x.
- Vignaroli, G., C. Faccenna, L. Jolivet, C. Piromallo, and F. Rossetti (2008), Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy, *Tectonophysics*, 450(1-4), 34-50.
- Vignaroli, G., C. Faccenna, F. Rossetti, and L. Jolivet (2009), Insights from the Apennines metamorphic complexes and their bearing on the kinematics evolution of the orogen, *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 235-256.
- Vignaroli, G., F. Rossetti, D. Rubatto, T. Theye, F. Lisker, and D. Phillips (2010), Pressure-temperature-deformation-time (P-T-d-t) exhumation history of the Voltri Massif HP complex, Ligurian Alps, Italy, , 35.
- Vivier, G., R. Ménot, and P. Giraud (1987), Magmatismes et structuration orogénique paléozoïque de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins), *Géologie Alpine*, 63, 25-53.
- Waibel, A. (1993), Nature and plate-tectonic significance of orogenic magmatism in the European Alps: A review, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73(3), 391-405.
- Waibel, A. F. (1990), Sedimentology, petrographic variability and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes, France). Evolution of Volcaniclastic Foreland Turbidites in the External Western Alps., Univ. Genève, Switzerland.
- Watts, A. B., S. H. Lamb, J. D. Fairhead, and J. F. Dewey (1995), Lithospheric flexure and bending of the Central Andes, , 9-21.
- De Wever, P., and R. Caby (1981), Datation de la base des schistes lustrés postophiolithiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur? Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 292, 467-472.

- De Wever, P., and J. Dercourt (1985), Les radiolaires triasico-jurassiques marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques dans les chaînes alpines périméditerranéennes: une revue, *Bull Soc géol France I (8)*, 5, 653–662.
- De Wever, P., T. Danelian, M. Durand-Delga, F. Cordey, and N. Kito (1987), Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des Radiolaires, *CR Acad. Sci. Paris*, 305, 893–900.
- Wibberley, C. (1999), Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones?, , 1219–1227.
- Wibberley, C. A. . (2005), Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening, , 347–372.
- Wibberley, C. A. J. (1997), A mechanical model for the reactivation of compartmental faults in basement thrust sheets, Muzelle region, Western Alps, , 123–128.
- Williams, G., C. Powell, and M. Cooper (1989), Geometry and kinematics of inversion tectonics, *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 3–15.
- Wortel, M. J. R., and W. Spakman (2000), Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region, *Science*, 290(5498), 1910 – 1917, doi:10.1126/science.290.5498.1910.
- Yamada, R., T. Tagami, S. Nishimura, and H. Ito (1995), Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, *Chemical geology*, 122(1), 249–258.
- Zhang, S., and S. Karato (1995), Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, *Nature*, 375(6534), 774–777, doi:10.1038/375774a0.
- Ziegler, P., and P. Dèzes (2007), Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms, *Global and Planetary Change*, 58(1), 237–269.

Mathieu BELLANGER

Raccourcissement alpin du massif des Ecrins: cinématique, calendrier tectonique et conditions pression-température.

Résumé: Cette étude de terrain du massif des Ecrins (Alpes Occidentales, zone externe) montre que le raccourcissement Alpin est essentiellement accommodé dans le socle par des zones de cisaillement inverse top-vers-l'ouest ductile-fragile (probablement localisé par la présence de demi-graben) ainsi que par les nappes de charriage de la Meije et du Combeynot à l'Est du massif. Les failles normales N-S ne semblent pas avoir été réactivées. Ces zones de cisaillement sont caractérisées par une phengitisation des feldspaths le long de bandes anastomosées dont la géométrie traduit un gradient de déformation qui permet d'expliquer la formation des "plis de socle" soulignée par la géométrie des téguments de Trias. Les températures maximum d'enfouissement liées au charriages des unités internes sont proches de l'isotherme 335°C pour un gradient géothermique compris entre 20 et 25°C.km⁻¹ depuis Bourg d'Oisans au Front Pennique. Les zones de cisaillement ont été datées entre 33 et 25 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar sur phengites syn-cinématiques), ce qui suggèrent qu'elles ont été initiées très tôt après l'enfouissement de la zone externe qui débute vers 34Ma. Les phyllonites présentent des âges plus jeunes que les mylonites, ce qui traduit une localisation de la déformation le long de ces bandes anastomosées de faible résistance entre 30 et 25Ma. Le raccourcissement NO-SE observé le long du Front Pennique semble synchrone des déformations E-O à NE-SO du massif des Ecrins. La présence d'une zone de cisaillement transpressive senestre diffuse entre le massif des Ecrins et les Alpes Ligures, issu de la réactivation d'une zone de transfert Liasique, permettrait d'expliquer en partie la cinématique d'édification Oligocène des Alpes Occidentales. Au Miocène, la déformation se localise le long d'un plan de chevauchement sous le massif de Belledonne, donnant naissance au Vercors, ainsi que le long du Front Pennique réactivé en faille normale.

Mots clés : Alpes Occidentales, massif des Ecrins (Oisans/Pelvoux), raccourcissement, cinématique, zones de cisaillement, datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur phengite, estimations RAMAN (T_{max})

Alpine shortening of the Ecrins massif: kinematics, tectonics calendar and pressure-temperature conditions.

Abstract: This field-based study of the Ecrins massif (Western Alps, external zone) show that the Alpine shortening is accomodated within the basement by brittle-ductile top-to-the-west reverse shear zones (probably localized by half-graben) as well as by the thrust sheets of La Meije and Combeynot to the east of the massif. The N-S normal fault do not seems to be reactivated. These shear zones are characterized by a phengitisation of feldspars along anastomosing planes whose geometry reflect a strain gradient which explain the "basement folds" formation underlined by the geometry of Triassic teguments. The maximum temperatures reach by the cover, due to the burial under the internal nappes are close to the isotherms 335°C for a geothermal gradient close to 20-25°C.km⁻¹ from Bourg d'Oisans to the Penninic Frontal Thrust (PFT). The shear zones were dated between 33 to 25 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar on syn-kinematics phengites), suggesting that they were initiated slightly after the burial which start close to 34 Ma. The phyllonites show younger ages than mylonite; that argue a localization of the deformation along these anastomosing planes between 30 to 25Ma and traduce a weak crust. The NW-Se shortening observed along the PFT seems to be coeval with the E-W to NE-SW shortening of the Ecrins massif. A sinistrial transpressive diffuse shear zones between the Ecrins massif and the Ligurian Alps, which is probably a reactivated Liassic transfer zone, can explaina part of the Oligocene building kinematics of the Western Alps. During Miocence, the deformation is localized along a crustal thrust under the Belledonne massif, which has given the Vercors massif, and along the PFT, reactivated as a normal fault.

Keywords : Western Alps, Ecrins massif, shortening, kinematics, shear zones, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating on phengite, RAMAN estimates (T_{max})



Bureau de Recherche Géologique et Minière
3 avenue Claude Guillemin - BP 36009
45060 Orléans Cedex 2



Institut des Sciences de la terre d'Orléans
1A rue de la Férellerie, 45071 Orléans Cedex2

