De la subduction continentale à l'exhumation dans les Alpes Penniques. Modélisations thermo-mécanique et paléogéographique.

Nicolas Carry

▶ **To cite this version:**

Nicolas Carry. De la subduction continentale à l'exhumation dans les Alpes Penniques. Modélisations thermo-mécanique et paléogéographique.. Autre. Université Rennes 1, 2007. Français. NNT : . tel-00166220

HAL Id: tel-00166220
https://theses.hal.science/tel-00166220

Submitted on 2 Aug 2007

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.

.

N^o ORDRE : **3512**
de la thèse

THÈSE

présentée
DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

pour obtenir le grade de :
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1
mention : Sciences de la Terre

PAR
CARRY Nicolas

Équipe d'accueil : **Géosciences Rennes UMR 6118 CNRS**
École doctorale : **Sciences de la Matière**
Composante universitaire : **U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière**

DE LA SUBDUCTION CONTINENTALE A L'EXHUMATION DANS LES ALPES PENNIQUES
Modélisations thermo-mécanique et paléogéographique.

SOUTENUE LE 19 janvier 2007 devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Romain BOUSQUET : Universität Potsdam - Rapporteur
Jean Marc LARDEAUX : Université de Nice - Rapporteur
Evgenii BUROV : Université Paris VI - Examinateur
Didier MARQUER : Université de Franche-Comté - Examinateur
Michel BALLEVRE : Université de Rennes 1 - Examinateur
Jean Pierre BRUN : Université de Rennes 1 - Directeur de thèse

Fredéric GUEYDAN : Université de Rennes 1 - Co-directeur de thèse invité
Bruno VRIELYNCK : Université Paris VI - Invité

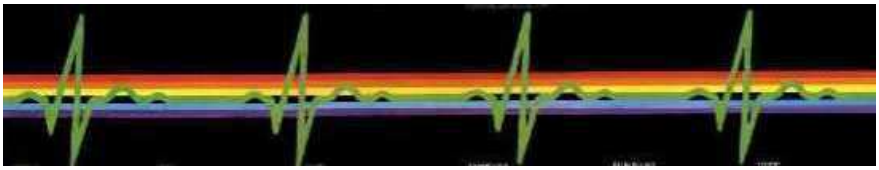
.

Avant propos

Ce travail est avant tout une tentative de modélisation thermo-mécanique de la subduction continentale et des mécanismes de l'épaississement crustal synchrone du métamorphisme de Haute Pression.
Mais l'exemple des Alpes Penniques y occupe une place centrale en tant que support de départ et de base quantitative de validation *a posteriori*. Bien qu'une modeste étude personnelle d'un contact de l'empilement des nappes penniques soit présenté dans ce mémoire, je me suis, pour l'essentiel, fortement appuyé sur les travaux antérieurs.
J'espère qu'en tentant d'en fournir une description synthétique sous forme d'excursion, je n'ai pas trahi les trés nombreux auteurs qui depuis Argand ont défriché ce domaine particulièrement spectaculaire des Alpes.

Remerciements

Au cours de la rédaction de cette thèse, certains passages se sont avérés épineux, d'autres plus aisés. C'est avec un réel plaisir que j'écris les lignes qui suivent puisqu'elles me permettent de remercier tous ceux qui ont contribué à l'aboutissement de cette thèse.



Merci à Jean Pierre BRUN (le "grand gourou" pour les gens extérieur au milieu de la recherche) pour le merveilleux cadeau qu'il m'a fait : un sujet palpitant et sur les Alpes. Merci de m'avoir fait confiance et ce même quand je n'en avais plus en moi [Cou Demou, 2004]. Je tiens également à te remercier pour ta disponibilité en dépit de tes va-et-vient perpétuels et pour les discussions parfois animées, concernant La Recherche, L'Enseignement et toutes ces sortes de choses...

Je n'oublie pas Fredéric GUEYDAN, le co-chef, pour les nombreuses heures passées sur les aspects numériques [Gal Ere, 2004 ; Num Eric, 2005], les conseils pour la rédaction et l'aide précieuse pour les articles.
Merci à Didier MARQUER (l''expatrié Breton en Franche-Comté) de m'avoir fait découvrir les Alpes Ticinoises [Phil Trippe, 2004 ; Tair Rin, 2005], d'avoir pris de son temps pour m'accompagner sur le terrain et pour son accueil au Laboratoire de Besançon (moi, un Comtois à Rennes). Merci également à Bruno VRIELYNCK pour son accueil à Paris VI et l'aide précieuse en ce qui concerne les paléoreconstructions [Pal Eo, 2006].

Merci aux membres de mon jury d'avoir accepté de lire le manuscrit et d'assister à la soutenance, Romain BOUSQUET, Jean Marc LARDEAUX, Evgenii BUROV, Didier MARQUER, Michel BALLEVRE et Bruno VRIELYNCK. Merci à eux pour les discussions sucitées lors de la soutenance.

Merci à tous les thésards et DEA Geosciences Rennes pour les moments inoubliables [Lee Piachon 2003, Yves Rogne 2004, Unbone Murge2006] passés autour d'un café ou d'un ou douze verres. Parmis eux, je pense particulièrement à Nico (courage tu tiens le bon bout), Fabien (pareil tu y es presque), Olivier qui nous as doublé au sprint final, Nol, Nuno, Ben, Céline qui profite du climat Hollandais. Une place particulière est réservée à Flo sans qui, probablement, ces lignes (et les suivantes) n'auraient pas été écrites. Merci Flo pour ton soutient et aussi ton aide au labo.
Merci à JJK pour "the technical support" au labo. Merci à VDD pour les discussions sur la progression d'une thèse.

A la lecture de ces lignes, on peut se demander pourquoi elles sont ornées d'images des Pink Floyd. Tout simplement car, si comme le dit une musique du début du XX^{ème} : "sans chanson pas de coeur au boulot", de la musique OUI! Mais non pas des Panzani mais des Pink Floyd. Ces photos sont également l'occasion de remercier Xavier pour sa bonne humeur et son endurance à l'écoute des Floyd.
Merci à tous ceux qui ont partager leur goût de l'enseignement Jacques, Pierre, Sylvain, Michel, Erwan, Philippe,... Merci à Alain Hervé pour les Fêtes de la Sciences 2004 et 2005 ainsi que les interventions à l'école Primaire de Saint-Sulppice-la-Forêt.

Merci à "mes vieux" de m'avoir fait découvrir trés tôt la montagne et de m'avoir permi de poursuivre de longues études universitaires. Vous aviez raison, la géologie c'est mieux que "coupeur de virage". Merci aussi à la frangine et au frangin. Ces dernières lignes vont à "ma blonde" qui se trouve être brune. Merci K d'avoir partagé avec moi mes galères et mes joies, d'avoir supporté ces derniers mois.

Santé, bonheur (version Franc-Comtoise),
Bon vent (version Bretonne).

Resumé

Au cours de la formation des ceintures orogéniques, des roches sont enfouies à des profondeurs pouvant dépasser 100 km puis exhumées. Depuis la découverte de ces déplacements verticaux, la question des mécanismes permettant leur existance est posée.
La partie interne des Alpes présente des roches composées d'assemblages minéralogiques caractéristiques de profondeurs allant de trente à plus de cent kilomètres. Les Alpes sont classiquement décrites comme étant une chaîne de collision type comportant des unités d'origine océanique mises en place par chevauchement anormal de la lithosphère océanique sur la lithosphère continentale et comportant des unités d'origine continentale mises en place lors de la collision. La collision provoque la formation de chevauchements d'échelle crustale à lithosphérique responsables de la structure actuelle des Alpes.

Cependant, les données métamorphiques permettant d'estimer la profondeur d'enfouissement et géochronologiques qui permettent de dater le moment de l'enfouissement indiquent que l'essentiel de l'histoire des Alpes s'est déroulée en contexte de subduction. Les unités internes de Haute Pression se sont formées au cours de subductions continentales de plusieurs "micro-continents". L'enfouissement et l'exhumation des unités composant la partie interne des Alpes se sont produit avant la collision marquée dans les Alpes par le contact entre les plaques tectoniques Europe et Apulie.

La réalisation de modèles thermique 1D et thermo-mécaniques 2D permet de mettre en évidence le rôle de la vitesse et de l'angle de subduction sur la formation des unités cristallines internes au cours de la subduction continentale. L'individualisation par écaillage de ces unités survient en raison du réchauffement au sommet de la lithosphère subduite.
Les modèles réalisés permettent de quantifier l'angle et la vitesse de subduction à partir des données Pression - Température, permettant ainsi de reconstruire la géométrie 3D de la subduction Alpine et d'évaluer son évolution au cours du temps.

L'étude de l'évolution de la subduction Alpine grâce aux modèles numériques permet de valider un nouveau modèle pour expliquer l'exhumation : l'extension associée au retrait de la subduction. Ce modèle suggère que l'exhumation, dont le moteur est la flottabilité des unités, est accomodée par l'extension associée au retrait de la subduction. La réalisation de modèles paléogéographiques permet d'imager ce modèle d'exhumation, mettant en évidence le fonctionnement simultané de l'exhumation et du retrait de la subduction qui survient lors de l'enfouissement d'un domaine océanique à la suite d'un domaine continental.

Les Alpes ne sont pas une chaîne de collision mais une ceinture orogénique formée par subductions successives de domaines océaniques et continentaux. La subduction d'un bloc continental provoque l'enfouissement et l'écaillage d'unités cristallines qui sont exhumées lors du retrait de la zone de subduction provoqué par l'arrivée d'un domaine océanique à la suite du bloc continental. L'exhumation est accomodée par l'extension de la plaque chevauchante qui accompagne le retrait de la zone de subduction.

Table des matières

I Introduction **11**

1 Problématique **15**

2 Les zones de convergence **17**
2.1 Subduction océanique 19
2.2 Subduction continentale 20
2.3 Détachement de la lithosphère en subduction 21
2.4 Collision 21

3 Modèles **23**
3.1 Introduction 23
3.2 Les modèles d'enfouissement 24
3.2.1 Enfouissement par chevauchement 24
3.2.2 Enfouissement par subduction 25
3.3 Les modèles d'exhumation 26
3.3.1 Exhumation due aux forces de volume 26
3.3.2 Exhumation due aux forces aux limites 27

4 Plan de la thèse **29**

II Traits géologiques majeurs des Alpes Centrales **31**

5 Orogènes et Alpes **39**
5.1 Cinématique globale de la fermeture de la Téthys 40
5.2 Chronologie tectonique du domaine alpin 41
5.3 Histoire alpine des unités cristallines 47
5.4 Structures d'échelle crustale et lithosphérique 50
5.4.1 Introduction 50
5.4.2 Sismique 50
5.4.3 Gravimétrie 53
5.4.4 Tomographie 54
5.4.5 Conclusion 59

6 Structure et emplilement **61**
6.1 Introduction 61
6.2 Description simplifiée des Alpes 62
6.2.1 Introduction 62
6.2.2 Les grands domaines 63
6.3 Carte tectonique de l'Arc Alpin 64

6.3.1 Le domaine interne . . . 67
6.3.2 Les intrusions magmatiques alpines . . . 70
6.3.3 Le domaine externe . . . 72
6.4 Traverse 1 - Les alpes centrales . . . 74
6.4.1 Journée 1 – Cristallins externes . . . 75
6.4.2 Journée 2 – Cristallins internes européens . . . 81
6.4.3 Journée 3 – Zone de racine et Pennique supérieur . . . 87
6.4.4 Coupe tectonostructurale synthétique . . . 88
6.5 Traverse 2 - Les Alpes du Nord-Ouest . . . 91
6.5.1 Journée 1 – Les Préalpes et les Cristallins externes . . . 91
6.5.2 Journée 2 – Aiguilles Rouges, et domaine interne . . . 94
6.5.3 Journée 3 – Contact tectonique entre 2 unités Briançonnaises dans la massif du Grand Paradis . . . 98
6.5.4 Coupe Géologique Synthétique . . . 102
6.6 Implications à l'échelle de l'arc Alpin . . . 104
6.6.1 Coupe Ouest-Est du domaine interne . . . 104
6.6.2 Données thermobarométriques et géochronologiques . . . 104
6.6.3 Conclusion . . . 106

7 Exemple de l'unité Adula **107**
7.1 L'unité cristalline interne Adula . . . 107
7.1.1 Présentation générale . . . 107
7.1.2 Géologie . . . 108
7.1.3 Métamorphisme . . . 108
7.2 Déformation liée à l'épaississement . . . 110
7.2.1 Le sommet de l'unité Adula . . . 110
7.2.2 La base de l'unité Adula . . . 111
7.2.3 Déformation de l'unité Adula . . . 113
7.3 Adula, Cima-Lunga et leurs équivalents . . . 116
7.3.1 Description des unités et de leur contacts . . . 116
7.3.2 Carte synthétique du coeur du Lepontin . . . 119
7.3.3 Regroupement des unités cristallines internes . . . 119
7.4 Conclusion . . . 121

8 Bilan et Problèmes soulevés **123**

III Subduction d'une marge passive **127**

9 Introduction **131**
9.1 Problématique . . . 131
9.2 Principe de la modélisation . . . 132
9.2.1 Principe . . . 132
9.2.2 Calcul du géotherme : . . . 133
9.2.3 Calcul du profil rhéologique : . . . 133
9.2.4 Profils rhéologiques obtenus . . . 134
9.3 Résultats majeurs . . . 134
9.4 Perspectives . . . 135

10 ARTICLE 1 **137**
10.1 Introduction . . . 138
10.2 1D modelling of HP/LT prograde path . . . 139
10.2.1 Model set-up . . . 139
10.2.2 Prograde PT path . . . 140
10.3 Isolines of vertical burial velocities . . . 142
10.4 Validation of the 1D modelling . . . 143
10.4.1 Case of a single HP/LT nappe: Adula, central Alps . . . 143
10.4.2 Case of a synchronous metamorphic belt: The Cycladic blueschists . . . 144
10.5 Implication for the Aegean slab dynamics through times . . . 145
10.6 Conclusion . . . 147
10.7 Remarques concernant l'article . . . 151

11 ARTICLE 2 **153**
11.1 Introduction . . . 154
11.2 Model . . . 156
11.2.1 2D Thermal modelling . . . 156
11.2.2 Strength estimate . . . 158
11.2.3 Stacking prediction . . . 158
11.3 2D Thermal and Material Strength Evolution . . . 160
11.4 Stacking prediction . . . 161
11.4.1 1D Analysis . . . 161
11.4.2 2D Stacking Analysis . . . 162
11.5 Parametric study . . . 164
11.5.1 Role of Dip Angle and Velocity . . . 164
11.5.2 Role of Crustal Rheology . . . 165
11.6 Comparison with the Lepontine Crustal Units . . . 166
11.7 Conclusion . . . 168
11.8 Remarques concernant l'article . . . 174
11.8.1 Profondeur minimum d'écaillage . . . 174
11.8.2 Evolution de la température de la transition fragile-ductile avec la profondeur 174
11.9 Perspectives . . . 176

12 ARTICLE 3 **177**
12.1 Introduction . . . 178
12.2 1D model: inferred burial velocity from peak pressure . . . 181
12.3 2D model: inferred subduction dip angle and velocity from stack unit length . . . 182
12.4 Implication for the Eocene kinematics and 3D geometry of the Alpine slab (45-35 My) 183
12.5 Conclusion . . . 184

IV Mécanisme de l'exhumation dans les Alpes **191**

13 Exhumation et retrait de la subduction **197**
13.1 Principe du retrait de la subduction . . . 198
13.2 Exhumation et retrait de la subduction . . . 200

14 ARTICLE 4 **201**
14.1 Introduction . . . 201
14.2 Mise en évidence des variations de vitesse . . . 203
14.3 Subduction Alpine à l'Éocène . . . 204
14.4 Conclusion . . . 206

15 Paléogéographie **209**
15.1 Méthodologie . . . 209
15.1.1 Les méthodes classiques . . . 209
15.1.2 La méthode suivie . . . 210
15.2 Paléoreconstruction de la formation des Alpes . . . 210
15.2.1 Pôles de rotation . . . 211
15.2.2 Cartes paléotectoniques . . . 213
15.3 Elargissement à la méditerranée . . . 218
15.3.1 Pôles de rotation . . . 219
15.3.2 Cartes paléotectoniques . . . 223

16 Conclusion **231**

V Conclusion générale **233**
17.1 Les Alpes ne sont pas une "chaîne de collision" . . . 237
17.2 Subduction continentale . . . 239
17.3 Ecaillage en profondeur lié à la subduction continentale . . . 240
17.4 Subduction Alpine à l'Éocène . . . 240
17.5 Retrait de la subduction Alpine . . . 241
17.6 Exhumation et roll-back . . . 242

VI ANNEXES **263**

18 Comment fabriquer de fines et longues unités de haute pression durant la subuction ? **279**
18.1 Introduction . . . 279
18.2 Modélisation . . . 281
18.2.1 Forces et contraintes agissant sur la marge subductée . . . 282
18.2.2 Modèle thermique 2D . . . 282
18.2.3 Calcul de la résistance des roches. . . . 282
18.2.4 Détermination de l'individualisation . . . 283
18.3 Évolution de la température et de la résistance . . . 283
18.4 Individualisation des unités . . . 284
18.4.1 Influence de l'angle et de la vitesse de subduction . . . 284
18.4.2 Influence de la lithologie de la croûte . . . 284
18.5 Comparaison du modèle avec les unités du Lepontin (Alpes Centrales) . . . 286
18.6 Discussion et Conclusion . . . 287

19 Signification des variations latérales de la profondeur de formation des unités internes des orogènes modernes. **291**
19.1 Introduction . . . 291
19.2 Pic de pression et vitesse d'enfouissement . . . 292

19.3 Apport de la longueur des unités 294
19.4 Géométrie et dynamique de la lithosphère briançonnaise au cours de sa subduction à l'Yprésien (Éocène - 45-40 Ma) 295
19.5 Conclusion 296

20 Court historique de l'étude des orogènes **301**
20.1 Une Terre statique 301
20.2 Une Terre en évolution - les théories mobilistes 303
20.3 Une Terre en continuel mouvement - la théorie de la tectonique des plaques 304
20.4 Une nouvelle approche des orogénèses 305

Première partie

Introduction

Table des Matières

1 Problématique **15**

2 Les zones de convergence **17**
2.1 Subduction océanique 19
2.2 Subduction continentale 20
2.3 Détachement de la lithosphère en subduction 21
2.4 Collision 21

3 Modèles **23**
3.1 Introduction 23
3.2 Les modèles d'enfouissement 24
3.2.1 Enfouissement par chevauchement 24
3.2.2 Enfouissement par subduction 25
3.3 Les modèles d'exhumation 26
3.3.1 Exhumation due aux forces de volume 26
3.3.2 Exhumation due aux forces aux limites 27

4 Plan de la thèse **29**

Chapitre 1

Problématique

Les Alpes sont classiquement décrites comme étant une chaîne de collision type [Lemoine et al., 2000; Pomerol et al., 2005]. La structure actuelle des Alpes résulterait :

1. de l'obduction[1] de fragments de lithosphère océanique au cours de la subduction de l'océan Alpin liée à la convergence Afrique - Europe,
2. et de la collision entre les plaques tectoniques Apulie et Europe qui a provoqué les chevauchements responsables de l'architecture actuelle de la chaîne des Alpes [Pomerol et al., 2005].

Cependant, la partie interne des Alpes (le Pennique) est constituée d'unités formées de croûte continentale qui présentent un métamorphisme Haute à Ultra-Haute Pression, Basse Température au début de leur histoire alpine [Bousquet et al., 1997; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Ce métamorphisme, preuve de l'enfouissement à grandes profondeurs (pouvant dépasser la base de la lithosphère, soit une centaine de kilomètres), ne peut pas être expliqué par les chevauchements crustaux et lithosphériques dus à la collision. De plus, les unités de la partie interne des Alpes se sont formées avant que les plaques tectoniques Apulie et Europe ne soient en contact [Stampfli et al., 1998; Gebauer, 1999; Schmid et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005].

Le métamorphisme Haute Pression - Basse Température est rattaché aux zones de subduction où l'enfouissement est suffisamment rapide pour que les roches n'aient pas le temps d'atteindre l'équilibre thermique. Dans les Alpes, la présence de roches de nature océanique montre l'existence d'une ou plusieurs subduction(s) Alpine(s) [Schmid et al., 1997a; Stampfli et al., 1998; Gebauer, 1999; O'Brien, 2001; Ratschbacher et al., 2004; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Dans un contexte de subduction, les unités cristallines internes se sont formées par individualisation au cours de la subduction continentale dont les mécanismes commencent seulement à être compris [van den Beukel, 1992; Ranalli, 2000].
L'exhumation des unités internes dans les Alpes reste le sujet de nombreuses études, aucun des mécanismes actuellement proposés ne permettant de comprendre intégralement les données recueillies sur le terrain.

Cette étude a pour objectif d'apporter des éléments de réponse aux questions de l'enfouissement et de l'exhumation dans les Alpes. Dans cette étude, les Alpes Centrales constituent la zone de terrain privilégiée pour l'observation de la géométrie et des structures liées aux processus d'enfouissement et d'exhumation dans les Alpes. Des modèles seront réalisés afin de mieux comprendre ces processus.

[1] **obduction :** mise en place par chevauchement d'un fragment de lithosphère océanique au-dessus d'une lithosphère continentale

Chapitre 2

Evolution des zones de convergence

Les mouvements relatifs des plaques tectoniques entraînent l'existence de zones de divergence où les plaques tectoniques s'éloignent les unes des autres, et de zones de convergence où les plaques tectoniques se rapprochent les unes des autres (figure 2.1). La convergence peut avoir lieu soit entre

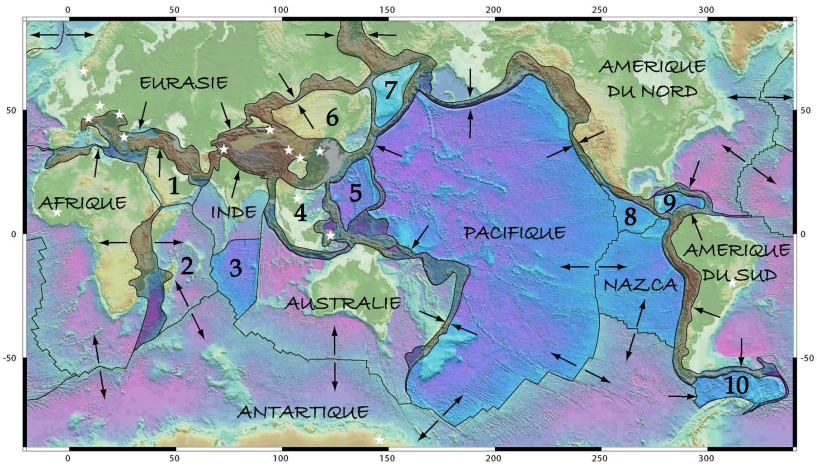


FIG. 2.1 – *Frontières majeures des plaques tectoniques*
Cette planisphère représente les principales plaques tectoniques et la dynamique de leur frontière : convergente en rouge ou divergente en bleu [Lallemand et al., 2000]. Les étoiles indiquent les emplacements où des roches ayant été à grande profondeur sont observées [Chopin, 2003]. 1-Arabie, 2-Somalie, 3-Capricorne, 4-Indonésie, 5-Philippines, 6-Chine, 7-Okotak, 8-Cocos, 9-Caraïbes, 10-Scotia.

deux plaques tectoniques continentales, soit entre une plaque tectonique continentale et une océanique. Les orogènes issus de la convergence de deux plaques tectoniques continentales, comme l'Oural par exemple, ne présentent pas de roche de Haute-Pression. En revanche, la convergence de plaques tectoniques continentales séparées par une plaque tectonique océanique génère des chaînes de montagnes, comme l'Himalaya et les Alpes par exemple, comportant des roches de Haute Pression et Ultra-Haute Pression [Chopin, 2003].
La convergence de deux plaques tectoniques continentales séparées par une plaque tectonique océanique, conduit à la fermeture du domaine océanique par subduction (figure 2.2 - à gauche). La subduction peut conduire à la formation d'une cordillière volcanique. Lorsque toute la plaque tectonique océanique a disparu dans la zone de subduction, les deux plaques tectoniques continentales entrent en collision (figure 2.2 - à droite), donnant naissance à un orogène de collision. Classiquement, la subduction est décrite comme étant l'enfouissement d'une lithosphère océanique

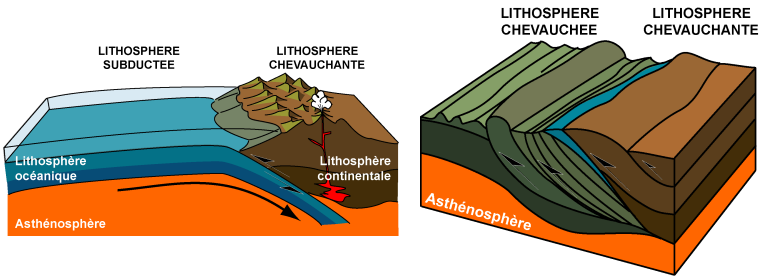


FIG. 2.2 – *Suduction et collision*
Subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale (à gauche), et collision entre deux lithosphères continentales (à droite).

sous une autre lithosphère (lithosphère chevauchante océanique ou continentale). Lorsque la totalité de la lithosphère subduite a disparu dans la zone de subduction, la lithosphère continentale à sa suite parvient à son tour dans la zone de subduction. Cette étape est appelée selon Pomerol [Pomerol et al., 2005] **collision** si la lithophère chevauchante est continentale et **obduction** si la lithosphère chevauchante est océanique.
Ensuite, sous l'effet de la traction du panneau de lithosphère océanique subduite, la lithosphère continentale est enfouie en profondeur, c'est la **subduction continentale**. Lorsque la lithosphère en subduction se rompt, les deux lithosphères s'affrontent, cette étape est classiquement appelée **collision** ("évolution intra-continentale" [Pomerol et al., 2005]).

Dans un tel scénario, subduction et collision peuvent être définies selon deux points de vue mécaniques :

- En terme de structure, il est communément admis que la subduction est le processus de convergence sans épaississement de la lithosphère en subduction. Au contraire, la collision est systématiquement marquée par l'épaississement de la croûte. La collision est accompagnée de grands chevauchements en avant et en arrière de la zone de subduction responsables de l'épaississement.
- En terme de force, la subduction est le processus gouverné par le slab-pull (la force motrice est le poids de la lithosphère océanique subduite) ce qui n'est plus le cas dans la collision. Lors de la convergence de deux lithosphères continentales, la collision est le stade qui succède au détachement de la lithosphère subduite (slab).

Par conséquent, au cours d'une orogénèse, issue de la fermeture d'un domaine océanique, trois étapes se succèdent : subduction océanique, subduction continentale et collision (figure 2.3).

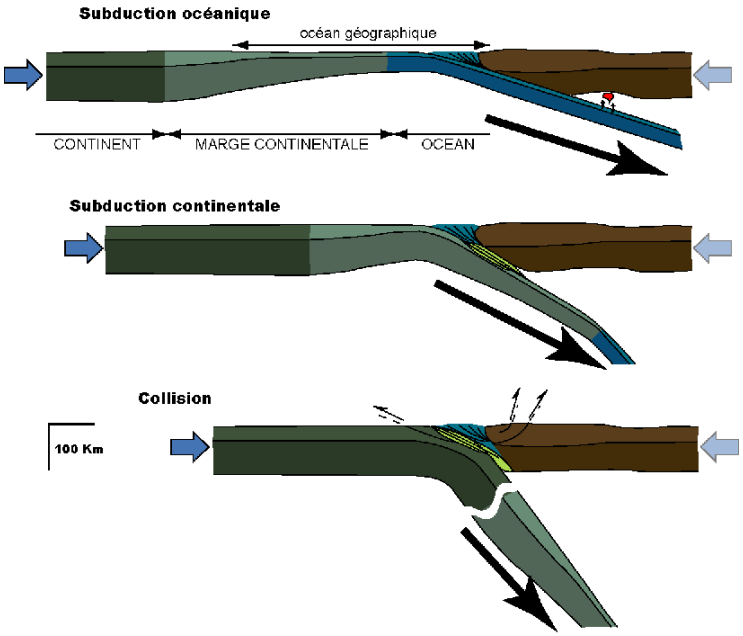


FIG. 2.3 – *Evolution d'une zone de convergence*
La fermeture d'un domaine océanique est marquée par trois étapes succèssives (de haut en bas) : subduction océanique, subduction continentale, collision.

2.1 Subduction océanique

La fermeture d'un domaine océanique débute toujours par la subduction de la lithosphère océanique constituant ce domaine (figure 2.3).
La subduction de la lithosphère océanique survient le plus souvent (67% des subductions [Lallemand et al., 2000]) sous une lithosphère continentale. La plaque océanique Nazca (Sud-Est de l'océan Pacifique), par exemple, subduit sous la plaque continentale Amérique du Sud. La lithosphère océanique, plus dense que la lithosphère continentale, subduit et s'enfonce dans l'asthénosphère. L'écart de densité entre les deux lithosphères augmente avec l'âge de la lithosphère océanique. Le refroidissement de la lithosphère augmente sa densité et, dans une beaucoup moins grande mesure, la compaction des sédiments à la surface contribue à cette augmentation.
La subduction de la lithosphère océanique peut avoir lieu sous une autre lithosphère océanique (15% des subductions [Lallemand et al., 2000]). Dans ce cas, comme par exemple la plaque Pacifique sous la plaque Philippine, la lithosphère la plus âgée, donc plus dense, subduit sous l'autre. Au cours de la subduction, la lithosphère est abrasée et un prisme d'accrétion océanique peut se former. La partie supérieure de la lithosphère (notamment les sédiments à sa surface) est écaillée. Cet écaillage ne conduit pas à un épaississement important de la lithosphère.

Comme le montrent les transformations métamorphiques des roches, la subduction est marquée par des déplacements verticaux importants des roches situées dans la partie supérieure de la lithosphère subduite. Les déplacements se font principalement en direction de la zone de subduction et vers la profondeur (enfouissement). L'écaillage de fragments de croûte océanique au sein du prisme d'accrétion est possible et provoque la remontée de roches depuis une profondeur de 30 km maximum.
Aucun relief n'est crée sur la lithosphère en subduction. Si l'angle de subduction est faible, la lithosphère chevauchante est en compression et un relief apparaît en raison de l'épaississement qui souvent augmente par le magmatisme associé, le plutonisme et le volcanisme.
Pendant la subduction, l'élévation de la température provoque la déshydratation des minéraux contenus dans la croûte. Cette déshydratation de la croûte se fait au profit de l'asthénosphère susjacente modifiant ainsi sa température de fusion partielle. Le magmatisme acide associé à cette

fusion partielle génère des volcans andésitiques, comme il en existe dans la Cordillière des Andes.

2.2 Subduction continentale

En comparaison avec une lithosphère océanique, la faible densité de la lithosphère continentale ne permet *a priori* pas sa subduction. Cependant, l'enfouissement de lithosphère continentale devient possible si cette lithosphère est tractée par une lithosphère océanique préalablement subduite (figure 2.3 - Subduction continentale).

Dans le cas d'une subduction intra-océanique, la subduction de la lithosphère continentale s'effectue alors sous une lithosphère océanique provoquant ainsi **l'obduction** de la lithosphère océanique au-dessus de la lithosphère continentale. Ce phénomène d'obduction est contraire à l'écart de densité entre les deux lithosphères qui provoque la subduction de la lithosphère la moins dense sous la plus dense. Pourtant, ce phénomène est observé (1% des subductions [Lallemand et al., 2000]), par exemple en Oman, où des ophiolites (portions de lithosphère océanique) se trouvent au-dessus du continent Arabie.

La subduction d'une lithosphère continentale est responsable du développement de chevauchements à l'échelle de la croûte et de la lithosphère. Ces chevauchements provoquent un épaississement de la lithosphère subduite.
Ces chevauchements sont marqués par la présence à la surface de roches qui, à travers leur composition minéralogique, ont enregistré leur passage à moyenne ou grande profondeur (Haute Pression et Ultra-Haute Pression respectivement). Ces roches ont pu être enfouies puis exhumées à des profondeurs pouvant dépasser une centaine de kilomètres [Chopin, 2003].

Comme dans le cas de la subduction océanique, la subduction continentale est marquée par d'importants déplacements des roches appartenant à la lithosphère subduite. Les déplacements se font vers la zone de subduction et la profondeur (enfouissement), mais également de la profondeur vers la surface (exhumation). Cette différence majeure avec la subduction océanique est due à la faible densité de la croûte continentale qui au cours de sa subduction s'individualise en écailles qui tendent à remonter vers la surface. L'exhumation se produit alors que la dynamique globale est en convergence et ne devant conduire qu'à de l'enfouissement.

La création d'un faible relief sur la lithosphère subduite peut se produire lors de l'exhumation des unités cristallines. Un relief peut apparaître sur la lithosphère chevauchante si l'angle de subduction est faible [Boutelier, 2000; Lallemand et al., 2003, 2000].
La subduction puis l'exhumation, à moyenne (30 à 100 km) et grande (plus de 100 km) profondeur, de lithosphère continentale ne peut être réalisée que pour des ensembles continentaux de petite taille ou pour les bordures amincies (marges) de grands continents. Cette nécessité répond à une question de flottabilité de la lithosphère subduite :

- Dans le cas de petits blocs, si leur longueur est supérieure à 500 km, ils atteignent alors la discontinuité située à 640 km dans l'asthénosphère et ne peuvent plus être exhumés [Martinod et al., 2005].
- Dans le cas d'un grand continent, sa rigidité et sa faible densité l'empêchent de subduire. Seule sa marge, qui du fait de son amincissement présente une densité plus grande, peut subduire.

A priori, la subduction continentale n'entraîne pas de magmatisme important. La lithosphère continentale subduite ne fournit pas suffisamment d'eau pour permettre la fusion de l'asthéno-

sphère se situant au-dessus d'elle. La croûte continentale peut fondre partiellement et donner naissance à un magmatisme alcalin, peu abondant, qui conduit à la formation de granitoïdes.

2.3 Détachement de la lithosphère en subduction

En raison de sa faible densité, la lithosphère continentale ne peut pas être subduite ; lorsqu'elle parvient dans une zone de subduction, l'enfouissement se trouve bloqué. La traction de la lithosphère océanique subduite se poursuivant, le détachement de la partie la plus enfouie (au-delà de 100 km) de la lithosphère subduite se produit (slab break-off), libérant dans l'asthénosphère la lithosphère détachée.
La rupture de la lithosphère en subdution provoque une remontée asthénosphérique au niveau du détachement provoquant ainsi le réchauffement du coin de manteau[1]. Ce réchauffement conduit à la fusion partielle du manteau et aboutit à la formation d'ensembles granitiques caractéristiques.

En effet, la lithosphère continentale ne pouvant subduire, la lithosphère se rompt, libérant dans l'asthénosphère la lithosphère océanique subduite.
La subduction de la lithosphère océanique étant le moteur du mouvement de convergence et de l'enfouissement de la lithosphère continentale, la vitesse de convergence diminue alors et la lithosphère continentale ne subduit plus.

2.4 Collision

Lorsque le domaine océanique est refermé, et que la lithosphère continentale ne subducte plus, les deux lithosphères continentales entrent en collision (figure 2.3 - Collision). Les Alpes et l'Himalaya sont deux chaînes de montagnes actuellement en régime de collision.
De nombreux chevauchements d'échelle crustale à lithosphérique se forment sur chacune des lithosphères en collision. Ces chevauchements peuvent provoquer un épaississement important des deux lithosphères et un élargissement de la zone de convergence. Ce système de chevauchement en pop-up[2] d'échelle lithosphérique est la dernière étape de la formation d'une chaîne de montagne.
La différence d'évolution entre la subduction continentale et la collision provient de la disparition de la traction de la lithosphère océanique subduite. Aucune des deux lithosphères continentales ne pouvant s'enfoncer dans l'asthénosphère, leur rapprochement se ralentit et conduit à la formation d'une structure en pop-up.

A la différence de la subduction océanique ou continentale, la collision engendre des mouvements de roche de plus faible amplitude. Les mouvements horizontaux sont limités par la disparition de la zone de subduction, qui permettait d'accomoder la convergence par l'enfouissement de la lithosphère subduite. Les processus d'enfouissements et d'exhumations sont restreints à la croûte (jusqu'à 60-70 km si l'épaississement est très important) et ne dépassent en aucun cas l'échelle de la lithosphère (une centaine de kilomètre). Les roches présentant des assemblages minéralogiques caractéristiques d'Ultra-Haute Pression (descendues dans l'asthénosphère) ne peuvent pas être créés au cours de la collision.

[1] **coin de manteau :** partie mantellique (lithosphérique et asthénosphérique) chevauchant la lithosphère en subduction qui forme une zone en triangle.

[2] **Pop-up :** Structure bivergente constituée de chevauchements conjugués

Contrairement à la subduction continentale, où l'épaississement se réalise en profondeur, au cours de la collision, les chevauchements crustaux provoquent en surface l'empilement d'unités qui constitue l'épaississement. Au cours de la collision, les chevauchements crustaux provoquent un épaississement qui est accompagné de la formation de relief.

Au cours de la collision, si l'épaississement est suffisamment important, les roches situées à la base de la croûte peuvent fondre partiellement. L'épaisseur importante de roche de la croûte continentale à forte teneur en éléments radioactifs provoque une forte élévation de la température avec la profondeur. Les roches situées en profondeur fondent partiellement et se transforment en migmatites[3].

[3]**Migmatite :** roche partiellement refondue présentant un rubannement

Chapitre 3

Modèles d'enfouissement et d'exhumation

3.1 Introduction

Dès le début du XIX^{ème} siècle, la compréhension des processus à l'origine des structures géologiques a nécessité la réalisation de modèles. En 1815, James Hall réalise un modèle afin de démontrer par l'expérience la validité du mécanisme qu'il propose pour expliquer les plis qu'il observe dans une falaise du Berwickshire (Ecosse). Le modèle de James Hall utilise un empilement de morceaux de tissu soumis a un raccoursissement horizontal à l'aide de coups de maillet (figure 3.1 - gauche). Aux vues du résultat de cette expérience simpliste, James Hall conçoit la

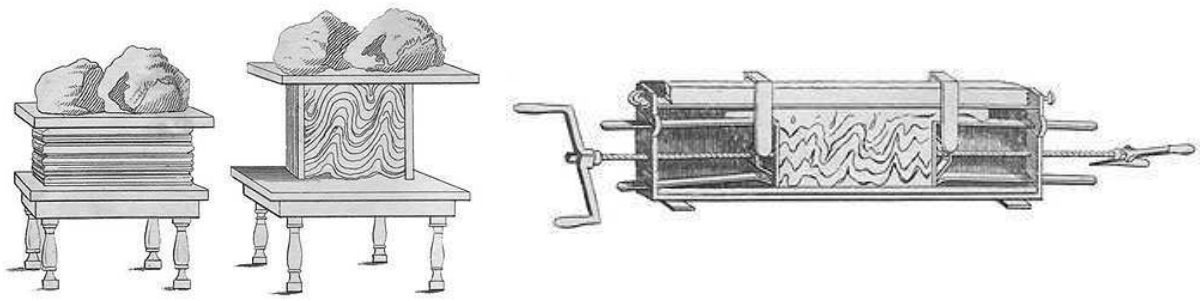


FIG. 3.1 – *Expériences de James Hall, 1815*
Source : Geomanips [CNRS, 2004]

même année un appareil qui lui permet de déformer en compression des lits d'argile (figure 3.1 - droite). Les expériences de James Hall seront poursuivies dans la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle par Alphonse Favre, Charles Lyell, Auguste Daubrée qui déplore les limites, à cette époque, de l'expérimentation mécanique pour la compréhension des structures géologiques en comparaison des apports des expériences physiques ou chimiques (Daubrée 1878 [CNRS, 2004]). Ainsi que par Hans Schardt, Henry Cadell, Bailey Willis, et Stanislas Meunier au début du XX^{ème} siècle qui commence à tester l'influence des paramètres, tels que la disposition du poids appliqué au-dessus des modèles.
Le développement des mathématiques dans la première moitié du XX^{ème} siècle permet le développement de théories de dimensionnement, développées par Hubbert [Hubbert, 1937, 1951] qui permettent l'avènement de modèles analogiques dimensionnés.
Dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, la théorie de la tectonique des plaques [Le Pichon, 1968; Dewey and Bird, 1970] apporte une causalité aux déplacements horizontaux et laisse le champs libre aux développement de nouveaux modèles plus fidèles à la réalité bien que peu différents,

dans le principe, des premiers modèles réalisés en 1815 par James Hall. Aujourd'hui, les modèles réalisés en laboratoire sont appelés modèles physiques à l'échelle [Chorley, 1967] par opposition aux modèles physiques analogiques ou non-dimensionnés et aux modèles numériques apparus avec l'essor de l'informatique.

La présence dans les roches d'assemblages minéralogiques stables en profondeur[1] montre que ces roches ont été en profondeur au cours de leur histoire. L'observation de ces roches, à la surface du globe, prouve que ces roches ont dû remonter à la surface depuis leur position en profondeur (exhumation). Par ailleurs, certaines roches telles que les sédiments, formées à la surface, comportent également des assemblages de minéraux stables en profondeur. Ces roches ont été amenées en profondeur (enfouissement) puis exhumées.
Cette constatation minéralogique soulève des questions quant aux mécanismes qui permettent l'enfouissement et l'exhumation des roches.

3.2 Les modèles d'enfouissement

L'enfouissement de roches peut être expliqué par 3 processus : la sédimentation, la gravité et la tectonique. L'enfouissement par sédimentation est dû à l'empilement progressif de sédiments suite à leur dépôt. Cet enfouissement peut amener une roche à se trouver sous 10 à 15 km de sédiments. L'enfouissement par gravitation correspond à du diapirisme inverse, c'est à dire à l'enfouissement vertical d'un ensemble de roches sous son propre poids. Même si ce phénomène est physiquement possible, il n'est jamais observé car il nécessite que les roches encaissantes[2] soient trés déformables et beaucoup moins denses que les roches enfouies.
La tectonique est le processus majeur de l'enfouissement qui peut atteindre la limite Asthénosphère - Noyau, soit 2885 km de profondeur. Deux phénomènes tectoniques conduisent à l'enfouissement de roches en profondeur : les chevauchements et la subduction.

3.2.1 Enfouissement par chevauchement

Les chevauchements provoquent la superposition d'ensembles de roches (unités au sens tectonique) les unes sur les autres. Les roches des unités situées dans la partie basale de l'empilement se trouvent enfouies en profondeur (figure 3.2).
De nombreux modèles de "subduction mantellique" [Willett et al., 1993] basés sur une résolution par éléments finis [Fullsack, 1995] ou physiques [Ellis, 1996] génèrent des chevauchements d'échelle lithosphérique. La force motrice de ces modèles réside dans la convergence entre deux lithosphères. Ces modèles basés sur un point de discontinuité de vitesse, le "point S" [Braun, 2003], permettent de quantifier l'influence de la rheologie de la croûte [Beaumont et al., 1994], de l'obliquité de la convergence [Braun and Beaumont, 1995], des conditions basales [Beaumont et al., 1996]. Ces modèles ont permis d'étudier l'évolution à grande échelle des orogènes tels que l'Himalaya [Willett and Beaumont, 1994] ou les Alpes [Escher and Beaumont, 1997; Pfiffner et al., 2000] et de comprendre l'influence de l'état thermique des lithosphères et de la composition de la croûte inférieure sur le mode de convergence [Toussaint et al., 2004].
Les modèles d'enfouissement par chevauchement, validés par des études de terrain mettant en évidence l'enfouissement par chevauchement [Hoisch et al., 2002] et l'imagerie sismique, permettent d'expliquer l'enfouissement de roches jusqu'à la base de la lithosphère (une centaine de kilomètres).

[1] plus rigoureusement, stable à une pression supérieure à celle existant à la surface da la Terre
[2] **encaissant(e) :** se dit des roches qui entourent un ensemble de roches.

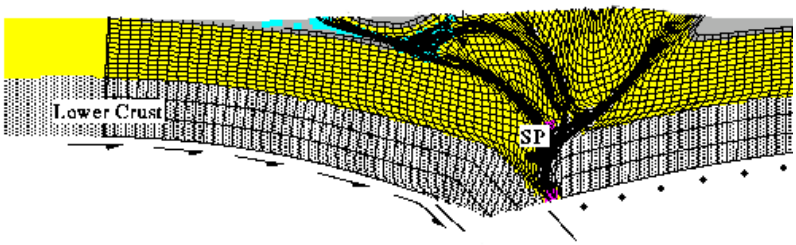


FIG. 3.2 – *Modèle d'enfouissement par chevauchement*
Exemple de modèle réalisé par Beaumont [Beaumont et al., 2000] montrant une évolution intracratonique avec pour exemple les Pyrénées.

3.2.2 Enfouissement par subduction

Les zones de subductions sont marquées par l'enfouissement d'une lithosphère dans l'asthénosphère provoquant ainsi un enfouissement des roches qui constituent la lithosphère subduite (figure 3.3) qui peuvent atteindre la discontinuité d" située à la base du manteau inférieur (2885 km de profondeur).
De nombreuses études se sont intéressées à l'évolution thermique dans une zone de subduction [Peacock, 1996; Davies, 1999; Hacker et al., 2003a; Conder, 2005], à l'évolution minéralogique [Peacock, 1996; Hacker et al., 2003b], et à la dynamique [Shemenda, 1993, 1994; Waschbusch and Beaumont, 1996; Chemenda et al., 2000; Ranalli et al., 2005; Abers et al., 2006; Royden and Husson, 2006].
Des études sur l'enfouissement de roches continentales dans les zones de subduction ont également

FIG. 3.3 – *Modèle d'enfouissement par subduction*
Exemple de modèle réalisé par Shemenda [Shemenda, 1994] montrant l'évolution d'une subduction.

été réalisées décrivant l'effet de la faible densité des roches continentales [England and Holland, 1979; van den Beukel, 1992; Hynes et al., 1996; Ranalli, 2000; Ranalli et al., 2005], l'influence des forces agissant dans la zone de subduction [van den Beukel, 1992]. Les mécanismes responsables de l'empilement d'écailles au cours de la subduction sont discutés et regroupés en deux théories : l'érosion tectonique au cours de la subduction [von Huene et al., 2004] ou le détachement dû au conditions physiques [van den Beukel, 1992; Cloos, 1993; Hynes et al., 1996; Roselle and Engi, 2002].

3.3 Les modèles d'exhumation

L'exhumation des roches situées en profondeur s'effectue sous l'action de deux types de processus : les forces aux limites et les forces de volumes.

3.3.1 Exhumation due aux forces de volume

Les forces de volumes dépendent des propriétés intrinsèques des roches, dont notamment la densité (influencée par la température)

- **La flottabilité :** La cause première de la remontée des roches est la flottabilité résultant du poids des roches et de la densité relative des roches par rapport à leur encaissant [Ranalli, 2000]. Moins les roches sont denses, plus elles auront tendance à remonter, ce phénomène est décrit par le principe d'Archimède. La flottabilité contribue souvent à l'exhumation mais n'est pas indispensable, puisque l'exhumation du manteau est possible. La remontée de roches par flottabilité seule est illustrée par le diapirisme : remontée des ensembles magmatiques dans le manteau.
- **L'éduction** Après que la lithosphère subduite se soit détachée (slab break-off), la lithosphère à laquelle la lithosphère subduite était raccordée regagne une position horizontale [Davies and von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg and Davies, 1995; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Olker et al., 2003]. L'horizontalisation de la lithosphère est supposée provoquer l'exhumation des roches situées aux dessus (figure 3.4). L'éduction est probable-

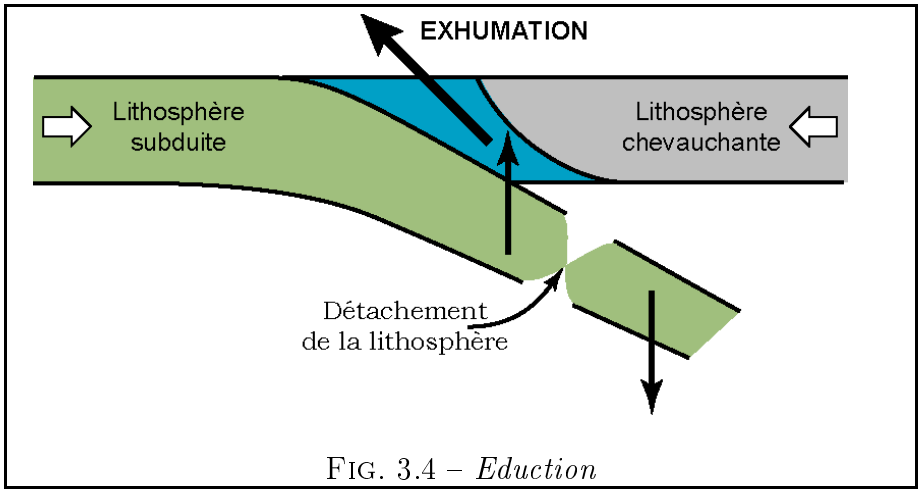


FIG. 3.4 – *Eduction*

ment à l'origine de l'exhumation finale de la partie interne des Alpes [von Blanckenburg and Davies, 1995; O'Brien, 2001].

- **L'écaillage :** Les fragments de croûte écaillée au cours de la subduction sont exhumés grâce à deux mécanismes couplés : d'une part, la flottabilité qui constitue le moteur de la remontée (l'écaille crustale étant moins dense que le milieu qui l'entoure), et d'autre part, une érosion intense qui libère de l'espace au niveau de la zone de convergence (figure 3.5 - [Chemenda et al., 1995, 1996; Pomerol et al., 2005]). Dans ce mécanisme, l'érosion constitue un facteur limitant de l'exhumation. La remontée de roches depuis l'intérieur du globe n'est possible que si les roches présentes en amont dans la zone de subduction sont dégagées, les processus de surface (érosion et transport) étant les seuls à jouer ce rôle.
  Cette dynamique est actuellement observée dans les Alpes de Nouvelle Zélande où le taux d'érosion au front de l'orogène est trés important en raison de la situation géographique de la Nouvelle Zélande, seule terre émergée à cette latitude [Batt and Braun, 1995].

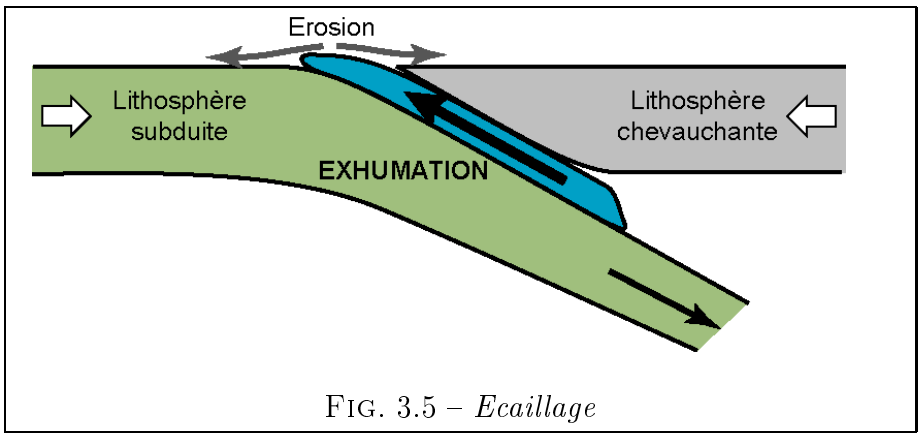


FIG. 3.5 – *Ecaillage*

3.3.2 Exhumation due aux forces aux limites

L'exhumation par le biais des forces aux limites ne dépend pas des roches exhumées mais de la dynamique de ce qui les entoure.

- **le chenal dynamique** correspond à un mouvement en retour des roches à l'intérieur du "canal de subduction", zone de faible résistance et faible viscosité située entre les deux lithosphères en convergence (figure 3.6 - [Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988a,b; Allemand and Lardeaux, 1997]). Lors de l'enfouissement, des écailles crustales s'individualisent et se retrouvent entourées de roches de viscosité plus faible dans le canal de subdution. Le canal de subduction a une dynamique d'enfouissement du côté de la lithosphère subduite et d'exhumation du côté de la lithosphère chevauchante (figure 3.6), ce qui permet l'exhumation des fragments de croûte enfouis à grande profondeur [Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988a,b; Allemand and Lardeaux, 1997]. L'exhumation de roches au niveau du canal de subduction nécessite l'érosion des roches exhumées car la remontée de quantité importante de roches à la surface sans maintien de l'équilibre topographique présente un fort déséquilibre incompatible avec la dynamique naturelle.
  Ce mécanisme, décrit par exemple en Norvège [Jolivet et al., 2005], est supposé permettre l'exhumation de roches aussitôt après leur enfouissement dans la zone de subduction. La dynamique d'un chenal en retour large peut être favorisée par le sous plaquage d'écailles crustales légères [Platt, 1986].

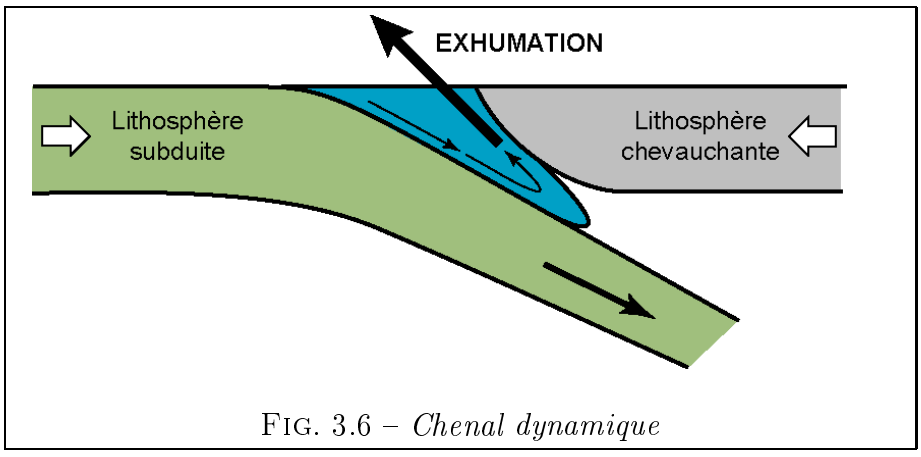


FIG. 3.6 – *Chenal dynamique*

- **L'extension :** En régime extensif, l'amincissement lithosphérique provoqué par la divergence provoque la remontée des roches situées au coeur de la structure extensive (figure 3.7). Dans les grabbens (ou rifts), une extension intense peut par cisaillement simple amener le manteau

à l'affleurement [Brun and Bellier, 1996]. Les dômes métamorphiques extensifs (metamorphic core complex) permettent l'exhumation de roches situées initialement en profondeur [Wernicke, 1985; Davies and Lister, 1988; Buck, 1991]. L'exhumation s'effectue grâce aux détachements qui constituent la bordure des dômes métamorphiques extensifs (figure 3.7).

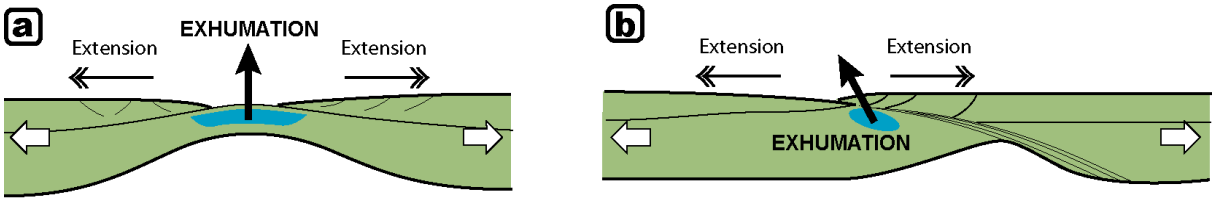


FIG. 3.7 – *Extension*

Chapitre 4

Plan de la thèse

L'étude des processus d'enfouissement et d'exhumation menée ici se décompose en trois grands volets :

- En PARTIE 2, une description simplifiée des Alpes permet de décrire l'évolution de la subduction à la collision. Cette partie se décompose en deux points : une description des Alpes à l'échelle de la chaîne sous forme de guide d'excursion, et la description de la déformation associée à l'épaississement dans l'unité Adula (Lepontin, Alpes Centrales).
- En PARTIE 3, la quantification des mécanismes d'individualisation d'unités au cours de l'enfouissement est réalisée grâce à un modèle thermique 1D et un modèle thermo-mécanique 2D. Ces résultats sur les mécanismes d'écaillage au cours de la subduction continentale permettent d'élaborer une hypothèse quant au mécanisme d'exhumation.
- En PARTIE 4, le mécanisme de l'exhumation dans les Alpes est étudié grâce au modèle thermo-mécanique 2D discuté en PARTIE 2 et à des paléoreconstructions. Ces modèles permettent de discuter de la validité d'un processus alternatif pour expliquer l'exhumation dans les Alpes.

Enfin, l'ensemble des résultats sont résumés en conclusion (PARTIE 5).

Deuxième partie

Traits géologiques majeurs des Alpes Centrales

Table des Matières

5 Orogènes et Alpes **39**

5.1 Cinématique globale de la fermeture de la Téthys 40
5.2 Chronologie tectonique du domaine alpin 41
5.3 Histoire alpine des unités cristallines 47
5.4 Structures d'échelle crustale et lithosphérique 50
5.4.1 Introduction 50
5.4.2 Sismique 50
5.4.3 Gravimétrie 53
5.4.4 Tomographie 54
5.4.5 Conclusion 59

6 Structure et emplilement **61**

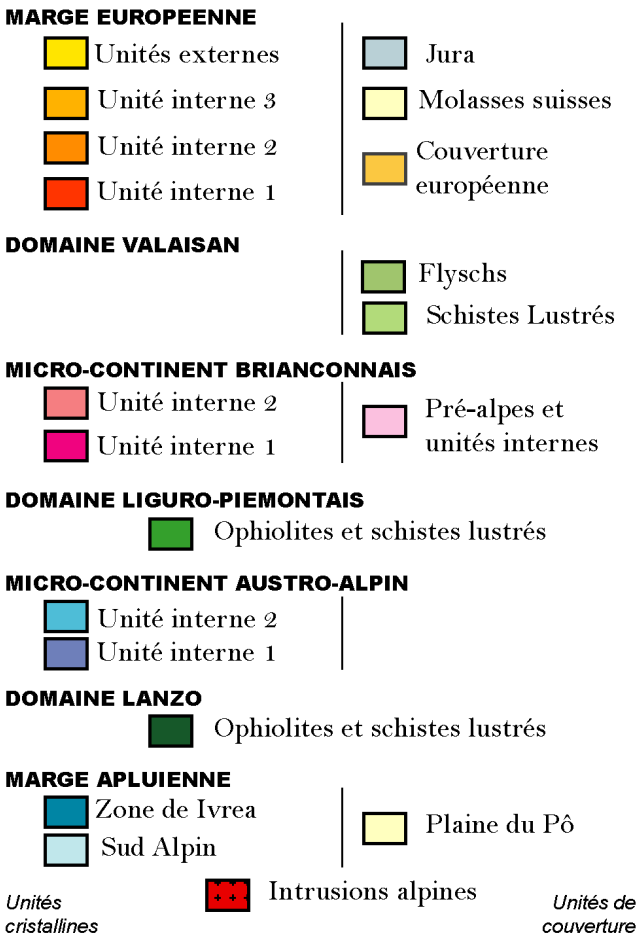
6.1 Introduction 61
6.2 Description simplifiée des Alpes 62
6.2.1 Introduction 62
6.2.2 Les grands domaines 63
6.3 Carte tectonique de l'Arc Alpin 64
6.3.1 Le domaine interne 67
6.3.2 Les intrusions magmatiques alpines 70
6.3.3 Le domaine externe 72
6.4 Traverse 1 - Les alpes centrales 74
6.4.1 Journée 1 – Cristallins externes 75
6.4.2 Journée 2 – Cristallins internes européens 81
6.4.3 Journée 3 – Zone de racine et Pennique supérieur 87
6.4.4 Coupe tectonostructurale synthétique 88
6.5 Traverse 2 - Les Alpes du Nord-Ouest 91
6.5.1 Journée 1 – Les Préalpes et les Cristallins externes 91
6.5.2 Journée 2 – Aiguilles Rouges, et domaine interne 94
6.5.3 Journée 3 – Contact tectonique entre 2 unités Briançonnaises dans la massif du Grand Paradis 98
6.5.4 Coupe Géologique Synthétique 102
6.6 Implications à l'échelle de l'arc Alpin 104
6.6.1 Coupe Ouest-Est du domaine interne 104
6.6.2 Données thermobarométriques et géochronologiques 104
6.6.3 Conclusion 106

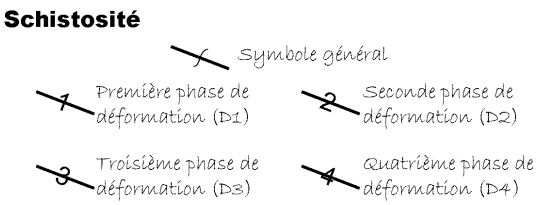
7 Exemple de l'unité Adula **107**
7.1 L'unité cristalline interne Adula 107
7.1.1 Présentation générale 107
7.1.2 Géologie 108
7.1.3 Métamorphisme 108
7.2 Déformation liée à l'épaississement 110
7.2.1 Le sommet de l'unité Adula 110
7.2.2 La base de l'unité Adula 111
7.2.3 Déformation de l'unité Adula 113
7.3 Adula, Cima-Lunga et leurs équivalents 116
7.3.1 Description des unités et de leur contacts 116
7.3.2 Carte synthétique du coeur du Lepontin 119
7.3.3 Regroupement des unités cristallines internes 119
7.4 Conclusion 121

8 Bilan et Problèmes soulevés **123**

Conventions utilisées

Les couleurs et conventions suivantes seront utilisées dans la suite du document.





Introduction

De nombreux orogènes liés à la fermeture d'un domaine océanique existent ou ont existé. Actuellement, les Alpes et l'Himalaya sont des orogènes résultant de la fermeture d'un océan, la Téthys. L'édification à la fin du paléozoïque (du Dévonien au Permien, 416 à 251 millions d'années - cf. Echelle Géochronologique, ANNEXES 1) du super-continent Pangea s'est réalisée par la fermeture des océans Panthalassa et Iapetus conduisant à la formation de l'Oural, des Appalaches et du massif Hercynien. Au Précambrien, entre 1300 et 1100 millions d'années (Ma), le supercontinent Rodinia s'était formé par la fermeture d'océans ayant conduit à la surrection des orogènes Grenvilliens dont les traces sont visibles au Canada, en Inde, en Antartique.
Parmis tous ces orogènes, présents et passés, un orogène de référence était nécessaire. La chaîne des Alpes, étant pour des raisons géographiques et historiques l'orogène le plus étudié, est utilisée comme référence pour cette étude. Toutefois, les connaissances acquises dans d'autres orogènes ont contribué au développement des concepts formulés ici, notamment la chaîne Himalayenne et la chaîne Hercynienne. La chaîne Himalayenne, dont le contexte est bien contraint, permet une comparaison avec les Alpes, puisque formée durant les mêmes périodes. La chaîne Hercynienne procure une image de la structure profonde d'un orogène, puisque étant ancienne, sa partie sommitale a été érodée.

Les débats sur l'orogénèse au XIX^{ème} sont liés à l'étude des Alpes et ont constitués un apport considérable à la compréhension de la structure des Alpes.
Pendant longtemps les théories immobilistes prédominaient et conduisaient à une description autochtone des unités Alpines. En 1849, Escher évoquait la possibilité que le recouvrement de Verrucano par des dépôts plus récents puisse résulter d'un "grand renversement" (pour une synthèse historique, voir Dal Piaz [2001]), il abandonnera cette idée intuitive pour adhérer à la théorie du plissement double (double fold) soutenue par Albert Heim [Heim, 1878] qui deviendra vite le modèle de prédilection à l'époque pour décrire unités cristallines externes (massifs du Mont Blanc et du Gothard) et internes (domaine pennique).
En 1884, Marcel Bertrand publie les premiers éléments de la théorie des nappes dans les Alpes. Cette proposition supposant la mobilité des unités restera ignorée tant elle paraît, à l'époque, inconcevable [Dal Piaz, 2001]. Ce n'est que quelques années plus tard, en 1893 et 1898, que Hans Schardt démontrant la structure en klippe des unités sédimentaires externes des Alpes Suisses provoque l'avènement des concepts allochtones basés sur le mobilisme [Schardt, 1893, 1898].
Le début du XX^{ème} voit le développement rapide des théories mobilistes qui connaîtront leur apogée avec la parution du livre de Wegener, "La dérive des continents" [Wegener, 1915]. Ces théories mobilistes, défendues notamment par Argand [Argand, 1916], permettent l'élaboration et l'amélioration de la théorie des nappes dans les Alpes du Nord-Ouest.
A partir de cette époque, les grandes lignes de l'origine des Alpes sont posées sans que toutefois les mécanismes et processus ne soient expliqués. Le domaine externe est sans ambiguité décrit comme ayant une appartenance européenne. Le domaine interne, en revanche, soulève de nombreuses questions relatives à l'origine des unités si celles-ci ne sont pas originaires de l'endroit où

elles se trouvent actuellement. Toutefois, les unités Austro-Alpines (Dent Blanche) furent assez rapidement décrites par Argand et Staub comme appartenant initialement à l'Afrique [Argand, 1924; Staub, 1928]. Argand décrira à cette occasion l'épaississement crustal engendré par la collision [Argand, 1924].
Pendant les décennies qui suivirent, la description des unités internes et de leur domaine paléogéographique d'appartenance s'affina. L'avènement de la théorie de la tectonique des plaques à la fin des années 1960 [Le Pichon, 1968] permi de replacer dans son contexte dynamique l'orogénèse alpine.
Aujourd'hui, si quelques ambiguités persistent quant à l'appartenance paléogéographique de certaines unités, l'architecture des Alpes est comprise dans son ensemble. Les nombreuses études pétrographiques, structurales, chronométriques,... ont permis l'élaboration de modèles paléogéographiques et mécaniques de l'histoire des Alpes.

La description faite ici des Alpes, même si elle diffère en quelques points des synthèses récentes existantes [Stampfli et al., 1998; Ratschbacher et al., 2004; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005; Rosenbaum and Lister, 2005], a pour but de synthétiser les résultats des études menées jusqu'à présent et de les regrouper avec nos propres observations. Ceci a été réalisé de sorte à se focaliser sur les éléments importants aux vues de la question soulevée dans cette étude et servir de référence et validation pour la partie modélisation.
La description s'articule en trois chapitres :

- le premier, présentant les Alpes de façon globale dans leur contexte temporel et spatial,
- le second, décrivant l'épaississement dans les Alpes, sous forme de guide d'excursion,
- le troisième, proposant la description d'une unité cristalline interne : l'unité Adula.

En chapitre 8, les déductions et apports pour la compréhension de la formation des Alpes et du problème de l'épaississement seront synthétisées.

Chapitre 5

Orogènes et Alpes

Sommaire

5.1 Cinématique globale de la fermeture de la Téthys 40
5.2 Chronologie tectonique du domaine alpin 41
5.3 Histoire alpine des unités cristallines 47
5.4 Structures d'échelle crustale et lithosphérique 50
5.4.1 Introduction 50
5.4.2 Sismique 50
5.4.3 Gravimétrie 53
5.4.4 Tomographie 54
5.4.5 Conclusion 59

5.1 Cinématique globale de la fermeture de la Téthys

Les Alpes sont nées de la convergence entre le continent eurasiatique et le continent africain. Cette convergence a conduit à la fermeture d'un domaine océanique, la Néo-Téthys, qui comportait de nombreux "micro-continents" formés lors de l'ouverture du domaine Néo-Téthysien.

L'ouverture du domaine Néo-Téthysien remonte à la disclocation de la Pangée (figure 5.1), il y a 210 Ma (Norien). Pendant environ 65 Ma, jusqu'il y a 145 Ma (Tithonien, la Néo-Téthys est en extension. Cette ouverture est particulièrment prononcée dans la partie ouest de la Néo-Téthys où l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (à partir du Toarcien, il y a environ 180 Ma) est accompagnée par l'ouverture de l'océan Ligure à la place actuelle de la méditerrannée occidentale (du Golfe du Lion au détroit de Gibraltar) (figure 5.2).

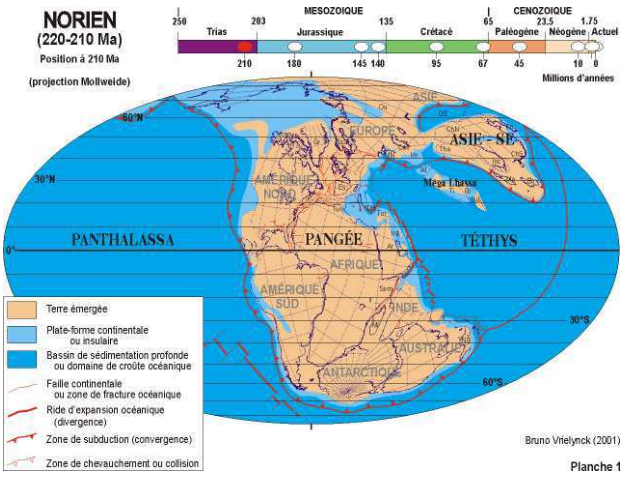


FIG. 5.1 – *Carte au Norien (210 Ma)*

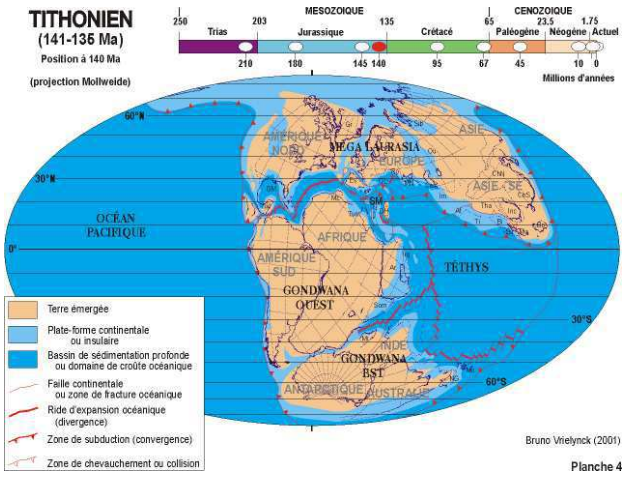


FIG. 5.2 – *Carte au Tithonien (145 Ma)*

Cartes reconstituant la géographie au Norien (210 Ma environ) et au Tithonien (145 Ma environ). Ces cartes sont extraites de "Visage de la Terre" par Bruno Vrielynck et Philippe Bouysse 2004.

A partir du Tithonien (il y environ 145 Ma), l'avortement de la branche Ligure au profit de l'Atlantique Nord est responsable de la convergence du continent eurasiatique et du continent africain. La convergence des deux continents entraîne la fermeture de la partie occidentale du domaine Néo-Téthysien provoquant ainsi la formation de la chaîne des Alpes.
La fermeture du domaine Néo-Téthysien occidental a conduit à la surrection d'un orogène qui s'étend du détroit de Gibraltar au Caucase Septentrional en passant par le Rif, la Kabylie, la Sicile, les Apennins et le Nord de la Corse, les Alpes, l'Egée et l'Anatolie (figure 5.3). Les nombreux "micro-continents" initialement présents dans cette région ont été accrétés aux continents Africain et Européen au cours de la fermeture du domaine Néo-Téthysien occidental. Dans les chaînes de montagne du pourtour méditerranéen, des fragments des "micro-continents" téthysiens se trouvent au voisinage de roches d'origine océanique (figure 5.3 - [Mattauer, 1998]).

FIG. 5.3 – *Orogène Téthysien*
La présence de roche d'origine océanique dans les chaînes de montagne du pourtour méditerranéen traduit l'existence d'un ou plusieurs ancien(s) océan(s) à l'emplacement actuel de la méditerranée, la Néo-Téthys.

5.2 Chronologie tectonique du domaine alpin

La formation des Alpes commence au Tithonien (il y environ 145 Ma) lors de l'avortement de l'ouverture de l'océan Ligure [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002]. L'ouverture de l'Atlantique provoque, au Nord, le déplacement de l'Ibérie par rapport au continent eurasiatique et, au Sud, la convergence du continent africain vers le continent eurasiatique [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000].
Ces deux mouvements provoquent la fermeture du domaine occidental de la Néo-Téthys constitué d'un domaine océanique parsemé de "micro-continents" (ou blocs continentaux - [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Scotese, 2001; Stampfli and Borel, 2002]). Les fragments de ces micro-continents qui se trouvent actuellement dans les Alpes permettent d'établir une chronologie des évènements de la formation de la chaîne alpine (figure 5.4). La compilation des données chronologiques et paléogéographiques disponibles permet d'obtenir le scénario classique présenté ci-après (figure 5.5).

Téthys et Néo-Téthys (220-110 Ma)

L'océan Téthys se crée lors de la rupture du continent unique Pangée (220 Ma) qui existait au début de l'Ère Secondaire (Mésozoïque). L'océan Téthys s'ouvre entre 220 et 130 Ma [Nairn et al., 1988; Schmid et al., 1997a; Gebauer, 1999; Stampfli and Borel, 2002] délimitant ainsi la bordure sud du continent Eurasie. La dorsale océanique téthysienne s'étendait à l'ouest jusqu'entre la Calabre et la Sicile, séparant l'**Apulie** (figure 5.6) de l'Afrique [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000].
Au Sinémurien (autour de 180 Ma), la partie occidentale de la Téthys (la Néo-Téthys) s'ouvre en raison de l'extension de l'**océan Ligure** (figure 5.6 - [Nairn et al., 1988; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000]). La dorsale océanique à l'origine de cette ouverture provient de l'Atlantique central provoquant son ouverture [Nairn et al., 1988; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000; Scotese, 2001].

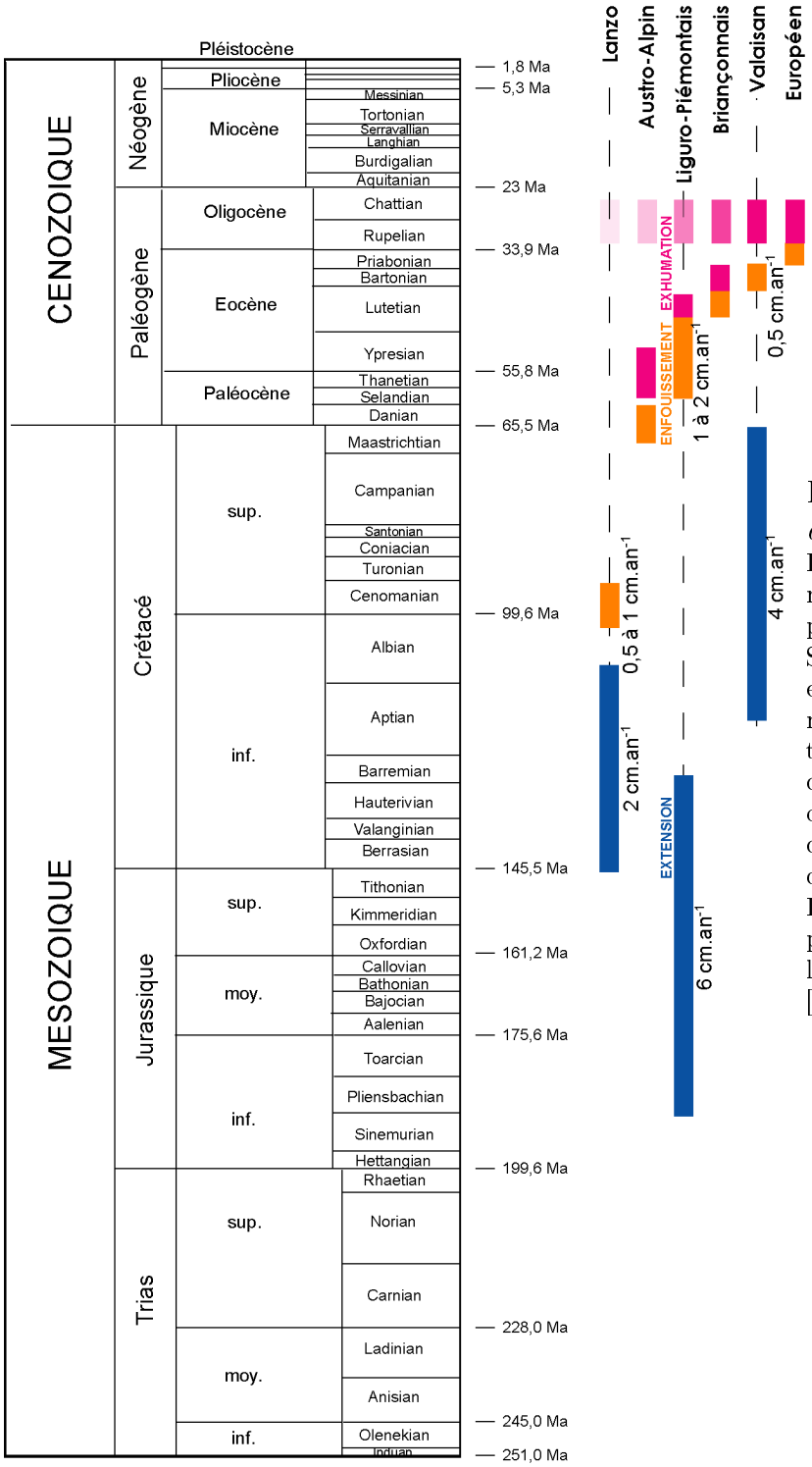


FIG. 5.4 – *Géochronologie du domaine alpin*
L'évolution chronologique tectonique des différents ensembles alpins est progressive et migre du Sud vers le Nord. L'alternance entre domaines océaniques et domaines continentaux a conditionné l'évolution alpine. La subduction des domaines à affinité océanique entraîne en profondeur à leur suite les "micro-continents".
Les étages géochronologiques, représentés à l'échelle, sont issus de la charte stratigraphique de 2004 [IUGS, 2004].

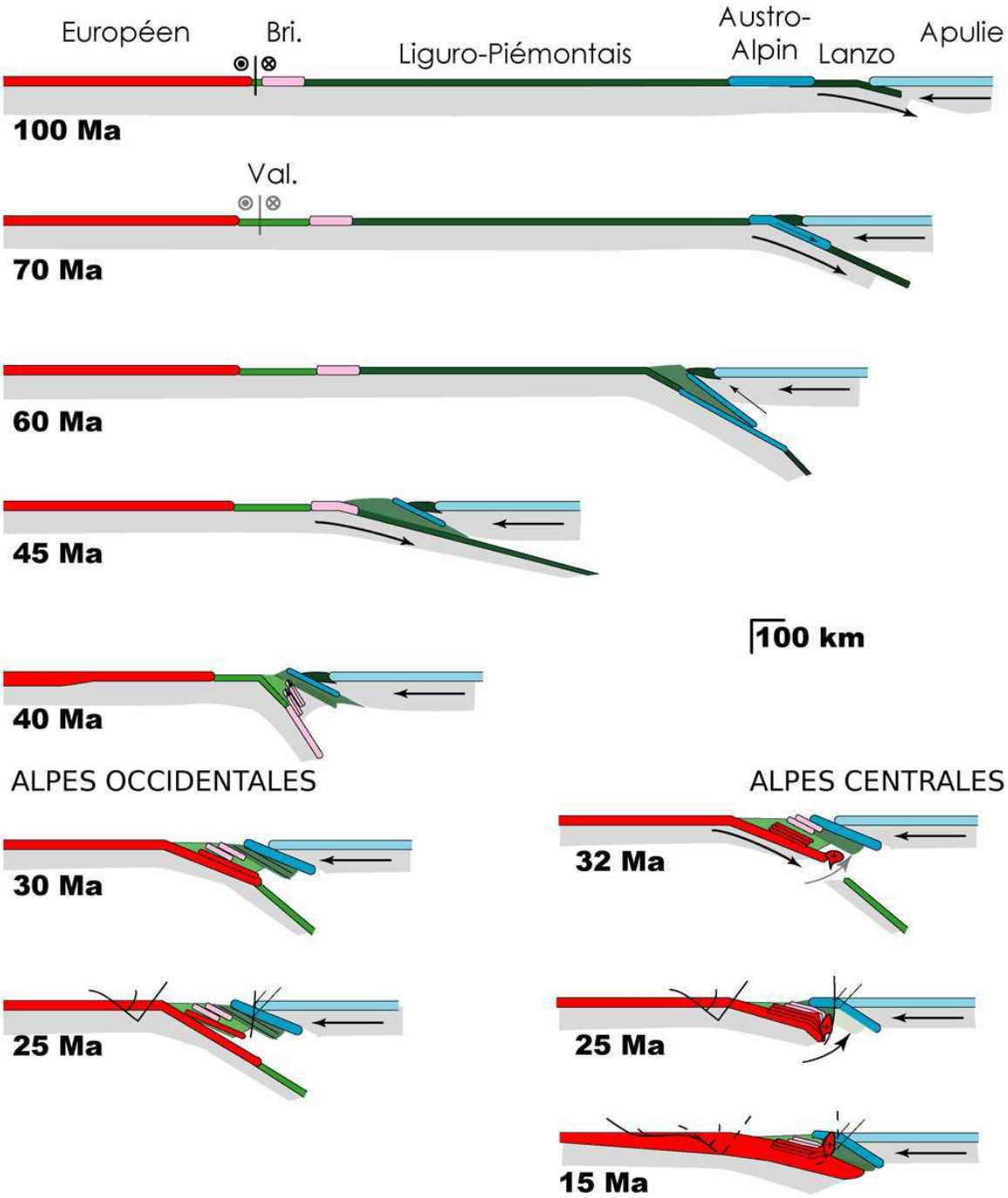


FIG. 5.5 – *Evolution schématique des Alpes*
Schéma présentant en dix étapes l'évolution des Alpes

L'ouverture de l'océan Atlantique Sud puis Nord s'accélérant, l'ouverture du domaine néo-téthysien avorte [Schmid et al., 1997b; Stampfli et al., 1998; Stampfli, 2001]. L'abandon de l'extension océanique Ligure est marquée à la limite Jurassique - Crétacé (145 Ma) par un court épisode d'ouverture du domaine **Lanzo** (décrochement extensif - (figure 5.6)), provoquant l'arrêt de la dorsale Ligure au Barrémien (autour de 130 Ma). L'ouverture du domaine Lanzo détache un micro-continent à la bordure nord de l'Apulie : le bloc **Austro-Alpin** (figure 5.6 - [Gebauer, 1999; O'Brien, 2001]). La vitesse moyenne d'ouverture du domaine Lanzo est estimée autour de 2 cm.an^{-1} $\pm$ 1. Cette estimation est basée sur l'espace maximal disponible et la durée maximale de l'ouverture.
Cet épisode est de courte durée puisque à partir de l'Albien, l'ouverture de l'Atlantique Nord est prépondérante [Nairn et al., 1988; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000; Scotese, 2001] et l'ouverture du domaine Lanzo s'arrête.

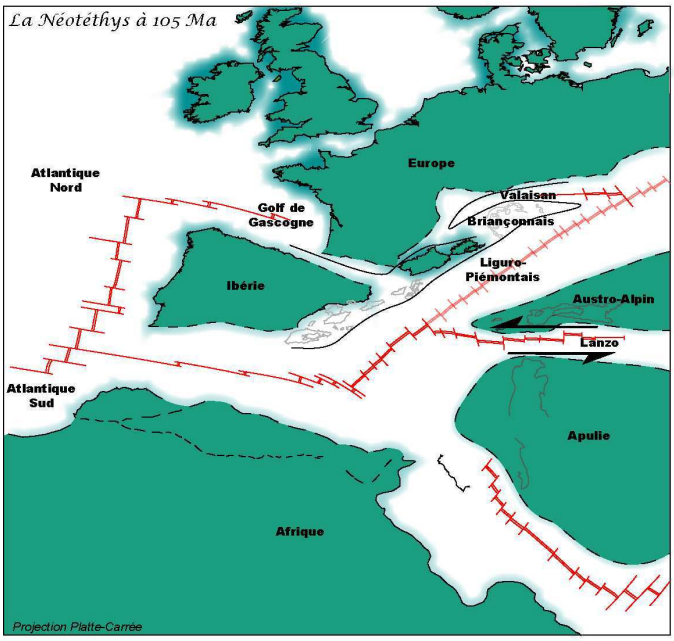
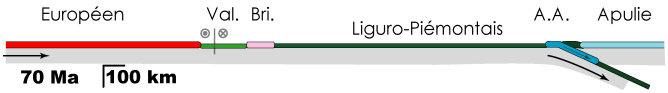


FIG. 5.6 – *Le domaine Néo-Téthysien*
Carte à l'Albien (105 Ma) permettant de situer les différents éléments du domaine néotéthysien. Les ensembles continentaux sont représentés en vert et les domaines océaniques en blanc bordé de bleu. Cette représentation ne présume en rien des environnements et certaines parties des ensembles continentaux sont immergées. Reconstruction réalisée avec Bruno Vrielynck. Pour plus de détails sur les reconstructions, se référer à la quatrième partie.

Début de la convergence (130-65 Ma)

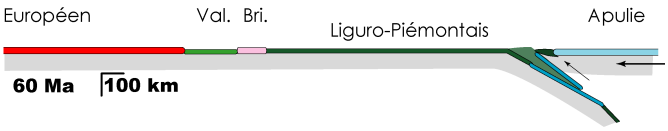
L'ouverture de l'Atlantique Nord à partir de l'Aptien (130 Ma) provoque la rotation de l'Ibérie [Dercourt et al., 2000]. Le déplacement de l'Ibérie vers l'Est provoque un décrochement extensif [Stampfli, 2001] sur la bordure sud de l'Europe qui conduit à la création d'un domaine océanique, le **Valaisan** (figure 5.6). Le mouvement décrochant et extensif d'ouverture du domaine est rapide (de l'ordre de 4 cm.an^{-1}) est étroitement lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord et sa dynamique. L'ouverture du domaine Valaisan provoque la séparation du "micro-continent" **Briançonnais** (figure 5.6) de la marge européenne [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Gebauer, 1999; Stampfli, 2001].
Dans la partie Sud, le mouvement vers le Nord de l'Afrique se poursuit en raison de l'ouverture de l'Atlantique Sud. La convergence Afrique - Europe qui en découle provoque la subduction du domaine Lanzo (à une vitesse de l'ordre de 0,5 à 1 cm.an^{-1}).

Enfouissement de l'Austro-Alpin (70 à 60 Ma)



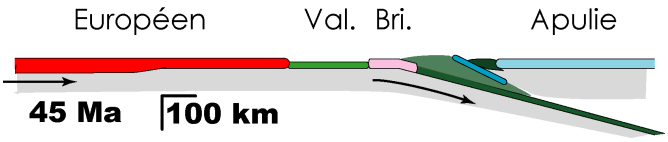
A la suite du domaine Lanzo, le "micro-continent" Austro-Alpin est enfoui sous l'Apulie à partir du Maastrichien (70 Ma - figure 5.4 - [Rosenbaum and Lister, 2005]). L'existence d'un domaine océanique Lanzo, indépendant du Liguro-Piémontais, est controversée. Toutefois, l'enfouissement du "micro-continent" Austro-Alpin à grande profondeur nécessite la présence d'une lithosphère océanique entraînant la lithosphère continentale austro-alpine. Les roches ophiolithiques de Lanzo, situées au Sud-Est des unités Austro-Alpines, structuralement au-dessus, peuvent constituer une relique de ce domaine océanique. L'enfouissement du "micro-continent" Austro-Alpin se termine au Selandien (60 Ma - figure 5.4 - [Rosenbaum and Lister, 2005]).

Subduction Liguro-Piémontaise (60 à 50 Ma)



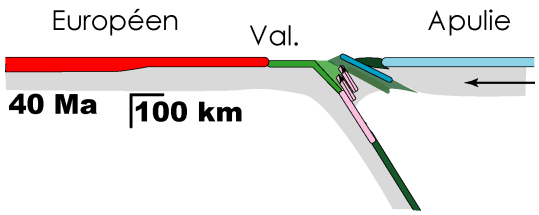
Situé au Nord du micro-continent Austro-Alpin (figure 5.6), l'océan Liguro-Piémontais s'engage à la suite de l'Austro-Alpin dans la zone de subduction à partir du Selandien - Thanetien [Costa and Caby, 2001; Rosenbaum and Lister, 2005]. La subduction du Liguro-Piémontais s'effectue à une vitesse évaluée entre 1 et 2 cm.an^{-1} et se poursuit jusqu'au Lutétien (45 Ma - [Costa and Caby, 2001]). Dans le même intervalle de temps, du Selandien à l'Yprésien (60 à 50 Ma), les unités Austro-Alpines sont exhumées jusqu'à la base de la croûte [Stampfli et al., 1998; Ratschbacher et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005].

Enfouissement du Briançonnais (50-35 Ma)



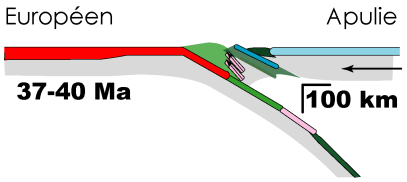
A partir de l'Yprésien (environ 50 Ma), l'évolution entre les Alpes Centrales et les Alpes occidentales devient diachrone. Dans la partie centrale des Alpes, l'océan Liguro-Piémontais se clot à l'Yprésien (environ 50 Ma) entraînant la subduction à sa suite du "micro-continent" Briançonnais [O'Brien, 2001; Rosenbaum and Lister, 2005]. Dans la partie occidentale des Alpes, l'océan Liguro-Piémontais disparaît au Lutétien (environ 45 Ma), lors de la mise en place de l'Ibérie [Dercourt et al., 2000] qui par collision avec l'Europe provoque la formation des Pyrénées.
Au cours du Lutétien (entre 45 et 40 Ma environ), l'enfouissement du "micro-continent" Briançonnais dans la zone de subduction provoque l'individualisation des unités Briançonnaises : Suretta, Monte Rosa et Mont Fort, Gran Paradiso et Money, Dora Maira puis Tambo, l'ensemble du Grand Saint Bernard (Siviez-Mischabel, Pontis, Mont Mort...) [Stampfli, 2001; Schmid et al., 2004]. L'individualisation en profondeur des unités Briançonnaises se traduit par la présence en leur sein d'assemblages minéralogiques caractéristiques de la Haute Pression [Meyre and Puschnig, 1993; Meyre, 1998; Rutti, 2003; Le Bayon, 2005].

Enfouissement du Valaisan (45-35 Ma)



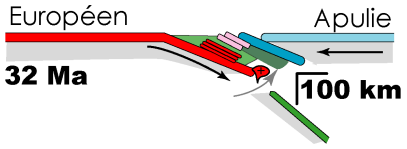
Au Nord du "micro-continent" Briançonnais, le domaine Valaisan subducte ensuite sous l'Apulie, grandie dans sa partie Nord du prisme orogénique constitué depuis le début de la convergence. Le domaine Valaisan, plus vaste dans la partie centrale des Alpes [Stampfli et al., 1998; Rosenbaum and Lister, 2005], se ferme à la fin du Lutétien et pendant le Bartonien (40 à 38 Ma) à une vitesse moyenne estimée à 0,5 $cm.an^{-1}$. Dans la partie centrale des Alpes, l'enfouissement du Valaisan s'effectue plus précocément que dans la partie occidentale. Les unités Valaisannes (Misox ou Mesocco, Bündnerschieffer, zone valaisanne de Brigue-Sion-Courmayeur) sont constituées en majorité de schistes lustrés. L'exhumation mantellique (jusqu'à la base de la croûte soit une profondeur de 30 km environ) des unités Briançonnaises est datée de la même période [Rosenbaum and Lister, 2005].

Enfouissement de la Marge Européenne (40-35 Ma)



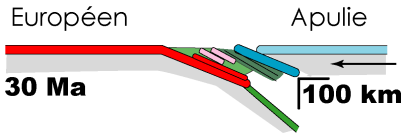
La marge européenne est entraînée dans la zone de subduction à la suite du domaine Valaisan au Priabonnien - début du Rupélien (entre 37 et 30 Ma - [Stampfli et al., 1998; Gebauer, 1999; Schmid et al., 2004]). L'enfouissement en profondeur de la marge Européenne entraîne l'individualisation de la partie supérieure de sa croûte, formant ainsi les unités Européennes qui sont essentiellement visibles dans les Alpes Centrales. Les unités Européennes originaires de la partie distale de la marge (les premières formées – Adula, Cima-Lunga) ont été enfouies à plus grande profondeur que les unités suivantes (Simano – Antigorio, puis Lucomanio – Leventina – Verampio - [Schmid et al., 1997a; Stampfli et al., 1998; Maxelon and Mancktelow, 2005]).

Détachement de la lithosphère subduite (40-30 Ma)



La lithosphère continentale Européenne ne pouvant pas s'enfoncer dans la zone de subduction, le mouvement de convergence ralentit. Dans la partie centrale des Alpes, la lithosphère subduite, située dans l'asthénosphère, se détache de la lithosphère en surface (slab break-off), provoquant du magmatisme [von Blanckenburg, 1992; Marchant, 1993; Davidson et al., 1996; Berger et al., 1996]. Dans les Alpes Centrales, ce magmatisme est marqué par les Granodiorite et Tonalite du Bergell (30 Ma - [von Blanckenburg, 1992; Davidson et al., 1996; Berger et al., 1996; von Blanckenburg et al., 1998,?]) ainsi que le Granite d'Adamello (43-31 Ma), plus précoce en raison de la migration vers l'Ouest du slab break-off [Marchant, 1993; von Blanckenburg et al., 1998; Pennacchioni et al., 2006a].
La subduction n'ayant plus lieu, aucune des deux lithosphères (Européenne ou Adriatique) ne subducte. Les lithospères Adriatique et Européenne entrent en collision [Schmid et al., 1997a, 2004].

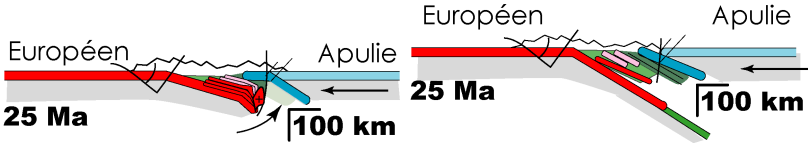
Surrection Lepontine (35-25 Ma)



A la fin de L'Eocène (35 à 32 Ma), le détachement de la lithosphère en subduction (slab break-off) est accompagné d'une remontée de la partie la plus profonde de la marge européenne (partie la plus au Sud), déformant les unités dans leur partie sud [Nagel et al., 2002b]. Une zone de cisaillement intense se créé (appelée zone de racine) au niveau

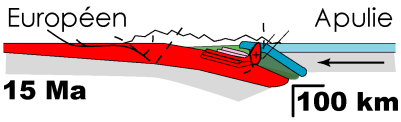
de la ligne Insubrienne [Nagel et al., 2002b; Maxelon and Mancktelow, 2005]. La ligne Insubrienne, zone initiale de la subduction devient alors la zone qui permet l'exhumation crustale (de la base de la croûte soit environ 30 km à la surface) des unités internes.
La convergence se poursuit et se traduit par la formation de grands chevauchements en surface. Ces chevauchements bivergents constituent un pop-up, provoquant la fin de l'exhumation des unités internes qui se trouvent alors bordées par deux chevauchements antithétiques : la ligne Insubrienne au Sud-Est et le Front Pennique au Nord-Ouest [Nagel et al., 2002b; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].

Formation des Cristallins Externes (25-20 Ma)



A partir du Miocène, la chaîne des Alpes se propage vers l'avant, le chevauchement frontal n'est plus le Front Pennique mais le front des cristallins externes [Schmid et al., 1997a,b]. La formation des massifs cristallins externes se réalise grâce à un pop-up constitué au Nord du front des massifs cristallins, au centre du chevauchement qui constitue actuellement les zone de Urseren et de Chamonix et au Sud du Front Pennique qui fonctionne alors en sens inverse, à la faveur des cristallins externes [Marquer, 1987; Neubauer, 2002].
Dans la partie occidentale des Alpes la lithosphère subduite, toujours présente, ne permet pas l'exhumation crustale des unités cristallines internes. Seules les unités situées structuralement au sommet de l'empilement pennique sont visibles.
La formation du bassin Panonien provoque la rotation de l'Apulie qui entraîne une migration vers l'Ouest des chevauchements frontaux.

Chaîne "morte" (depuis 15 Ma)



La convergence, fortement ralentie, provoque la surrection du Jura en avant de la chaîne (au Nord-Ouest) à partir de 12 Ma [Gebauer, 1999; Neubauer, 2002]. La surrection de la chaîne, provoquée par la collision, cesse et fait place à l'effondrement gravitaire de la chaîne marqué par les failles normales du Simplon, d'Engadine... qui conduisent à l'effondrement progressif de la chaîne [Mosar, 1999].
L'érosion des reliefs alpins provoque depuis 30 Ma et principalement au cours du Miocène la formation des bassins molassiques de part et d'autre de la chaîne : le bassin Helvétique au Nord et la plaine du Pô au Sud-Est.

5.3 Histoire alpine des unités cristallines

La chaîne alpine, que ce soit dans sa partie interne ou externe, comporte des unités cristallines. Ces unités de socle sont, dans les Alpes, fréquement appelées nappes [Stampfli, 2001; Steck, 2001; Schmid et al., 2004]. Cette dénomination s'applique également aux unités de converture (constituées uniquement de sédiments mono-métamorphiques) des domaines internes et externes des Alpes. Nous avons donc choisi d'éviter d'employer le terme nappes et d'utiliser les dénominations **unité cristalline** ou **unité de couverture** qui sont plus explicites.

Les études menées dans les unités alpines permettent une description plus ou moins fine de la chronologie des évènements selon s'il s'agit d'unité sédimentaire ou d'unité cristalline. L'étude des unités sédimentaires permet d'obtenir une analyse précise de la chronologie événementielle des différentes déformations subies par les sédiments. L'étude des unités crisallines n'aboutit pas à la même précision. Il résulte de cette différence méthodologique une disparité du dénombrement de phases de déformation dans les unités sédimentaires et cristallines.

Dans la "littérature" alpine, selon le type d'étude et l'auteur, de nombreuses phases de déformation sont décrites. Ces différentes phases correspondent, le plus souvent, aux multiples déformations que les roches ont enregistré. Dans le cadre de ce travail, afin de corréler la déformation sur l'ensemble des Alpes toutes ces phases ont été regroupées en quatre phases majeures de déformation. Ces quatre phases correspondent au quatre grandes étapes (diachrones pour les différentes unités) de la formation de la chaîne des Alpes (figure 5.7).
Il est important de noter qu'une unité cristalline n'a pas nécessairement subi toutes les phases

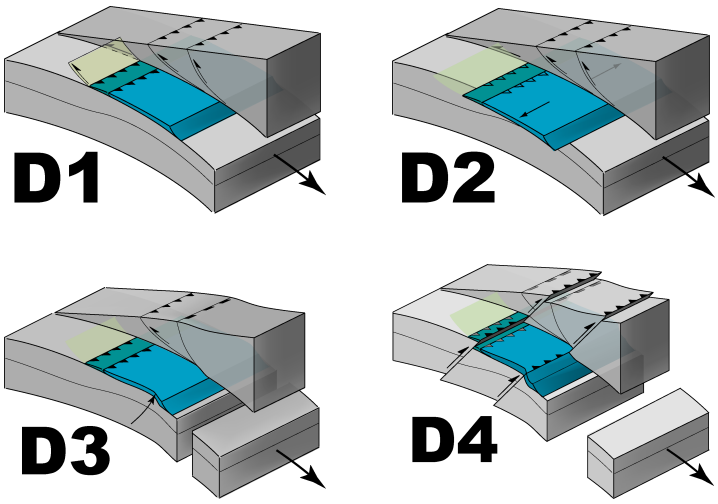
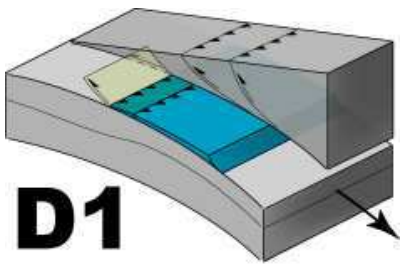


FIG. 5.7 – *Les 4 stades d'évolution d'une unité cristalline interne alpine* Dans l'ordre : D1 phase d'individualisation des unités au cours de la subduction ; D2 phase d'extension syn-épaississement ; D3 phase de transition entre subduction et collision générant un détachement le long de la Ligne Insubrienne ; D4 phase de collision provoquant la formation d'un pop-up. L'unité cristalline (croûte supérieure) considérée est représentée en bleu, les lithosphères subduites (en dessous) et chevauchantes (au dessus) sont représentées en gris.

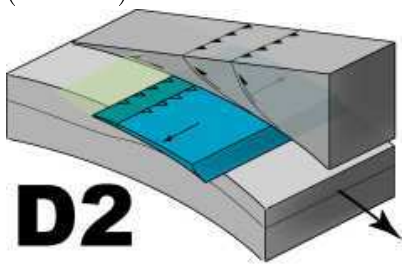
de déformation. Dans cette classification, les unités cristallines externes (Aar, Gothard, Aiguilles Rouges, Mont Blanc...) n'ont subi que la quatrième phase de déformation.



– **La première phase de déformation** (D1) correspond à l'individualisation des unités au cours de la subduction de la lithosphère continentale à laquelle ces unités étaient rattachées (figure 5.7 - haut gauche). Cette déformation se traduit par une schistosité horizontale avec une linéation d'étirement orientée vers le Nord. Les unités cristallines internes comportent toutes la marque de cette déformation [Meyre, 1998; Stampfli et al., 1998; Rutti, 2003; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].
Cette première phase de déformation est marquée par des assemblages minéralogiques correspondant à la plus haute pression subie par les unités cristallines internes. Ces assemblages de Haute à Ultra-Haute Pression indiquent que les unités cristallines internes ont été enfouies

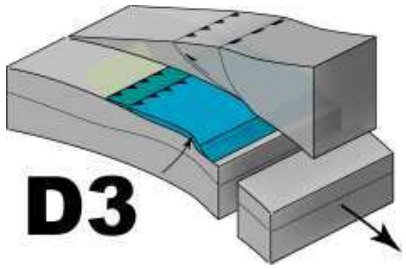
à des profondeurs pouvant dépasser la base de la lithosphère (100 km).

- **La seconde phase de déformation** (D2) correspond à l'étirement latéral de la chaîne pendant sa formation (figure 5.7 - haut droit). Dans les Alpes, et particulièrement dans la partie centrale, un étirement latéral s'est produit pendant la formation de la chaîne. Cet étirement parallèle à l'axe de la chaîne se traduit par une déformation cisaillante dans les unités cristallines internes. La présence de zones de détachement telles que la Turba mylonite ou le détachement ductile du Simplon est liée à cette extension.



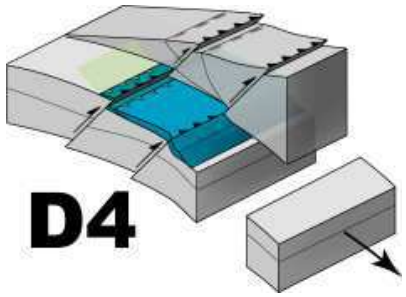
Dans les Alpes centrales, cette seconde phase de déformation est marquée par une schistosité sub-horizontale avec une linéation d'étirement orientée vers l'Est pour les unités situées à l'Est du Valle Leventina et orientée vers l'Ouest pour les unités situées à l'Ouest.
La seconde phase de déformation (D2) est une phase d'extension qui a accompagné la remontée à travers le manteau des unités internes enfouies en profondeur. Cette remontée est adiabatique pour les unités internes supérieures (Tambo et Suretta par exemple) mais des assemblages minéralogiques caractéristiques d'une forte hausse de température sont associés à cette seconde phase de déformation pour les unités internes inférieures (Simano et Leventina par exemple). Le réchauffement est attribué à la présence de quantité importante d'éléments radiogéniques présents dans l'empilement crustal et, pour partie, au shear heating [Burg and Gerya, 2005].

- **La troisième phase de déformation** (D3) est due à la rupture de la lithosphère subductée (slab break-off – figure 5.7 - bas gauche). La faible densité de la lithosphère continentale (européenne) empêche son enfouissement plus en avant dans la zone de subduction, ce qui a pour effet de provoquer la rupture de la lithosphère subductée. La lithosphère continentale dans la zone de subduction (Europe) tend alors regagner sa position d'équilibre, c'est à dire horizontale. Une importante remontée s'effectue alors pour la partie la plus engagée dans la zone de subduction (Sud de la zone interne, au niveau de la Ligne Insubrienne). Cette phase se traduit par la formation d'une "zone de racine" des unités cristallines internes. C'est une zone de cisaillement intense qui correspond à un détachement sur l'ensemble de la lithosphère. Ce cisaillement déforme les unités internes, remobilisant les minéraux alignés horizontalement, générant une zone avec une schistosité verticale. Les unités apparaissent "coudées" et sont fréquement décrites comme un antiforme dans la littérature alpine [Stampfli, 2001; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].



Cette troisième phase de déformation marque la transition entre un régime en subduction entraîné par l'enfouissement de la lithosphère océanique, et un régime en collision dans lequel la force motrice de la lithosphère subductée a disparu.

- **La quatrième phase de déformation** (D4) correspond à l'étape de collision (figure 5.7 - bas droit). La convergence des deux lithosphères continentales (Europe et Apulie) se poursuivant, le raccoursissement horizontal est accommodé par un épaississement. Cet épaississement est produit par des chevauchements de part et d'autre de l'axe de la chaîne qui produisent une structure en pop-up.
Cette quatrième phase de déformation est marquée au front des unités internes par une schistosité sub-verticale comportant une linéation d'étirement



minérale orientée verticalement avec des critères de cisaillement indiquant un mouvement vers le haut.

– Il est possible de regrouper en une **cinquième phase de déformation** (D5) la fin de la formation de la chaîne des Alpes. Cette cinquième phase correspond à l'évolution de la chaîne depuis 15 millions d'années. Les chevauchements du Jura traduisant la propagation en avant de la chaîne, les failles comme celle du Simplon correspondant au début de l'effondrement gravitaire de la chaîne, sont rattachés à cette cinquième phase de déformation.

5.4 Structures d'échelle crustale et lithosphérique

5.4.1 Introduction

Depuis les premières cartes géographiques de la région de "Chamounis" (actuel Chamonix) établies en 1652 par Nicolas Sanson d'Abbeville (figure 5.8 *ci-contre*) et 1680 par Giovano Tomaso Borgonio [Vivian, 2005], notre connaissance de l'arc alpin a largement progressé.

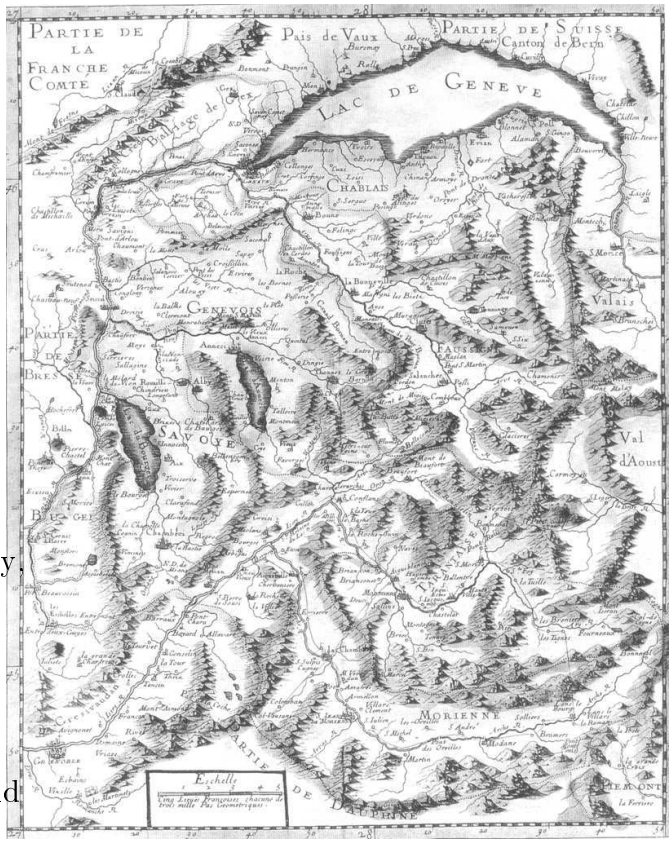


FIG. 5.8 – Carte des Alpes Françaises - N. Sanson d'Abbeville 1652.

Les premières cartes géographiques valables datent de 1748 ("Théatre de Guerre en Italie", G. Dheulland et R. Julien - [Vivian, 2005]) et les premières cartes géologiques datent du milieu du XIX^{eme} (par exemple [Gerlach, 1869]). Dès lors, les géologues tentèrent d'avoir une vision synthétique et globale des Alpes [Argand, 1916; Hermann, 1938; Staub, 1958; Trumpy, 1960]. Plus récemment, avec l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques dans les années 1960-70, l'orogène alpin est étudié dans son contexte dynamique qu'est la fermeture de la Néo-Téthys [Stampfli, 2001; Neubauer, 2002; Rosenbaum and Lister, 2004; Schmid et al., 2004; Ratschbacher et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].

Ces études synthétiques et globales sont grandement facilitées par l'apport récent des méthodes géophysiques qui permettent d'avoir une image de la structure profonde des Alpes [Marchant, 1993; Vosteen et al., 2003; Luschen et al., 2004; Kummerow et al., 2004]. Les images de la structure profonde des Alpes ainsi obtenues, traduisant l'évolution tectonique à l'échelle de la croûte et de la lithosphère, premettent de replacer les unités tectoniques dans un contexte géodynamique et fournissent des contraintes pour établir des modèles expliquant la formation des Alpes.

5.4.2 Sismique

L'utilisation des ondes sismiques (générées artificiellement ou lors de séisme) permet, à l'instar de l'échographie, d'obtenir une image de l'intérieur de globe terrestre. Certaines roches ou discontinuités entre des roches, appellées **réflecteurs**, renvoient les ondes sismiques vers la surface et

permettent l'élaboration d'une image du sous-sol. La précision et la taille d'investigation varient de façon inverse en fonction de l'intensité de la secousse sismique et de l'espacement des capteurs. La compréhension des agencements structuraux à grande échelle[1] est facilitée par la prospection sismique. De nombreuses régions ont fait l'objet d'étude sismique, fournissant des profils sismiques crustaux et permettant ainsi l'intégration des processus tectoniques à grande échelle[2].

La chaîne des Alpes a fait l'objet de nombreuses investigations sismiques profondes qui permettent l'observation des variations structurales le long de la chaîne :

- le projet ECORS-CROP fournissant un profil sismique Nord-Ouest - Sud-Est dans les Alpes du Nord-Ouest,
- le projet NRP20 fournissant trois ensembles de profils sismique Nord - Sud à travers les Alpes Suisses.
- un profil sismique en Autriche passant par les Tauern.

L'interprétation de 3 de ces profils a été réalisée ici (figures 5.9, 5.10 et 5.11), les profils sismiques ECORS-CROP, NRP20-Ouest et NRP20-Est ayant servi à l'élaboration sont placés en annexe avec leurs interprétations (ANNEXE-1 - Matériel complémentaire).

Le profil sismique NRP20-Est a été réalisé dans la partie Est des Alpes Suisses et s'étend du bassin molassique helvétique (Suisse) à la plaine du Pô (Italie).
L'interprétation des données sismiques met en évidence deux croûtes continentales différentes séparées par l'orogène alpin (figure 5.9). Au Nord, la croûte inférieure européenne s'enfoncent sous

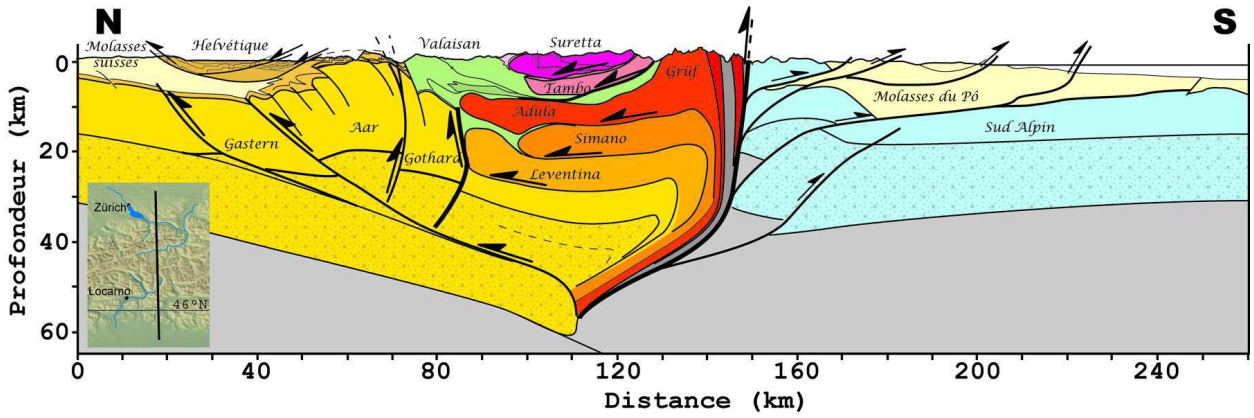


FIG. 5.9 – *Coupe géologique d'échelle crustale des Alpes Centrales à partir du profil NRP20-Est*
L'interprétation sismique Est est déduite du profil NRP20 - Est [Team, 2002]. Le profil NRP20 - Est peut être retrouvé en Annexe 1 (Matériel complémentaire). Les couleurs utilisées sont les même que dans le reste de ce manuscrits (cf. légende générale, Annexe 1 - Matériel complémentaire) Le motif en pointillé correspond aux parties de croûte inférieure, les manteaux lithosphèriques de l'Europe et de l'Apulie sont représenté en gris.

les Alpes et atteind 60 km (contre 30 km en moyenne). Les Alpes se divisent en deux grands domaines : la partie interne constituée d'un empilement horizontal de plusieurs unités cristallines (constituées de roches de la croûte) et la partie externe (plus au Nord) constituée des Massifs Cristallins Externe de l'Aar, du Gothard et des Gastern. La partie Sud du continent européen qui à été subductée au cours de l'orogénèse alpine ne semble pas se poursuivre en profondeur, sur le

[1] en toute rigueur, petite échelle
[2] en toute rigueur, petite échelle

profil sismique aucun réflecteur n'est présent plus en profondeur.

Le profil sismique NRP20-Ouest a été effectué dans la partie Ouest des Alpes Suisses. Ce profil fournit une image de la structure crustale des Alpes entre Bern (Suisse) et Torino (Italia) (figure 5.10). Comme dans la partie Est des Alpes Suisses, les Alpes du Nord-Ouest se trouvent à la

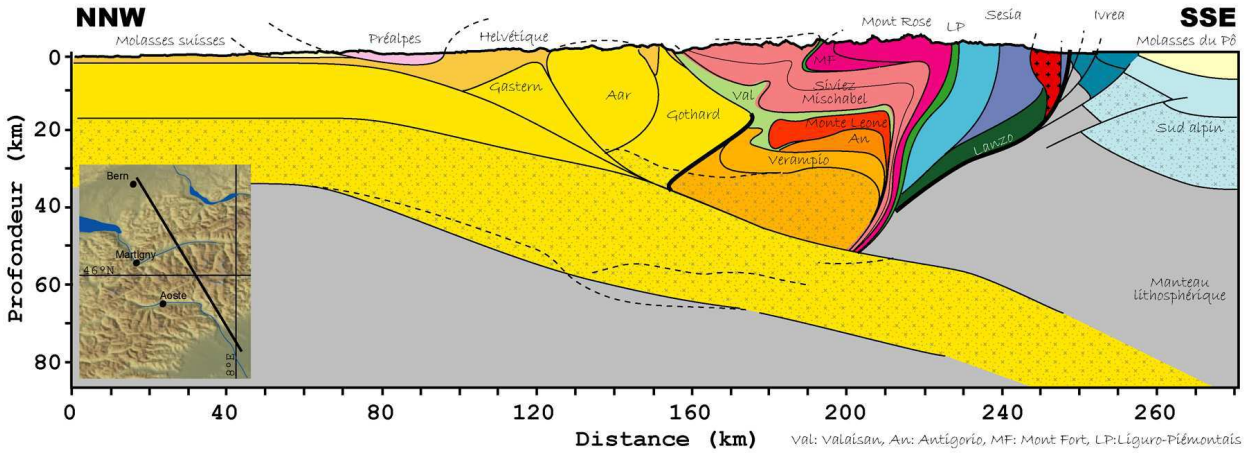


FIG. 5.10 – *Coupe géologique d'échelle crustale des Alpes du Nord-Ouest à partir du profil NRP20-Ouest*
L'interprétation sismique Est est déduite du profil NRP20 - Ouest [Team, 2002]. La légende est identique à la figure 5.9.

frontière entre les lithosphères européenne et apulienne. La lithosphère européenne s'enfonce sous la lithosphère apulienne et semble se poursuivre en profondeur. La partie Sud est carcatérisée par un fort amincissement crustal au niveau de la zone d'Ivrea en raison des nombreux chevauchements qui provoquent la remontée du manteau. A cet endroit, la croûte inférieure est remontée jusqu'à la surface. La zone de Sesia constituée de roches de croûte supérieure peu denses est directement en contact avec le manteau lithosphérique apulien.

Le profil sismique ECORS-CROP a été réalisé dans la partie occidentale des Alpes entre le chablais français et la plaîne du Pô (figure 5.11). Ce profil permet de voir la lithosphère européenne s'enfoncer en profondeur (jusqu'à 50 km) sous les Alpes. Au Sud des Alpes, des chevauchements provoquent une remontée mantellique similaire à celle observée sur le profil NRP20-Ouest (figure 5.10). Les préalpes originaires de la zone interne s'en retrouvent séparées par la culmination des Massifs Cristallins Externes de Belledonne et plus au Nord des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.

Les images sismiques NRP20-Est et ECORS-CROP ne présentent pas de continuité en profondeur des réflecteurs correspondants à la croûte inférieure européenne. Dans les interprétations, cette absence se traduit par la rupture de la croûte européenne ce qui d'un point de vue dynamique implique le détachement de la lithosphère européenne subduite. De plus, sur les interprétations (figures 5.9 et 5.11) ainsi que sur d'autres interprétations [Marchant, 1993; Team, 2002; Schmid et al., 2004], la ligne Insubrienne qui sépare les Alpes de la lithosphère apulienne a une forme arquée. Cette forme en arc de cercle est probablement liée à l'horizontalisation du domaine interne à partir sa position inclinée dans la zone de subduction (troisième phase de déformation - D3). Ce mouvement est corrélé au détachement de la lithosphère subduite qui a permi une remise à l'équilibre de la lithosphère européenne.

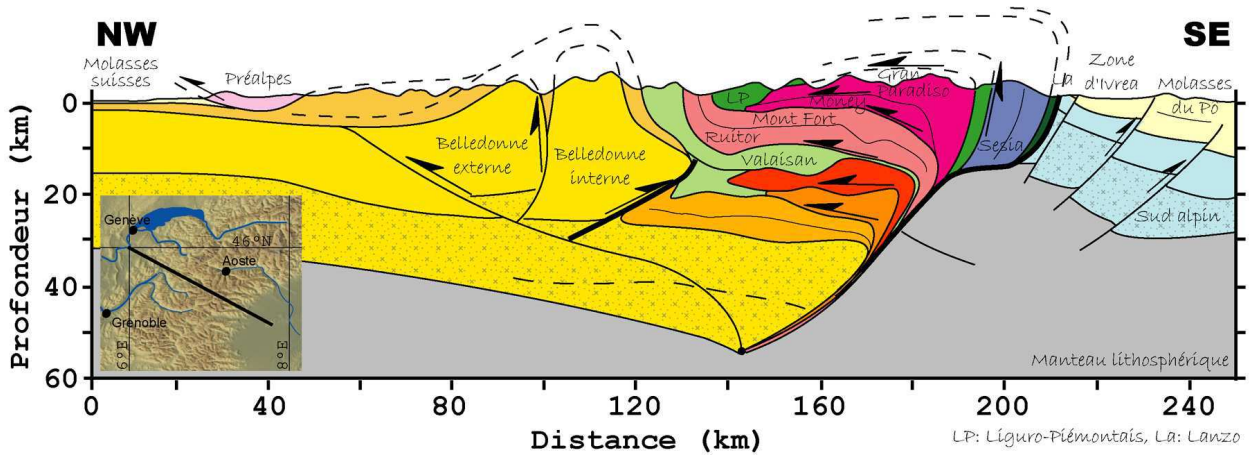


FIG. 5.11 – *Coupe géologique d'échelle crustale des Alpes du Nord-Ouest à partir du profil ECORS-CROP*
L'interprétation sismique Est est déduite du profil ECORS-CROP [Bucher et al., 2004]. La légende est identique à la figure 5.9.

Cependant, le profil NRP20-Ouest comporte des réflecteurs en profondeur à l'extrèmité de la croûte inférieure européenne. La lithosphère, en cet endroit, n'est pas rompue et le détachement de la lithosphère subduite n'a pas eu lieu.

Les observations établies d'une part dans les Alpes de l'Est et Occidentales et d'autre part dans les Alpes du Nord-Ouest ne sont pas en accord. Le profil situé au centre présente une lithosphère continue en profondeur tandis que de chaque côté, la lithosphère semble détachée. Ces profils sismiques à l'échelle de la croûte ne permettent pas de répondre convenablement à la question du détachement de la lithosphère subduite mais fournissent une excellente image de l'agencement crustal des Alpes.

5.4.3 Gravimétrie

La gravimétrie est basée sur la théorie d'attraction des corps : si notre masse est constante, nous pesons plus lourd sur Terre que sur la Lune, la Terre étant plus massive que la Lune. A plus petite échelle, les hétérogénéités de lithologies dans la lithosphère provoquent une variation locale du poids, celui-ci augmentant lorsque des roches plus denses se trouvent à l'aplomb de la mesure. Ces variations peuvent être mesurées en pesant en différents points une masse constante, les variations géographiques observées correspondant à un changement de l'agencement des roches en profondeur.

La comparaison entre d'un côté les mesures gravimétriques et de l'autre les valeurs gravimétriques calculées à partir d'un modèle, permet d'imager la structure de la lithosphère.
Lors de l'exécution du projet NRP 20, cette comparaison gravimétrique à été effectuée afin de valider les interprétations sismiques [Team, 2002]. Ces résultats fournissent une image des lithosphères européenne et apulienne au niveau des Alpes (figure 5.12 - [Marchant, 1993; Team, 2002]). Une différence majeure existe entre ces modèles gravimétriques (figure 5.12) et les interprétations sismiques réalisées (figure 5.9, 5.11) : la lithosphère européenne dans la partie Est et Occidentale des Alpes est représentée continue. Les coupes gravimétriques ne présentent pas de détachement de la lithosphère subduite.
Le Sud des Alpes du Nord-Ouest (profils sismiques et gravimétriques NRP20-Ouest, NRP20-

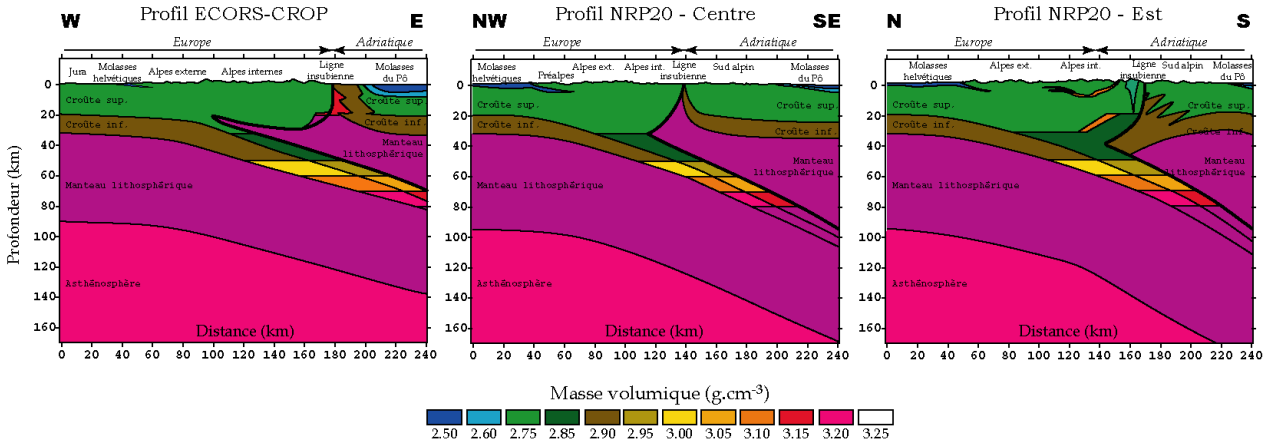


FIG. 5.12 – *Coupes gravimétriques dans les Alpes*
Coupes gravimétriques réalisées dans le cadre du projet NRP 20 afin de valider les interprétations sismiques [Team, 2002].

Centre et ECORS-CROP - figures 5.10, 5.11 et 5.12) est caractérisé en sismique par une remontée mantellique qui se traduit par une zone de forte densité en gravimétrie (figure 5.12) formant le corps d'Ivrea.

L'assemblage des trois modèles gravimétriques permet d'obtenir une image de l'évolution latérale de la lithosphère européenne subduite (figure 5.13 - à gauche). Des travaux récents ont également permis d'obtenir une image tri-dimensionnelle du Moho et de la limite Lithosphère - Asthénosphère au niveau des Tauern (Alpes Autrichiennes - figure 5.13 - à droite [Ebbing et al., 2005]). La lithosphère européenne subduite a un pendage[3] plus fort vers l'Est. Les images réalisées par Ebbing [Ebbing et al., 2005] mettent en évidence l'épaississement important de la croûte au niveau des Tauern.

5.4.4 Tomographie

La tomographie sismique passive permet d'obtenir une image des structures mantelliques de la lithosphère (50 à 150 km) à l'asthénosphère (100 à 1000 km) en raison de la différence de vitesse de propagation des ondes sismiques. Plus une roche est dense, plus les ondes sismiques s'y propagent rapidement. La densité d'une roche dépend de la nature de cette roche et diminue avec sa température.
Les images tomographiques permettent d'étudier le devenir des lithosphères subduites mais sont relativement imprécises en raison de l'ampleur de la zone observée.

Dans les années 1990, un profil tomographique a été réalisé à travers les Alpes du Nord-Ouest (figure 5.14 - [Spakman et al., 1993]). Les résultats tomographiques (figure 5.14) présentent trois ensembles :

- Un vaste domaine (représenté en bleu pâle) ne présentant pas d'anomalie de vitesse, ce domaine est interprété comme étant l'asthénosphère.
- Un ensemble présentant une anomalie de vitesse positive (figure 5.14 - en bleu) qui s'étend depuis la surface au Nord-Nord-Ouest vers la profondeur au Sud-Sud-Est. Cet ensemble correspond probablement à la lithosphère subduite froide dans laquelle les ondes se propagent

[3] **pendage :** inclinaison avec laquelle une interface géologique s'enfonce dans le sol

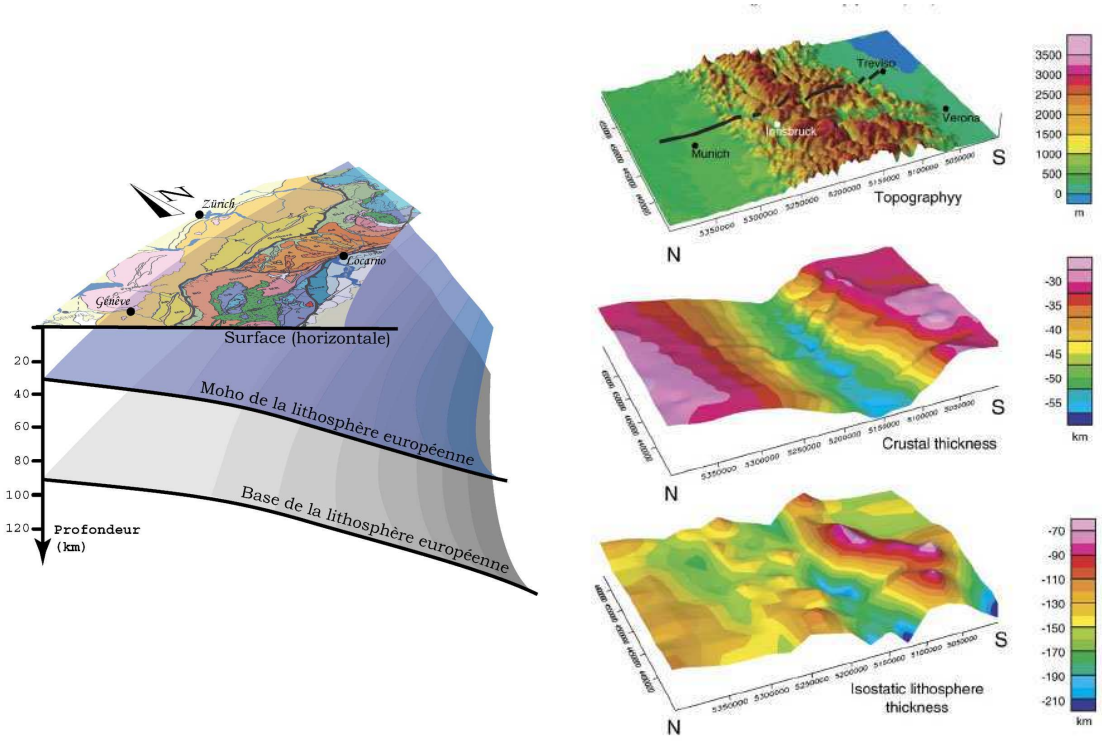


FIG. 5.13 – *3D gravimétrique*
A gauche, image 3D de la lithosphère européenne subduite obtenue à partir des trois interprétations de la figure 5.12. A droite, structure 3D des Alpes Autrichiennes au niveau des Tauern, par Ebbing [Ebbing et al., 2005].

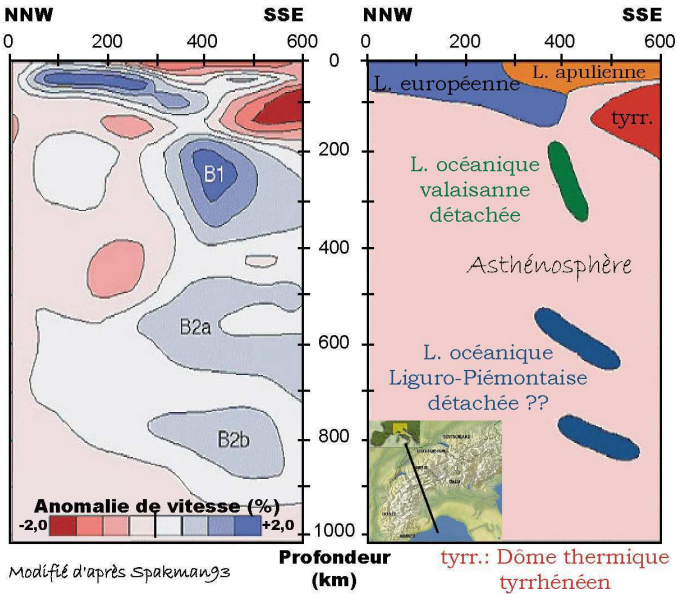


FIG. 5.14 – *Profil tomographique des Alpes du Nord-Ouest*
Résultats tomographiques modifiés d'après Spakman [Spakman et al., 1993] : à gauche, les variations de vitesse de propagation des ondes sismiques P sont représentées ; à droite, interprétation de ces variations d'après Spakman [Spakman et al., 1993].

plus vite que la normale ; ce qui explique l'anomalie positive de vitesse. Cet ensemble n'est pas continu et présente au moins une rupture : une première vers 150 km et une seconde vers 400 km de profondeur.
L'interprétation montre 3 fragments de la lithosphère subduite (figure 5.14 - L. océanique valaisanne et Liguro-Piémontaise détachées).

– Un ensemble présentant une anomalie de vitesse négative (figure 5.14 - en rouge) située en surface au Sud-Sud-Est. Cet ensemble, constitué de deux masses distinctes est interprété comme correspondant à la lithosphère apulienne et à une anomalie thermique : le dôme tyrrhénéen.

Cette image tomographique présente une lithosphère subduite détachée de la lithosphère européenne en surface. La discontinuité marquée par une forte variation de la vitesse des ondes, traduit une rupture de la lithosphère. Cette rupture est soulignée par la présence, à proximité, d'une zone d'anomalie négative : l'asthénosphère se déforme de sorte à occuper l'espace généré par la rupture de la lithosphère subduite[4]. Ces mouvements provoquent une diminution de la vitesse de propagation en raison de l'augmentation de chaleur qu'ils induisent et de l'expension du volume de roche. Ce phénomène est appelé **remontée asthénosphérique** (asthenospheric upwelling).

Une meilleure résolution peut être obtenue en tomographie en utilisant une inversion numérique récursive. Classiquement, les images tomographiques sont obtenues en utilisant un modèle de vitesse de propagation simple supposant que la vitesse augmente avec la profondeur. L'utilisation d'un modèle de vitesse plus complexe (postulant *a priori* de variations horizontale de la vitesse de propagation) et d'une inversion numérique récursive permet d'obtenir une image tomographique de meilleure résolution [Waldhauser et al., 1998; Lippitsch et al., 2003]. A partir du modèle et des mesures sismiques, un programme informatique calcule par itération l'image ayant le moins d'écart avec les mesures sismiques [Lippitsch et al., 2003]. Ces résultats ont l'avantage de donner une image de bonne résolution mais sont trés dépendants du modèle de vitesse choisi.

Cette démarche a été utilisée pour obtenir trois profils tomographiques le long de la chaîne des Alpes (figure 5.15 - [Lippitsch et al., 2003]).

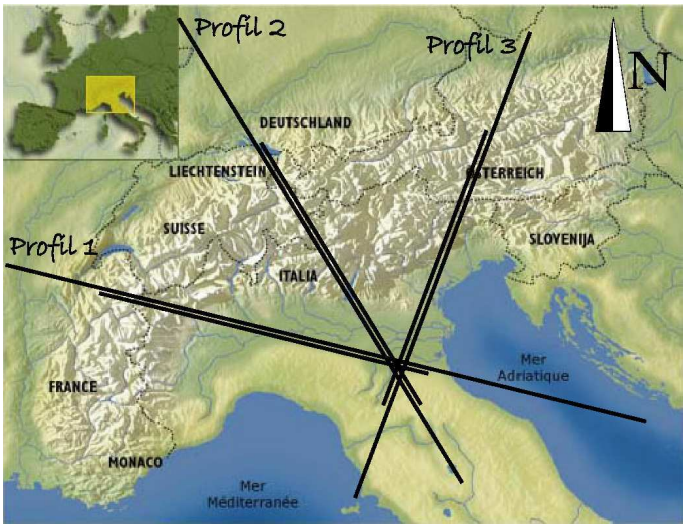


FIG. 5.15 – *Localisation des trois profils tomographiques*
Carte présentant la localisation des trois profils tomographiques réalisés par Lippitsch et al. [Lippitsch et al., 2003]. Le trait doublé indique la zone le long du profil où l'inversion numérique a été réalisée.

Le premier profil tomographique, d'orientation NW-SE, traverse les Alpes du Nord-Ouest de façon similaire au profil sismique ECORS-CROP (figure 5.16). Le profil tomographique 1 montre

[4]Il n'y a pas d'espace creux dans l'asthénosphère

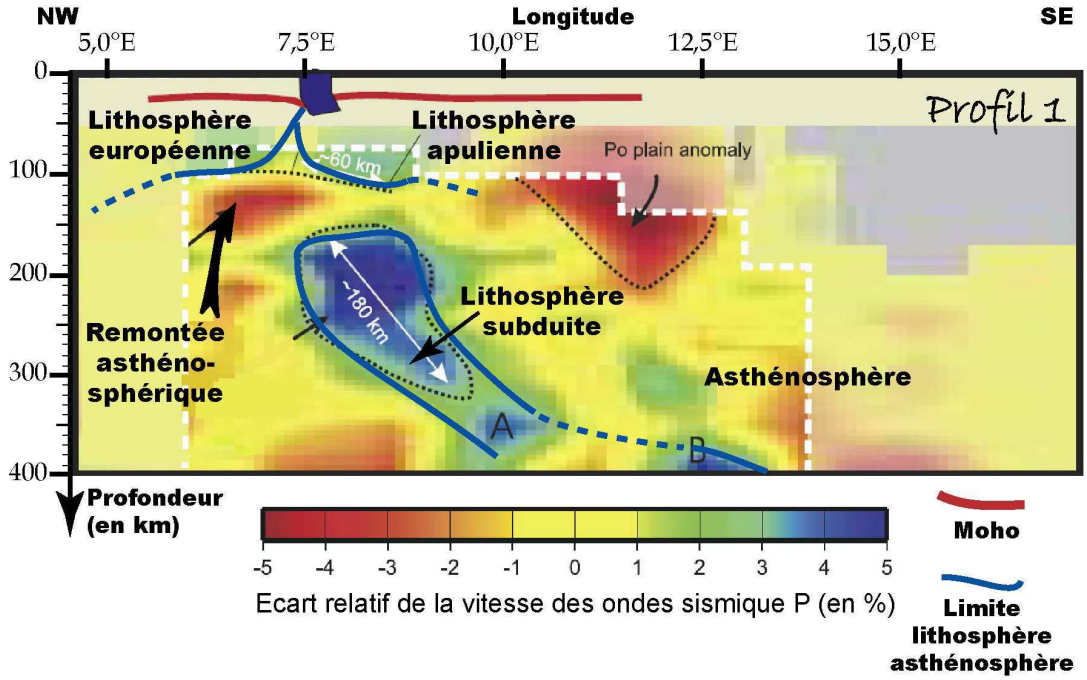


FIG. 5.16 – *Profil tomographique 1 : Alpes du Nord-Ouest*
Profil tomographique imageant la structure profonde des Alpes du Nord-Ouest. Modifié d'après Lippitsch [Lippitsch et al., 2003].

les lithosphères européennes et apuliennes en collision. La limite entre les deux lithosphères est soulignée par le corps d'Ivrea. La lithosphère subduite est détachée et accompagnée d'une remontée asthénosphérique (figure 5.16). La lithosphère européenne, initialement inclinée dans la zone de subduction a retrouvé une position horizontale. Au Sud, sous la plaine du Pô, une anomalie (vitesses négatives) existe et correspond au dôme thermique tyrrhénéen.

Le second profil tomographique traverse les Alpes centrales avec une orientation NNW-SSE et a été réalisé au niveau du profil sismique NRP20-Est (figure 5.17). Cette image tomographique présente la lithosphère européenne enfouie jusqu'à 200 km sous la lithosphère apulienne. La partie subduite de la lithosphère européenne n'est pas visible impliquant son détachement. Comme dans les Alpes du Nord-Ouest, le dôme thermique tyrrhénéen est marqué par une anomalie négative de la vitesse des ondes. Au Nord, un amincissement lithosphérique accompagné d'une remontée asthénosphérique est visible au niveau du fossé rhénan.

Le troisième profil tomographique, orienté NE-SW, traverse les Alpes Autrichiennes au niveau des Tauern, longe la mer Adriatique et se termine dans la plaine du Pô (figure 5.18). Le profil tomographique 3 montre la lithosphère adriatique en subduction sous la lithosphère européenne. La lithosphère subduite vers le Sud lors de la formation des Alpes n'est plus visible excepté, peut-être à 400 km de profondeur au niveau du 45ème parallèle Nord (figure 5.18). Le détachement de la lithosphère subduite a donc eu lieu et a laissé place à une nouvelle subduction de vergence opposée (vers le Nord). Bien que en dehors du champs de résolution, une anomalie négative est visible sous la lithosphère adriatique (45°N - figure 5.18). Cette anomalie se situe au même niveau que le dôme thermique tyrrhénéen sur les trois autres profils tomographiques.

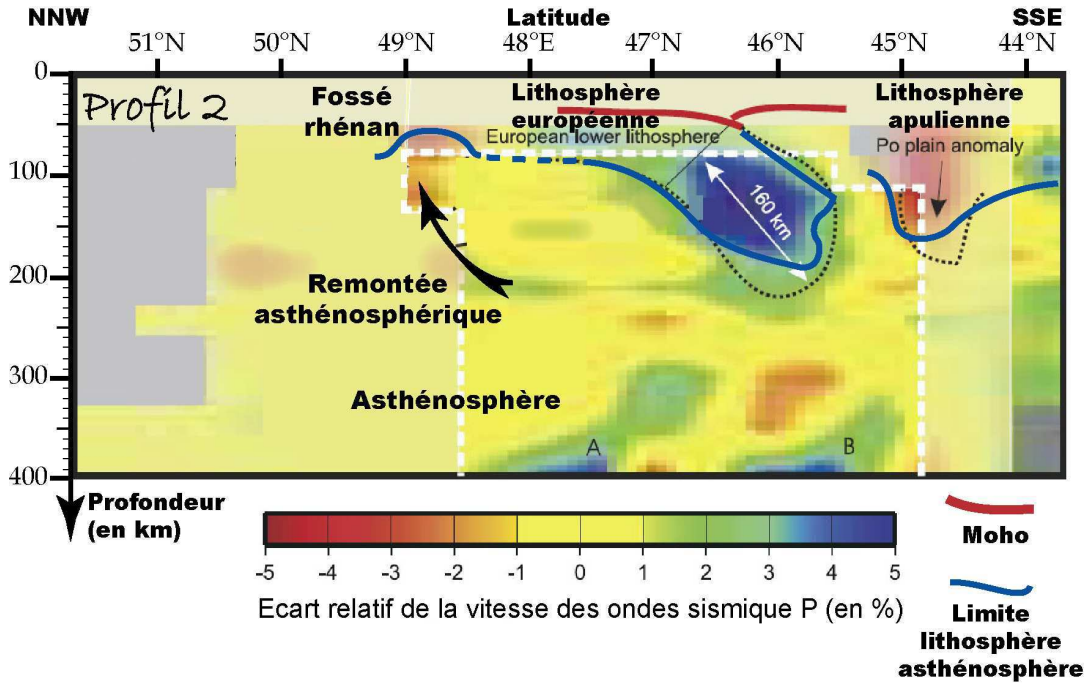


FIG. 5.17 – *Profil tomographique 2 : Alpes Centrales.*
Profil tomographique imageant la structure profonde des Alpes Centrales. Modifié d'après Lippitsch [Lippitsch et al., 2003].

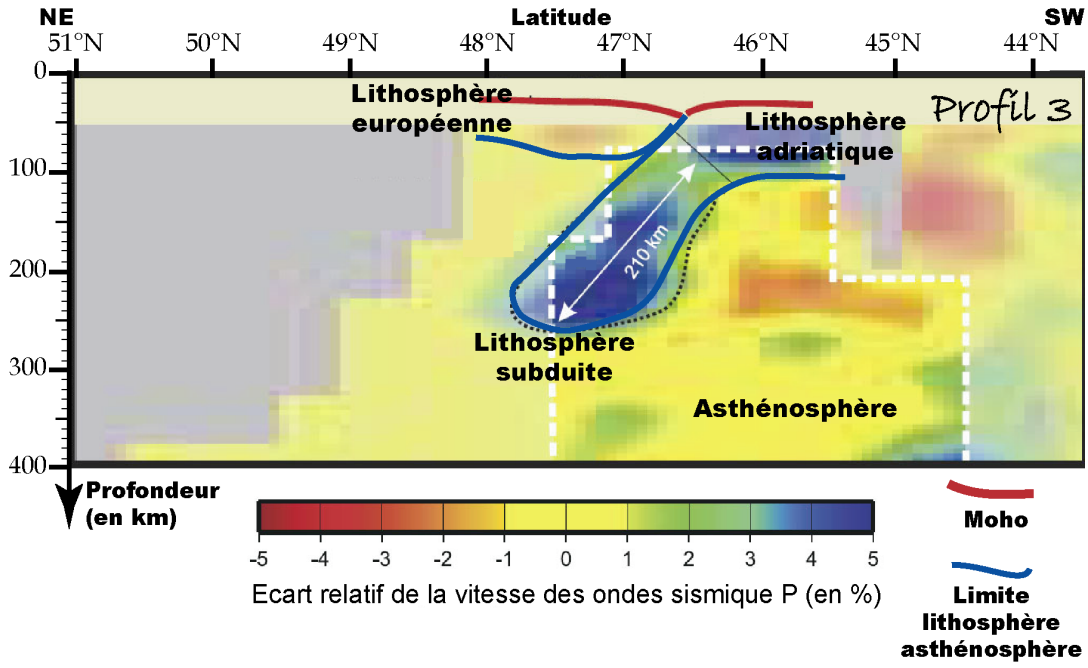


FIG. 5.18 – *Profil tomographique 3 : Alpes Autrichiennes.*
Profil tomographique imageant la structure profonde des Alpes Autrichiennes. Modifié d'après Lippitsch [Lippitsch et al., 2003].

5.4.5 Conclusion

Au total, les différentes images géophysiques présentées procurent une idée de la structure profonde des Alpes :

- A l'échelle crustale, les Alpes présentent un fort épaississement crustal, le moho[5] pouvant atteindre entre 50 et 60 km).
  Les profils sismiques et les modèles gravimétriques présentent deux domaines alpins différents : le domaine interne et le domaine externe.
- A l'échelle lithosphérique, la lithosphère européenne n'est plus reliée à la lithosphère subduite. Le détachement de la lithosphère en subduction a eu lieu et les plaques tectoniques Apulie et Europe sont en collision.
  La disparition de la lithosphère en subduction, dans les Alpes, a deux conséquences : la lithosphère européenne qui se trouvait enfouie et inclinée dans la zone de subduction tend à regagner une position horizontale d'équilibre, et la subduction de la lithosphère océanique de l'Adriatique est possible dans la partie Est.

[5] **moho :** ou discontinuité de Mohorovîčić. Limite entre la croûte et le manteau lithosphérique. La profondeur standard du moho est de 30 km dans la lithosphère continentale et de 10 km dans la lithosphère océanique.

Chapitre 6

Structure et empilement des unités du domaine Alpin interne

Sommaire

6.1 Introduction 61
6.2 Description simplifiée des Alpes 62
6.2.1 Introduction 62
6.2.2 Les grands domaines 63
6.3 Carte tectonique de l'Arc Alpin 64
6.3.1 Le domaine interne 67
6.3.2 Les intrusions magmatiques alpines 70
6.3.3 Le domaine externe 72
6.4 Traverse 1 - Les alpes centrales 74
6.4.1 Journée 1 – Cristallins externes 75
6.4.2 Journée 2 – Cristallins internes européens 81
6.4.3 Journée 3 – Zone de racine et Pennique supérieur 87
6.4.4 Coupe tectonostructurale synthétique 88
6.5 Traverse 2 - Les Alpes du Nord-Ouest 91
6.5.1 Journée 1 – Les Préalpes et les Cristallins externes 91
6.5.2 Journée 2 – Aiguilles Rouges, et domaine interne 94
6.5.3 Journée 3 – Contact tectonique entre 2 unités Briançonnaises dans la massif du Grand Paradis 98
6.5.4 Coupe Géologique Synthétique 102
6.6 Implications à l'échelle de l'arc Alpin 104
6.6.1 Coupe Ouest-Est du domaine interne 104
6.6.2 Données thermobarométriques et géochronologiques 104
6.6.3 Conclusion 106

6.1 Introduction

Le choix du type d'étude menée (échelle, thématique, finalité...) détermine la façon dont nous travaillons sur le terrain. Nous nous sommes intéressés à la mise en place précoce des unités

internes alpines, à l'échelle de la chaîne des Alpes. Ce type d'étude à grande échelle[1] implique d'intégrer l'ensemble des informations disponibles, proposant ainsi une vision globale des Alpes. Cette intégration tient évidement compte des hétérogénéités locales mais peut au final présenter des divergences avec certaines données ponctuelles.
De très nombreuses études ont été menées, à différentes échelles, sur les Alpes. Ce qui fait de cette chaîne de montagne un objet géologique extrêmement documenté. Depuis les premières études géologiques dès le début du XIX^{ème} siècle et les premières études sur l'orogénèse à la fin du XIX^{ème} siècle par Suess, Heim et Bertrand [Bertrand, 1887; Le Bayon, 2005], la vision que nous avons de la formation des Alpes a beaucoup évolué. Cette vision est marquée par de grandes étapes (voir Annexe 3 - Court historique de l'étude des orogénèse) :

- les débats du début du XX^{ème} dont Emile Argand fera une synthèse [Wegener, 1915; Argand, 1916; Preiswerk, 1921],
- les années 1960-70 marquant l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques [Le Pichon, 1968; Dewey and Bird, 1970],
- les années 1980-90 voyant apparaître les méthodes d'investigation géophysique et la modélisation numérique [Marchant, 1993; Beaumont et al., 1996; Ellis, 1996; Ebbing et al., 2005].

Malgré ces avancées sur la compréhension de la formation des chaînes alpines, la question de l'enfouissement et surtout celle de l'exhumation des roches de Haute et Ultra-Haute Pression restent posées. En effet à l'heure actuelle les différents modèles proposés pour expliquer les mécanismes d'enfouissement et d'exhumation ne permettent pas d'expliquer convenablement l'ensemble des observations établies dans les Alpes.

Nous nous sommes donc intéressés aux évidences de la phase d'enfouissement des unités alpines, supposant que la réponse à la question de l'exhumation était nécessairement dépendante de celle de l'enfouissement.
Dans cette optique, après une description générale et simplifiée de l'arc alpin, nous proposons deux itinéraires d'excursion permettant d'illustrer l'épaississement dans la chaîne des Alpes. Les données présentées ici sont issues des nombreuses études antérieures et de nos propres observations.

6.2 Description simplifiée des Alpes

6.2.1 Introduction

Les Alpes sont nées de la convergence entre le continent eurasiatique et le continent africain. Cette convergence a conduit à la fermeture d'un domaine océanique, la Néo-Téthys, qui contenait de nombreux "micro-continents" formés lors de l'ouverture du domaine Néo-Téthysien.

A partir du Barrémien (il y environ 130 Ma), l'avortement de la branche Ligure au profit de l'Atlantique Nord est responsable de la fermeture de la partie occidentale du domaine Néo-Téthysien. L'ouverture de l'Atlantique provoque la convergence Afrique - Eurasie. C'est au cours de cette fermeture, qui se poursuit actuellement, que la chaîne alpine s'est formée.

Au environ de 100 Ma (Albien), l'histoire alpine débute avec le déplacement vers le Nord de l'Afrique suite à l'ouverture de l'Atlantique sud. Ce déplacement entraîne la subduction du domaine Lanzo et à sa suite l'enfouissement du domaine Austro-Alpin. Cette étape marque le début

[1] Grande échelle au sens commun, c'est à dire qui couvre un grand domaine. En toute rigueur, il s'agit d'un travail à petite échelle.

de la formation de la zone interne des Alpes.
Au Danien - Selandien (70-65 Ma), l'Ibérie se déplace vers l'Est en raison de l'ouverture de l'Atlantique nord. Ce mouvement conduit à la subduction de l'océan Liguro-Piémontais. La fin de la subduction liguro-piémontaise est marquée par le début de l'enfouissement des unités Briançonnaises il y a 50 Ma. Au Lutétien (45 Ma), l'Ibérie est en place et les unités Briançonnaises s'individualisent en profondeur.
La subduction du domaine Valaisan (45-40 Ma) coïncide avec l'exhumation des unités Briançonnaises. La marge Européenne est enfouie à la suite du Valaisan (40-35 Ma). Les unités européennes s'individualisent. C'est la fin de la formation de la zone interne des Alpes.

A partir de 32 Ma, la dynamique de l'orogénèse alpine change de manière drastique. Ce changement est marqué par la création d'un relief, l'apparition d'intrusions magmatiques (massif granitiques de Bergell par exemple), et la surection des cristallins externes en pop-up.
La dynamique de subduction fait place à une dynamique de collision où le poids de la plaque subduite n'est plus la force motrice. Le domaine externe se forme puis la chaîne s'élargit, notamment au Nord. Le domaine interne est également affecté par cette dynamique (D3 et D4).

6.2.2 Les grands domaines

Les Alpes franco-italiennes, italo-suisses et autrichiennes se découpent en grands domaines tectoniques. Ces domaines sont caractérisés par une histoire et une structure différentes.
On distingue de l'Apulie (au Sud / Est) vers l'Europe (Au Nord / Ouest) : le bassin molassique du Pô, le domaine sud-alpin, le domaine interne (ou Pennique), le domaine externe, le bassin molassique Suisse et le Jura. Ces domaines sont séparés par de grandes ruptures tectoniques telles que la ligne insubrienne ou le front pennique (figure 6.1).

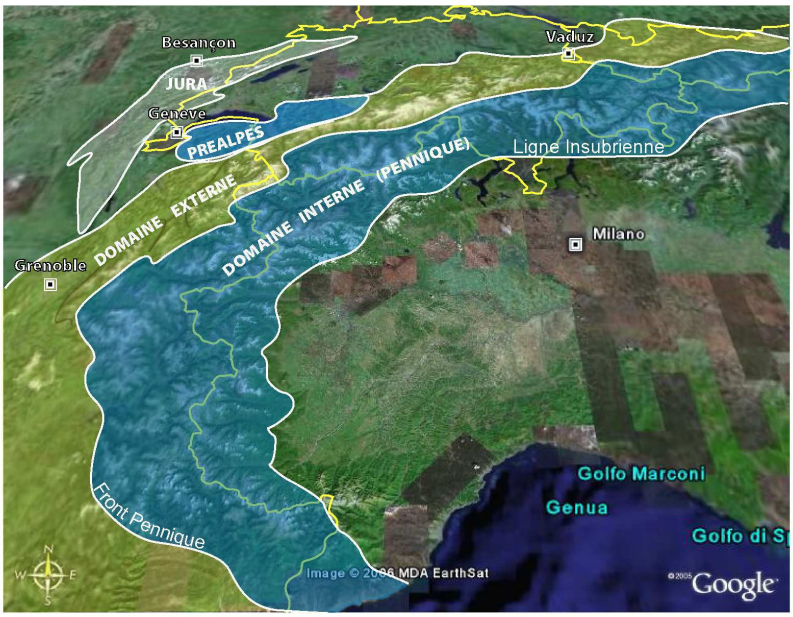


FIG. 6.1 – *Les domaines tectoniques alpins*

Les Alpes sont constituées de 2 grands domaines : le domaine interne et le domaine externe, ainsi que des Préalpes. De part et d'autre de la chaîne, se trouve des bassins molassiques : le bassin molassique Suisse (au Nord) et la plaîne du Pô (au Sud)

Au sud de la Ligne Insubrienne La partie sud des Alpes est caractérisée en sismique et gravimétrie par un amincissement [Team, 2002] au contraire de l'Himalaya où à une position équivalente, se trouve le plateau Tibétain, domaine fortement épaissi [Burg et al., 1994].

La lithosphère apulienne constituant le domaine sud-alpin ne présente pas de roches ayant été enfouies en profondeur durant la formation des Alpes. A partir de 30 Ma, les chevauchements en direction du Sud et l'érosion ont conduit, dans la zone d'Ivrea, à la remontée de la croûte inférieure vers la surface, générant de ce fait un amincissement crustal.
Au Sud-Ouest de l'arc Alpin, se trouve le bassin molassique de la plaine du Pô qui constitue une partie des dépôts érosifs des Alpes.

Le domaine interne Le domaine interne est constitué d'un ensemble d'unités formées au cours de la fermeture de la Néo-Téthys. Ces unités proviennent de différents "micro-continents", aujourd'hui disparus, qui jallonaient le domaine téthysien (du Sud au Nord) : le domaine océanique Lanzo, le "micro-continent" Austro-Alpin, l'océan Liguro-Piémontais, le "micro-continent" Briançonnais, le domaine océanique Valaisan, et la marge européenne (figure 5.6).

Le domaine externe Le domaine externe est constitué des massifs cristallins externes ainsi que de leur couverture (Helvétique et Dauphinois). Toutes les unités cristallines du domaine externe sont originaires de la plaque tectonique eurasiatique.

Au Nord du domaine externe

- Les Préalpes sont constituées d'unités de couverture originaires du domaine interne. La formation des Préalpes est contemporaine de la formation du domaine interne. Les unités de couvertures des Préalpes ont été charriées à l'avant de la chaîne tandis que les unités internes étaient enfouies dans la zone de subduction.

- Le bassin molassique suisse comporte quelques chevauchements au front des Alpes. Les dépôts d'érosion de la chaîne des Alpes depuis sa surrection se déposent, comme au Sud, au pied de la chaîne. La convergence se poursuivant, le raccoursissement est accomodé par des chevauchements.

- La propagation vers l'avant des chevauchements alpins à provoqué la formation du Jura au Nord du bassin molassique suisse [Smit et al., 2003].

6.3 Carte tectonique de l'Arc Alpin

Une carte tectonique des Alpes est proposée en figure 6.2, le regroupement des unités internes est également présenté dans le tableau 6.1.

Les regroupements entre différentes unités sont basés sur : la disposition structurale, l'appartenance paléogéographique, les déformations subies et, pour partie, les conditions métamorphiques. Au regard des marges actuelles où les discontinuités structurales latérales sont espacées, une continuité latérale entre les différentes unités alpines est supposée.
Au total, on dénombre de la base vers le haut de l'empilement structural (Nord au Sud) : 2 massifs cristallins externes, 3 unités cristallines internes d'origine européenne, un ensemble océanique valaisan, 2 unités cristallines internes d'origine briançonnaise, un ensemble océanique Liguro-Piémontais constitué de 2 écailles, 2 unités cristallines internes d'origine austro-alpine et un ensemble océanique Lanzo (figure 6.2 et tableau 6.1).

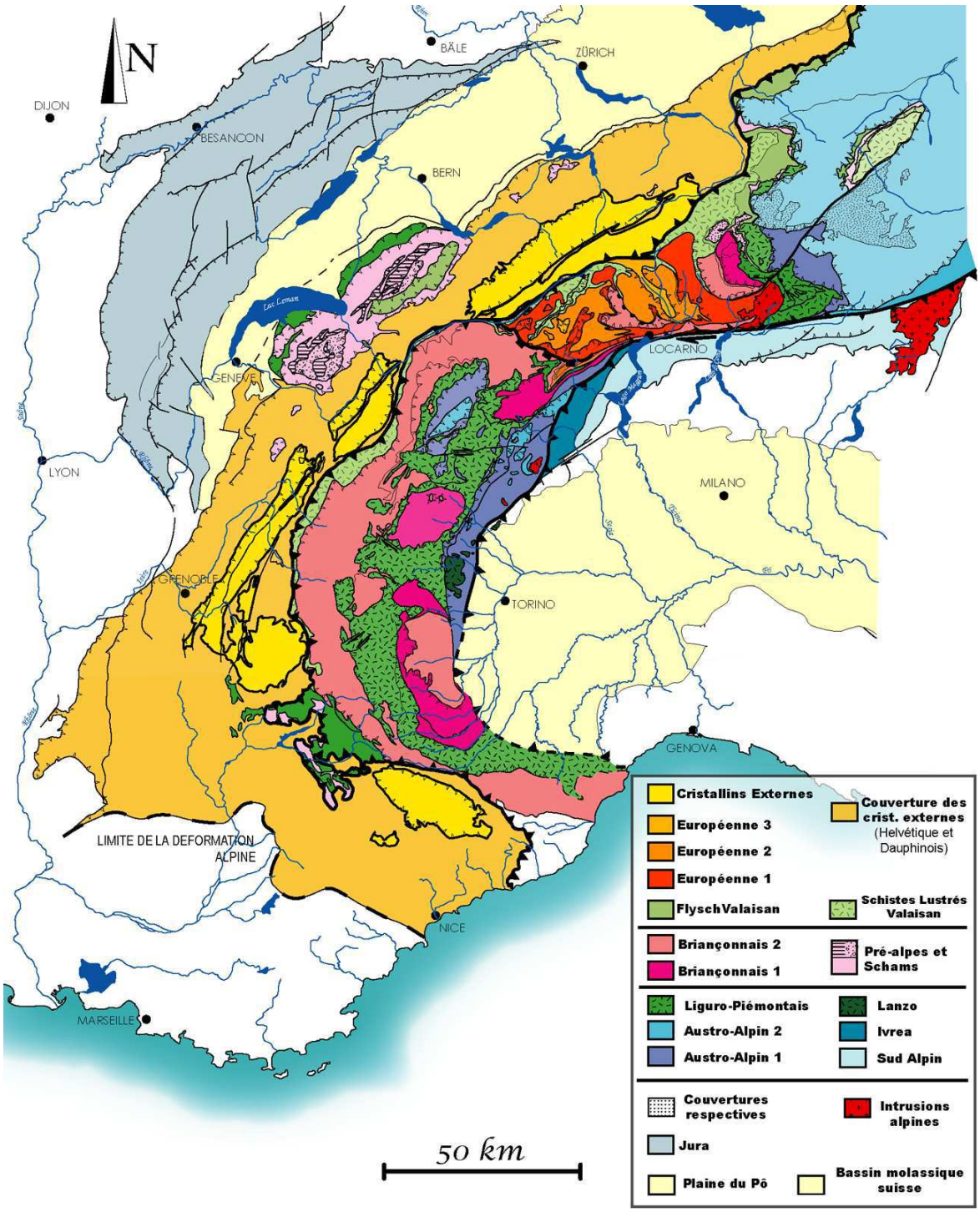


FIG. 6.2 – *Carte tectonique des Alpes*
Carte de synthèse réalisée à partir de [Staub, 1958; Spicher, 1980; Low, 1987; Chantraine et al., 1996; Stampfli et al., 1998; Stampfli, 2001; Steck, 2001; Schmid et al., 2004; Berger and Mercolli, 2006].
Cette carte est également fournie en annexe (ANNEXE 1 - Matériel Complémentaire).

Classification	Alpes occidentales	Alpes du Nord-Ouest	Alpes centrales
Européenne 3	–	Verampio	Lucomanio-Leventina
Européenne 2	–	Antigorio	Simano
Européenne 1	Mont Chétif	Monte Leone	Adula, Cima-Lunga, Isorno, Orselina et Bosco
Valaisan	Zones Houillère Brigue-Sion-Courmayeur		Mesocco (ou Misox), Bündnerschiefer
Briançonnaise 2	Bernard Decke, Ruitor et Dora Maira inf.	Siviez-Mischabel, Moncucco, Camughera, Berisal et Pontis	Tambo, Maggia
Briançonnaise 1	Gran Paradiso, Money Dora Maira (sup.)	Monte Rosa et Mont Fort	Suretta
Liguro-Piémontais		Combin et Zermatt-Saas-Fee Zone d'Antrona	Avers, Platta, Arosa
Austro-Alpine 2	Dent Blanche inférieure et Micascisti Eclogitici (Sesia)	Etirol-Levaz, Glacier-Rafray Mont Emilius et Torre-Ponton	Err-Bernina, Tschirpen
Austro-Alpine 1	Dent Blanche supérieure (Valpelline et Arolla) Zone Dioritico-Kinzigitique et Gneiss Minuti (Sesia)	Mont Mary et Pillonet	Otztal, Silvretta, Scarl, Campo et Languard
Lanzo	Lanzo		

TAB. 6.1 – *Regroupement des différentes unités internes alpines.*

Si leur lithologie est différente, les unités cristallines ainsi regroupées présentent une déformation, une position structurale, une paléo-appartenance ou un degré de métamorphisme similaire. Dans l'ordre de formation, ces ensembles d'unités sont :

6.3.1 Le domaine interne

Le domaine interne est constitué majoritairement d'unités cristallines. C'est également le domaine des unités océaniques Valaisan, Liguro-Piémontais et Lanzo. En association avec les unités cristallines internes, existent des unités sédimentaires de plus petites dimensions, écailles des couvertures sédimentaires des unités cristallines internes.

Unités internes Lanzo

L'unité de Lanzo est soit raccordée au Liguro-Piémontais [Schmid et al., 2004], soit considérée comme relique d'un domaine océanique situé entre l'Austro-Alpin et l'Apulie [Gebauer, 1999; O'Brien, 2001]. Nous utilisons ce second cas de figure, considérant l'existence d'un domaine aminci, entre 130 et 110Ma, au sud de l'Austro-Alpin, le Vardar.
Les cartes paléogéographiques [Nairn et al., 1988; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000] montrent un espace entre Austro-Alpin et Apulie compatible avec la présence d'un domaine océanique. L'existence d'un domaine océanique situé au Sud de l'Austro-Alpin se justifie par l'enfouissement en subduction du domaine continental Austro-Alpin en profondeur.

Unités internes Austro-Alpines

Deux unités Austro-Alpines distinctes existent au niveau de la Dent Blanche comme dans la zone Sesia et les Alpes Autrichiennes (figure 6.2 - [Spicher, 1980; Ballevre et al., 1986]) :

- Une unité supérieure : Dent Blanche supérieure (Valpelline et Arolla), Zones Dioritico-Kinzigitiques et Gneiss Minuti dans la zone Sesia et Ötztal-Decke dans les Alpes Autrichiennes (comprenant les unités d'Ötztal, de la Silvretta, de Scarl, de Campo et de Languard) (figure 6.2).
- Une unité inférieure : Dent Blanche inférieure, Micascisti Eclogitici de la zone Sesia et les unités de Err-Bernina et Tschirpendans les Alpes Autrichiennes (figure 6.2).

Les unités Austro-Alpines Autrichiennes sont accompagnées d'une couverture sédimentaire importante. Les Alpes calcaires septentrionnales se situent églement dans cette région [Spicher, 1980]. L'enfouissement en profondeur du micro-continent Austro-Alpin est estimé autour de 65 Ma [Liati et al., 2005a]

Unités internes Liguro-Piémontaises

Deux unités ophiolitiques sont distinctes : l'unité du Tsaté (supérieure) et de Zermatt-Saas-Fee (inférieure), vestiges d'un océan avec un rift médio-océanique actif du Sinémurien à le Barrémien (entre 180 et 130 Ma). Ce sont les principales ophiolites[2] alpines.
Les unités Liguro-Piémontaises se trouvent dans toutes les Alpes occidentales et sont présentes à l'Est de la Suisse (unités de la Platta et d'Arosa). La fenêtre d'Engadine, majoritairement constituée de Valaisan, présente également au Nord-Ouest une fine unité Liguro-Piémontaise (figure 6.2 - [Spicher, 1980; Chantraine et al., 1996; Bousquet et al., 2004]).

[2]ophiolite : (du Grec *ophis* (serpent) en raison de l'aspect des Serpentinites, roches dont l'aspect rappelle une peau de serpent) ensemble de roches originaires de la lithosphère océanique se trouvant en chevauchement sur un continent.

Les conditions métamorphiques du pic de pression varient entre 12±3 kbar et 450±40°C et 19±2 kbar et 580±40°C [Schwartz et al., 2000]. La subduction du Liguro-Piémontais, marquée par ce métamorphisme de Haute-Pression, Basse-Température, est datée à 45-44 Ma [Liati et al., 2005a].

Unités internes Briançonnaises

Domaine paléogéographique séparé de la marge européenne par le domaine valaisan, le Briançonnais correspond à la partie distale de la marge européenne. Actuellement, les unités Briançonnaises affleurent de part et d'autre du Lepontin (figure 6.3) et dans les Alpes occidentales (figure 6.2). Deux unités Briançonnaises se sont succèssivement mises en place :

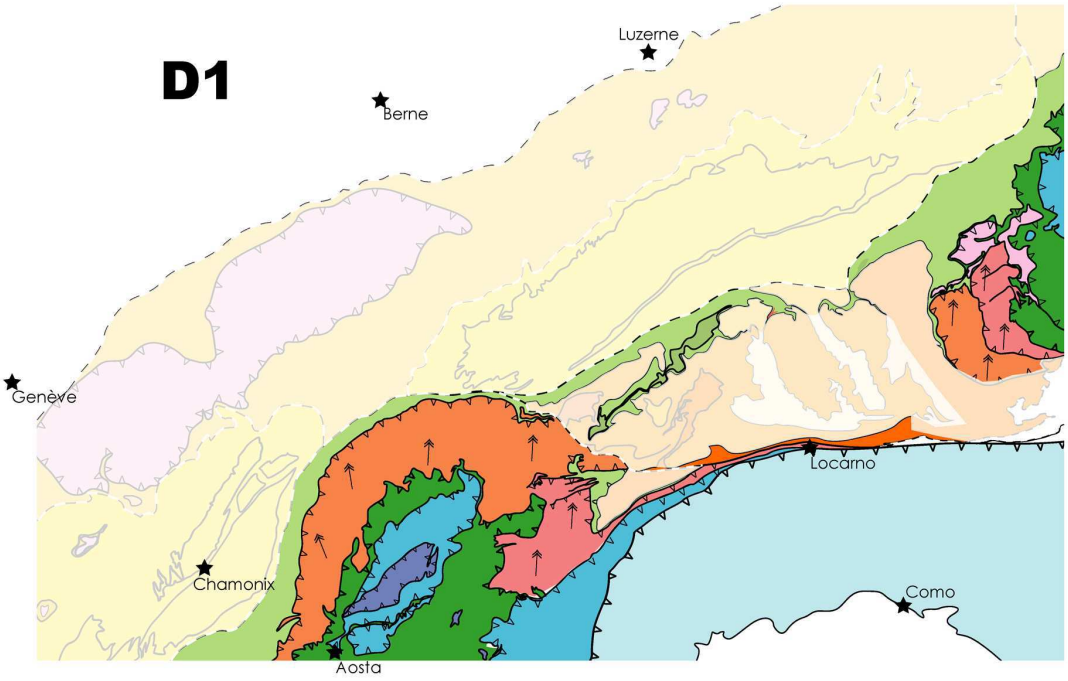


FIG. 6.3 – *Mise en place des unités Briançonnaises*
La disposition des unités cristallines internes Briançonnaises dans l'arc Alpin et leur structure de mise en place sont ici représentées. Cette étape correspond à la première phase de déformation des unités Briançonnaises (D1). La mise en place des unités Briançonnaises est évaluée entre 50 Ma et 35 Ma.

L'unité briançonnaise 1 Premières unités cristallines individualisées lors de l'enfouissement du 'micro-continent" Briançonnais, les unités de Suretta (Alpes des Grisons), du Monte Rosa, Gran Paradiso et Money (Alpes du Nord-Ouest) ainsi que l'unité supérieure de Dora Maira (Alpes occidentales) forment l'unité briançonnaise 1 (figure 6.2).
La première phase de déformation (D1) est marquée par une schistosité sub-horizontale (orientée SSE-NNW dans l'unité Suretta, par exemple) et une linéation d'étirement, associées à des critères de cisaillement vers le Nord [Marquer et al., 1996; Maxelon and Mancktelow, 2005]. La seconde phase de déformation (D2) est hétérogène et ductile. D'orientation Est-Ouest, les critères de cisaillement indiquent des déplacements vers l'Est ou l'Ouest selon que l'unité est située à l'Est ou à l'Ouest (respectivement) du Tessin. Cette seconde phase (D2) est trés marquée dans la partie

centrale des Alpes et absente dans les Alpes méridionales. La troisième phase de déformation se traduit, dans la partie Sud des unités de Suretta et du Mont Rose par une verticalisation de la schistosité associée à la remontée le long de la Ligne Insubrienne [Marquer et al., 1994; Maxelon and Mancktelow, 2005].
Les conditions métamorphiques du pic de pression (D1) vont croissant d'Est en Ouest pour les unités briançonnaises 1. De 10-11 kbar et 500-550^{o}C pour l'unité Suretta [Hurford et al., 1989; Marquer et al., 1994] à 30 kbar et 700-750^{o}C pour l'unité Dora Maira (au minimum [Chopin, 2003]). L'unité du Mont Rose - Mont Fort présente des assemblages minéralogiques caractéristiques d'une pression de 15 kbar et 400^{o}C [Bucher et al., 2003]. L'unité du Gran Paradiso à un pic de pression estimé à 22±2 kbar avec une température entre 500 et 550^{o}C [Le Bayon, 2005]. L'unité du Gran Paradiso a un pic de pression (D1) daté à 43±0,5 Ma [Le Bayon, 2005].

L'unité briançonnaise 2 Les secondes unités briançonnaises individualisées : Tambo, Maggia et Berisal dans les Alpes Centrales ; Siviez-Mischabel, Bernard Decke (Ruitor et Pontis), Camughera et Moncucco dans les Alpes du Nord-Ouest ; et l'unité inférieure de Dora Maira dans les Alpes occidentales forment l'unité briançonnaise 2 (figure 6.2).
La première phase de déformation (D1) est marquée par une schistosité sub-horizontale (orientée SSE-NNW dans l'unité Siviez-Mischabel, par exemple [Steck, 2001]) et une linéation d'étirement,résultant d'un cisaillement vers le Nord [Marquer et al., 1994; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Comme dans l'unité briançonnaise 1, la seconde phase de déformation se traduit, dans les Alpes centrales, par des critères de cisaillements parallèles à l'axe de la chaîne et divergents de part et d'autre du dôme Lepontin (centré sur le Tessin).
Le métamorphisme correspondant au pic de pression (D1) est de type Haute-Pression, Basse-Température. Les assemblages minéralogiques de l'unité Tambo permettent d'estimer à 12 kbar et 500^{o}C [Baudin et al., 1993] les conditions métamorphiques pour cette unité. Pour l'unité du Ruitor, le métamorphisme est évalué à 10 kbar et 450-500^{o}C [Bucher et al., 2003].

Unités internes Valaisannes

Le paléo-domaine valaisan est essentiellement représenté par des schistes lustrés (ou Bündnerschiefer) et quelques filons gabbroïques. Cette ensemble correspond au fossé valaisan formé entre 120 et 90Ma (autour de 93 Ma [Liati et al., 2005a; Liati and Froitzheim, 2006]) par décrochement extensif [Stampfli, 2001] en raison du déplacement vers l'Est de l'Ibérie. La formation des unités valaisannes, présentes actuellement dans les Alpes, date de la subduction du valaisan autour de 38,5±0,7 Ma [Liati et al., 2005a].

Unités internes Européennes

Les unités internes européennes constituent le coeur du dôme Lepontin entre la faille du Simplon et la Forcola (figure 6.2). Les unités internes européennes appartenaient paléogéographiquement à la marge européenne avant son enfouissement dans la zone de subduction. Structuralement ce sont les unités les plus profondes. Dans l'ordre de formation, il existe :

Les unités Européennes 1 sont les premières formées et situées structuralement le plus haut parmi les unités internes européennes. Les unités Adula, Cima-Lunga, Monte Leone, Orselina, Isorno, Moncucco et Bosco sont rassemblées dans cet ensemble. Les unités Adula et Maggia sont constituées de paragneiss et orthogneiss en proportions équivalentes [Meyre, 1998; Maxelon and Mancktelow, 2005]. La position de l'unité Maggia est depuis le début du XX^{ème} siècle très discutée [Preiswerk, 1921; Spicher, 1980; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].

Ces unités présentent toutes une schistosité plane (D1) avec un pendage orienté vers l'Est pour l'unité Adula (située à l'Est) et vers l'Ouest pour les unités Maggia et Bosco (situées à l'Ouest). Dans la partie sud, à proximité de la Ligne Insubrienne, les unités Adula et Maggia présentent une schistosité sub-verticale (D3). L'unité Maggia présente une structure d'effondrement latéral correspondant à la phase de "dôming"[3] (D2) particulièrement marquée à son niveau.
L'ensemble de ces unités a subi un métamorphisme alpin Haute Pression, Basse Température entre 11 et 13 kbar et entre 450 et 500^{o}C sauf Adula et Cima-Lunga qui affichent un métamorphisme intense atteignant 25 kbar et 750^{o}C [Meyre, 1998; Dale and Holland, 2003].
Les pics de pression enregistrés dans les unités européennes 1 sont datés entre 40 Ma et 35 Ma [Meyre, 1998; Rosenbaum and Lister, 2005; Liati et al., 2005a].

Les unités Européennes 2 Simano et Antigorio sont au même niveau structural et sont communément admises comme appartenant à un même grand ensemble [Staub, 1958; Trumpy, 1960; Schmid et al., 1996; Pfiffner et al., 2000; Schmid et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005; Maxelon and Mancktelow, 2005].
Les unités Simano et Antigorio présentent une schistosité plane (D1) avec un pendage hérité de la phase d'extension latérale (D2) dessinant un dôme culminant au niveau du Valle Leventina [Rutti, 2003; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Comme les unités européennes 1, les unités européennes 2 sont verticalisées dans leur partie sud, au voisinage de la Ligne Insubrienne [Staub, 1958; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].
Ces unités ont subi un métamorphisme alpin Haute Pression, Basse Température. L'unité Simano a enregistré un maximum de pression à 11 kbar, 550^{o}C [Rutti, 2003] lors de la phase d'enfouissement (D1). L'exhumation, comme dans le reste du Lepontin, est accompagnée par une hausse de température : 10 kbar, 600^{o}C pour la D2 et 6-7 kbar et 600-650^{o}C pour la D3 [Rutti, 2003]. La phase d'enfouissement est datée entre 40 Ma et 35 Ma [Nagel et al., 2002b; Rutti, 2003].

Les unités Européennes 3 sont les dernières unités européennes formées et sont situées en dessous de l'empilement pennique [Romer et al., 1996; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Les unités Verampio et Lucomanio-Leventina constituent cet ensemble [Spicher, 1980]. Les unités Verampio et Leventina sont constituées principalement d'orthogneiss [Gerlach, 1869; Schmidt and Preiswerk, 1908; Casasopra, 1948; Hiss, 1975b; Stalder et al., 1980]. Un forage a mis en évidence une couche d'anhydrite à la base de l'unité Leventina [Hiss, 1975a].
Les unités européennes 3 présentent une schistosité sub-horizontale croissante de la base vers le sommet [Hiss, 1975a; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Cette schistosité, attribuée à la première phase d'enfouissement alpine (D1), est ondulante [Rutti, 2003]. L'unité Leventina a subi une pression estimée à 10 kbar pour une température de 600^{o}C [Rutti et al., 2006]. Ce pic de métamorphisme a été daté entre 35 et 30 Ma [Rutti, 2003; Rutti et al., 2006].

6.3.2 Les intrusions magmatiques alpines

Les Alpes comportent quelques intrusions magmatiques situées au Sud, le long de la ligne Insubrienne : Granodiorite et Tonalite du Bergell et Granite d'Adamello. Ces intrusions ont un âge décroissant d'Est en Ouest. La mise en place du granite d'Adamello (Re di Castello) est datée entre 43 et 38 Ma [Del Moro et al., 1983; Hansmann and Oberli, 1991; Pennacchioni et al., 2006b],

[3]dôming : dans les Alpes Centrales, une partie de l'exhumation des unités internes s'est réalisée au cours d'une phase d'extension latérale de ces unités. Cette extension a été accompagnée de grandes zones d'effondrement ductile (Turba Mylonite, Simplon, Maggia Steep Zone) donnant ainsi naissance à une structure Est-Ouest en forme de dôme où les unités les plus profondes affleurent au centre.

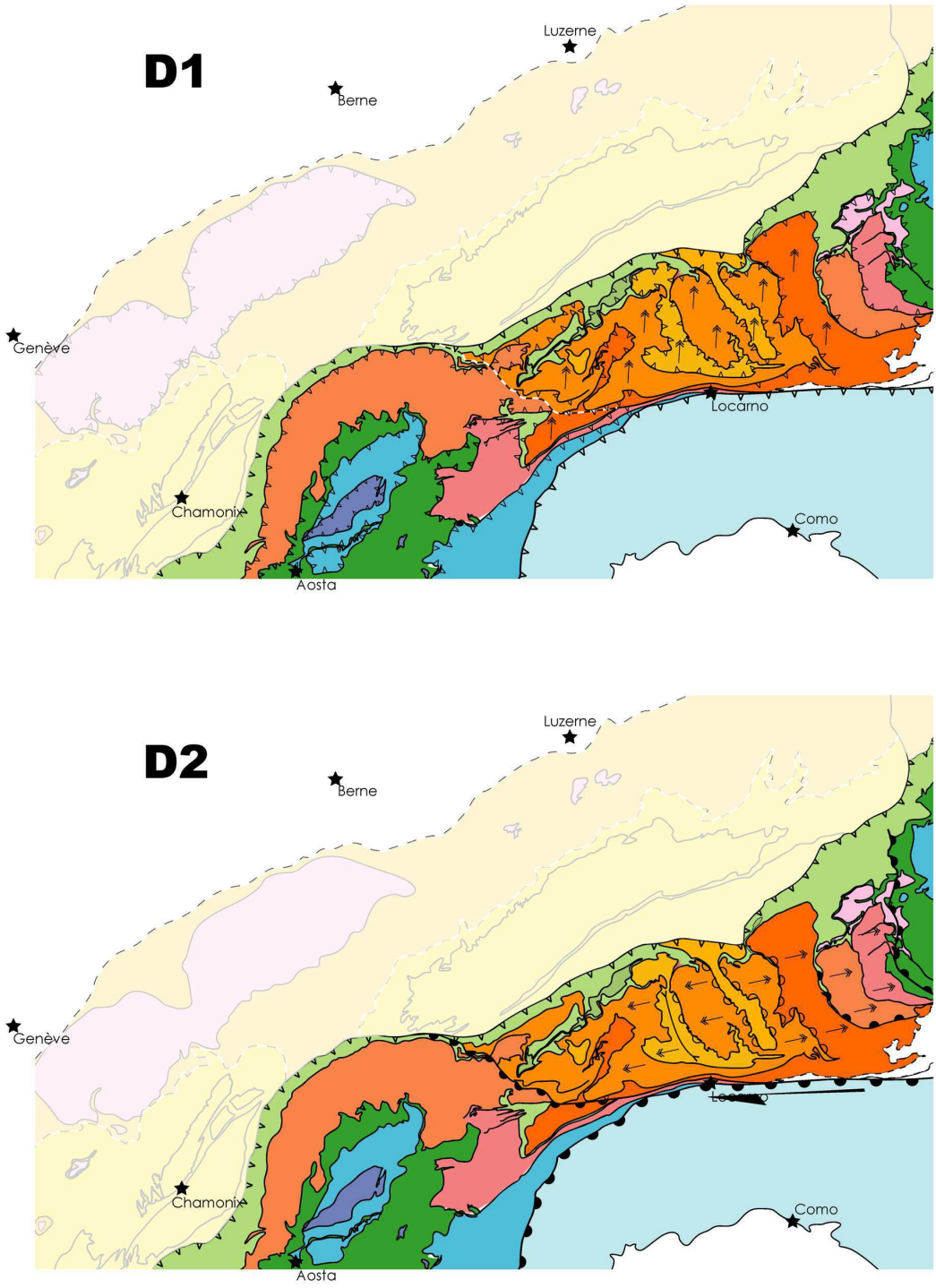


FIG. 6.4 – *Mise en place des unités Européennes*
En haut, la disposition des unités cristallines européennes dans l'arc Alpin et leur structure de mise en place sont représentées (première phase de déformation - D1). La mise en place des unités Européennes est évaluée entre 40 Ma et 32 Ma [Stampfli et al., 1998; Rosenbaum and Lister, 2005]. En bas, la direction de l'extension syn-convergence des unités cristallines internes Européennes et Briançonnaises (seconde phase de déformation - D2).

la formation de la tonalite du Bergell entre de 32 à 30 Ma [von Blanckenburg, 1992; Davidson et al., 1996; Berger et al., 1996]. Plus à l'Ouest, l'intrusion du massif de Biella est évaluée à 31 Ma [Romer et al., 1996] et la mise en place du massif de Traversella entre 31 et 28 Ma [Scheuring et al., 1974]. Ce magmatisme alpin marque probablement le détachement de la lithosphère subduite [von Blanckenburg et al., 1998], troisième phase de déformation alpine (D3 - figure 6.5).

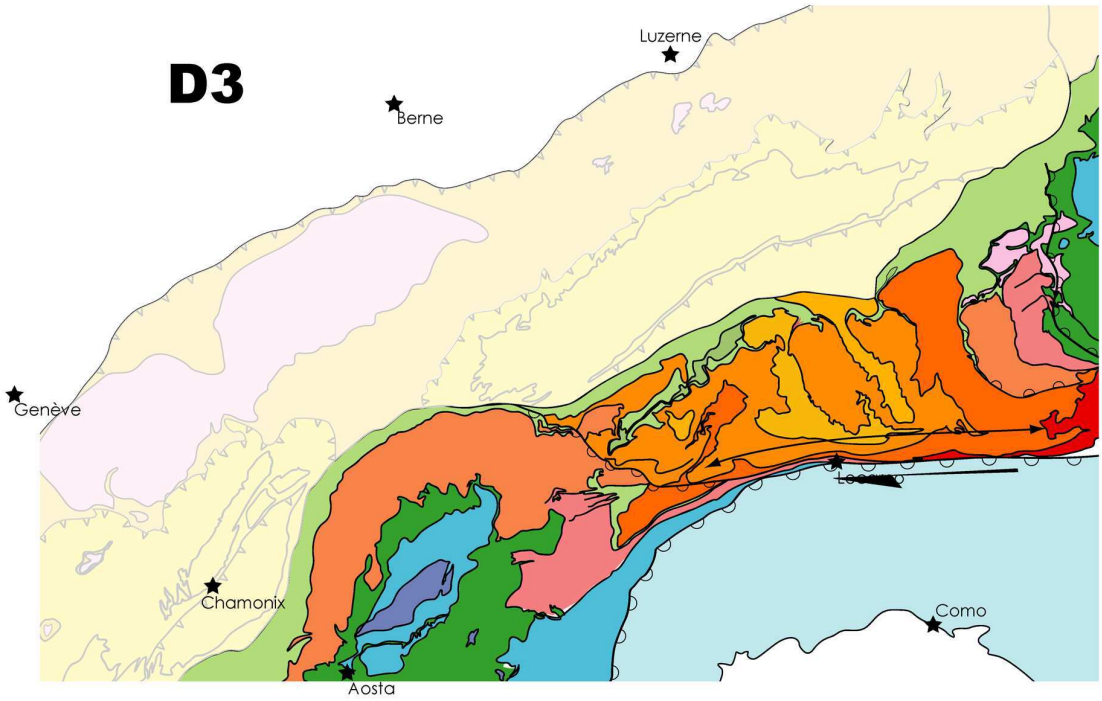


FIG. 6.5 – *Intrusions magmatique et D3*

Disposition des intrusions magmatiques alpines et déformation associée à la rupture de la lithosphère en subduction (troisième phase de déformation - D3). Les intrusions magmatiques apparaissent entre 35 et 24 Ma.

6.3.3 Le domaine externe

Le domaine externe comporte des unités de couvertures importantes qui jalonnent le front de la chaîne ainsi que des unités cristallines situées plus au coeur de la chaîne (figure 6.2). Le domaine externe est la dernière partie formée au cours de l'orogène alpin (figure 6.6).

Unités de couverture externes

Cette étude se focalisant sur l'épaississement crustal et lithosphérique à l'échelle de la chaîne des Alpes, l'ensemble des unités Helvétiques, Ultra-Helvétiques, Dauphinoises, Autochtones et Parautochtones sont regroupées sous l'intitulé *unités de couverture externes*. Les unités de Morcles - Doldenhorn, du Wildhorn, de Axen - Gladis - Mürtschen, du Kammlistock, de Säntis - Drusberg, des Diablerets - Gellihorn, de Chamossaire - Meilleret - Arveyes - Bex - Laubhorn, de Tothorn - Tour d'Anzeinde - Plaine Morte, de Urseren - Furka,... appartiennent à cet ensemble.

Ces unités sont déformées en grands plis pluri-kilométriques. Ces plis sont souvent déversés, le flanc inverse fonctionnant alors en zone de cisaillement. Ce sont des plis - chevauchements formés par procharriage lors de la surrection des massifs cristallins externes.

Unités cristallines externes

Les unités cristallines externes (ou massifs cristallins externes) se sont formées à partir de la marge européenne. Il existe trois massifs cristallins externes : le massif du Gothard - Mont Blanc - Pelvoux - Argentera, le massif de l'Aar - Aguilles Rouges - Belledonne et le massif des Gastern. La déformation, associée à un métamorphisme alpin faible (entre 4 kbar et 8 kbar - 350^{o}C et 550^{o}C [Von Raumer, 1983]) est verticale avec shear zones importantes. Cette déformation, correspondant à la quatrième phase de déformation alpine (D4), est datée entre 25-20 Ma [Von Raumer, 1983; Challandes, 1996; Leloup et al., 2005].

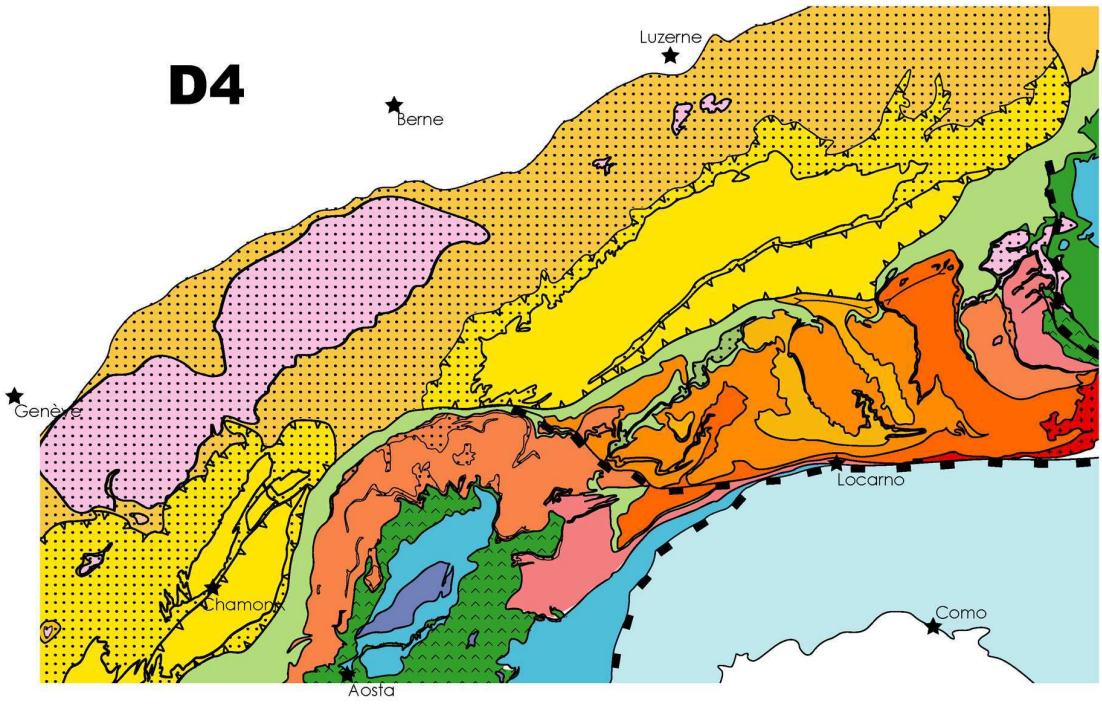


FIG. 6.6 – *Les cristallins externes*

Déformation associée à la phase de collision (quatrième phase de déformation - D4). Les massifs cristallins externes s'individualisent à partir de 25 Ma.

6.4 Traverse 1 - Les alpes centrales

La partie centrale des Alpes permet l'observation d'un empilement important d'unités cristallines dans la zone interne. Cette singularité résulte de la seconde phase de déformation (D2), extension latérale importante durant la convergence. Une coupe, à l'échelle de la chaîne, permet d'étudier les structures générées par l'épaississement lors de la formation des Alpes (figure 6.7). Cet itinéraire présente l'avantage de parcourir les unités alpines en remontant l'histoire alpine,

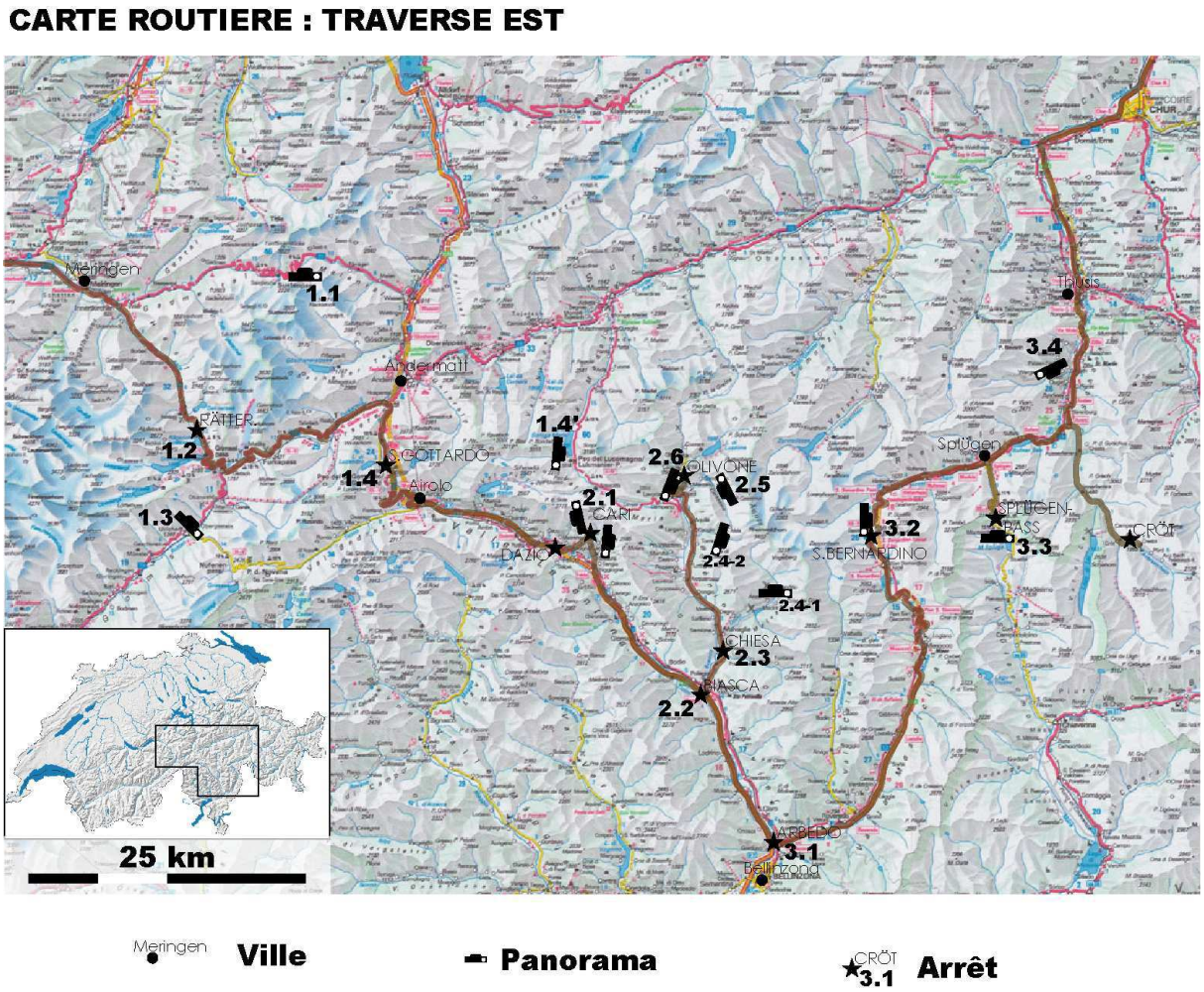


FIG. 6.7 – *Itinéraire 1*

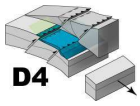
Les points de panorama sont orientés et référencés en fonction de l'arrêt où ils sont décrits.

présentant ainsi des structures de plus en plus complexes avec superposition croissante de phase de déformation.
L'épaississement dans les Alpes s'est effectué à deux stades distincts : lors de la phase d'enfouissement des unités internes (D1) et lors de la phase de collision (D4). Le domaine externe, n'ayant subi que la phase de collision, présente nettement les structures liées à cette quatrième phase de déformation (D4). Le domaine interne, ayant subi les quatre phases de déformations alpines, présente des reliques de la première phase de déformation (D1) ainsi que des deux suivantes (D2 et D3).

6.4.1 Journée 1 – Cristallins externes

La première journée se déroule entre Meringen et Airolo (figure 6.7) permettant ainsi de traverser les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard. Ces deux unités cristallines ont pénétré dans la zone de subduction ce qui se traduit par un gradient de métamorphisme depuis le Nord de l'Aar (schistes verts, 3,5 kbar - 350^oC) au Sud du Gothard (amphibolites, 6-7 kbar - 550^oC). La quatrième phase de déformation alpine (D4) à l'origine de la formation des massifs cristallins externes, a conduit à leur surrection sous forme de pop-up.

Arrêt-1. Plissement des unités helvétiques.



Entre Interlaken et Meringen, des plissements décamétriques à hectométriques sont visibles dans l'unité du Wildhorn. La converture sédimentaire des unités cristallines externes est marquée par de grands plissements, métriques à kilométriques. L'unité de couverture d'Axen qui fait partie de la couverture sédimentaire du massif de l'Aar présente des grands plis couchés[4] vers le Nord (figure 6.8). Ces unités n'ont pas été enfouies en profondeur, leur mise en place correspond à une tectonique de sub-surface par effondrement gravitaire lors de la surection des unités cristallines externes à la fin de l'orogène alpin (entre 15 et 25 Ma).

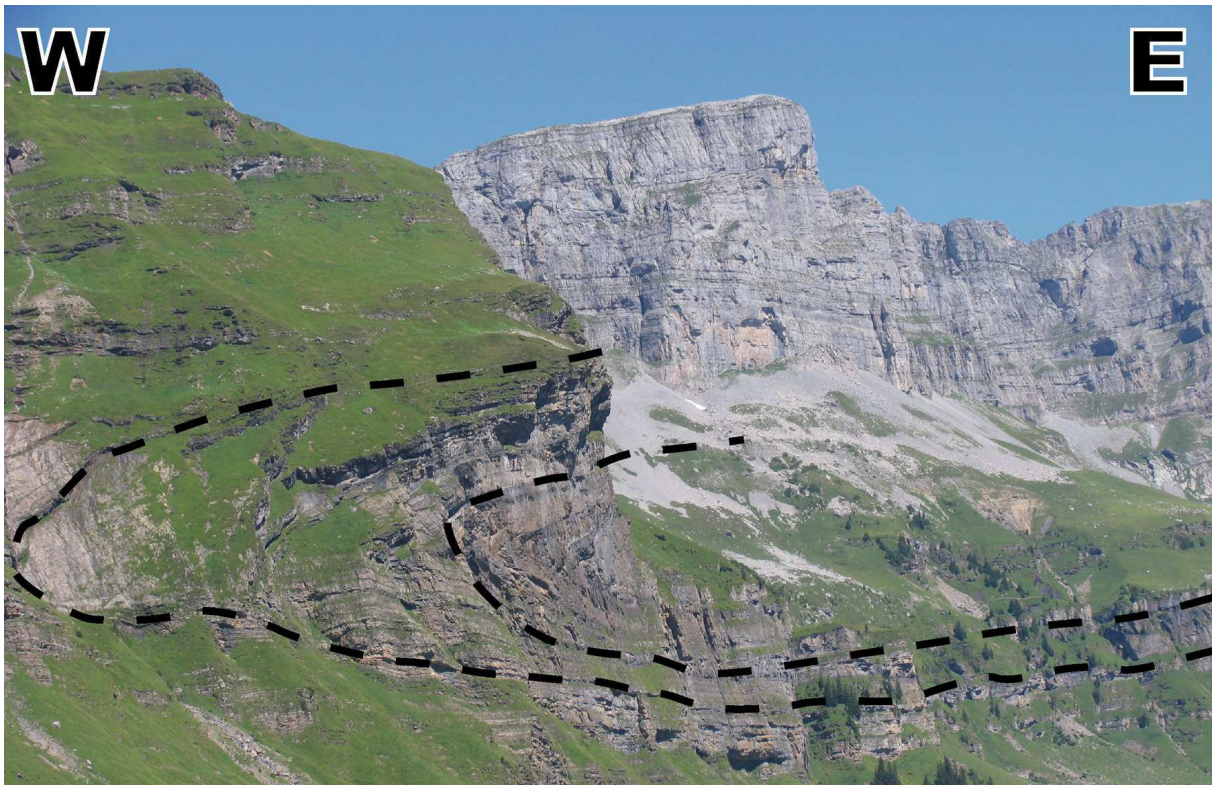
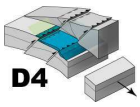


FIG. 6.8 – *Pli couché de la nappe d'Axen et sub-helvétique*
La couverture para-autochtone est marquée par une tectonique de procharriage en sub-surface liée à la surrection en pop-up des massifs cristallins externes. Photographie prise à la Klausenpass.

Arrêt-2. Massif cristallin de l'Aar.

La vallée de l'Aare constitue une coupe Nord-Sud naturelle du massif de l'Aar. De Innertkirschen à la Grimsel Pass, la route évolue au sein du massif cristallin externe de l'Aar.

[4]plis couchés : plissement des roches dont l'axe du pli a été basculé à l'horizontal



Structuralement, le massif de l'Aar est délimité par deux chevauchements de vergeance opposée d'orientation globale Est-Ouest. La bordure Nord du massif de l'Aar chevauche l'Europe tandis que la bordure Sud est marquée par une chevauchement sub-vertical commun avec les massif du Gothard. Ces chevauchements sont accompagnés de nombreuses zones mylonitiques (figure 6.9) visibles dans la topographie du Haselital.

Au niveau du Rätterichsbodensee, le Granite de l'Aar affleure. Ce granite, daté à 290 Ma

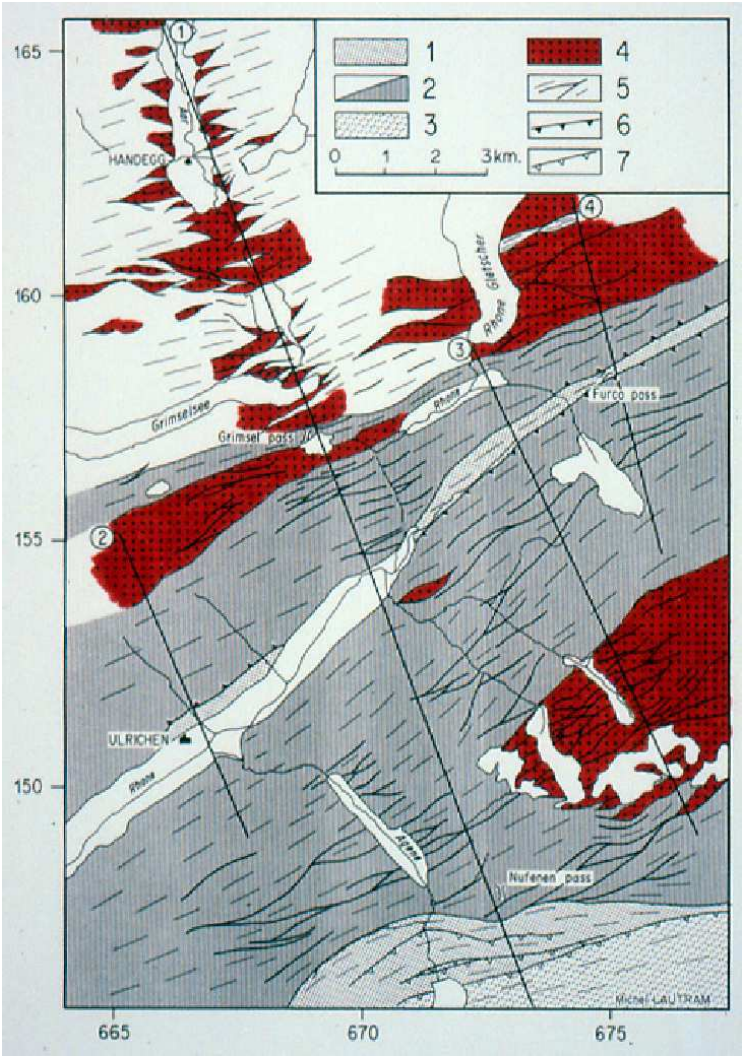


FIG. 6.9 – *Carte structurale de la déformation des cristallins externes*
La déformation alpine (D4) se traduit dans les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard par des shear zones de plus en plus prononcées lorsque l'on se déplace vers le sud.
Légende : 1.Couverture helvétique des massifs cristallins, 2.Massifs crstallins de l'Aar et du Gothard, 3.Schistes lustrés valaisans, 4.Intrusions granitiques, 5.Shear Zones, 6.Chevauchements lithosphériques, 7. Chevauchements crustaux.
Carte de D. Marquer [Marquer, 1991].

[Choukroune and Gapais, 1983], ne présente que la déformation alpine D4. Au pied du barrage, le granite est déformé et comporte de nombreuses bandes de cisaillement (shear zone) mylonitiques (figure 6.10). Les minéraux sont étirés et forment une linéation d'étirement orientée N90-60^{o}S. En montant au barrage, des zones de cisaillement en lentille sont visibles, le granite est moins déformé. Au niveau du barrage, seul le litage magmatique est visible et le granite n'est que trés peu déformé (figure 6.10).

Au niveau de la Grimsel Pass, le Granite de l'Aar affleure. Le granite n'est pas déformé et présente un mélange magmatique datant de sa formation (figure 6.11). En descendant le col du Grimsel, côté Sud, la graniodiorite du Sud de l'Aar déformée par le chevauchement, est visible (figure 6.11).

Arrêt-3. Zone de Urseren

Située entre les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard, la zone de Urseren est constituée de sédiments originaires de ces massifs cristallins externes.

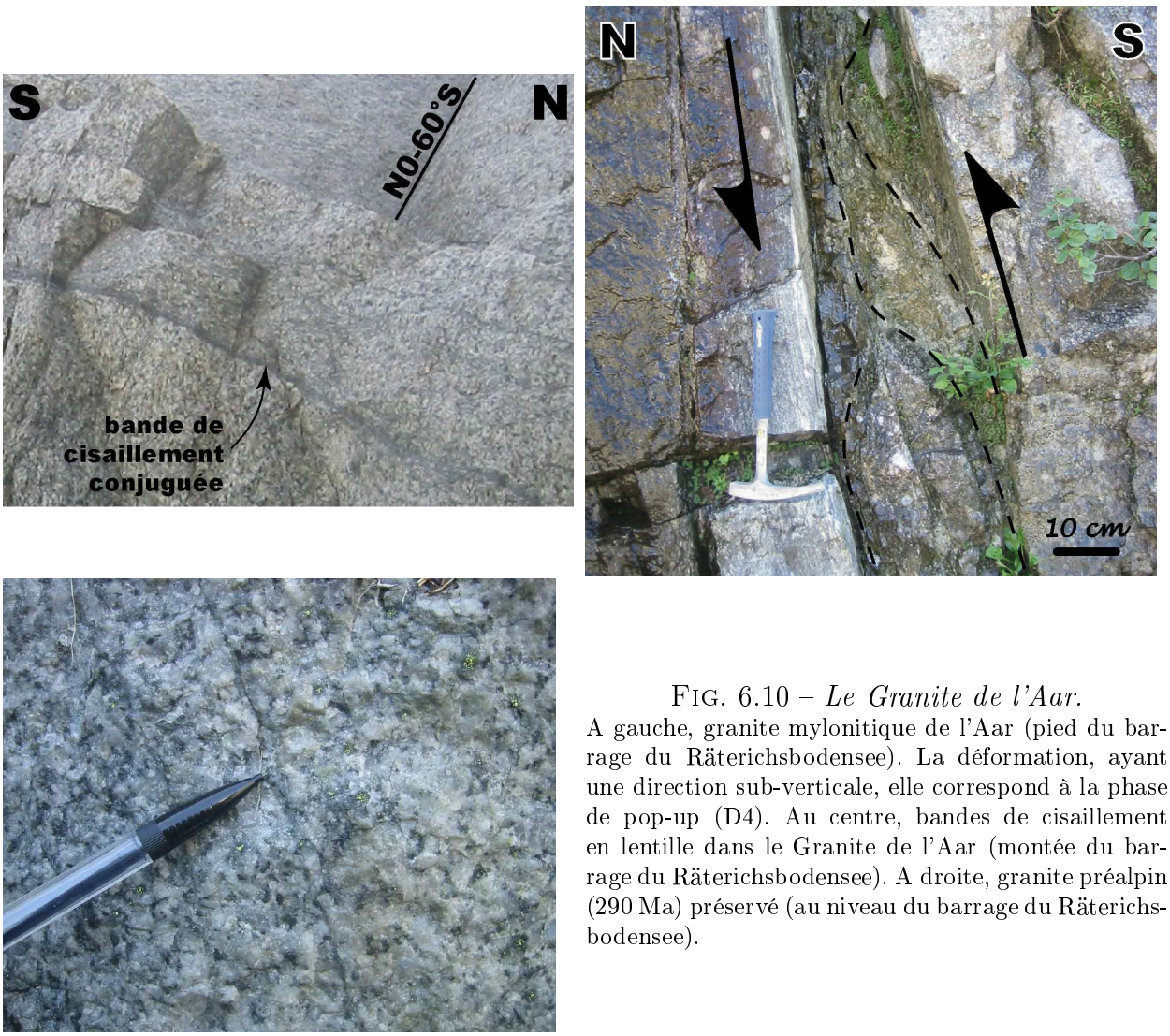
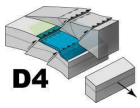
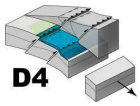


FIG. 6.10 – *Le Granite de l'Aar.*
A gauche, granite mylonitique de l'Aar (pied du barrage du Räterichsbodensee). La déformation, ayant une direction sub-verticale, elle correspond à la phase de pop-up (D4). Au centre, bandes de cisaillement en lentille dans le Granite de l'Aar (montée du barrage du Räterichsbodensee). A droite, granite préalpin (290 Ma) préservé (au niveau du barrage du Räterichsbodensee).



Lors de la formation de ces derniers (D4), une partie de la couverture sédimentaire s'est retrouvée pincée entre les deux massifs cristallins externes (Aar et Gothard). La Zone de Urseren est soulignée par un bas topographique, les sédiments étant plus facilement érodés que les métagranites les entourant (figure 6.12). La vallée du Rhône s'ecoule du Glacier du Rhône à Visp dans la Zone de Urseren. Dans la montée à la Furka Pass (entre Gletsch et le col de la Furka), les sédiments de la Zone de Urseren sont visibles, pincés et verticalisés entre massifs de l'Aar et du Gothard (figure 6.12).

Arrêt-4. Massif cristallin du Gothard.
Le massif cristallin externe du Gothard est situé au Sud du massif cristallin externe de l'Aar et de la Zone de Urseren.



La route de Andermatt à Airolo traverse le massif du Gothard. Dans la montée du col du Gothard, après Hospental, le socle du massif du Gothard, constitué d'un orthogneiss varisque affleure (orthogneiss de Gamsboden). Cet orthogneiss est traversé par des bandes de cisaillement (figure 6.9). L'orientation globale des structures est N60-70°S.
A la Passo del San Gottardo, affleure le Granite de Fibbia, leucogranite à feldspaths alcalins rosés qui contient des enclaves. Le granite de Fibbia comporte donc de nombreuses bandes de cisaillement telles que celles visibles au Col du Gothard (figure 6.13). La li-

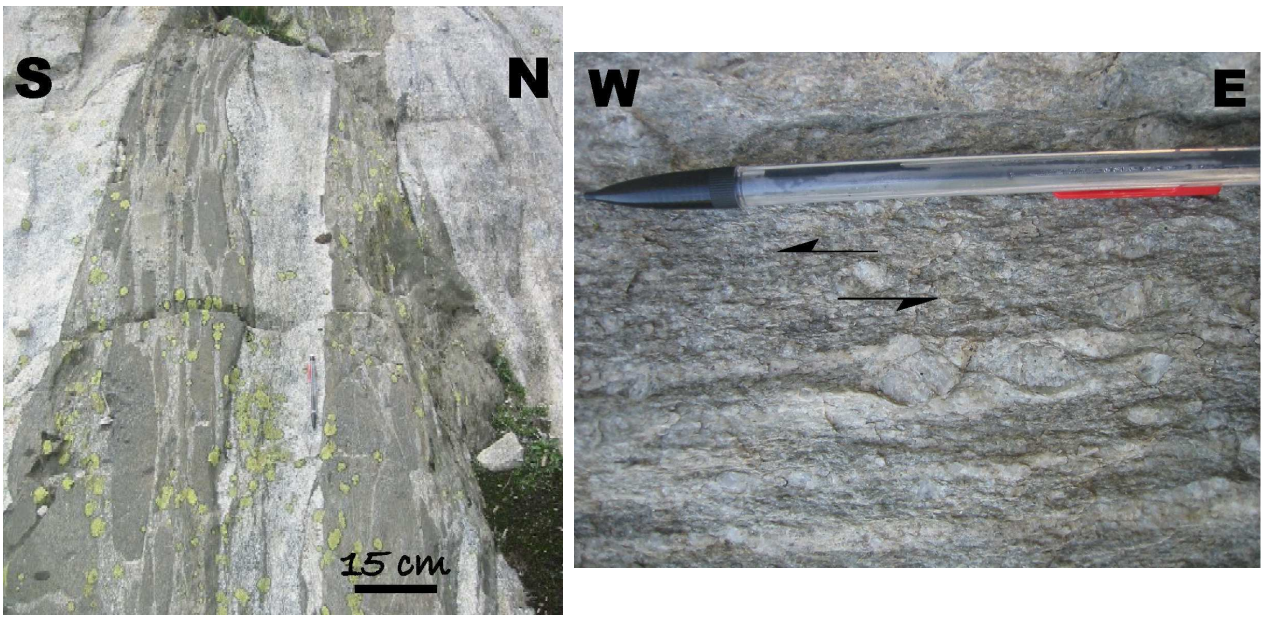


FIG. 6.11 – *Intensité de la déformation dans l'Aar*
A gauche, mélange magmatique préservé situé à la Grimsel Pass dans le Granite de l'Aar. A droite, graniodiorite déformée en raison du chevauchement Sud du massif de l'Aar (vue de dessus).

néation, et l'orientation globale des lentilles de shear zone sont orientées verticalement, dans un plan N60 (Est-Ouest). Dans la descente, au Sud de la Passo del San Gottardo, l'ancienne route traverse le Granite de Fibbia puis le granite de Tremola. Le Granite de Tremola est leucocrate. L'encaissant varisque est constitué de gneiss oeillés, de paragneiss et d'amphibolites. Cette zone d'orientation globale N80-60^o chevauche le domaine interne. Le chevauchement sud du massif du Gothard est appelé Front Pennique (limite Nord du domaine interne). Le long du front pennique, les sédiments orginaires du massif du Gothard peuvent se trouver plissés, pincés et verticalisés entre, au Nord, le massif cristallin externe du Gothard et, au Sud, les schistes lustrés valaisans (figure 6.14).

Les unités cristallines externes de l'Aar et du Gothard présentent une intensité de déformation globalement croissante du Nord vers le Sud. Bordés par deux chevauchements, les massifs cristallins de l'Aar et du Gothard ont une structure en pop-up, l'éventail ainsi constitué est incliné vers le Nord pour le massif de l'Aar et vers le Sud pour le massif du Gothard (figure 6.15). Les massifs cristallins externe n'ont subi qu'une seule phase de déformation alpine, au moment où les lithosphères Apulienne et Européenne étaient en collision (à partir de 30 Ma). Cette déformation en collision est la quatrième phase alpine (D4).
L'intensité du métamorphisme va croissante du Nord vers le Sud : de 3,5 kbar, 350^{o}C au Nord du massif de l'Aar à 7 kbar, 550^{o}C au Sud du Gothard (figure 6.15).
La convergence (horizontale) des lithosphères Apulienne et Européenne est donc accomodée, à partir de 30 Ma, par un pop-up permettant un racourcissement dans le plan horizontal et provoquant un épaississement. C'est un processus d'épaississement majeur au cours de l'orogénèse.

Habituellement, les chevauchements sont des failles inverses peu pentées. Or dans les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard, les chevauchements sont fortement inclinés. Ce redressement peut être dû d'une part à la rotation de l'Apulie créant des mouvements décrochants Est - Ouest importants et d'autre part à un effet de poinçonnement. Les massifs cristallins externes se sont individualisés à partir de la lithosphère européenne alors engagée dans la zone de subduction.

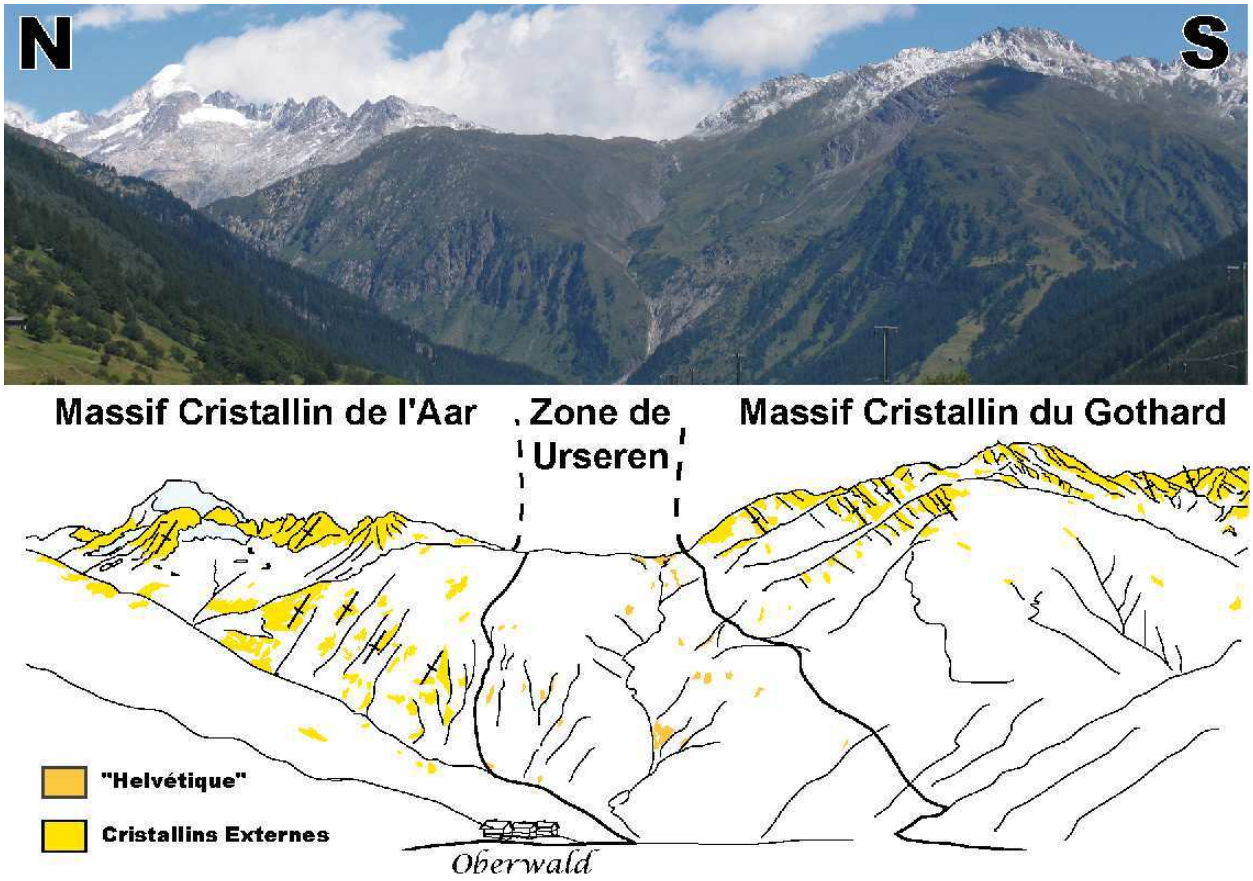


FIG. 6.12 – *Zone de Urseren*
Ci-dessus : Au niveau d'Oberwald, la vue vers l'Est permet d'observer la zone de Urseren pincée entre les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard. Ci-contre : Sédiments verticalisés de la Zone de Urseren (un fauchage de la série est visible à cet endroit).

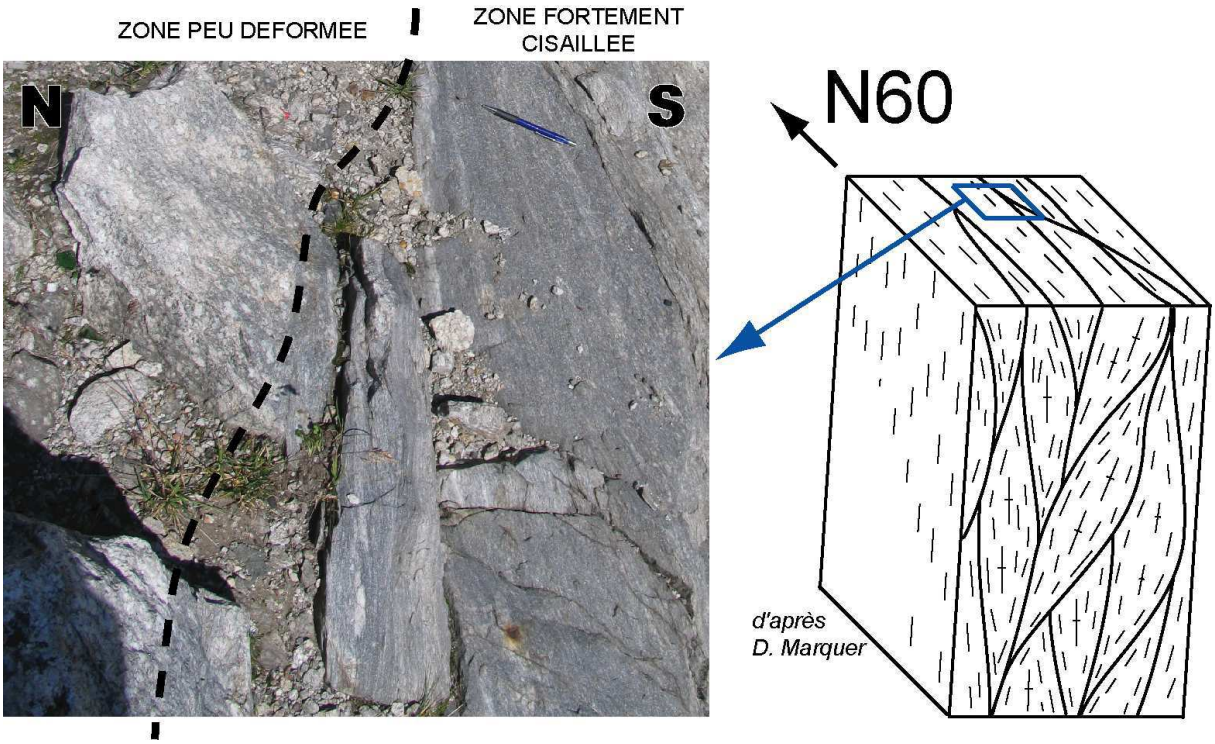


FIG. 6.13 – *Zone de cisaillement au Col du Gothard*
Dans le Granite de Fibbia, au col du Gothard, les zones de cisaillement se ramifient en lentilles sub-verticales. L'orientation verticale est caractéristique de la quatrième phase de déformation alpine (D4).

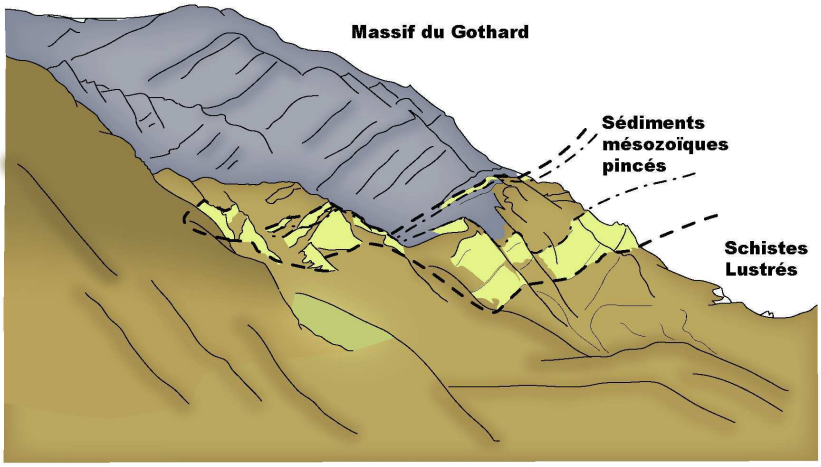


FIG. 6.14 – *Rétro-chevauchement au Sud du Massif du Gothard*
Panorama réalisé depuis la Passo di Lucomanio. Les sédiments originaires du massif du Gothard se retrouvent pincés et plissés entre, au Nord, le massif du Gothard et, au Sud, les schistes lustrés valaisans.

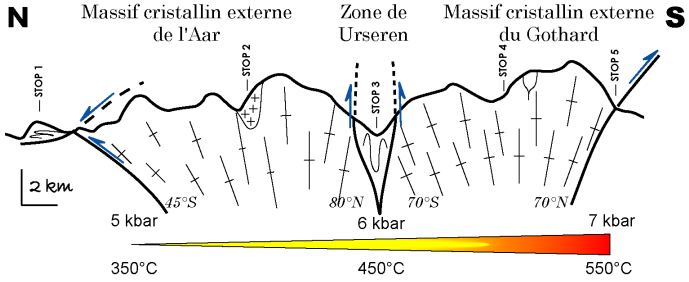


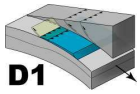
FIG. 6.15 – *Schéma synthétique des massifs cristallins externes*

Après le détachement de la lithosphère subduite, la lithosphère apulienne plus dense en raison de la remontée du Moho dans la zone Sud-Alpine, poinçonne l'Europe. Cette évolution a pu provoquer une verticalisation d'une partie des structures et notamment les dernières actives (chevauchement des massifs cristallins externes).

6.4.2 Journée 2 – Cristallins internes européens

La deuxième journée de cette excursion se déroule entre Airolo et Olivone (figure 6.7). L'observation des unités cristallines internes européennes permet d'étudier l'évolution d'une subduction continentale. En effet, les unités cristallines internes de Lucomanio-Leventina, Simano et Adula proviennent de la marge européenne sud et se sont formées pendant l'enfouissement de cette marge à la suite du domaine valaisan dans la zone de subduction.

Arrêt-1. Contact entre deux unités cristallines internes.
Depuis Airolo, prendre la route et monter, au niveau de Faido, rive gauche du Ticino à Cari. De là, deux panoramas peuvent-être réalisés : panorama de la rive droite du Ticino et panorama du Molare Synforme.



Panorama du Valle Leventina : L'unité cristalline interne Simano est en chevauchement sur l'unité cristalline interne de Lucomanio-Leventina. Le contact chevauchant est plan et sub-horizontal (figure 6.16). Ce chevauchement, marqué par une zone de faible pente entre deux escarpements abrupts, est aisément visible dans le paysage de chaque côté du Valle Leventina. Au cours de la subduction continentale de la marge européenne, les unités cristallines internes se sont écaillées, s'empilant successivement par chevauchement. Le chevauchement visible dans le Valle Leventina a permis la mise en place de l'unité cristalline de Simano (plus ancienne) au dessus de l'unité cristalline interne de Lucomanio-Leventina (plus récente) (figure 6.16).

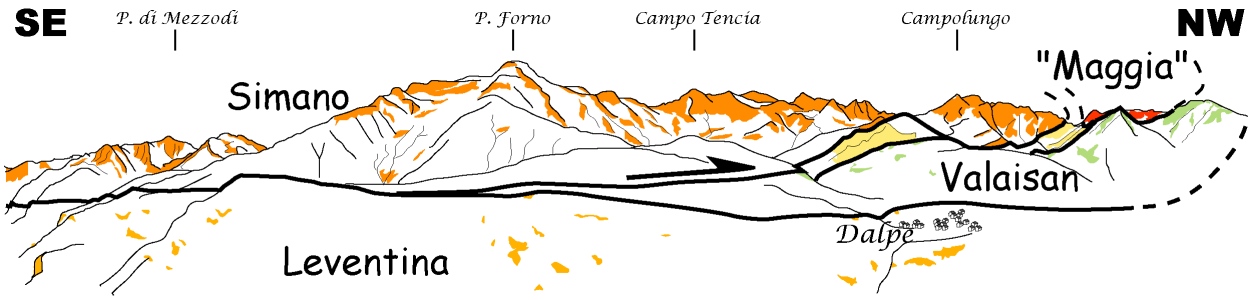
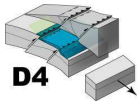


FIG. 6.16 – *Valle Leventina depuis Cari*
Le Valle Leventina permet l'observation du chevauchement de l'unité Simano sur l'unité de Lucomanio-Leventina.



Panorama du Molare Synforme : Le chevauchement frontal de l'unité Simano sur l'unité Lucomanio-Leventina est visible depuis Cari en rive gauche du Valle Leventina. Ce chevauchement, initialement horizontal est redressé par le rétro-chevauchement du massif cristallin externe du Gothard (D4).

Arrêt-2. Unité cristalline interne Leventina.

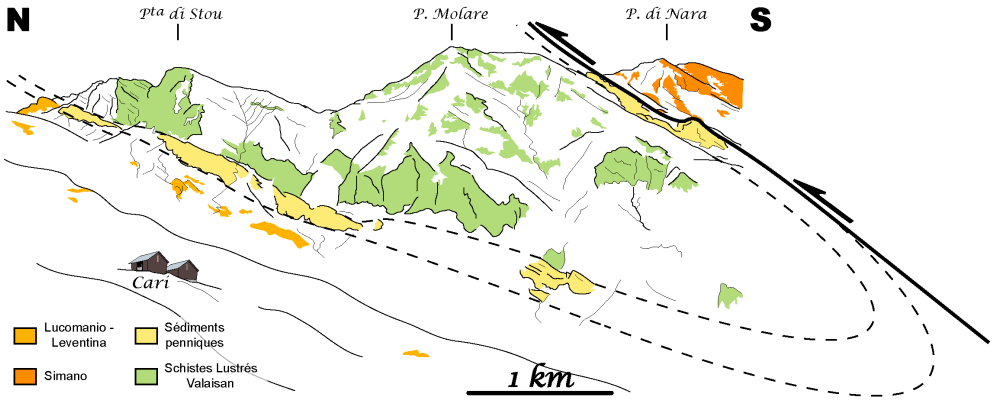
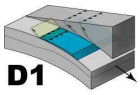


FIG. 6.17 – *Molare Synforme*
Le Molare Synforme est constitué de sédiments en synforme pincés entre l'unité Lucomanio-Leventina (en-dessous, au Nord) et l'unité Simano (au-dessus, au Sud).



L'unité cristalline interne de Lucomanio-Leventina affleure dans la vallée du Ticino. Cette unité est la dernière unité interne formée (35 à 32 Ma [Rosenbaum and Lister, 2004]) et est structuralement située le plus bas. L'unité de Lucomanio-Leventina est constituée de deux gneiss : Le premier, situé dans la partie nord, est un méta-granite polymétamorphique (quartzo-feldspathique [Maxelon and Mancktelow, 2005]) qui a subi les phases de déformations alpines D1, D2 et D4, cette dernière lui confèrant une structure redressée actuellement. Le second gneiss, situé au Sud, à partir de Faido en descendant le Ticino, est un orthogneiss leucocrate varisque [Maxelon and Mancktelow, 2005]. Cet orthogneiss présente une schistosité sub-horizontale ondulante à l'échelle du décamètre (figure 6.18 - à gauche). A l'échelle de l'échantillon, cette schistosité est soulignée par les minéraux étirés de feldspath (figure 6.18 - à droite). Les

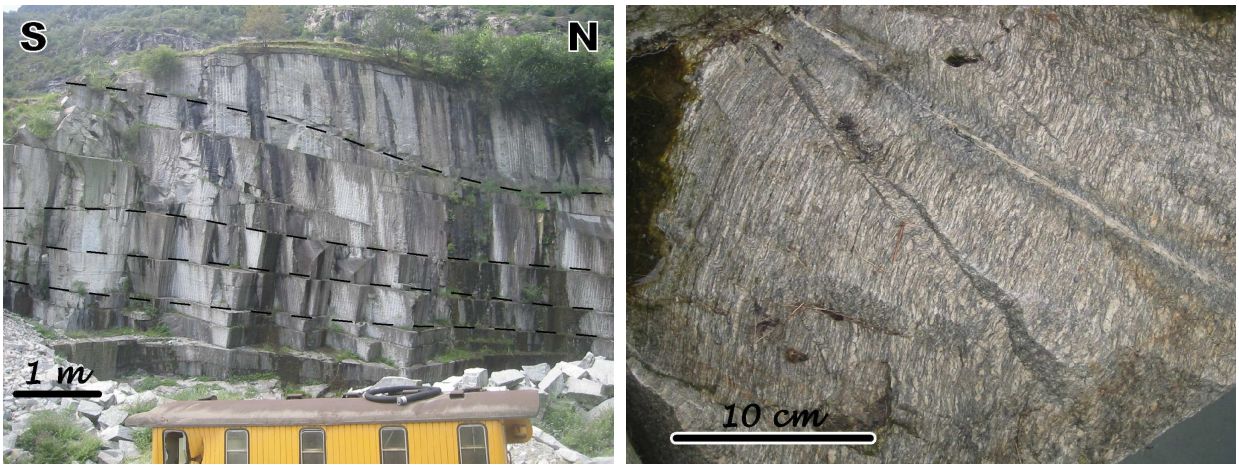
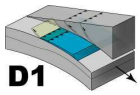


FIG. 6.18 – *Unité de Leventina*
Dans l'orthogneiss de Leventina, la permière phase de déformation se traduit par une schistosité sub-horizontale avec une linéation orientée Nord-Sud. Les critères de cisaillement permettent de déterminer un mouvement vers le Nord.

estimations thermobarométriques donnent une pression entre 8 et 10 kbar et 600°C pour la première phase de déformation [Rutti et al., 2006].

Arrêt-3. Unité cristalline interne Simano.



L'unité cristalline interne Simano, comme l'unité de Lucomanio-Leventina, est issue de la marge européenne sud. L'unité Simano est la seconde unité européenne formée, et se situe structuralement en bas dans l'empilement pennique. Cette unité cristalline, affleurant sur une zone étendue dans le Tessin (du Val Verzasca au Val Calanca), est constituée d'un complexe intrusif formé de plusieurs corps métagranitiques d'âges caledonien et varisque dans sa partie sud [Rutti, 2003; Koppel et al., 1980b]. Dans sa partie nord, l'unité Simano comporte des paragneiss métapelitiques pré-Mésozoïques et des micaschistes entrecoupés par des lentilles d'amphibolites [Rutti, 2003].
La première phase de déformation alpine (D1) est souvent masquée par la seconde (D2). Lorsque la première phase de déformation (D1) est visible, elle est d'intensité variable et se traduit par une schistosité horizontale avec une linéation d'étirement Nord-Sud, les critères de cisaillement indiquant un déplacement vers le Nord [Maxelon and Mancktelow, 2005] (figure 6.19). L'unité Simano est descendue à au moins 40 km dans la zone

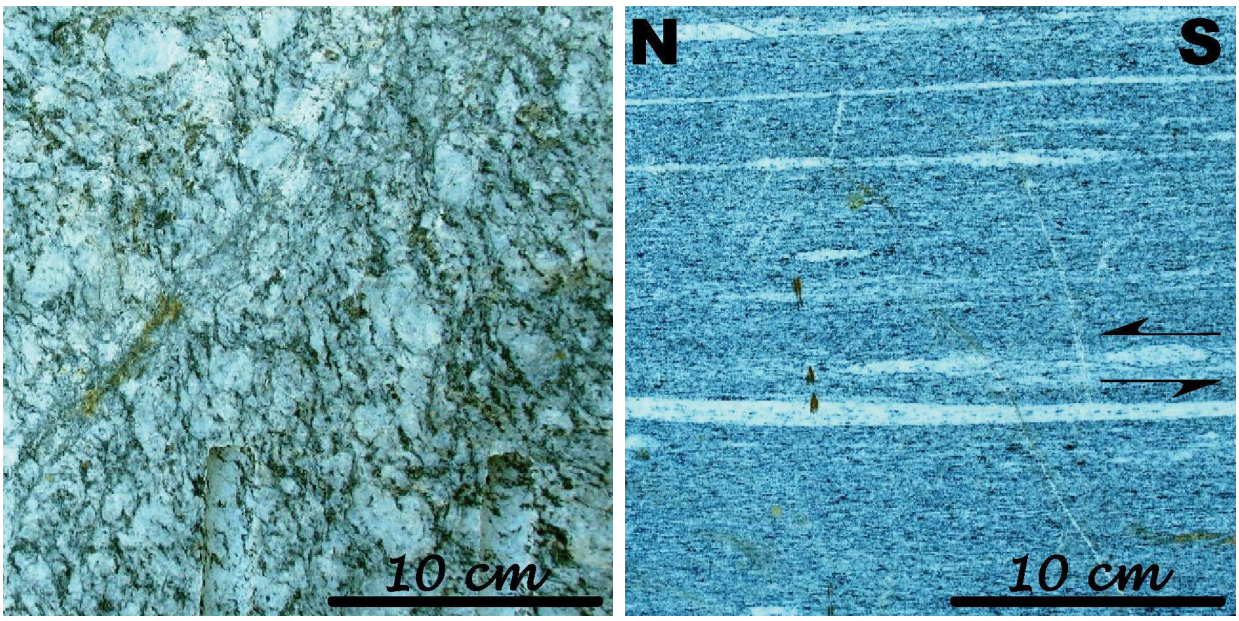
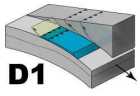


FIG. 6.19 – *Gneiss de l'unité de Simano*
Les deux échantillons présentés ont été prélevés dans la carrière au niveau de Chiesa. L'intensité de déformation (D1) du protolithe leucogranitique est faible dans le premier échantillon (à gauche) et forte dans le second échantillon (à droite).

de subduction au vue des assemblages minéralogiques caractéristiques d'une pression minimale de 11 kbar et d'une température de 550^o [Rutti, 2003; Rutti et al., 2006].

Arrêt-4. Contact entre les unités cristallines internes Adula et Simano.



L'unité cristalline interne Adula est la première unité individualisée à partir de la marge européenne. A son extrémité sud (Alpe Arami), des roches d'affinité océanique affleurent [Trommsdorff et al., 2000]. Au cours de l'enfouissement de la marge européenne dans la zone de subduction, l'unité Adula s'est individualisée en profondeur (entre 55 et 75 km – 17 kbar, 640^{o}C à 22 kbar, 750^{o}C [Dale and Holland, 2003; Meyre, 1998]) et est venue se placer au-dessus de l'unité Simano. L'unité cristalline interne Adula est constituée d'orthogneiss et paragneiss en quantité équivalente. Les paragneiss contiennent des lentilles d'amphibolites qui ont enregistré et préservé la Haute Pression [Meyre, 1998].
Le chevauchement qui les sépare est souvent difficile à observer en raison de l'accessibilité

et surtout car il constitue une zone facilement érodable, de pente plus faible, recouverte d'éboulis et de végétation. Les unités cristallines internes sont marquées à leur base, au niveau du contact chevauchant, par une zone de cisaillement intense [Maxelon and Mancktelow, 2005].
L'observation du contact entre Adula et Simano se réalise dans le Val Blenio et ses vallées affluantes à l'Est.

– Arrêt 4-1 Val Malvaglia.
Dans le Val Malvaglia, au niveau du village de Dandrio, le contact entre les unités cristallines internes Simano et Adula est directe. Ce contact est néanmoins souligné par une étroite bande de Quartzite du Trias comme indiqué sur la carte géologique synthétique de Adula (1923 - [Heim, 1923]), seule éditée à ce jour. La seconde phase de déformation alpine (D2) s'est superposée à la première (D1). Si les structures générées au cours de la première phase de déformation (D1) sont préservées, leurs orientations ont été modifiées pendant la seconde phase (D2). Le pendage de la schistosité actuellement observé vers l'Est (N40-20°E) correspond à la direction de l'extension latérale. De rares linéations d'étirement indiquent encore une direction Nord, vestiges de la première phase de déformation (D1).
Un panorama est possible depuis l'Alpes Sapèss (rive droite du Val Malvaglia) et une coupe peut être réalisée en montant à l'Alpes Spina (rive gauche du Val Malvaglia) (figure 6.20). L'unité Simano est recouverte par une quartzite du Trias, seuls sédiments

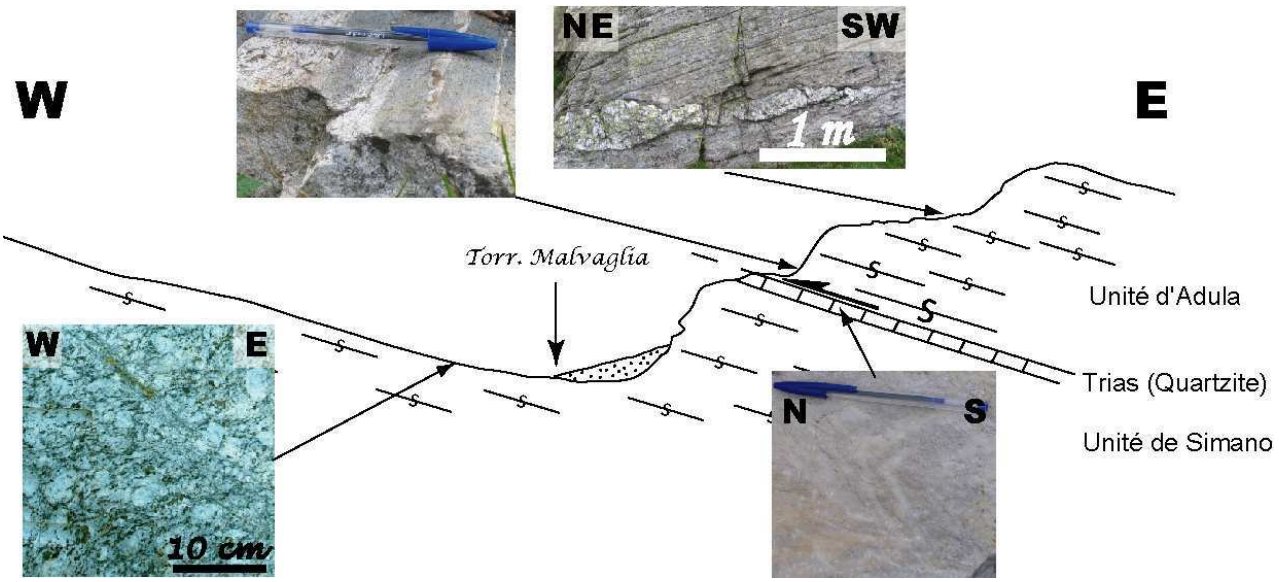


FIG. 6.20 – *Val Malvaglia*
Dans leurs parties sud, les unités cristallines internes Simano et Adula reposent directement en contact l'une sur l'autre. L'unité Simano est chevauchée par l'unité Adula qui est mylonitisée dans sa partie basale.

subsistant de sa couverture. Les quartzites constituent un niveau de décollement qui facilite le déplacement de la couverture sédimentaire de l'unité Simano. Directement au-dessus de cette quartzite du Trias, se trouve l'unité Adula (igure 6.20). La base de l'unité Adula est fortement déformée et constitue une shear zone parallèle au contact entre les unités Adula et Simano.

– Arrêt 4-2 – Val Soja.
Dans le Val Soja, les unités cristallines internes Simano et Adula sont séparées par l'unité de couverture Soja. L'unité Soja est une unité sédimentaire d'origine pennique correspondant probablement à la couverture

sédimentaire de l'unité Simano. Au cours de la phase d'empilement (D1), l'unité Soja a été pro-charriée puis pincée, plissée par l'unité Adula chevauchant l'unité Simano.
L'unité sédimentaire Soja est constituée : de quartzite du Trias, d'un paragneiss préalpin (sédimentation Permo-Carbonifère et déformation pré-Triasique [Maxelon and Mancktelow, 2005]) et d'un métaconglomérat schisteux décrit comme Veruccano [Heim, 1923; Maxelon and Mancktelow, 2005] (figure 6.21).
La traversée du Val Soja de Cregua à Moncurata (ou Moncurou selon les cartes) en passant par Güfera permet de réaliser une coupe de l'unité Soja en allant de l'unité Adula à l'unité Simano (figure 6.21).

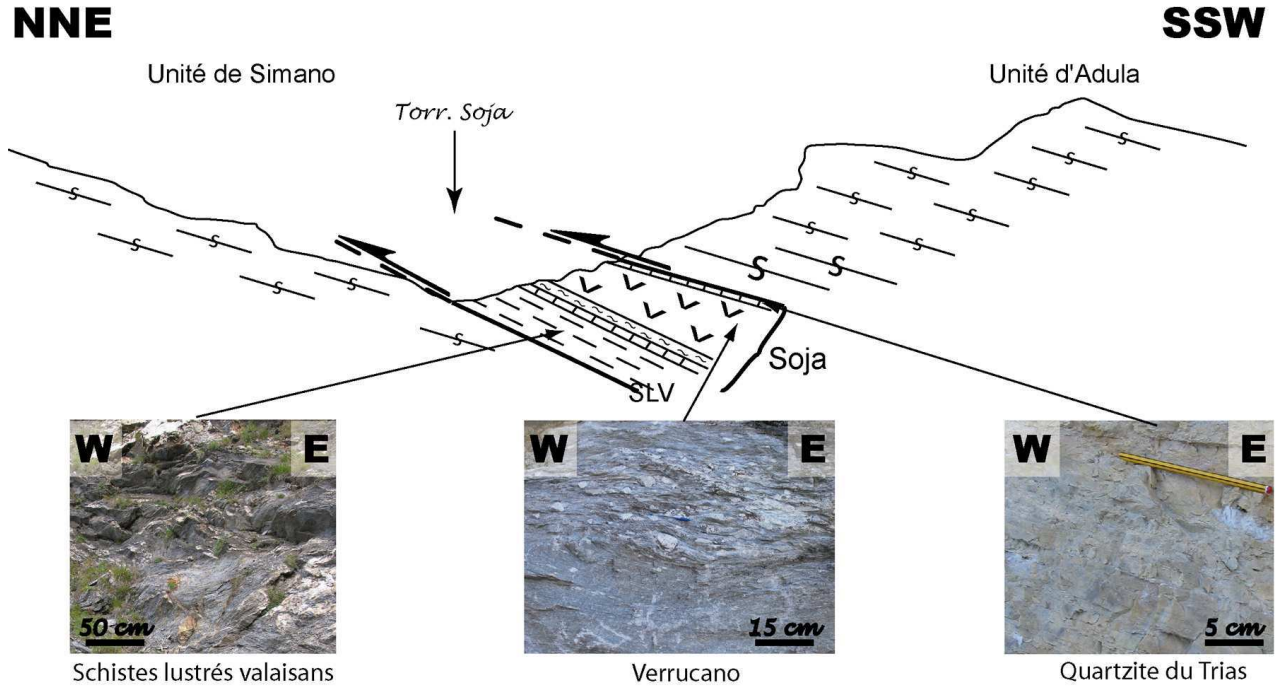
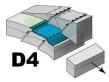


FIG. 6.21 – *Val Soja*
Dans leurs parties nord, les unités de Simano et Adula sont séparées par l'unité de converture Soja. L'unité Soja est composée de métasédiments et a été plissée lors du chevauchement de l'unité Adula sur l'unité Simano.

Arrêt-5. Front de l'unité cristalline Adula.



Les unités cristallines internes sont verticalisées dans leur partie frontale. Les synformes qui en découlent sont dus soit à l'extension latérale de la pile comme dans le cas de l'unité Suretta [Marquer et al., 1996] ; soit au rétrochevauchement des massifs cristallins externes (D4) comme dans le cas de l'unité Adula.
Dans la partie frontale de l'unité cristalline interne Adula, la schistosité est fortement pentée vers le Nord. Cette déformation de la partie Nord de l'unité Adula est due à la formation du massif cristallin externe du Gothard. Le chevauchement Sud du massif du Gothard est de direction globale N90-70°N.
Le rétro-chevauchement du massif du Gothard n'a pas seulement affecté les unités cristallines internes mais l'ensemble des unités situées au Sud. Les unités de couverture, telle que l'unité Soja, et les Schistes Lustrés Valaisans ont été affectés par cette déformation.
An niveau du Lago Luzzone (qui n'existait pas lors de l'établissement de la carte géologique de Adula), le Val Scardra, orienté Nord-Sud, permet de réaliser une coupe des Schistes Lustrés Valaisans à l'unité Adula. L'ensemble des lithologies sont verticalisées :

les Schistes Lustrés Valaisans, l'unité de couverture Soja, et la partie frontale de l'unité cristalline Adula (figure 6.22).

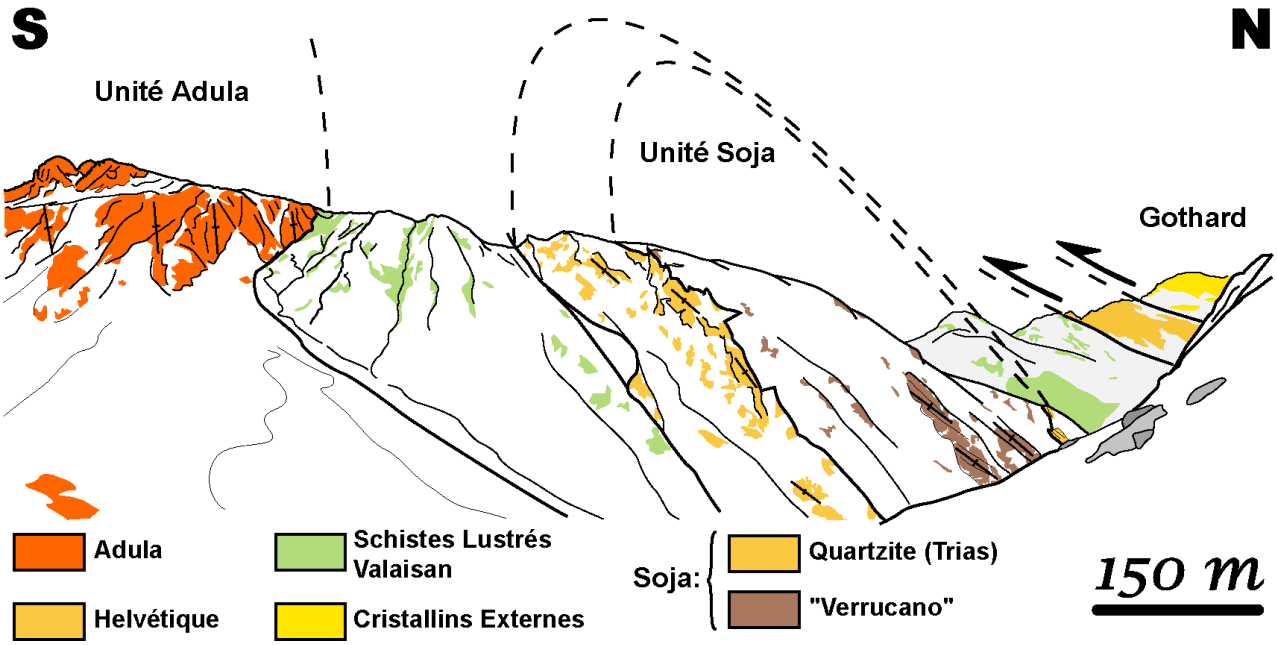
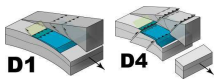


FIG. 6.22 – *Val Scaradra – Front d'Adula*

Arrêt-6. Val Blenio.



Un panorama du chevauchement frontal de l'unité Adula sur l'unité Simano est possible depuis le point de vue situé à l'entrée du tunnel qui mène de Olivone à Campo Blenio. L'extrémité nord de l'unité Simano, plus courte que les unités situées de part et d'autre (Leventina et Adula) est visble (figure 6.23). L'unité de couverture Soja constitue donc une écaille de sédiments penniques (issus de la marge européenne) pincée entre les unités cristallines internes européennes Simano et Adula. L'unité Soja s'est formée lors du chevauchement de l'unité Adula sur l'unité Simano (D1 - figure 6.23 - droite).
Dans sa partie nord, l'unité Soja est redressée contre le front de l'unité Adula en raison du chevauchement responsable de la formation du massif du Gothard (D4). Au sud, l'unité Adula est directement en contact avec l'unité Simano, le déplacement pluri-kilométrique le long du chevauchement ayant provoqué le décapage de l'ensemble de la couverture sédimentaire de l'unité inférieure.

Les unités cristallines internes européennes se sont formées entre 40 et 32 Ma [Gebauer, 1996; Liati et al., 2005a; Rosenbaum and Lister, 2005], au cours de l'enfouissement de la marge européenne. Les conditions pression-température enregistrées par les unités cristallines internes évoluent de la haute pression, basse température (22 kbar, 750°C - [Dale and Holland, 2003]) à la moyenne pression, basse température (8 et 10 kbar et 600°C - [Rutti et al., 2006]). Structuralement, les unités sont de plus en plus anciennes en montant dans l'empilement et le métamorphisme va croissant dans cette même direction.
La subduction d'une marge continentale provoque donc l'écaillage de sa croûte sous forme d'unités peu épaisses. Les roches composants les unités de Lucomanio-Leventina, Simano et Adula sont issues uniquement de la croûte supérieure. Ces unités se chevauchent le long de grandes zones de cisaillement localisées à leur base.

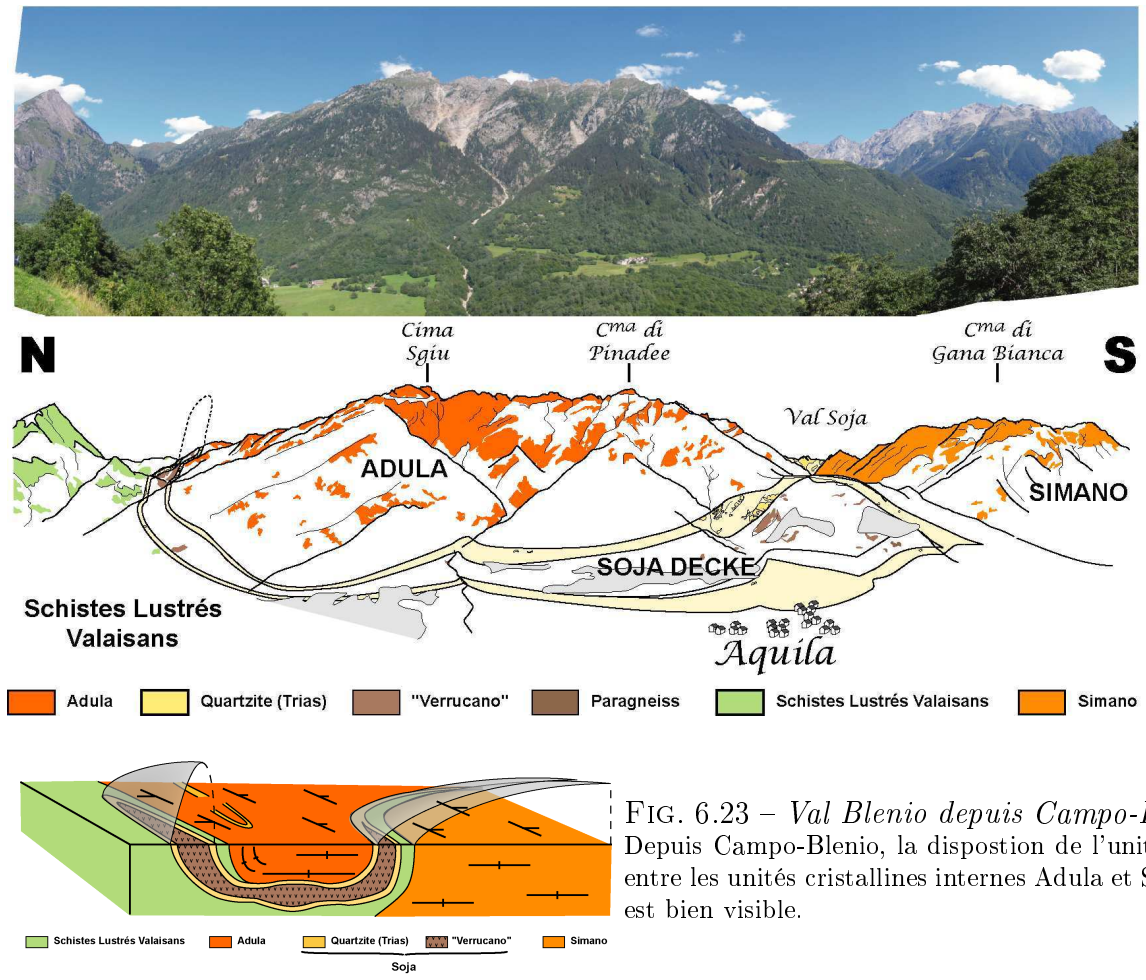
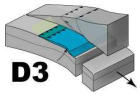


FIG. 6.23 – *Val Blenio depuis Campo-Blenio* Depuis Campo-Blenio, la dispostion de l'unité Soja entre les unités cristallines internes Adula et Simano est bien visible.

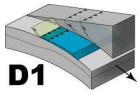
6.4.3 Journée 3 – Zone de racine et Pennique supérieur

Arrêt-1. Zone de racine de Simano.



Le Sud du domaine pennique est marqué par une schistosité verticale. Cette zone est appelée zone d'enracinement des unités cristallines internes ou zone de racine. Au niveau d'Arbedo (Valle Leventina), l'unité Simano présente une schistosité qui se verticalise rapidement. Cette déformation est due à un cisaillement intense de l'ensemble du domaine interne le long de la ligne Insubrienne autour de 30 Ma et correspond à la troisième phase de déformation alpine (D3).

Arrêt-2. Domaine Valaisan.



A la Passo del San Bernardino, l'unité Misox est visible entre, en-dessous, l'unité Adula et, au-dessus, l'unité Tambo. Les contacts inférieur et supérieur sont des chevauchements sub-horizontaux. L'unité Adula présente deux phases de déformation (D1 et D2) qui se traduisent par une schistosité orientée en moyenne N20^o-25^{o}E. Dans les plans de schistosité, deux linéations d'étirement sont visibles, une première souvent effacée orientée N5^o et une seconde, reprenant la première, orientée N80^o [Meyre, 1998].

L'unité Misox, constituée essentiellement de schistes lustrés, correspond au domaine Valaisan. La formation de ce domaine océanique est datée autour de 93 Ma [Liati et al., 2005a; Liati and Froitzheim, 2006] et sa subduction autour de 38,5±0,7 Ma [Liati et al., 2005a].

Arrêt-3. Splugenpass

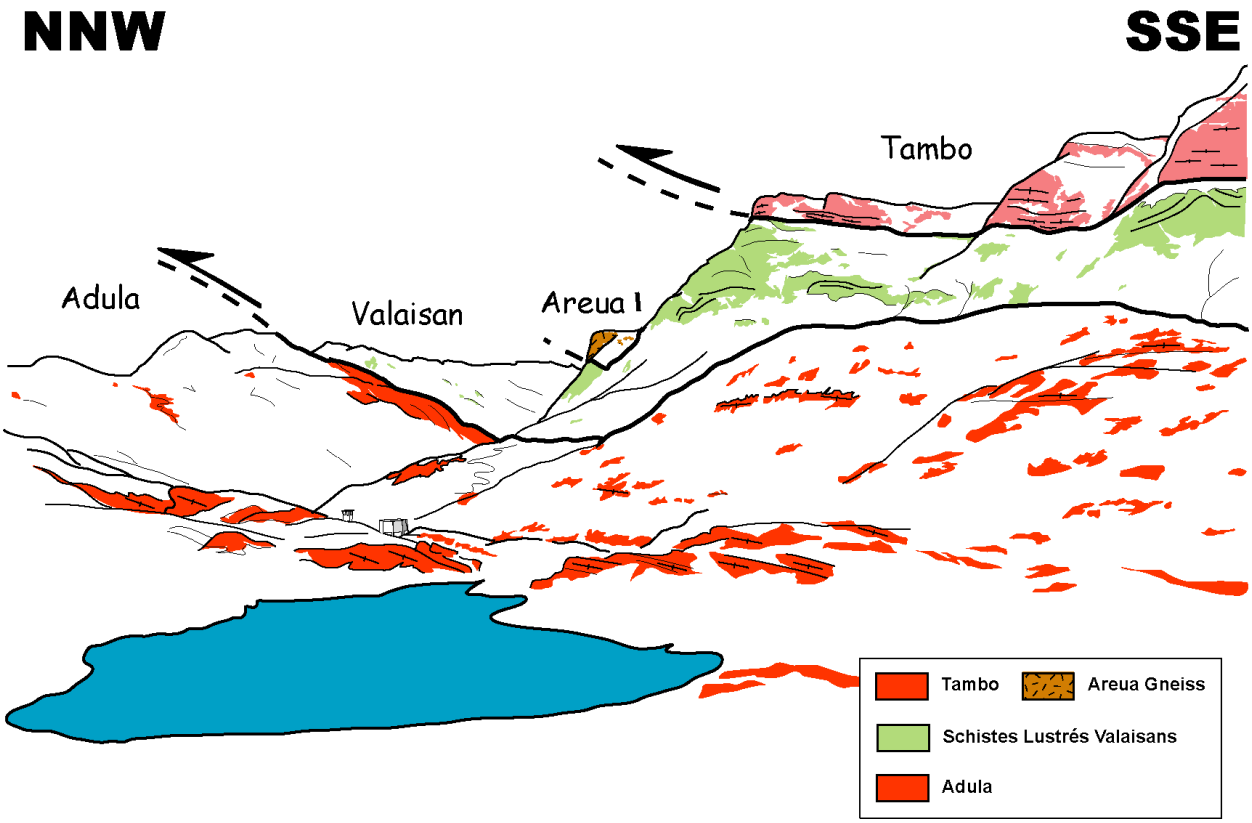
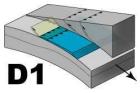


FIG. 6.24 – *Passo del San Bernardino*
Les contacts chevauchants du Misox sur Adula et de Tambo sur le Misox sont visibles depuis le Col de San Bernardino. L'unité d'Areua située au front de l'unité Tambo est également visible.



Au niveau du col de Splugen, les unités Briançonnaises Tambo et Suretta sont visibles ainsi que la converture sédimentaire de l'unité Tambo (figure 6.25). De la même façon que les unités cristallines internes européennes, les unités briançonnaises ("micro-continent" dérivant de la marge europénne [Stampfli, 2001]) au nombre de deux sont en écailles chevauchantes. Le chevauchement de l'unité Suretta sur l'unité Tambo, lors de l'enfouissement du briançonnais dans la zone de subduction (D1) a intensément déformé les sédiments au toit de l'unité Tambo (figure 6.25 - photo [Burlini et al., 1998]). Le contact chevauchant entre les unités Tambo et Suretta a également fonctionné lors de la phase d'extension latérale (D2), ce qui explique l'inclinaison vers l'Est de ce contact (figure 6.25 - panorama).

6.4.4 Coupe tectonostructurale synthétique

Les Alpes centrales comportent deux domaines tectoniques distincts : le domaine externe et le domaine interne (figure 6.26).

- Le domaine externe présente des structures sub-verticales, marques de la quatrième phase de déformation alpine (D4). La mise en place du domaine externe s'est effectuée à faible profondeur (métamorphisme Basse Pression - 3,5 à 7 kbar, Basse Température - 350 à 550°C) en contexte de collision (structure en pop-up) entre 25 et 15 Ma. La collision génère une structure en pop-up qui aboutit à un épaississement de la croûte
- Le domaine interne présente pour sa mise en place des structures sub-horizontales, marques de la première phase de déformation alpine (D1). L'individualisation et l'empilement des unités internes s'est réalisé à grande profondeur (métamorphisme de Haute Pression - 10 à

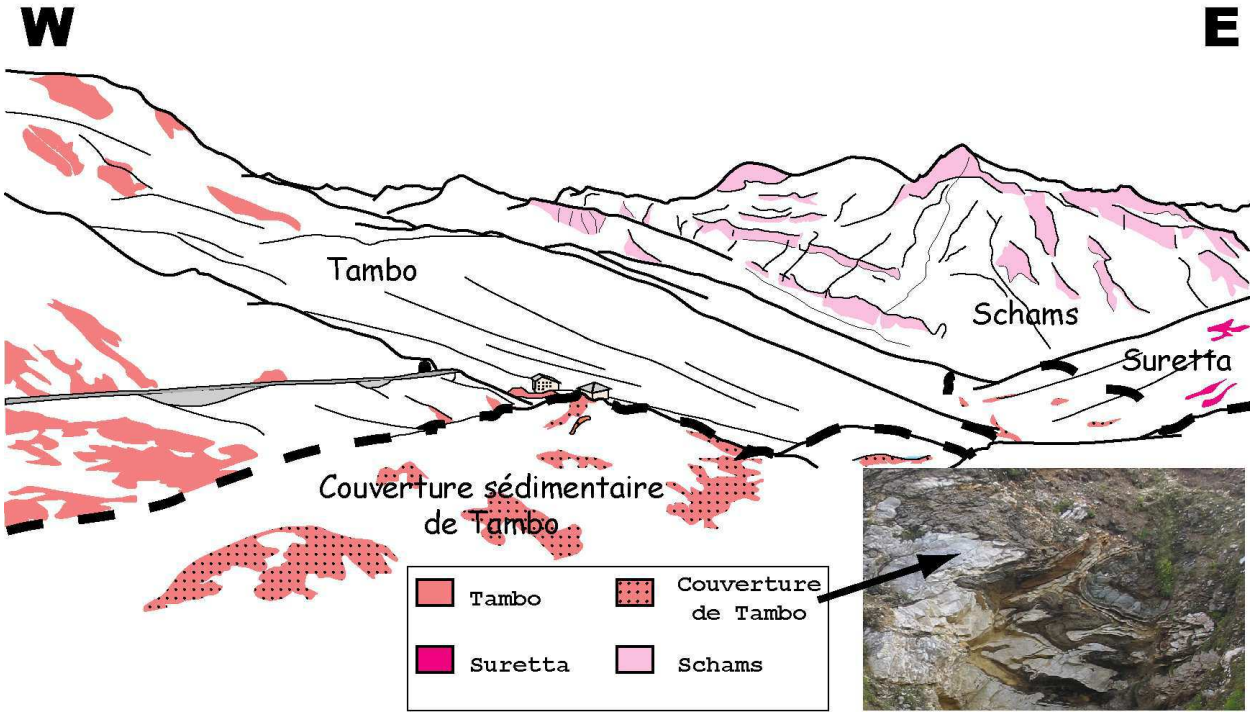


FIG. 6.25 – *Splugenpass*
Depuis le col de Splugen, le panorama vers le Nord (ci-contre) permet d'observer le contact entre les unités Tambo et Suretta. Au loin, l'unité Schams, couverture sédimentaire de l'unité cristalline Suretta. La couverture sédimentaire de l'unité Tambo à été fortement déformée lors du chevauchement de l'unité Suretta sur l'unité Tambo (D1) et lors de la phase d'extension latérale (D2).

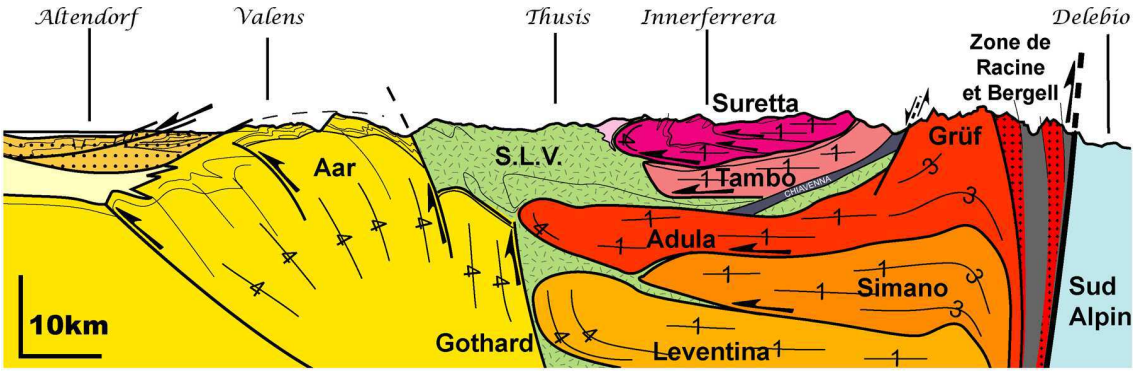


FIG. 6.26 – *Coupe Géologique Simplifiée des Alpes Centrales*
Coupe structurale montrant l'agencement dans ses grandes lignes des Alpes Centrales, modifié d'après S. Schmid [Schmid et al., 1997a, 2004].

22 kbar, Basse Température - 450 à 600°C) en contexte de subduction de 70 à 30 Ma. Le contexte de subduction est marqué par le métamorphisme Haute Pression, Basse Température ainsi que par les vestiges de domaines océaniques. Les unités internes ont également connu deux autres évènements tectoniques : une extension latérale, synchrone de leur exhumation mantellique et une exhumation crustale le long de la ligne Insubrienne.
L'individualisation des unités s'effectue de façon diachrone ainsi que le début de l'extension latérale tandis que les phases suivantes sont synchrones (figure 6.27).
L'écaillage d'unité crustale continentale au cours de l'enfouissement d'une lithosphère conti-

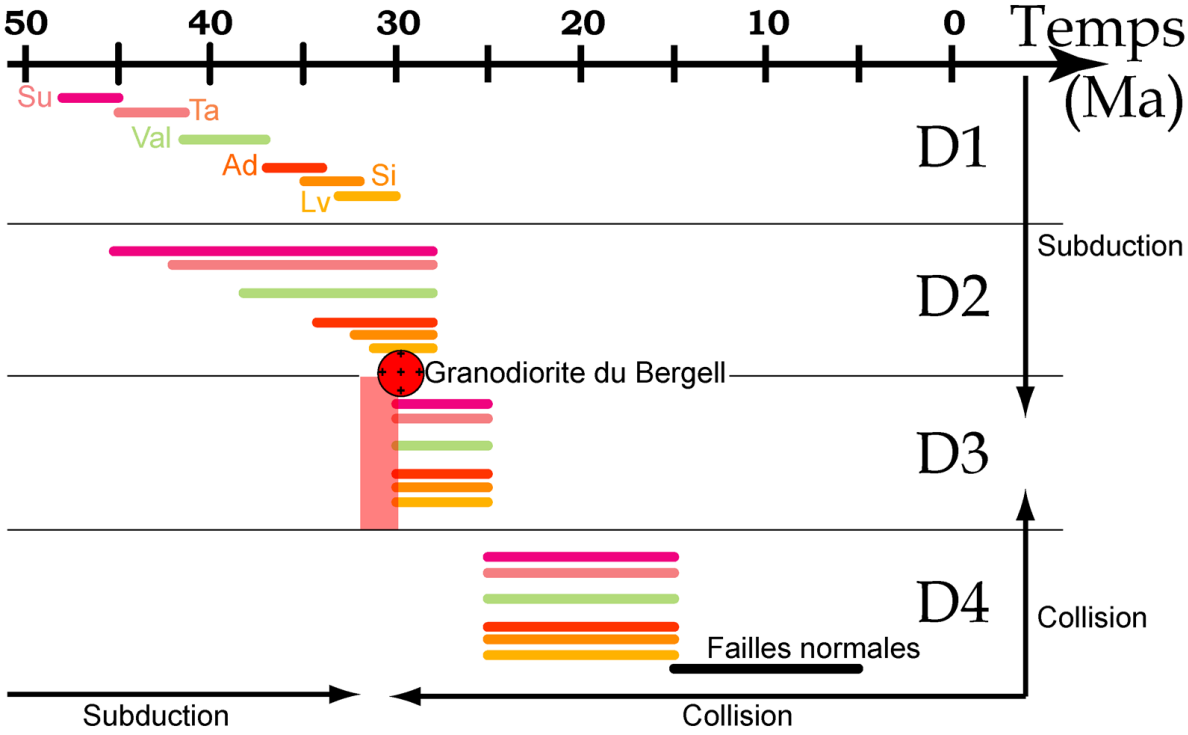


FIG. 6.27 – *Chronologie des déformations des unités internes.*
Chronologie des déformations alpines des unités cristallines internes et des schistes lustrés valaisans. Su : Suretta, Ta : Tambo, Val : Valaisan, Ad : Adula, Si : Simano, Lv : Leventina.

nentale dans une zone de subduction est un processus majeur de l'épaississement au cours des orogénèses.

6.5 Traverse 2 - Les Alpes du Nord-Ouest

L'observation de la partie supérieure du domaine interne est possible dans les Alpes du Nord-Ouest. Une coupe, à l'échelle de la chaîne, permet d'étudier les structures générées par l'épaississement lors de la formation des Alpes dans les massifs cristallins externes et les unités internes Briançonnaises notamment (figure 6.28).

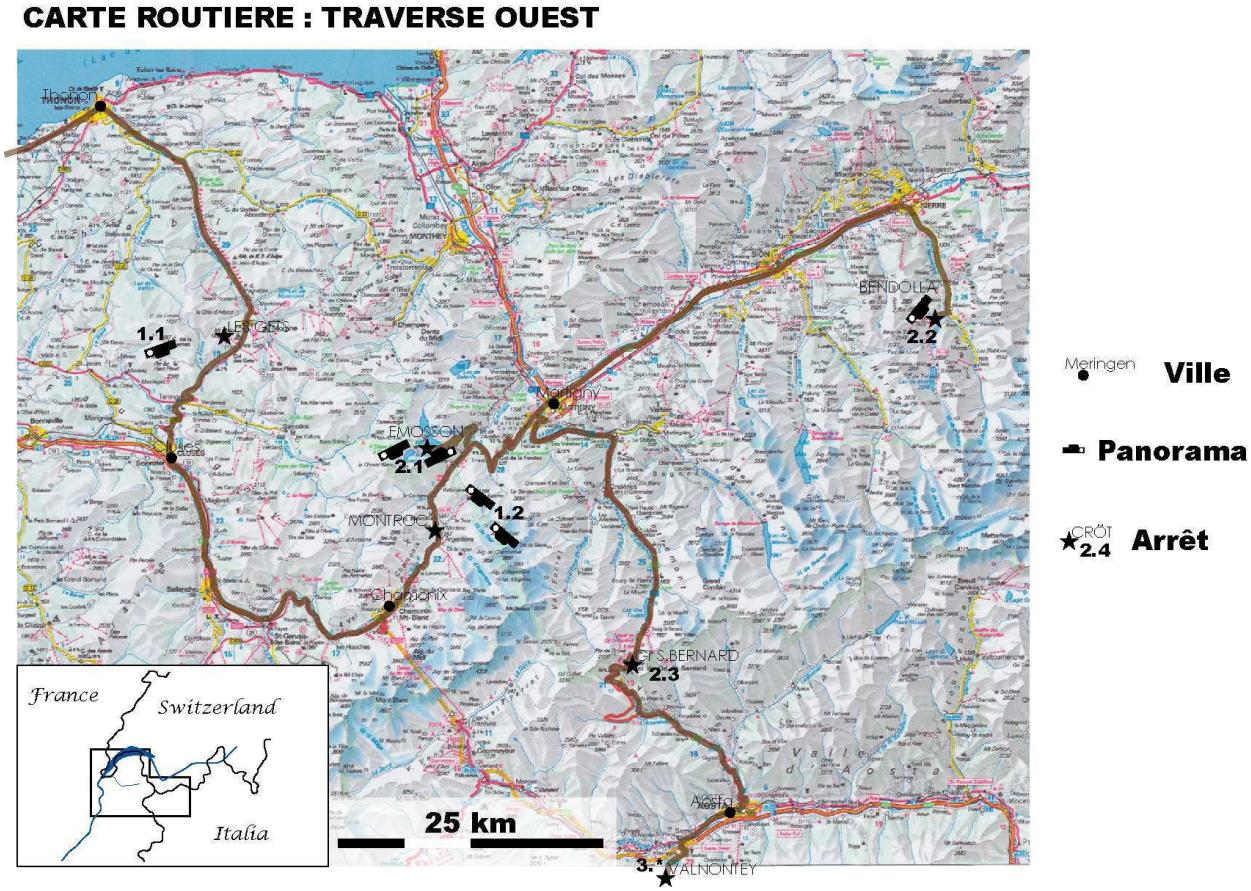
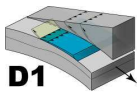


FIG. 6.28 – *Itinéraire 2*
Les points de panorama sont orientés et référencés en fonction de l'arrêt où ils sont décrits.

6.5.1 Journée 1 – Les Préalpes et les Cristallins externes

Les premières observations s'effectuent entre Thonon et Montroc (figure 6.28) permettant l'observation des Préalpes et des massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.

Arrêt-1. Nappe des Gets



Les Préalpes se situent au front de la chaîne des Alpes (figure 6.29), dans leur partie Nord-Ouest. Les Préalpes sont constituées de trois unités de couverture issues du domaines interne :
- l'unité de Simmen ou unité des Gets qui est l'unité supérieure des Préalpes.
- l'unité de la Brèche
- l'unité de Klippen ou des Préalpes Médianes située à la base.

L'ensemble est en chevauchement sur la couverture des massifs cristallins externes et les Molasses Helvétiques sous forme d'un grand synclinal. Les

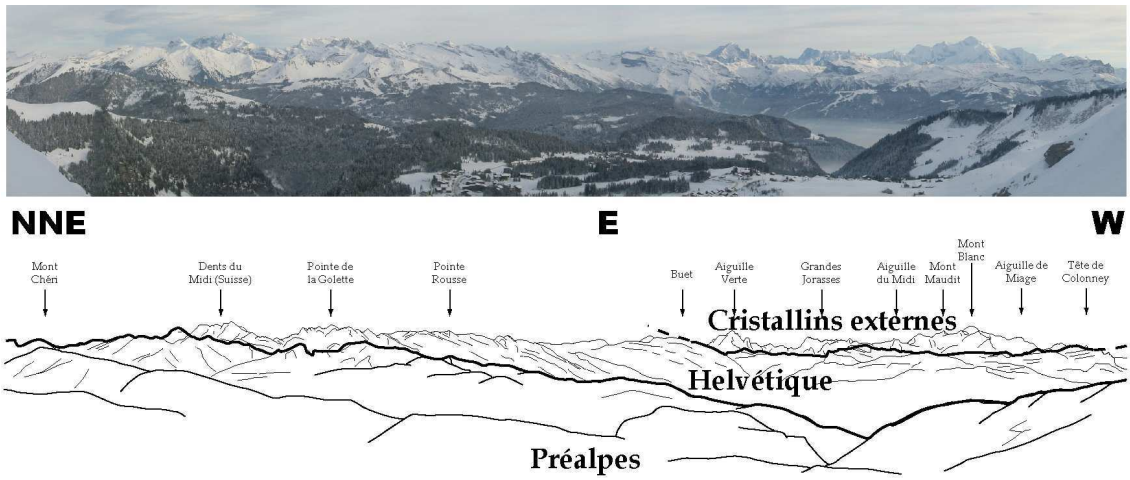
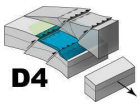


FIG. 6.29 – *Panorama depuis les Préalpes*
Au premier plan, les unités des Préalpes de la Brèche et des Gets sont visibles, puis au second plan le massif cristallin externe des Aiguilles Rouges et sa couverture (le Buet par exemple). A l'arrière plan, le massif cristallin externe du Mont Blanc domine la partie Nord-Ouest des Alpes.

Préalpes correspondent majoritairement à la couverture des unités briançonnaises. Lors de l'enfouissement du Briançonnais dans la zone de subduction, la couverture sédimentaire a été en partie décapée et est restée en surface.
Les unités des Préalpes, composées de roches marno-calcaire (unité des Gets) ou de conglomérats (unité de la Brêche - figure 6.30) n'ont subi quasiment aucun métamorphisme et sont relativement peu déformées [Strasser et al., 2001; Wissing and Pfiffner, 2003].

Arrêt-2. Les massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc.



Les massifs cristallins des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc proviennent de la marge européenne et comportent des roches Varisques [Stampfli, 2001].
Le massif cristallin des Aiguilles Rouges est le massif cristallin le plus externe de cette partie des Alpes. Le massif cristallin des Aiguilles Rouges s'est mis en place en faciès Schiste Vert à une température de 300^oC, entre 28 à 17 Ma [Kischner et al., 1995]. Deux chevauchements de vergeance opposée ont conduit à la mise en place du massif cristallin externe des Aiguilles Rouges. Le chevauchement Sud, subvertical, provoque le chevauchement du massif des Aiguilles Rouges sur le massif du Mont Blanc situé plus au Sud. A l'intérieur du Massif des Aiguilles Rouges, la déformation est trés hétérogène (cf. 6.5.2).
Entre les massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, leur couverture sédimentaire forme actuellement une dépression : la vallée de Chamonix (figure 6.31). Les sédiments sont verticalisés et présentent une schistosité verticale.
Le massif cristallin externe du Mont Blanc. Situé plus à l'intérieur de la chaîne, le massif du Mont Blanc est majoritairement constitué de granite (figures 6.31 et 6.32 - à droite). Au Nord et au Sud, deux chevauchements subverticaux (figure 6.32 - à gauche) qui ont fonctionné principalement entre 30 et 10 Ma [Marshall et al., 1998], bordent le massif du Mont Blanc. Comme le massif des Aiguilles Rouges, ce massif présente un métamorphisme Basse Pression (3 à 5 kbar), Basse Température (350 à 400°C) [Marshall et al., 1998; Leloup et al., 2005].

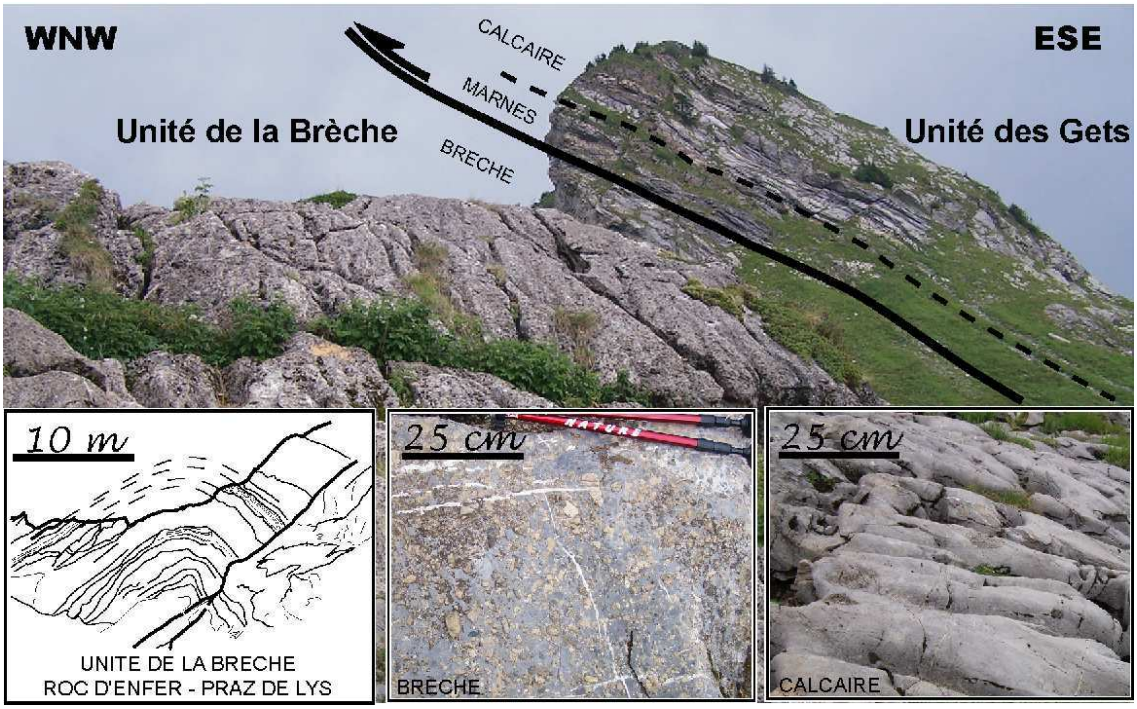


FIG. 6.30 – *L'unité des Gets et de la Brêche*
Le chevauchement de l'unité des Gets sur l'unité de la Brêche est visible entre le Haut-Fleuri et le Col de Veran (Praz-de-Lys - Commune de Tanninges). Au premier plan, une brêche de l'unité de la Brêche.

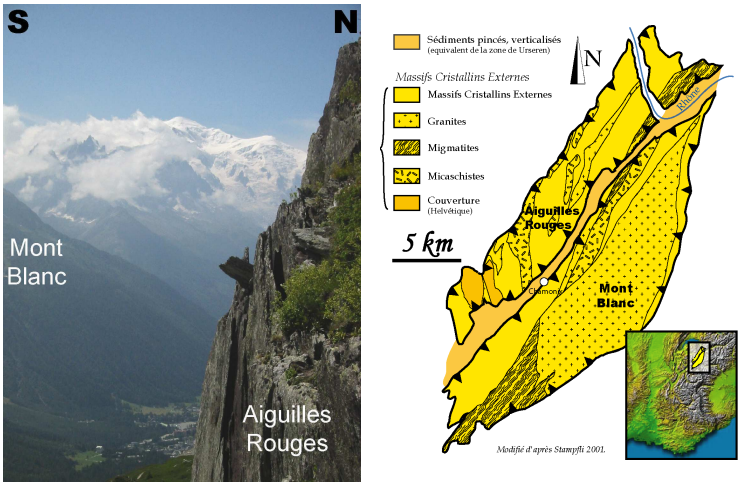


FIG. 6.31 – *Massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc*
A gauche, le massif du Mont Blanc vu depuis l'Aiguillette des Posettes - Col de Balmes. La vallée de Chamonix correspond aux sédiments mézosoïques parautochtones pincés entre le massif du Mont Blanc et le massif des Aiguilles Rouges. Au premier plan, sur la droite, la couverture sédimentaire autochtone du massif des Aiguilles Rouges.
A droite, carte des massifs cristallins externes des Alpes du Nord-Ouest (modifiée d'après [Von Raumer et al., 1999]).

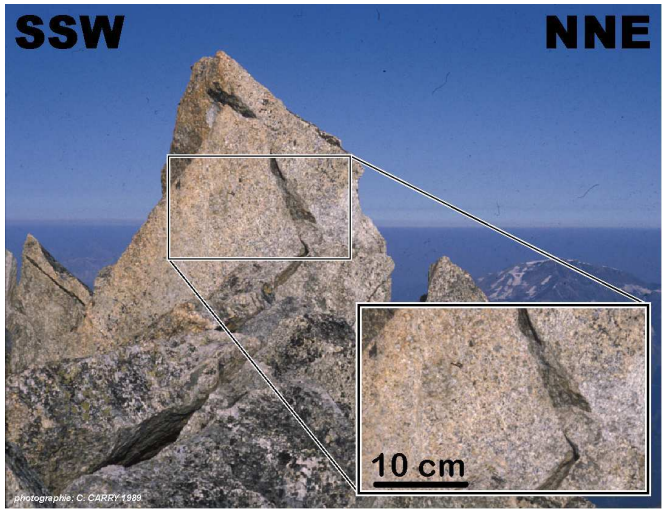
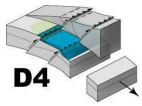


FIG. 6.32 – *Aiguille du Tour*
Ci-dessus, le massif du Mont Blanc vu depuis l'Aiguille du Tour. Les fortes pentes de part et d'autre du massif correspondent aux zones de chevauchement. A droite, granite du massif cristallin externe du Mont Blanc au sommet de l'Aiguille du Tour.

Comme les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales), les massifs des Aguilles Rouges et du Mont Blanc n'ont subi qu'une seule phase de déformation alpine, au moment où les lithosphères Apulienne et Européenne étaient en collision (à partir de 30 Ma). Cette déformation en collision est la quatrième phase alpine (D4). L'intensité du métamorphisme va également croissante du Nord vers le Sud.
La structure en pop-up, responsable de l'épaississement dans le domaine externe des Alpes, se retrouve dans les Alpes du Nord-Ouest en raison de la collision des lithosphères Européenne et Apulienne.

6.5.2 Journée 2 – Aiguilles Rouges, et domaine interne

Arrêt-1. Emosson et Petit Emosson



Les rives des Lacs d'Emosson et du Vieux Emosson permettent d'observer le massif cristallin externe des Aiguilles Rouges ainsi que sa couverture sédimentaire [Stampfli, 2001].
La couverture sédimentaire (Helvétique autochtone) du massif cristallin des Aiguilles Rouges est présente au Nord-Ouest du massif et peut atteindre une centaine de mètres d'épaisseur (figure 6.33). Cette couverture sédimentaire déplacée de quelques kilomètres vers le Nord-Ouest ou en place par rapport aux Aiguilles Rouges disparaît sous les Préalpes. Le socle du massif cristallin des Aiguilles Rouges affleure sur la rive gauche du lac d'Emosson, avant de s'engager sur le barrage. Sous la chapelle, le granite de Vallorcine peu déformé affleure. C'est un granite leucocrate à grains fins. Son encaissant orthogneissique avec des phénocristaux de feldspath est également visible (figure 6.34). En amont du barrage, toujours sur la rive gauche, l'orthogneiss est mylonitisé au niveau d'une bande de cisaillement sub-verticale (figure 6.35).
Sur la rive droite du lac d'Emosson et au Sud du lac du Vieux Emosson, la couverture sédimentaire du massif cristallin des Aiguilles Rouges est visible. Après avoir traversé le barrage d'Emosson, la couverture sédimentaire présente une schistosité sub-verticale (figure 6.37). Les sédiments sont mylonitisés et se trouvent dans la continuité de la shear zone observée dans le socle en rive gauche. En montant au Vieux Emosson, la couverture mésozoïque parfaitement préservée comporte des empreintes de dinosaures (figure 6.36).
La déformation liée à la mise en place du massif des Aiguilles Rouges (D4) est hétérogène et se traduit par la présence de bandes de cisaillement sub-verticales dans lesquelles les

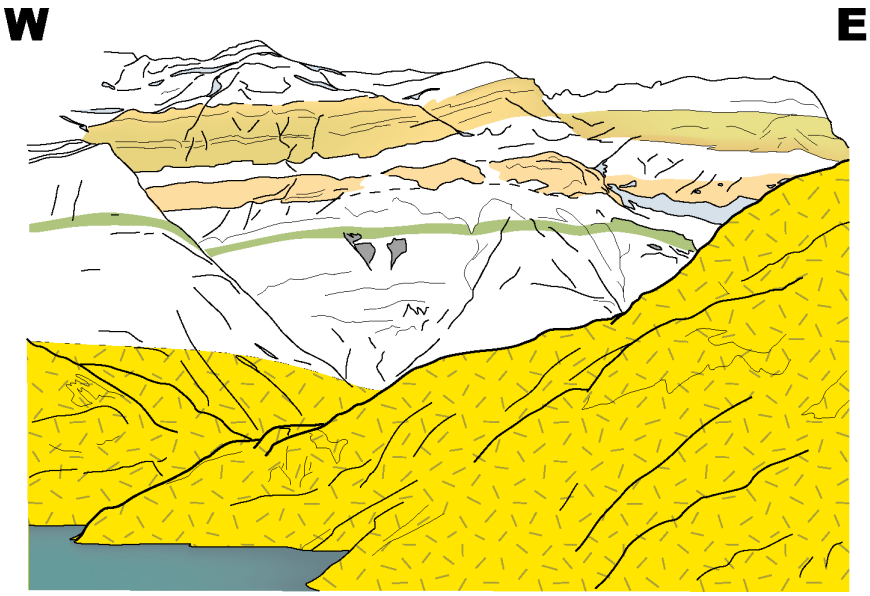


FIG. 6.33 – *Emosson*
Le massif cristallin des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire vu depuis le barrage d'Emosson.

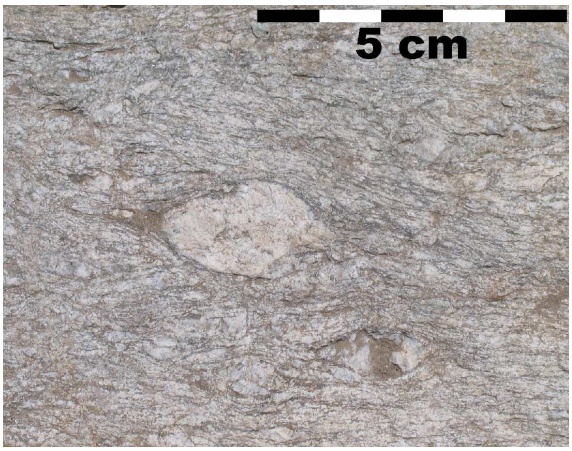


FIG. 6.34 – *Orthogneiss d'Emosson*

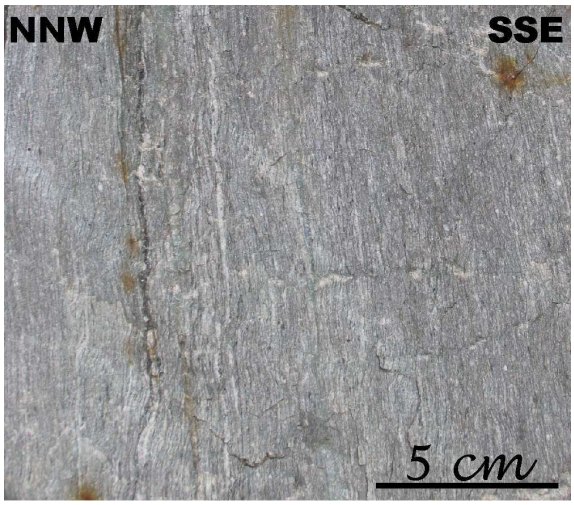


FIG. 6.35 – *Orthogneiss mylonitisé*

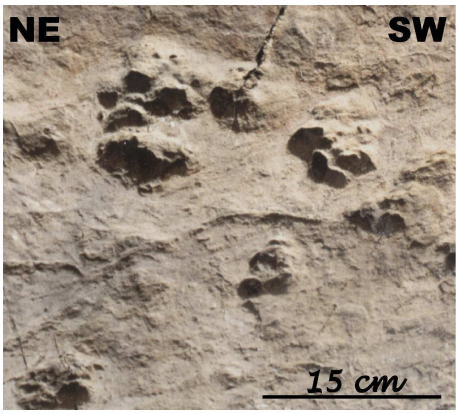


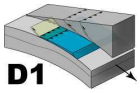
FIG. 6.36 – *Empreintes au Vieux Emosson*

FIG. 6.37 – *Sédiments mylonitisés*

Aux abords des lacs d'Emosson, la déformation hétérogène du massif des Aiguilles Rouges est visible : le socle cristallin comme sa couverture peuvent être préservés ou mylonitisés dans des shear zones.

roches sont mylonitisées. Ce type de déformation est tout à fait similaire à celle observée dans les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard.

Arrêt-2. Unité de Zermatt-Saas-Fee et de la Dent Blanche.



Le point de vue de la Bendolla, au dessus de Grimentz (Val d'Anniviers) permet l'observation de l'empilement des unités Briançonnaises, Liguro-Piémontaises et Austro-Alpines (figures 6.38 et 6.39). L'unité de la Dent Blanche (Austro-Alpin) est située au-dessus de l'unité du Tsaté (Liguro-Piémontais) par le biais d'un chevauchement sub-horizontal. L'unité du Tsaté étant chevauchante sur l'unité de Siviez-Mischabel (Briançonnais).

En contrebas de la Bendolla, au lac de Moiry, le contact entre l'unité Briançonnaise

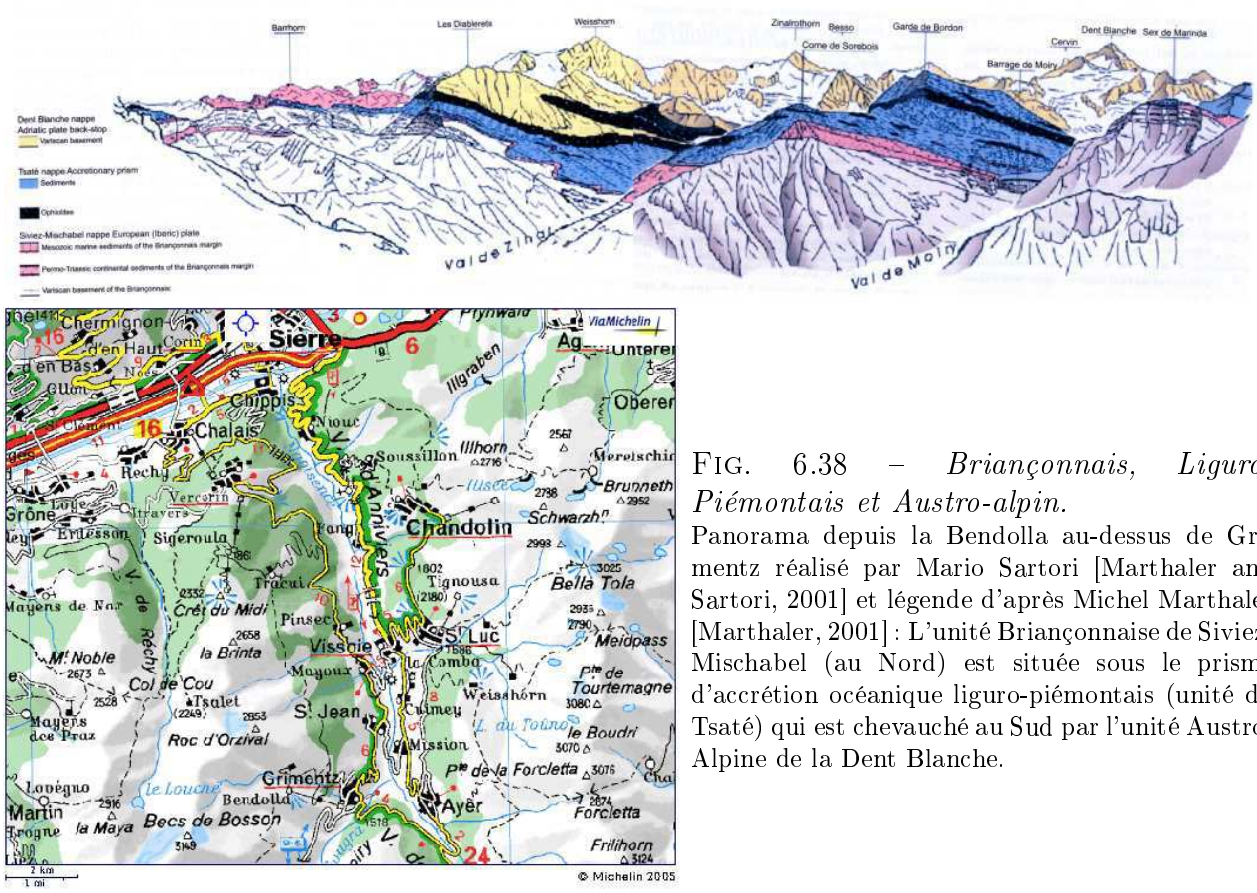


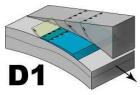
FIG. 6.38 – *Briançonnais, Liguro-Piémontais et Austro-alpin.*
Panorama depuis la Bendolla au-dessus de Grimentz réalisé par Mario Sartori [Marthaler and Sartori, 2001] et légende d'après Michel Marthaler [Marthaler, 2001] : L'unité Briançonnaise de Siviez-Mischabel (au Nord) est située sous le prisme d'accrétion océanique liguro-piémontais (unité du Tsaté) qui est chevauché au Sud par l'unité Austro-Alpine de la Dent Blanche.

de Siviez-Mischabel (au Nord), et les schistes lustrés de l'unité du Tsaté (au Sud) est visible. L'unité de Siviez-Mischabel (Briançonnais 2) correspond à la partie centrale de l'ensemble Briançonnais du Grand Saint-Bernard [Sartori, 1987; Thelin et al., 1993]. L'unité de Siviez-Mischabel est formée de paragneiss et micaschistes d'âge paléozoïque avec de nombreux orthogneiss (métagranites calco-alcalins, gabbros, pyroxénites, et volcanites [Milnes et al., 1981; Muller, 1983; Escher and Marthaler, 2001]). Ce socle polymétamorphique est recouvert par une couverture métasédimentaire d'âge Carbonifère, Permien et Triasique inférieur (schistes, conglomérats et évaporites [Escher and Marthaler, 2001]). L'unité de Siviez-Mischabel a subi un métamorphisme alpin de type Haute-Pression, Basse Température, au Lutétien (entre 45 et 40 Ma).

L'unité du Tsaté (Liguro-Piémontaise) est constituée de métasediments (calc-schistes et black shales crétacés) ainsi que d'ophiolites [Piaz, 1965]. Des pillow-lavas étirés dans le plan horizontal (D1) d'âge Jurassique-Crétacé [Escher and Marthaler, 2001] sont visibles

en amont du lac de Moiry.

Arrêt-3. Unité du Grand Saint Bernard.



L'unité cristalline interne du Grand Saint Bernard, seconde unité Briançonnaise, se situe sous l'unité du Mont Rose (ou du Mont Fort) et au dessus des unités Valaisannes. Cette unité regroupe l'unité de Siviez-Mischabel, l'unité du Ruitor (Alpes du Nord-Ouest - figure 6.39) et l'ensemble des unités de Bourg-Saint-Maurice à Albenga (Alpes occidentales - figure 6.2). L'unité du Grand Saint Bernard est constituée d'un socle polymétamorphique orthogneissique et paragneissique recouvert partiellement de sa couverture sédimentaire Carbonifère à Triassique inférieur [Bertrand et al., 2000]. Les assemblages minéralogiques associés à la formation (D1) de

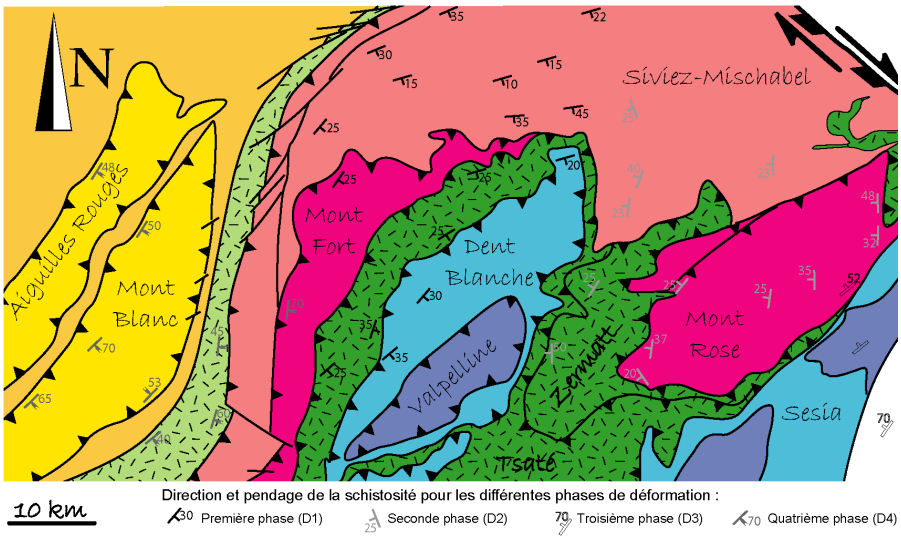


FIG. 6.39 – *Carte de l'unité du Saint Bernard*
Carte tectono-structurale des Alpes internes du Nord-Ouest montrant les unités cristallines du Grand Saint Bernard, du Mont Rose et de la Dent Blanche. *Modifiée d'après [Steck, 2001]*

l'unité du Grand Saint Bernard indiquent une presion entre 10 et 14 kbar et une température comprise entre 400 et 450°C [Bucher et al., 2003]. Cet épisode métamorphique est daté entre 50 et 43 Ma [Bucher et al., 2004]. Après sa formation, l'unité du Grand Saint Bernard a été déformée par les différentes phases alpines (D2, D3 et D4) et présente actuellement une structure complexe (figure 6.40).

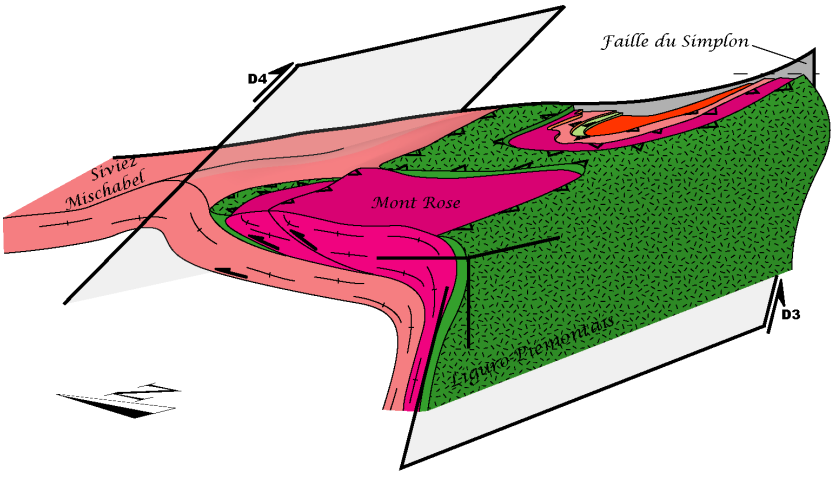


FIG. 6.40 – *Structure des unités du Mont Rose et Siviez-Mischabel*
La disposition structurale présentée ici est basée sur des cartes géologiques, tectoniques et structurales des Alpes du Nord-Ouest [Spicher, 1980; Chantraine et al., 1996; Steck, 2001] et sur des coupes géologiques et sismiques [Team, 2002; Steck, 2001].

6.5.3 Journée 3 – Contact tectonique entre 2 unités Briançonnaises dans la massif du Grand Paradis

Les unités du Grand Paradis et du Money Les unités du Grand Paradis et du Money constituent l'unité Briançonnaise 1, l'unité du Grand Paradis étant depuis longtemps assimilée à l'unité du Mont Rose [Argand, 1911]. La démonstration récente de l'existence de deux écailles au sein de l'unité du Grand Paradis [Le Bayon, 2005] renforce ce rattachement entre Gran Paradiso et Mont Rose puisque, comme l'unité Suretta, ces unités sont formées de plusieurs écailles : Mont Rose et Mont Fort, Grand Paradis et Money (figure 6.41.

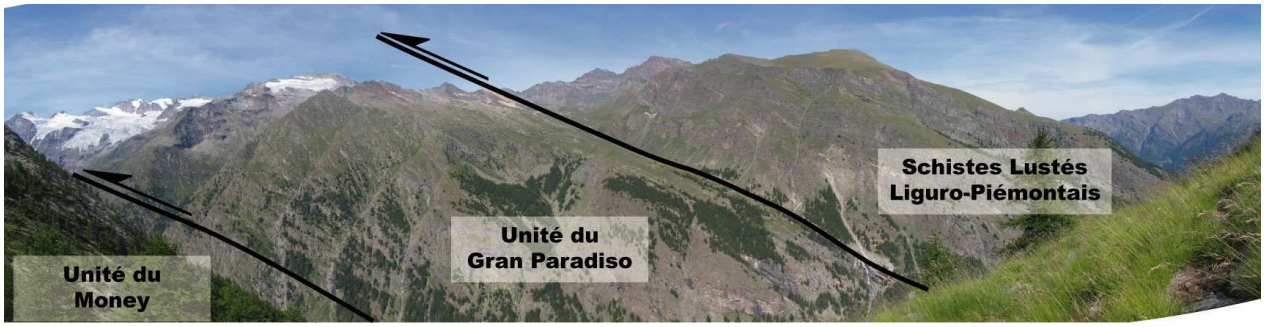


FIG. 6.41 – *Les unités du Money et Gran Paradiso*
Panorama réalisé depuis la Pian de la Turnetta (Valnontey) permettant d'observer les trois unités (de gauche à droite) Money, Gran Paradiso et Liguro-Piémontais.

Itinéraire 4 : Valnontey (1666m), Valmiana (1729m), Casolari del Money (2325m)

Cette partie est modifiée de la thèse de Benjamin Le Bayon [Le Bayon, 2005] :
CHAPITRE 4 - Itinéraires géologiques dans la vallée de Cogne (Val d'Aoste, Italie) – Itinéraire-4, p198

L'observation se fait en remontant la vallée du Valnontey jusqu'à l'Alpe di Money (figure 6.42).

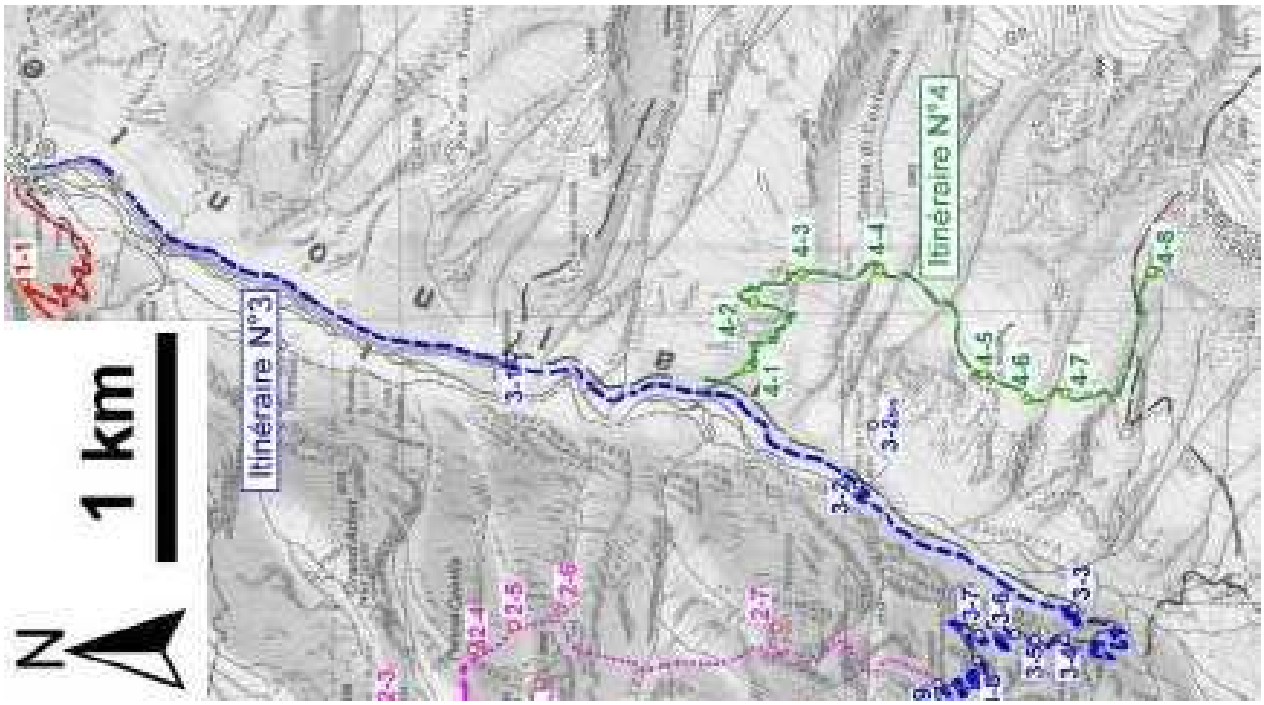


FIG. 6.42 – *Carte topographique de la Vallée de Valnontey [Le Bayon, 2005]*
Les itinéraires 3 et 4 décrits dans la thèse de Le Bayon sont présentés sur cette carte.

- Stop 1 – Village de Valmiana
  Au hameau de Valmiana, un niveau blanc-beige d'une dizaine de mètres d'épaisseur est visible sur les deux flancs de la vallée (figure 6.43). Ce niveau correspond à un orthogneiss leucocrate à grain fin, dénommé orthogneiss de Valmiana [Le Bayon, 2005]. Cet orthogneiss dérive d'un granite à métaux lourds. L'orthogneiss de Valmiana est situé au contact entre les unités du Grand Paradis et du Money (arrêt N°3-1).
- Stop 2 – Dans la montée raide
  La montée se fait au sein de l'unité du Money. Quelques affleurements de micaschistes quartzeux avec de rares niveaux conglomératiques sont visibles à la fin de la montée, dans les parois à gauche du chemin (arrêt N°4-1).
- Stop 3 – Orthogneiss leucocrate et panorama sur le Gran Val
  Le chemin s'horizontalise en longeant la base d'une barre rocheuse vers le Nord. Cette barre rocheuse est une lame d'orthogneiss leucocrate à grain fin, de faible épaisseur (10-20m). Il s'agit de l'orthogneiss de Valmiana qui constitue la limite entre les deux unités présentes au sein du massif du Grand Paradis : l'unité du Money située en dessous et l'unité du Grand Paradis située au dessus.
  L'observation de la base des parois de la rive gauche du Valnontey, de part et d'autre du débouché du torrent du Gran Val (rive gauche du Valnontey – figure 6.44) permet d'observer le contact entre les unités du Money et du Grand Paradis souligné par l'orthogneiss de Valmiana (arrêt N°4-2).
  A l'extrémité Nord de cette petite section horizontale, une belle vue sur le Gran Val, en rive gauche du Valnontey, est observable (figure 6.45).
- Stop 4 –Paragneiss albitiques polymétamorphiques
  Au-dessus de l'orthogneiss de Valmiana (arrêt N°4-4), le sentier suit un niveau structural de pendage faible (10-20°) de paragneiss albitiques, sombres, lités (alternances de niveaux plus sombres et plus clairs d'échelle centimétrique). Ces paragneiss sont identiques à ceux

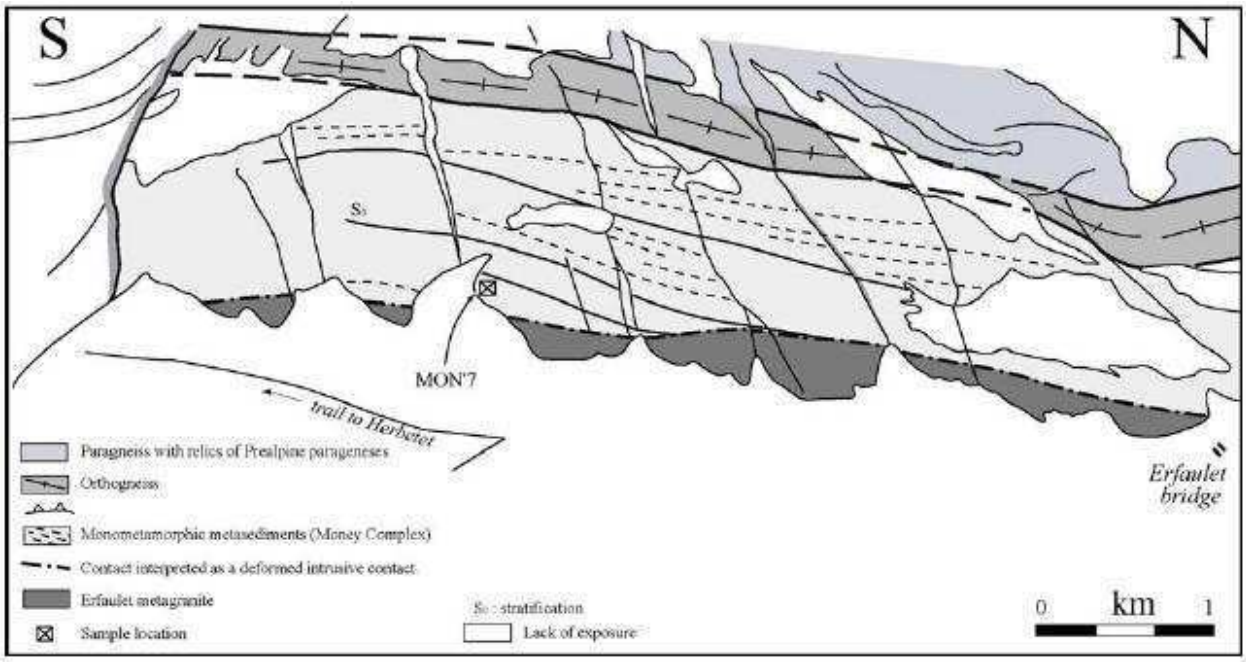


FIG. 6.43 – *Panorama depuis la rive droite du valnontey [Le Bayon, 2005]*
Ce panorama permet d'observer les relations entre le granite de l'Erfaulet (en gris sombre) et la série métasédimentaire (complexe du Money) sus-jacente (en gris clair). Le contact entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis, est souligné par la présence d'une étroite bande claire (orthogneiss de Valmiana).

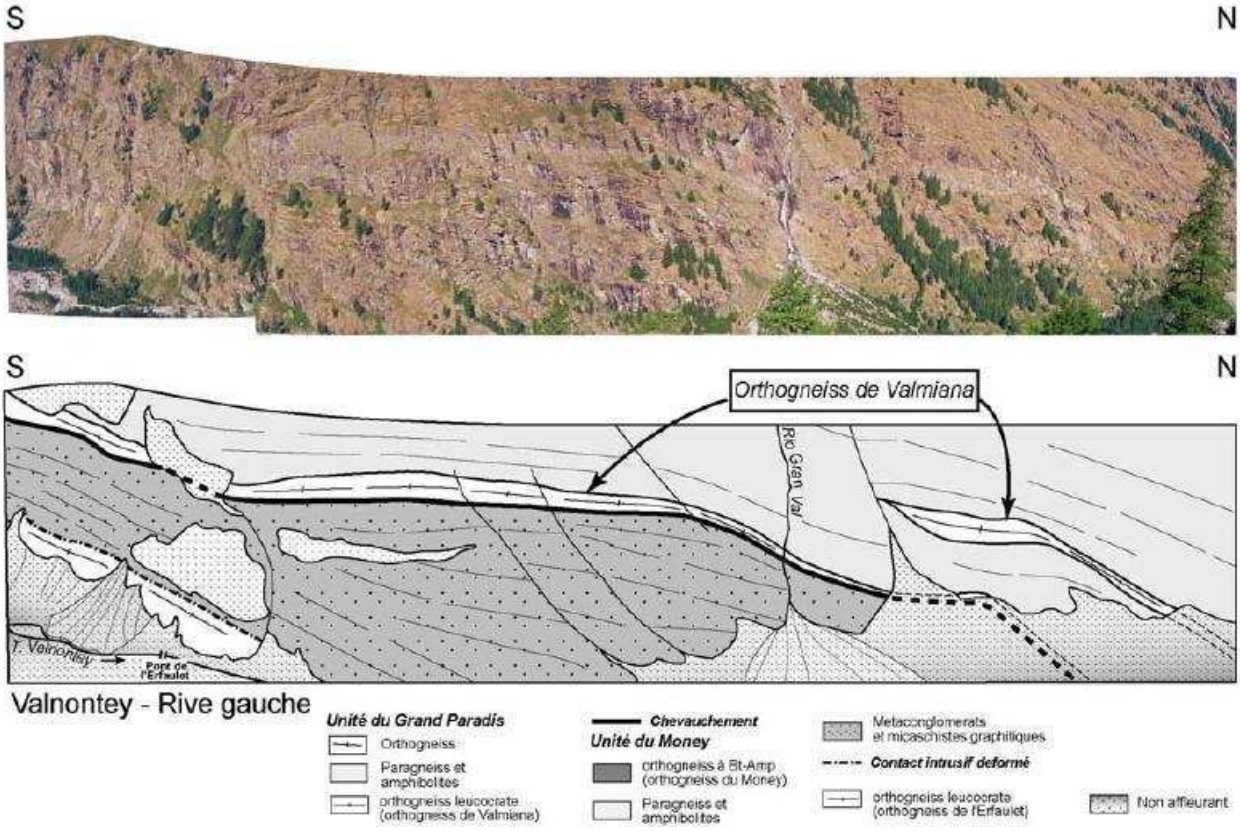


FIG. 6.44 – *Paroi de la base de la rive gauche du Valnontey [Le Bayon, 2005]*
Les deux niveaux clairs correspondent à l'orthogneiss de Valmiana, tandis que la base claire des falaises à l'extrême gauche du panorama, au-dessus du torrent, représentant les premiers affleurements de l'orthogneiss de l'Erfaulet.

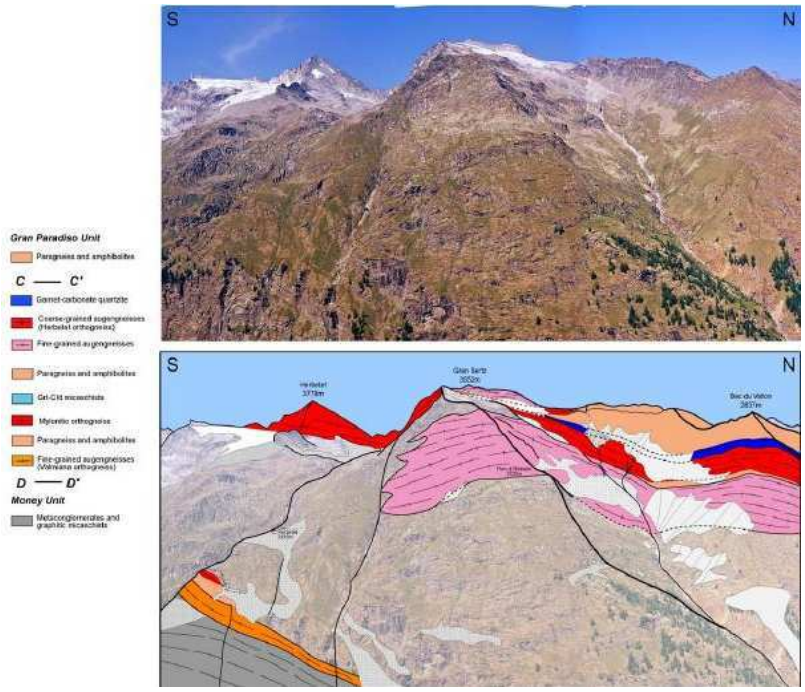


FIG. 6.45 – *Panorama du Gran Val [Le Bayon, 2005]*
Panorama de la rive gauche du Valnontey, depuis la section horizontale dans le chemin de montée au Money.

observés en rive gauche du Valnontey (arrêt N°4-3).

– Stop 5 – Métaconglomérats et Panorama sur la rive gauche du Valnontey
Des métaconglomérats affleurent de part et d'autre de l'ancien alpage du Money (arrêt N°4-5). Ces métaconglomérats sont facilement identifiables en raison de la présence de galets de quartz déformés. Une foliation subhorizontale et un étirement important sont présents dans ces métaconglomérats (figure 6.46).

FIG. 6.46 – *Métaconglomérats monogéniques [Le Bayon, 2005]*
Ces métaconglomérats monogéniques présentent des galets fortement étirés selon une direction E-W. Le crayon utilisé comme échelle est disposé avec une orientation E-W.

Des panoramas sur la rive gauche du Valnontey et sur le cirque glaciaire de fond de vallée, sont observables (figure 6.47).

– Stop 6 – Contact entre les unités du Money et du Grand Paradis
Au Sud de l'alpage du Money, au-delà de la moraine amenant au bivouac du Money (arrêt N°4-8) le contact entre les unités du Money et du Grand Paradis affleure.

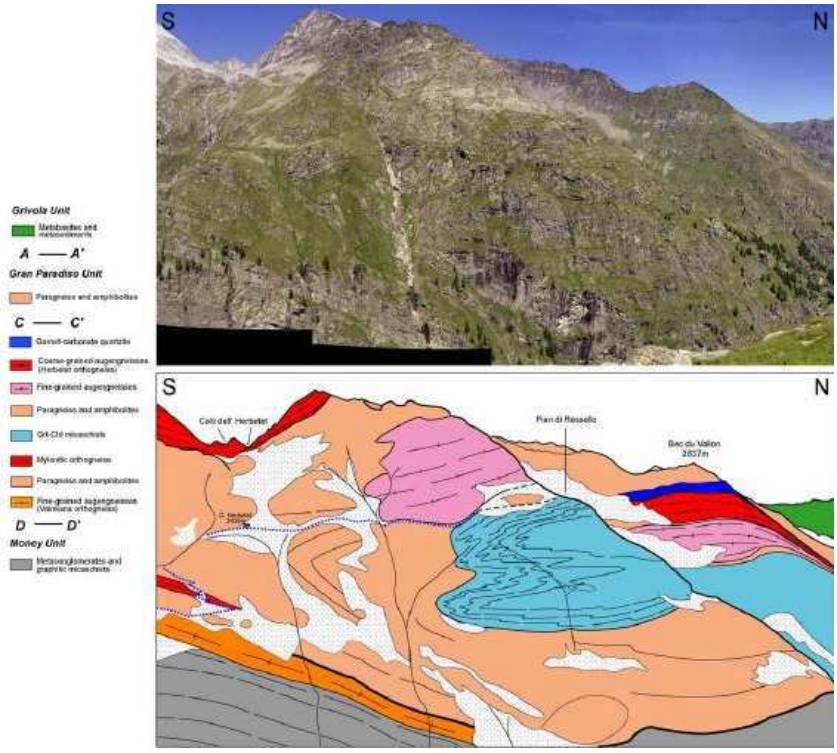


FIG. 6.47 – *Panorama de la rive gauche du Valnontey [Le Bayon, 2005]*
Panorama effectué depuis l'alpage du Money (rive droite du Valnontey).

Le contact tectonique entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis est visible au pied des falaises à la base du Glacier du Coupé di Money de l'autre côté du torrent (figure 6.48b). En contrebas de la falaise, les métaconglomérats polygéniques sont visibles (figure 6.48a).

FIG. 6.48 – *Contact entre les unités du Money et du Grand Paradis [Le Bayon, 2005]*
a (à gauche) - Métaconglomérats polygéniques de l'unité du Money.
b (à droite) - Contact tectonique entre métaconglomérats de l'unité du Money, en dessous, et l'unité du Grand Paradis, au dessus.

6.5.4 Coupe Géologique Synthétique

Comme dans les Alpes centrales, les Alpes comportent deux domaines tectoniques distincts : le domaine externe et le domaine interne (figure 6.49).

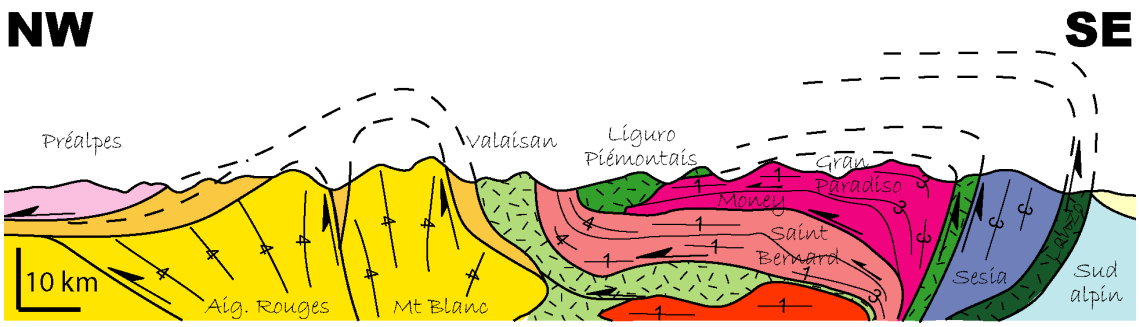


FIG. 6.49 – *Coupe Géologique Simplifiée des Alpes du Nord-Ouest*
Coupe structurale montrant l'agencement dans ses grandes lignes des Alpes du Nord-Ouest, modifié d'après Bucher [Bucher et al., 2004].

- Le domaine externe présente des structures sub-verticales, marques de la quatrième phase de déformation alpine (D4). La mise en place du domaine externe s'est effectuée à plus faible profondeur que dans les Alpes centrales (métamorphisme Basse Pression - 1,5 à 5 kbar, Basse Température - 300 à 400^{o}C) en contexte de collision (structure en pop-up) entre 28 et 17 Ma. La collision génère une structure en pop-up qui aboutit à un épaississement de la croûte.
- Le domaine interne présente pour sa mise en place des structures sub-horizontales, marques de la première phase de déformation alpine (D1). L'individualisation et l'empilement des fines unités cristallines internes se sont réalisé à grande profondeur (métmorphisme de Haute Pression - 10 à 22 kbar, Basse Température - 400 à 700^{o}C) en contexte de subduction entre 70 et 27 Ma. Le contexte de subduction est marqué par le métamorphisme Haute Pression, Basse Température ainsi que par les vestiges de domaines océaniques. La phase d'extension latérale (D2) est moins marquée que dans les Alpes centrales. La zone de racine est présente au niveau du Mont Rose situé en bordure du dôme Lepontin. Plus au Sud, cette zone de cisaillement semble moins importante.

6.6 Implications à l'échelle de l'arc Alpin

Les similitudes entre les observations menées dans les Alpes Centrales et les Alpes du Nord-Ouest permettent de supposer une continuité des structures le long de la chaîne des Alpes. Latéralement, des failles normales ou d'anciens détachements ductiles tels que le Simplon, la Turba Mylonite ou la Maggia Steep Zone rompent cette continuité (figure 6.50).

6.6.1 Coupe Ouest-Est du domaine interne

La disposition structurale latérale des unités est relativement homogène à l'exception des discontinuités créées par les grandes structures d'extension latérale (figure 6.50). Les différentes unités

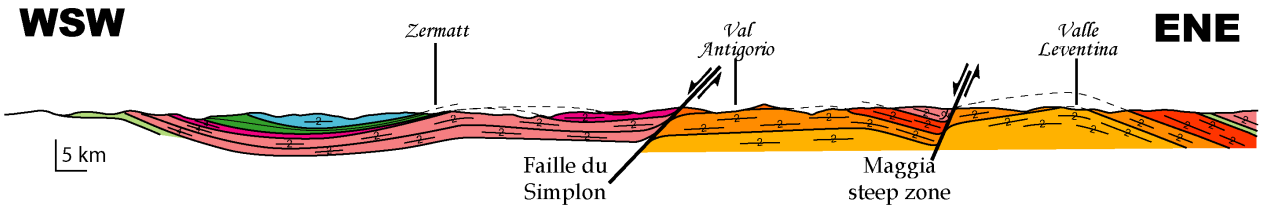


FIG. 6.50 – *Coupe Géologique Est - Ouest à travers les Alpes internes*

cristallines trouvent leur prolongation latéralement définissant ainsi des grands ensembles tectono-structuraux tels que représentés sur la carte tectonique (figure 6.2) et décrits dans le tableau 6.1. Cette continuité latérale était déjà évoquée par Staub au début du XX^{ème} [Staub, 1917].
L'enfouissement dans une zone de subduction d'une lithosphère continentale est continu latéralement et aboutit à l'individualisation, à grande profondeur, d'unités crustales de grande dimension latérale (larges). Le nombre total d'unités cristallines internes sur l'ensemble de l'arc Alpin se limite donc à sept : trois Européennes, deux Briançonnaises et deux Austro-Alpines. Ces trois ensembles d'origine continentale étant accompagnés de trois ensembles d'origine océanique : Valaisan, Liguro-Piémontais et Lanzo.

6.6.2 Données thermobarométriques et géochronologiques

Les données thermobarométriques et géochronologiques regroupées dans le tableau 6.2 correspondent aux conditions métamorphiques et à l'âge de mise en place des unités cristallines Alpines (D1 pour les unités cristallines internes et D4 pour les unités cristallines externes).

Unité	Thermobarométrie	Datation	Références
Aiguilles Rouges	1,5-2 kbar, 300^{o}C	28-17 Ma	[Kischner et al., 1995]
Aar	3,5-6 kbar, 350-450^{o}C	25 Ma	[Choukroune and Gapais, 1983; Marquer, 1987]
Mont Blanc	2-5 kbar, 350-400^{o}C	22 Ma	[Seward and Mancktel, 1994; Marshall et al., 1998; Leloup et al., 2005]
Gothard	6-7 kbar, 450-550^{o}C	23 Ma	[Burkhard, 1988; Marquer, 1987]
Lucomanio- Levenina	8-10 kbar, 550 – 600^{o}C	35 Ma	[Stampfli et al., 1998; Meyre et al., 1999; Rutti et al., 2006]
Simano	9-12 kbar, 550-600^{o}C	35 Ma	[Stampfli et al., 1998; Meyre et al., 1999; Rutti, 2003; Rutti et al., 2006]
Adula	17 à 22 kbar, 500-650^{o}C	40-35 Ma	[Meyre, 1998; Dale and Holland, 2003]
Cima Lunga	10-12 kbar, 600-650^{o}C	40-35 Ma	[Grond et al., 1995; Giger et al., 2000; Rutti, 2003]
Misox	12 kbar, 460-560^{o}C	38,5±0,7 Ma	[Ring, 1992; Liati et al., 2005b]
Maggia	13 kbar, 550^{o}C	40-35 Ma	[Rutti, 2003; Burri, 2005]
Tambo	11-13 kbar, 500-550^{o}C	45-40 Ma	[Baudin et al., 1993; Marquer et al., 1996; Rutti, 2003]
Grand Saint Bernard	10-14 kbar, 400-450^{o}C	50-43 Ma	[Bucher et al., 2003]
Suretta	10-12 kbar, 450^{o}C	50-40 Ma	[Marquer et al., 1994]
Monte Rosa	14-16 kbar, 500-550^{o}C	46-31 Ma	[Borghi et al., 1996; Engi et al., 2001; Bousquet et al., 2004]
Gran Paradiso	20±2 kbar, 600^{o}C	43±0,5 Ma	[Le Bayon, 2005; Meffan-Main et al., 2004]
Dora Maira	37-47 kbar, 700-750^{o}C	38±1 Ma	[Schertl et al., 1991; Tilton et al., 1991; Hermann, 2003]
Sesia	18-22 kbar, 500-600^{o}C	69,2±2,7 Ma	[Poli, 1993; Zucali et al., 2002; Ruffet et al., 1995; Duchene et al., 1997]
Ortzal	16-18 kbar, 600-650^{o}C	65 Ma	[Schuster et al., 2001; Thoni, 1999; Bousquet et al., 2004]

TAB. 6.2 – *Age et métamorphisme de la formation des unités cristallines alpines.*

Les conditions métamorphiques enregistrées durant la formation des unités cristallines internes (Haute et Ultra-Haute Pression - Basse Température) sont trés différentes de celles enregistrées pendant la formation des unités cristallines externes (Basse Pression - Basse Température), ce qui implique une différence de mécanisme de mise en place. Les unités cristallines internes se sont formées à grande profondeur (plus de 44 km - 12 kbar) en contexte de subduction ; les lithosphères continentales auxquelles elles appartenaient ont été entraînées en profondeur par une lithosphère océanique en subduction. Les unités cristallines externes se sont formées à faible profondeur (moins de 26 km - 7kbar) la lithosphère continentale européenne à laquelle elles appartiennent n'étant plus entraînée en profondeur par une lithosphère océanique mais compressée par une autre lithosphère continentale, la plaque Adriatique.

6.6.3 Conclusion

Les Alpes présentent deux domaines radicalement différents tant d'un point de vue déformation, que métamorphique, que chronologique :

- Le domaine interne, caractérisé par une déformation liée à sa formation ayant provoqué des structures sub-horizontales, est constitué de nombreuses unités crustales individualisées en profondeur (Haute Pression). Ces unités, fines (constituées de roches de la croûte supérieure uniquement - figure 6.26 et 6.49), longues (figure 6.2) et larges (figure 6.2 et 6.50), se succèdent dans le temps du haut vers le bas de l'empilement structural.
- Le domaine externe, mise en place à faible profondeur (Basse Pression) est caractérisé par des structures subverticales au sein d'unités épaisses (figures 6.26 et 6.50) peu nombreuses : entre une pour les Alpes méridionales et trois pour les Alpes centrales.

Ces deux domaines se sont mis en place à deux époques séparées par un évènement majeur : le détachement de la lithosphère subduite dans les Alpes Centrales, marqué par la présence de magmatisme alpin autour de 30 Ma. Le domaine interne s'est formé dans un contexte de subduction tandis que le domaine externe s'est formé en dynamique de collision.

L'écaillage d'unités crustales au cours de l'enfouissement d'une lithosphère continentale dans une zone de subduction et l'individualisation en pop-up d'unités crustales au cours de la collision sont les deux processus majeurs de l'épaississement au cours des orogénèses.

Chapitre 7

Déformation liée à l'épaississement : Exemple de l'unité Adula

Sommaire

7.1 L'unité cristalline interne Adula 107
7.1.1 Présentation générale 107
7.1.2 Géologie 108
7.1.3 Métamorphisme 108
7.2 Déformation liée à l'épaississement 110
7.2.1 Le sommet de l'unité Adula 110
7.2.2 La base de l'unité Adula 111
7.2.3 Déformation de l'unité Adula 113
7.3 Adula, Cima-Lunga et leurs équivalents 116
7.3.1 Description des unités et de leur contacts 116
7.3.2 Carte synthétique du coeur du Lepontin 119
7.3.3 Regroupement des unités cristallines internes 119
7.4 Conclusion 121

7.1 L'unité cristalline interne Adula

7.1.1 Présentation générale

L'unité cristalline interne Adula se situe dans le Lepontin, au centre des Alpes Italo-Suisses (Ticino) entre le Val Blenio et le Valle Mesolcina (figure 7.1).

La disposition structurale actuelle de l'unité Adula est la conséquence de l'ouverture puis de la fermeture de deux domaines océaniques : l'océan Liguro-Piémontais et le domaine valaisan [Froitzheim et al., 1996; Schmid et al., 1996].

La fermeture du bassin valaisan entre 50 et 47 Ma [Schmid et al., 1996] a été suivie par l'enfouissement dans la zone de subduction de la marge européenne dont l'unité Adula faisait partie [Low, 1987]. L'enfouissement et l'individualisation en faciès éclogitique [Low, 1987] précède l'exhumation de l'unité Adula à une profondeur de 30 km autour de 32 Ma [Schmid et al., 1996], la plaçant au-dessus de l'unité Simano [Nagel et al., 2002a]. Pendant les stades tardifs d'exhumation, l'unité Adula a subi un métamorphisme en faciès amphibolite qui a détruit la plupart des assemblages éclogitiques datant de la phase d'enfouissement [Heinrich, 1982].

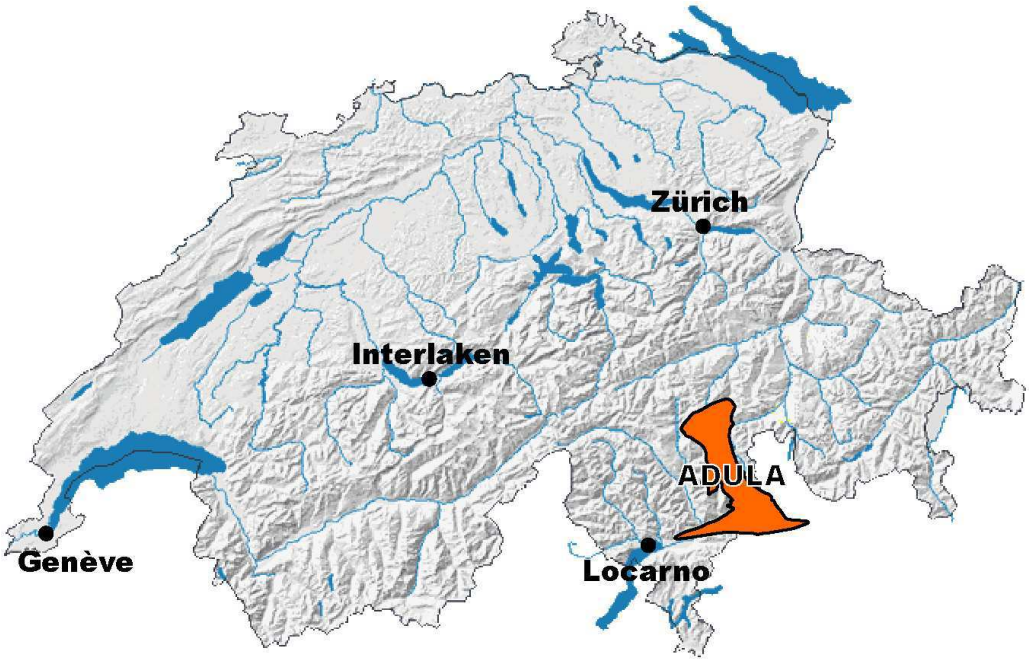


FIG. 7.1 – *Localisation de l'unité cristalline interne Adula.*

7.1.2 Géologie

L'unité Adula est constituée d'un orthogneiss granitique et de schistes métapélitiques d'âge pré-Mésozoïque. Ces lithologies sont intercalées par de rares écailles de métasédiments d'âge supposé Mésozoïque [Jenny et al., 1923].
Des boudins d'éclogites et d'amphibolites (entre 10 cm et 100 m) apparaissent dans les métasédiments. Ces boudins résultent probablement de la phase d'enfouissement, qui se traduit par une extension Nord-Sud [Dale and Holland, 2003]. Ces roches mafiques sont plus abondantes au toit et au mur de l'unité Adula [Pfifner and Trommsdorff, 1998].

7.1.3 Métamorphisme

D'un point de vu du métamorphisme, quatre stades communément admis [Low, 1987; Partzsch, 1998; Meyre et al., 1999] sont reconnaissables dans les assemblages minéralogiques des roches de l'unité Adula [Dale and Holland, 2003] :

1. **Le premier stade** correspond aux assemblages caractéristiques du métamorphisme allant du faciès schistes bleus aux faciès amphibolite Haute Pression ou éclogite (en fonction de la lithologie). Dans la partie nord de l'unité Adula, ces assemblages indiquent une pression de 10 à 13 kbar pour une température de 450 à 550^{o}C [Kurz et al., 2004]. Dans la partie Sud, ces assemblages indiquent une pression pouvant atteindre 25 kbar et 750^{o}C [Dale and Holland, 2003]. Ce métamorphisme Haute Pression, Basse Température est caractéristique des zones de subduction et indique que l'unité Adula a été enfouie entre 47 et 88 km de profondeur.
2. **Le second stade** métamorphique présente une augmentation de pression par rapport au premier. Ce qui se traduit au niveau des assemblages minéralogiques par la présence d'omphacite et de disthène et l'absence d'albite et d'amphibole (dans les amphibolites Haute Pression et les éclogites respectivement [Dale and Holland, 2003]).

Ces assemblages indiquent des pressions allant de 17±2,5 kbar au Nord de l'unité Adula, à 22±2,5 kbar dans la partie centrale, et atteignant 25±2,5 kbar au Sud de l'unité Adula [Dale and Holland, 2003]. Les températures qui correspondent à ce pic métamorphique ont généralement été effacées par un stade de réchauffement ultérieur [Dale and Holland, 2003]. La présence des reliques de Haute Pression n'est pas restreinte aux lentilles éclogitiques mais ces reliques sont également présentes dans les métapélites (micaschistes argentés ou whiteschists et micaschistes argentés sodiques présentant un assemblage grenat, disthène, phengite, quartz, biotite et staurotide [Meyre et al., 1999]). L'ensemble de l'unité Adula a donc été enfoui en profondeur au cours du Cénozoïque [Meyre et al., 1999]. De plus, au vu des données thermobarométriques (gradient métamorphique de 0,2 kbar.km^{-1} et 9,6°C.km^{-1}), l'unité Adula était probablement enfouie dans la zone de subduction avec un angle voisin de 45° [Dale and Holland, 2003].

3. **Le troisième stade** métamorphique est marqué par une croissance minérale parallèle à la fabrique principale (stade métamorphique 2) mais se caractérise par la croissance d'amphibole verte, de mica blanc, de la disparition de l'omphacite et du disthène. Le stade 3 marque donc le début de la rétromorphose des minéraux et correspond donc à un ré-équilibrage au cours des premières étapes de décompression [Dale and Holland, 2003] (figure 7.2 - Trescolmen phase).

4. **Le quatrième stade** est marqué par la destruction des assemblages de Haute Pression au cours d'un ré-équilibrage en faciès schiste vert (lithologies amphibolitiques) et en faciès amphibolite (lithologies éclogitiques) [Dale and Holland, 2003] (figure 7.2 - Zapport phase).

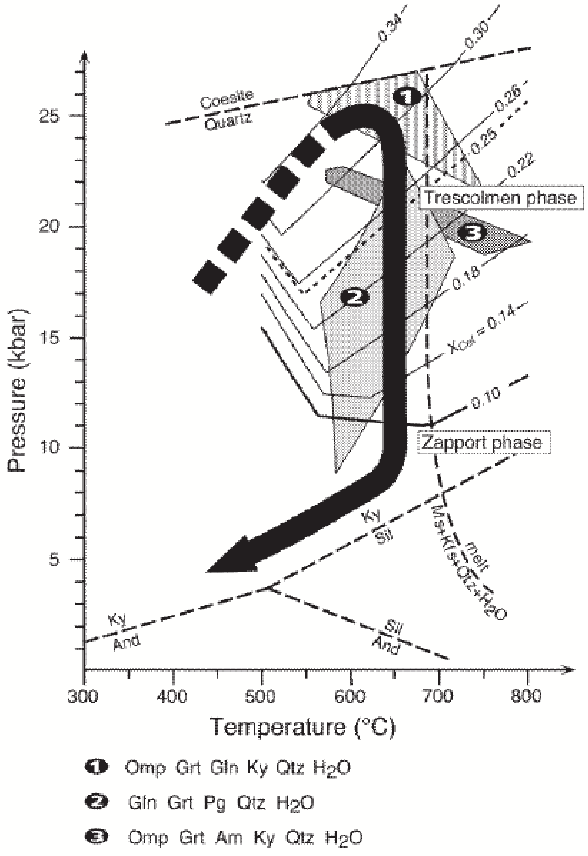


FIG. 7.2 – *Chemin Pression Température de l'unité Adula*
Chemin PT de l'unité cristalline interne Adula d'après Meyre [Meyre et al., 1999].

7.2 Déformation liée à l'épaississement

7.2.1 Le sommet de l'unité Adula

Géologie Au niveau de la Passo di San Bernardino, l'unité Adula présente deux ensembles lithologiques : des orthogneiss et des métasédiments (figure 7.3). Les deux lithologies majeures étant, à l'image de l'ensemble de l'unité Adula, orthogneiss et paragneiss. L'orthogneiss affleure au niveau du col de San Bernardino, à l'Est de La Moësa au Sud du col et dans tout le vallon situé au Nord du col (figure 7.3 et figure 7.4). De part et d'autre, des paragneiss affleurent de cet orthogneiss granitique (figure 7.3). Le vallon situé à l'Est, au pied des falaises, correspond aux schistes lustrés valaisans, facilement érodés (figure 7.3).

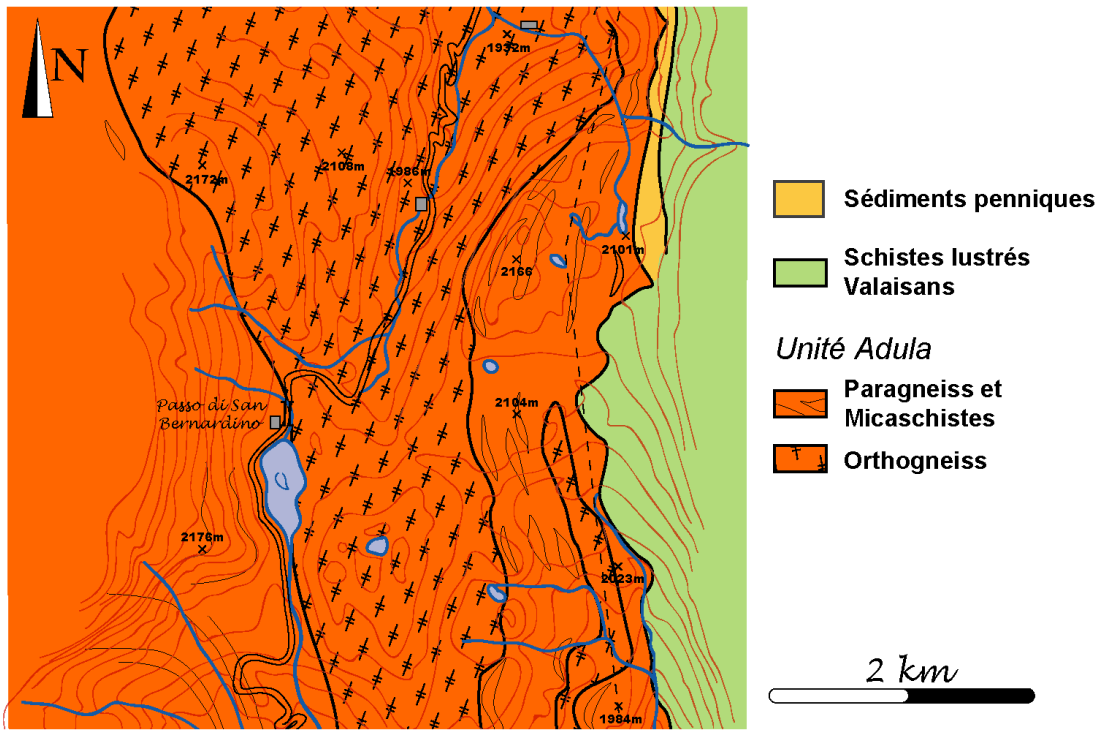


FIG. 7.3 – *Carte géologique de la Passo di San Bernardino*
L'unité Adula est composée d'un orthogneiss intrusif dans des métasédiments. Sa couverture sédimentaire (pennique) est essentiellement quartzitique.

L'ensemble des métasédiments est constitué de paragneiss (figure 7.5), de micaschistes (schistes argentés et schistes argentés sodiques, schistes à grenat, mica blanc et disthène [Meyre et al., 1999]) et de quartzites à grenat, mica blanc et disthène [Meyre et al., 1999]. La quartzite (sédiment pennique mono-métamorphique) est facilement observable au Nord-Est de la Passo di San Bernardino, au sommet de l'unité Adula (figure 7.3).
A l'Est, entre l'orthogneiss et les schistes lustrés valaisans, les paragneiss présentent un boudinage intense (figure 7.3 et figure 7.6).

Structure Les mesures de schistosité et linéation dans les différentes lithologies se trouvant à la Passo di San Bernardino montrent que l'histoire alpine de ces différentes lithologies est commune puisqu'elles présentent les mêmes orientations minérales (figure 7.7).
L'ensemble des lithologies est marqué par une schistosité d'orientation moyenne N20^o et de pendage compris entre 20^o et 30^o Est (figure 7.7 et figure 7.5 - [Meyre, 1998]). Cette orientation correspond

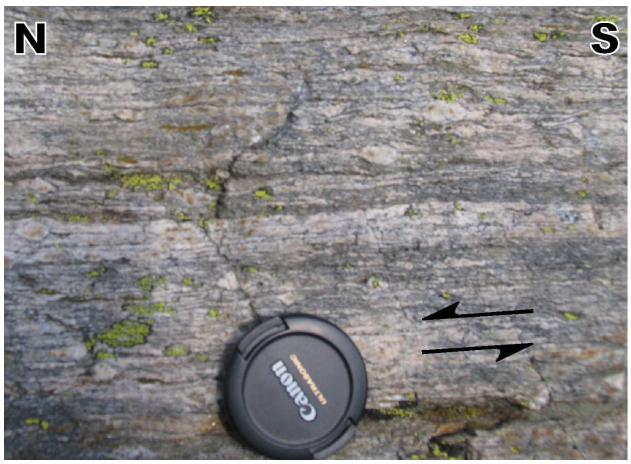


FIG. 7.4 – *Orthogneiss de l'unité Adula*

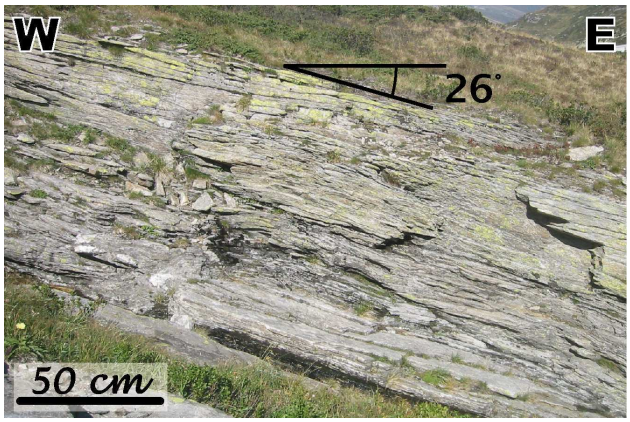


FIG. 7.5 – *Paragneiss de l'unité Adula*

FIG. 7.6 – *Paragneiss boudiné de l'unité Adula*

Les différentes lithologies de l'unité Adula observables au col du San Bernardino sont présentées ci-dessus : l'orthogneiss du col de San Bernardino (à gauche), les paragneiss encaissant cet orthogneiss (au centre), et un boudinage des paragneiss (à droite).

à la phase d'étirement latéral de la chaîne des Alpes (D2) qui se superpose à la premère (D1). Toutefois, certaines linéations d'étirement, orientées Nord, dues à la première phase de déformation (D1) sont encore visibles (figure 7.7 - [Meyre, 1998]).

7.2.2 La base de l'unité Adula

Contact structural entre les unités Adula et Simano La base de l'unité Adula est visible dans le Val Blenio et ses affluents situés à l'Est. Le chevauchement qui place l'unité Adula au-dessus de l'unité Simano est marqué au Nord par la présence de l'unité de couverture Soja qui disparaît au Sud, laissant un contact plus ou moins marqué entre les deux unités cristallines par un niveau de quartzites du Trias (figure 7.8). La disposition structurale des unités Adula et Simano est détaillée dans le chapitre relatif à l'épaississement (cf. 6.4.2 - Contact entre les unités cristallines internes Adula et Simano).

La carte géologique de l'unité Adula présente une bande d'orthogneiss à deux micas à la base de l'unité Adula et qui semble parallèle au contact basal (sa bordure occidentale – figure 7.9 [Heim, 1923]). Cette bande de roche présente une schistosité sub-horizontale (figure 7.9) avec une linéation d'étirement orientée Nord-Sud. Les critères de cisaillement indiquent un mouvement en direction du Nord.

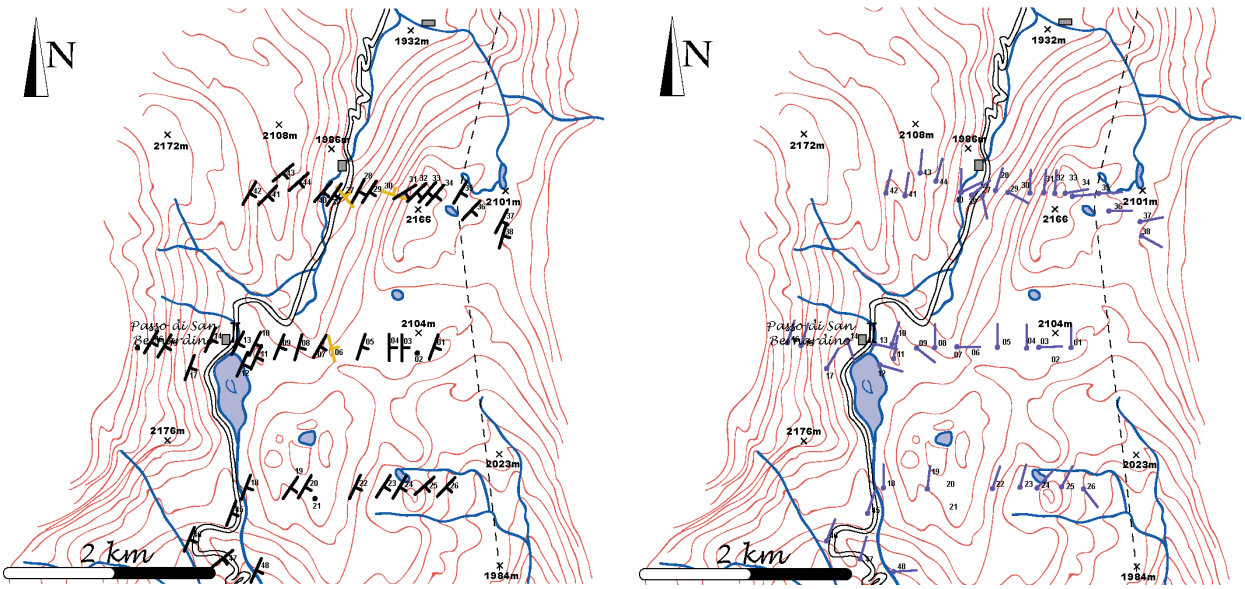


FIG. 7.7 – *Cartes de schistosité et linéation*
Les cartes de schistosité (à gauche) et de linéation (à droite) montrent la tendance générale des différentes lithologies à une schistosité moyenne N20^o - 25^{o}E et la superposition de deux directions de linéation d'étirement N0^o et N90^o.

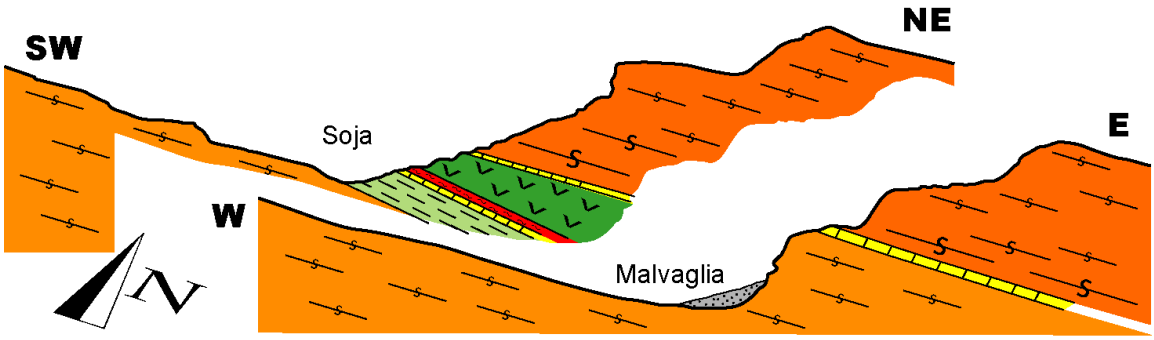


FIG. 7.8 – *Contact chevauchant à la base de l'unité Adula*

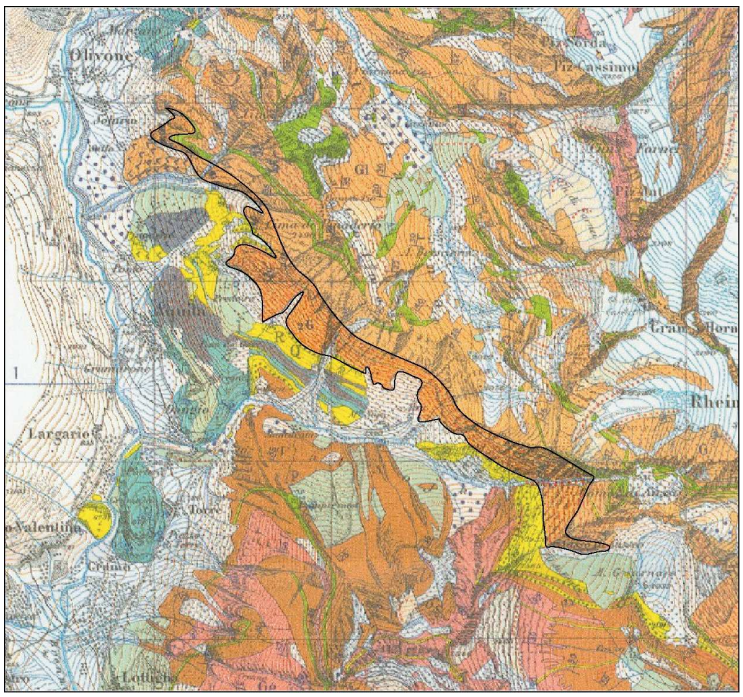


FIG. 7.9 – *Extrait de la carte géologique de l'unité Adula*
Extrait de la carte géologique de l'unité cristalline interne Adula établie en 1923 [Heim, 1923].

Gradient de déformation à la base de l'unité Adula La présence, sur la carte géologique, d'une étroite bande d'orthogneiss à deux micas semblant suivre le contact structural entre les unités Adula et Simano et la présence d'orthogneiss à biotite et grenat directement au-dessus de cette bande soulèvent la question de la nature exacte des orthogneiss à deux micas.
Le contact basal de l'unité Adula étant un chevauchement, le déplacement le long de ce chevauchement d'au moins 30 à 40 km (la longueur de l'unité Simano située en-dessous) a provoqué un cisaillement intense comme en témoigne la mylonitisation[1] des roches situées à la base de l'unité Adula. L'analyse au microscope des orthogneiss à deux micas, dans le Val Malvaglia, montre la diminution de la taille des minéraux du sommet vers la base de la bande d'orthogneiss (figure 7.10). Cette bande d'orthogneiss à deux micas est probablement le résultat d'un cisaillement intense des roches orthogneissiques de l'unité cristalline interne Adula lors de son individualisation.
Les unités cristallines internes comportent une bande de cisaillement à leur base [Maxelon and Mancktelow, 2005] due au chevauchement basal qui a permi leur mise en place. La carte géologique de l'unité Adula ayant été réalisée en 1923, les affiliations entre mêmes roches ayant subies une déformation d'intensité différente ne sont pas décrites.

7.2.3 Déformation de l'unité Adula

Originaire de la marge européenne, l'unité cristalline interne Adula correspond à l'extrémité du côté océanique de cette marge, des roches à affinité ophiolitique existant dans la partie sud de l'unité Adula (Alpe Arami [Meyre et al., 1999; Trommsdorff et al., 2000]). Au cours de son histoire alpine, l'unité Adula a subi plusieurs déformations :

1. Lors de l'enfouissement de la marge européenne, l'unité Adula a été enfouie à une profondeur estimée entre 60 et 77 km (soit une pression de 17 à 22 kbar [Dale and Holland, 2003]). A cette profondeur, correspondant au pic de pression (premier et deuxième stades métamorphiques [Meyre et al., 1999]), l'unité Adula s'est individualisée de la marge européenne en

[1] **mylonitisation :** transformation des roches en raison d'une déformation importante conduisant à une diminution de la taille des minéraux qui constituent ces roches.

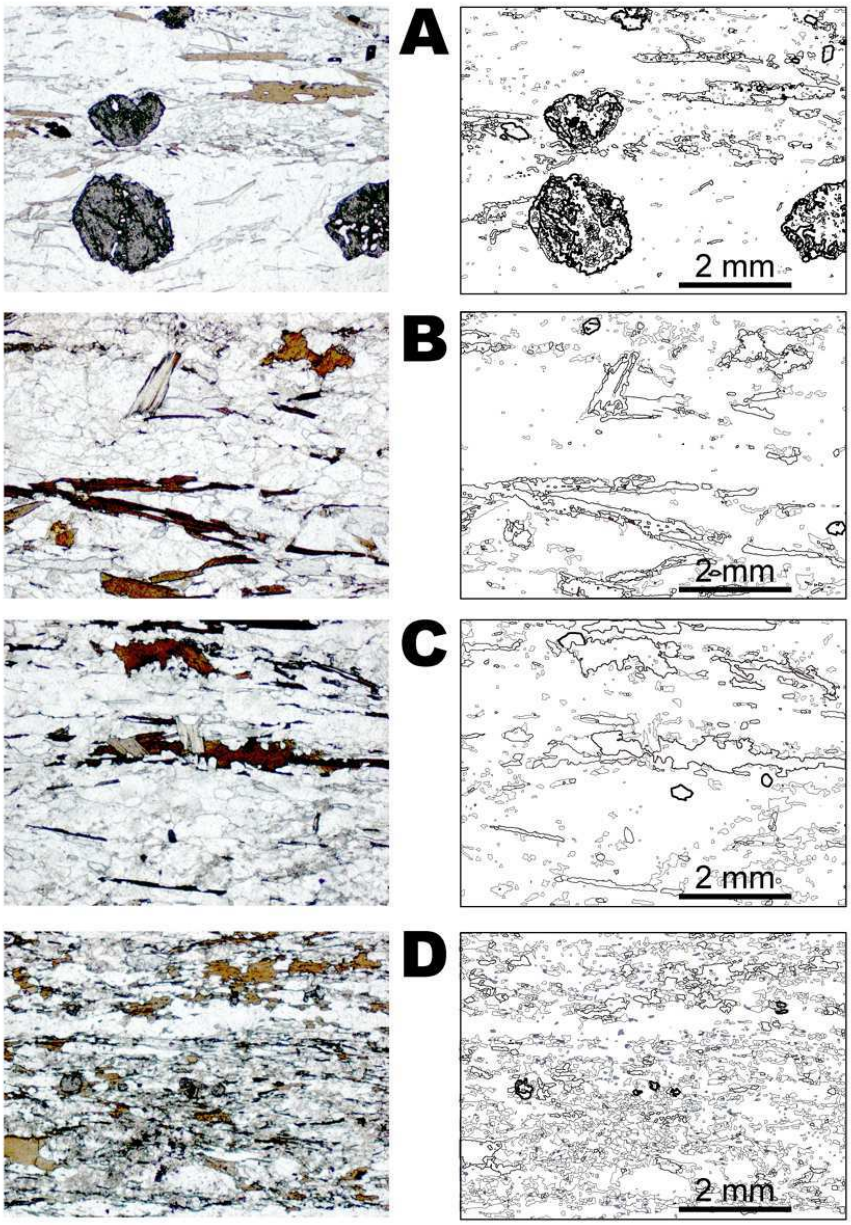


FIG. 7.10 – *Microstructure : déformation à la base de l'unité Adula.*
Lames minces en lumière polarisée non-analysée de quatre échantillons prélevés dans le Val Malvaglia (Alpe Spina) au sein de la bande d'orthogneiss à deux micas située à la base de l'unité Adula. Les photographies sont disposées du sommet vers la base (de A à D), de façon similaire à l'agencement sur le terrain.

subissant un fort cisaillement (D1). Traduit par la schistosité actuellement sub-horizontale et la linéation d'étirement méridienne, il correspond au mouvement relatif de l'unité Adula par rapport à la marge européenne lors de son individualisation (figure 7.11). La schistosité était donc inclinée vers le Sud d'un angle de 45^o (estimation de Dale et al. [Dale and Holland, 2003]) et non sub-horizontale comme actuellement.
L'individualisation de l'unité Adula entraîne immédiatement son exhumation jusqu'à la base de la croûte (environ 30 km) de profondeur. L'exhumation mantellique[2] n'a pas entraîné de déformation identifiable, le sens du mouvement étant de même direction que celui de l'enfouissement. Cette exhumation est identifiable du point de vue du métamorphisme (troisième stade [Dale and Holland, 2003]).

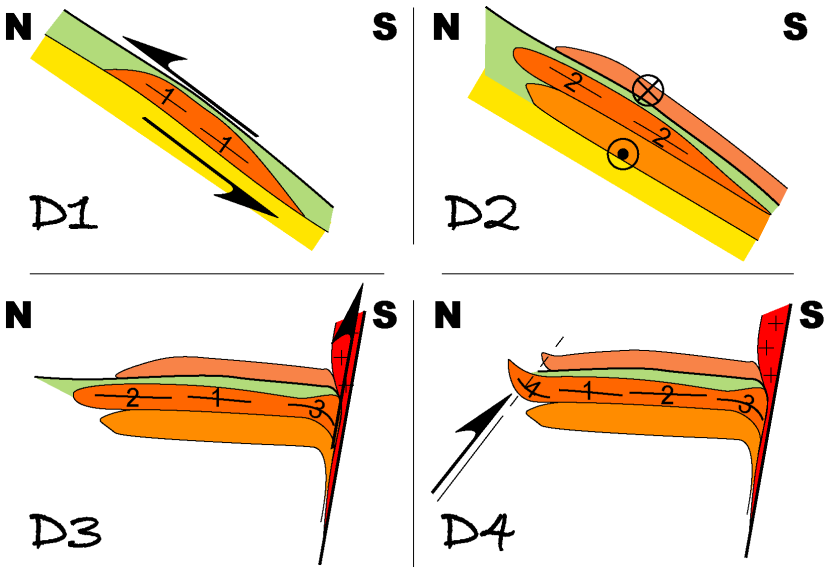


FIG. 7.11 – *Les quatre phases de déformation de l'unité Adula.*
Schémas synthétiques présentants les quatre phases de déformation (D1 à D4) de l'unité Adula au cours de son histoire alpine.

2. La deuxième déformation est caractérisée par une linéation d'étirement Est-Ouest (D2) dans les plans de cisaillement pré-existants (D1). Cette déformation correspond à une extension latérale de l'unité au cours de son exhumation dans la croûte, marquée par la quatrième phase de métamorphisme [Meyre et al., 1999; Dale and Holland, 2003].
L'exhumation crustale est accomodée par une extension et un effondrement latéral de la chaîne des Alpes, conduisant à la formation du dôme Lepontin (figure 7.11).

3. La troisième phase de déformation se traduit par une verticalisation de la schistosité au Sud, dans la zone de racine des unités Lepontines et par l'orientation sub-horizontale de la schistosité dans le reste de l'unité Adula.
La verticalisation est due au cisaillement le long de la ligne Insubrienne lors de l'exhumation crustale des unités le long de celle-ci (D3) (figure 7.11). L'orientation sub-horizontale de la schistosité, initialement inclinée vers le Sud, est la conséquence du redressement des unités le long de la ligne Insubrienne.

4. La quatrième phase de déformation caractérisée par une verticalisation de la schistosité est visible uniquement au front (partie nord) de l'unité Adula. Le chevauchement sud du massif du Gothard est responsable de cette verticalisation (D4) (figure 7.11).

[2]**exhumation mantellique :** exhumation des roches dans le manteau jusqu'à la base de la croûte.

7.3 Adula, Cima-Lunga et leurs équivalents

Les unités Cima-Lunga et Adula occupent la même position tectonique au-dessus de l'unité Simano et comportent toutes deux des reliques de Ultra-Haute Pression alpine [Evans and Trommsdorff, 1978; Heinrich, 1986; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Les unités Cima-Lunga et Adula sont toutes deux composées d'orthogneiss et de paragneiss en proportions équivalentes [Jenny et al., 1923; Low, 1987; Maxelon and Mancktelow, 2005]. L'ensemble de ces constatations a conduit à admettre que les unités Cima-Lunga et Adula étaient deux fragments d'un ensemble plus vaste [Meyre, 1998; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005]. En revanche, depuis les études menées par Preiswerk [Preiswerk, 1921; Preiswerk et al., 1934], la position de l'unité Maggia est toujours discutée [Preiswerk et al., 1934; Low, 1987; Stampfli, 2001; Ratschbacher et al., 2004; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005; Burri, 2005].

Les unités cristallines internes étant formées à partir de la paléo-marge européenne, les hétérogénéités tectoniques latérales héritées sont certainement peu fréquentes. La structure des marges actuelles montre des ensembles latéralement homogènes. Sur une distance de 50 km (distance Simplon - Turba) il n'y a donc probablement pas de rupture tectonique héritée. Compte tenu des observations menées dans les Alpes depuis un siècle et de ce constat, les Alpes sont considérées comme une chaîne cylindriques [Argand, 1911, 1916; Marchant, 1993; Stampfli, 2001; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005].

Les différences lithologiques observées au sein d'une chaîne de montagne telle que les Alpes ont 2 origines possibles :

- une même lithologie ayant connu une histoire différente lors de la formation de la chaîne. Les conditions pression - température différant, les lithologies résultantes sont différentes.
- une même histoire lors de la formation de la chaîne pour deux lithologies différentes. On retrouve ainsi le contraste lithologique initial [Grujic, 1993].

Les différences lithologiques observées latéralement dans les unités cristallines internes européennes (par opposition aux unités cristallines internes briançonnaises) occupant une même position structurale sont trés certainement un héritage lithologique.

Souhaitant disposer d'une vision synthétique des Alpes, nous nous sommes donc intéressés aux corrélations possibles entre les différentes unités penniques. Dans cette optique, nous nous intéressons ici aux unités formant le coeur du dôme lepontin : Lucomanio-Leventina, Simano, Adula, Cima-Lunga et Maggia.

7.3.1 Description des unités et de leur contacts

Relations structurales entre Simano et Adula

1. L'unité Simano : L'unité cristalline interne européene Simano est disposée au-dessus de l'unité cristalline interne européenne Lucomanio-Leventina. Le contact est un grand chevauchement qui se traduit dans le paysage par une zone faiblement pentée séparant les parois raides de l'unité Lucomanio-Leventina à la base et de l'unité Simano au-dessus.
   L'unité Simano est constituée de paragneiss et orthogneiss. Les orthogneiss ont des âges intrusifs Calédonien à Varisque [Allegre et al., 1974; Koppel et al., 1980a]. Les paragneiss sont des sédiments anté-mésozoïques polymétamorphiques [Keller, 1968].
   Les pressions maximales enregistrées au cours du métamorphisme alpin sont de 11kbar à 12kbar [Rutti, 2003]. Il existe également des roches ultra-mafiques d'âge Cambrien [Schal-

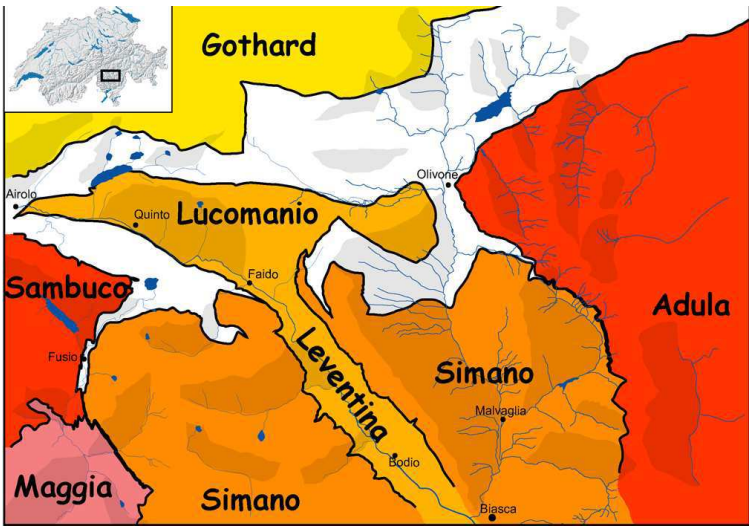


FIG. 7.12 – *Unités formant le coeur du dôme Lepontin.*

tegger and Gebauer, 2002] qui ont enregistré le polyphasage métamorphique [Maxelon and Mancktelow, 2005].

2. L'unité Adula : L'unité cristalline interne européenne Adula est disposée par un chevauchement au-dessus de l'unité Simano (figure 7.13). A l'Est de l'unité Adula, structuralement au-dessus, se trouve le Misox. Le Misox est constitué de Schistes Lustrés Valaisans (ou Bündnerschiefers) qui correspondent aux roches initialement situées dans le bassin valaisan.
   L'unité Adula est constituée de paragneiss et orthogneiss en quantités similaires. On trouve également des lentilles mafiques à ultra-mafiques (amphibolites, éclogites, péridotites à grenats) qui ont enregistré la Ultra-Haute Pression [Meyre, 1998].
3. L'unité Soja (ou "Soja Decke") : est pincée entre le front de l'unité Simano et l'unité Adula. L'unité Soja est une unité sédimentaire d'origine pennique correspondant probablement à la couverture sédimentaire de l'unité Simano, cette unité est constituée : de quartzite du Trias, d'un paragneiss préalpin (sédimentation Permo-Carbonifère et déformation pré-Triasique [Maxelon and Mancktelow, 2005]) et d'un métaconglomérat schisteux décrit comme Veruccano [Heim, 1923; Maxelon and Mancktelow, 2005] (figure 6.21).

Relations structurales entre Simano et Maggia

1. L'unité Maggia : Des études récentes [Burri, 2005; Berger and Mercolli, 2006] montrent que L'unité cristalline interne européenne Maggia (unité Maggia) est en réalité constituée de deux unités distinctes :
   - Au Sud, une unité occupant le Val Maggia constitue **l'unité Maggia** à proprement parler. L'unité Maggia semble disposée au-dessus de l'unité Simano à l'Est [Spicher, 1980; Stampfli, 2001] et chevauche la "Southern Steep Belt" [Burri, 2005; Berger and Mercolli, 2006] au Sud et à l'Ouest. La "Southern Steep Belt" chevauche l'unité cristalline interne Antigorio (unité Antigorio) [Staub, 1958; Maxelon and Mancktelow, 2005; Burri, 2005; Berger and Mercolli, 2006], les unités Antigorio et Simano occupant le même niveau structural [Staub, 1958; Marchant, 1993; Schmid et al., 2004]. La présence de schistes lustrés Valaisans pincés sous l'unité Maggia [Burri, 2005] et l'absence d'observation d'assemblages minéralogiques d'Ultra-Haute Pression [Rutti, 2003; Maxelon and Mancktelow, 2005; Burri, 2005] établissent une position Briançonnaise de l'unité Maggia. En effet, les conditions méta-

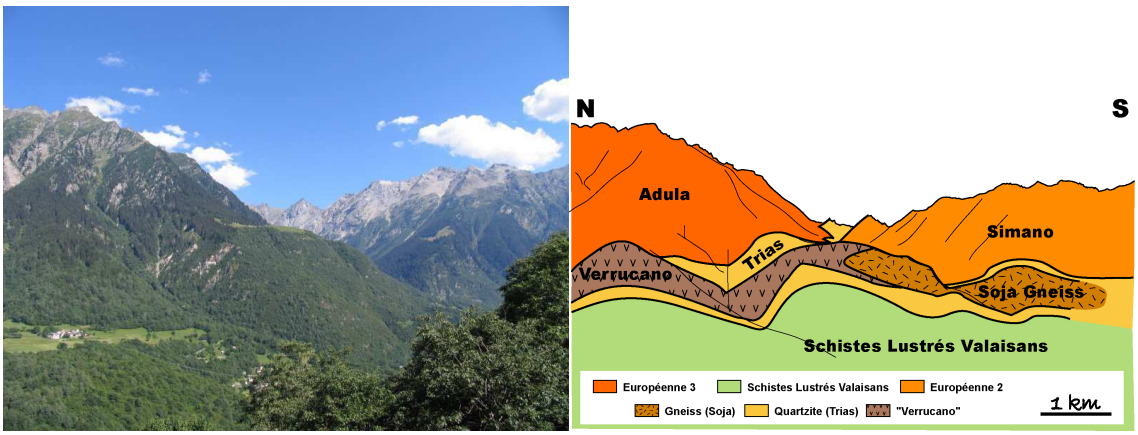


FIG. 7.13 – *Contact tectonique entre Adula et Simano.*
Le panorama ci-dessus présente le front de l'unité Simano, chevauchée par l'unité Adula. Pincée entre ces deux unités, se trouve l'unité de couverture Soja.

morphiques enregistrées par les roches de l'unité Maggia, sa position structurale ainsi que la présence de sédiments Valaisans en-dessous conduisent à rapprocher l'unité Maggia de l'unité Tambo [Burri, 2005].
Sur la bordure Est de l'unité Maggia, L'empilement Lepontin ne présente donc pas d'unité cristalline interne européennee équivalente à Adula et Cima-Lunga. Cette absence s'explique par une structure de détachement : la "Maggia Step Zone". La "Maggia Step Zone" est une zone de cisaillement ayant probablement accomodé la surrection Lepontine et correspondant à d'autres zones d'effondrement latéral ductile telles la Turba Mylonite ou le détachement du Simplon. La proximité de cette zone de cisaillement qui affaisse l'unité Maggia dans sa partie ouest et du contact structural entre les unités Maggia et Simano fausse l'agencement structural initial de ces deux unités (figure 7.15).
L'unité Maggia est composée de paragneiss et d'orthogneiss granitiques à grano-dioritiques en quantité équivalente [Gunthert, 1954; Staub, 1958; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Il existe également des méta-plutons (*Alpigia gneiss*). Les intrusions orthogneissiques donnent un âge Paléozïque supérieur pour leur mise en place [Koppel et al., 1980a; Steiner, 1984].

- Au Nord, une unité occupant les environs du Lago del Sambuco appeleé **unité Sambuco**. La position relative des unités Sambuco et Maggia est difficile à déterminer. Cependant, au front de l'unité Simano, une unité de couverture se trouve pincée entre au-dessous l'unité Simano et au-dessus l'unité Sambuco (figure 7.14). Cette unité de couverture est un équivalent de l'unité Soja dans le Val Blenio.

2. Position de l'unité Cima-Lunga : L'unité Cima-Lunga occupe la même position structurale que l'unité Adula et les lithologies rencontrées dans l'unité Cima-Lunga sont identiques à celles dans l'unité Adula [Staub, 1958; Evans and Trommsdorff, 1978; Heinrich, 1986; Maxelon and Mancktelow, 2005]. L'unité Maggia chevauche l'unité Cima-Lunga ce qui est cohérent avec une position Briançonnaise de l'unité Maggia.
3. La "Lebendum Decke" : L'unité Lebendum est une unité de couverture constituée de quartzite, verrucano et paragneiss. Cette unité correspond certainement à la couverture sédimentaire de l'unité Antigorio et constitue donc la prolongation de l'unité de couverture Soja vers l'Ouest [Maxelon and Mancktelow, 2005]. Comme l'unité Soja située sous l'unité Adula,

l'unité Lebendum est située sous l'unité Maggia [Maxelon and Mancktelow, 2005].

4. Pincée sédimentaire du Val Maggia En amont du Val Maggia, une portion de l'unité Soja-Lebendum est visible entre, au-dessous, l'unité Simano et, au-dessus, l'unité Sambuco (figure 7.14). Cette écaille sédimentaire comporte, comme les unités Soja et Lebendum, un paragneiss, une quartzite et un sédiment à faciès verrucano (figure 7.14).

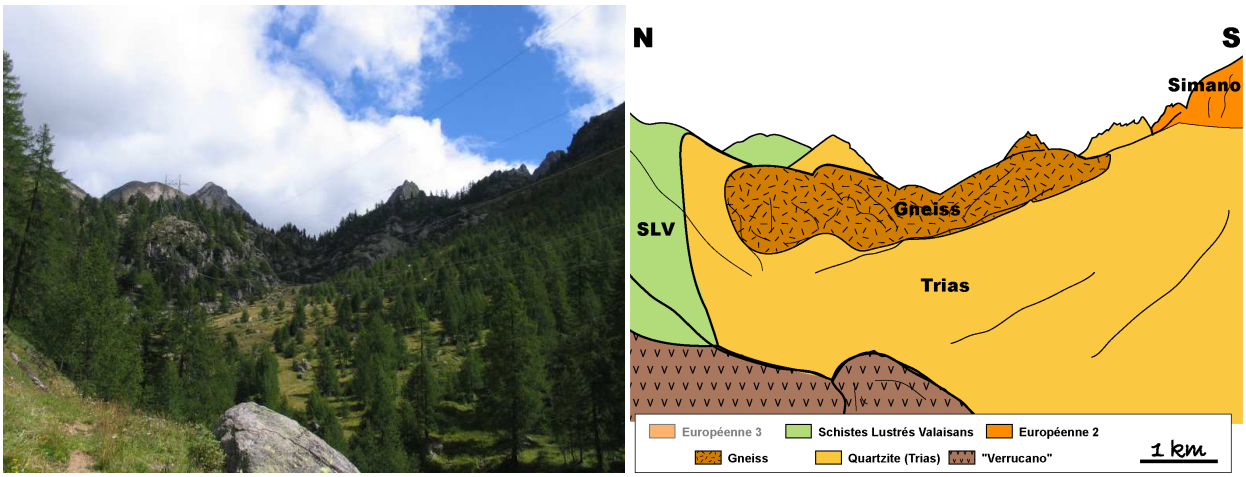


FIG. 7.14 – *Contact tectonique entre Maggia et Simano.*
En amont du Val Maggia, à l'Est du barrage du Lago del Sambuco, l'unité de couverture Soja-Lebendum est visible entre l'unité Simano située au-dessous et l'unité Sambuco située au-dessus.

7.3.2 Carte synthétique du coeur du Lepontin

Nous proposons de considérer que les unités Sambuco, Adula et Cima-Lunga correspondent à une seule même unité séparée topographiquement par le Val Leventina (figure 7.15). Leur histoire au sein de la chaîne alpine est identique mais ces deux unités avaient probablement à l'origine des lithologies différentes ce qui entraîné un enregistrement différent de l'histoire alpine. Tectoniquement, il existe une seule unité : l'unité Adula - Cima-Lunga - Sambuco qui chevauche l'unité Simano-Antigorio (figure 7.15).
Le coeur du Lepontin, de part et d'autre du Valle Leventina, est constitué des trois unités originaires de la marge européenne : les unités de Lucomanio - Leventina, Simano - Antigorio et Sambuco - Adula - Cima-Lunga. Ces unités sont empilées les unes sur les autres par de grands chevauchements, conséquences de l'individualisation en profondeur des ces unités lors de l'enfouissement de la marge européenne.

7.3.3 Regroupement des unités cristallines internes

La comparaison effectuée entre les unités du coeur du dôme Lepontin peut être étendue à l'ensemble des Alpes centrales, permettant le regroupement de toutes les unités cristallines internes européennes en trois grands ensembles succèssivement individualisés : l'unité cristalline interne européenne 1 (Monte Leone, Isorno, Orsalia, Sambuco, Cima-Lunga et Adula), l'unité cristalline interne européenne 2 (Antigorio, Podio di Crana et Simano) et l'unité interne cristalline interne européenne 3 (Verampio et Lucomanio-Leventina) (figure 7.16). Le nombre d'unités cristallines internes est limité, les nombreuses dénominations résultent des multiples études locales effectuées depuis plus d'un siècle.

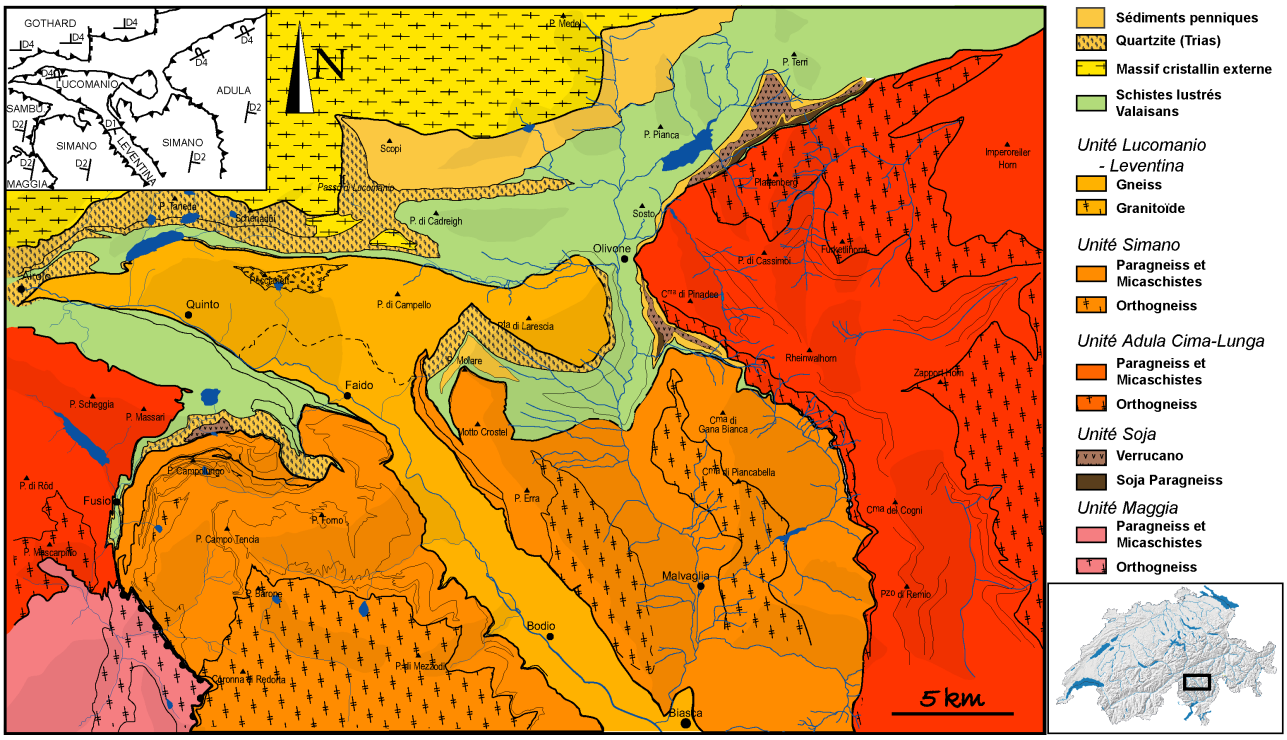


FIG. 7.15 – *Carte géologique du coeur du Lepontin*

Carte de synthèse réalisée à partir de nos observations, Marquer D. (*communication personnelle*), et [Preiswerk et al., 1934; Staub, 1958; Keller, 1968; Low, 1987; Meyre, 1998; Rutti, 2003]

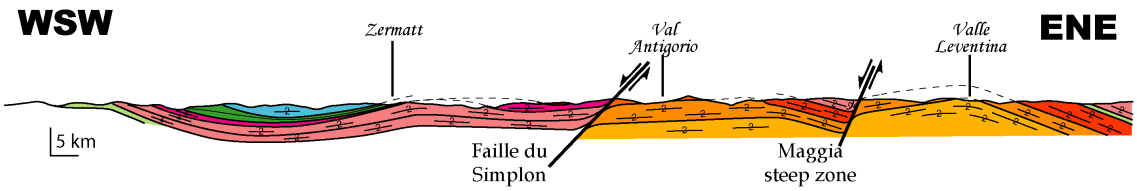


FIG. 7.16 – *Coupe structurale du Lepontin*

Coupe réalisée à travers les Alpes centrales mettant en évidence la continuité latérale des unités cristallines internes.

Il existe donc probablement trois unités cristallines internes européennes dans l'ensemble de la chaîne des Alpes même si ces unités ne sont pas toujours visibles à l'affleurement. Cette quantité est un chiffre raisonnable puisque, mises bout à bout ces unités occupent une longueur de 150 km environ, longueur standard pour une marge continentale.
Les unités Briançonnaises sont au nombre de deux ainsi que les unités Austro-Alpines. Ce regroupement en un nombre limité d'unités à partir de critères identiques à ceux utilisés entre les unités Sambuco et Adula permet d'établir une carte tectonique synthétique des Alpes (Tableau 6.1 et figure 7.16).

7.4 Conclusion

L'étude succinte menée ici sur l'unité Adula et l'apport des nombreuses autres études réalisées dans ce secteur des Alpes Penniques permettent de formuler les conclusions suivantes quant à la déformation liée à l'épaississement :

1. Les conditions métamorphiques du pic de pression Haute Pression - Basse Température observées dans l'unité Adula [Meyre, 1998; Dale and Holland, 2003] indiquent un enfouissement de l'unité au-delà de 60 km. Un enfouissement à une telle profondeur ainsi que la métamorphisme Haute Pression - Basse température sont le résultat de la subduction continentale de la marge Européenne d'où est originaire l'unité Adula.
2. La schistosité et la linéation associées à ce pic métamorphique sont orientées Nord-Sud avec des critères de cisaillement indiquant un déplacement vers le Nord. La subduction de la marge Européenne s'est réalisée vers le Sud, ce qui est cohérent avec les observations sur l'ensemble de l'arc Alpin [Schmid et al., 1997b; Stampfli et al., 1998; Schmid et al., 2004], avec les images sismiques profondes [Marchant, 1993; Schmid et al., 1997a; Vosteen et al., 2003; Bucher et al., 2004; Luschen et al., 2004; Kummerow et al., 2004] ainsi qu'avec les reconstructions paléogéographiques [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002].
3. La schistosité associée à cette subduction est présente dans l'ensemble de l'unité et traduit le caractère ductile de l'unité lors de son individualisation.
4. La déformation intense ayant conduit à une mylonitisation des roches situées à la base de l'unité Adula reflète le caractère en partie localisant de la déformation qui s'est concentrée en zone de cisaillement à la base de l'unité. L'individualisation s'est donc réalisée le long d'un chevauchement qui marque la limite entre l'unité Adula et l'unité Simano située en-dessous.

Chapitre 8

Bilan et Problèmes soulevés

Au cours de la formation des Alpes deux mécanismes différents ont conduit à l'épaississement :
- L'individualisation et l'empilement d'écailles de croûte continentale supérieure au cours de l'enfouissement constitue le mécanisme précoce d'épaississement à l'origine du domaine interne. L'individualisation par écaillage au cours de l'enfouissement génère à l'état ductile, des unités de Haute à Ultra-Haute Pression, Basse Température, peu épaisses, longues et larges qui se forment de façon diachrone du haut vers le bas de l'empilement structural.
- L'accommodation de la convergence par des chevauchements en pop-up au cours de la collision constitue le mécanisme final de l'épaississement et est à l'orgine du domaine externe. La formation d'un pop-up en collision conduit à la formation de grosses unités ("Massifs") de Moyenne Pression, Basse Température.

Dans les Alpes, comme dans beaucoup d'autres chaînes de montagnes, l'exhumation des unités de Haute et Ultra-Haute Pression s'effectue en deux stades :
- L'exhumation mantellique correspond à la remontée des unités depuis leur profondeur d'individualisation jusque dans la croûte. Cette exhumation s'effectue pendant que la subduction a lieu.
- L'exhumation crustale correspond à la remontée des unités dans la croûte et a lieu en début de collision.

Ces constats ainsi que la disposition structurale des unités alpines permettent d'élaborer un scénario d'évolution des Alpes internes. Pour chaque unité cristalline interne, l'évolution proposée est la suivante :

1. Enfouissement en profondeur de la lithosphère continentale à laquelle l'unité appartient dans la zone de subduction. Cet enfouissement, traduit par le métamorphisme Haute Pression, Basse Température, est possible grâce à la subduction d'une lithosphère océanique en avant de la lithosphère continentale. Le continent Austro-Alpin a fait suite à un domaine océanique Vardar (et peut-être Lanzo), le continent Briançonnais à l'océan Liguro-Piémontais (figure 8.1) et la marge européenne au domaine océanique Valaisan. La subduction est un mécanisme qui est globalement compris et de nombreux modèles expliquent avec perspicacité les processus mis en jeu et les processus qui découlent de cette dynamique [Shemenda, 1993, 1994; Davies, 1999; Hermann et al., 2000; Ranalli, 2000; Branlund et al., 2001; Eberle et al., 2002; Johnson, 2002; Hacker et al., 2003b; Tiumati et al., 2003; Chalot-Prat et al., 2003; Mahatsente and Ranalli, 2004; Negredo et al., 2004; von Huene et al., 2004; Conder, 2005; Abers et al., 2006].
2. Individualisation en profondeur d'unités constituées uniquement de croûte supérieure. L'individualisation constitue le pic de pression métamorphique. Les unités sont, au vu des obser-

vations de terrain, ductiles au moment de leur individualisation le long d'un chevauchement basal (figure 8.1).

Le mécanisme à l'origine de cette individualisation est encore discuté [van den Beukel, 1992;

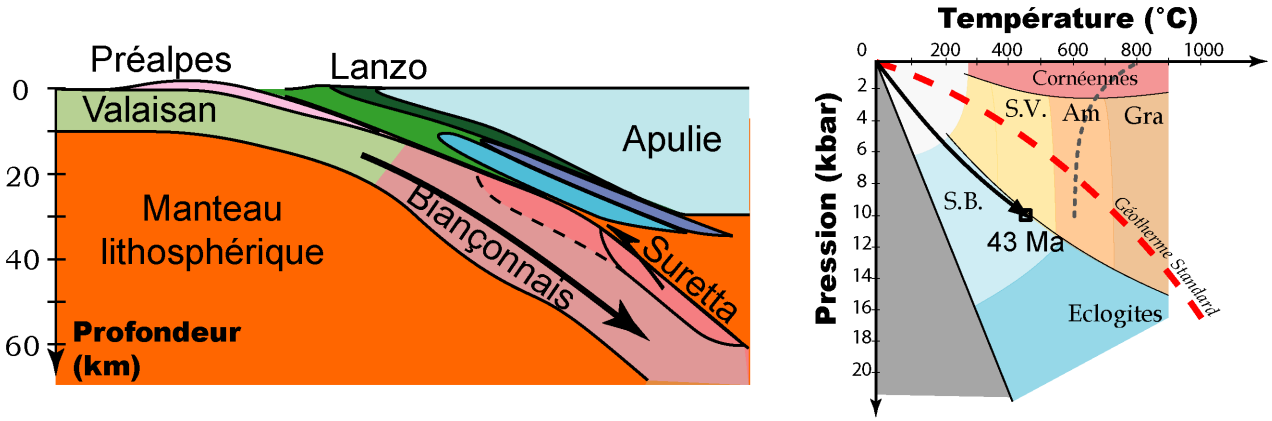


FIG. 8.1 – *Individualisation de l'unité Suretta*
L'unité Suretta s'est individualisée, à partir de la lithosphère Briançonnaise, il y a 43 Ma à une profondeur supérieure à 40 km.

Cloos, 1993; Ellis, 1996; Pfiffner et al., 2000; Gerya et al., 2002] : origine du niveau d'individualisation, rhéologie lors de l'individualistion, forces en action... Toutefois, ce mécanisme ne peut pas avoir lieu en contexte de collision pour les unités de Ultra-Haute Pression, puisque dans un contexte de collision les processus se réalisent à l'échelle de la croûte qui même trés épaissie ne dépasse pas 70 km, profondeur insuffisante pour générer un métamorphisme Ultra-Haute Pression. Nous tenterons de répondre à cette question grâce à la modélisation (cf. PARTIE 3).

3. Exhumation mantellique des unités individualisées pendant que la subduction se poursuit.
Dans les Alpes, les datations indiquent que les unités cristallines internes de Haute Pression sont exhumées jusqu'à la base de la croûte (30 km environ - 8 à 10 kbar) pendant que le domaine océanique, situé en arrière (au Nord) de la lithosphère continentale dont ces unités sont issues, subducte (figure 8.2).
L'exhumation mantellique est traduite par une extension latérale des unités (D2) et par une diminution de pression sans diminution de température, révélant la rapidité du phénomène. Les divers mécanismes proposés pour expliquer l'exhumation des roches de Haute et Ultra-Haute Pression ne permettent pas d'expliquer toutes les observations établies dans les Alpes :
Dans les modèles d'exhumation de type Channel Flow [Cloos and Shreve, 1988a,b; Jolivet et al., 2005] ou écaillage [Chemenda et al., 1995, 1996] (cf. PARTIE 1), l'érosion joue un rôle prépondérant car elle constitue un facteur limitant. Dans les Alpes, à une altitude moyenne de 1500 à 2000 m, des unités ayant été enfouies à des profondeurs trés différentes (entre 40 et 150 km) se trouvent côte à côte.
Le domaine Sud-Alpin, constitué de la partie Nord de la plaque tectonique apulienne, n'a pas enregistré de déformation alpine autre que les chevauchements tardi-orogéniques (D4) qui ont provoqués la remontée du Moho. L'exhumation, dans les Alpes, ne met pas en jeu la lithosphère chevauchante.
L'exhumation mantellique, et en particulier dans l'asthénosphère, est souvent expliquée par la flottabilité des unités de Ultra-Haute Pression. Ce mécanisme est satisfaisant pour expliquer l'exhumation des unités jusqu'à une profondeur de 100 km (base de la lithosphère)

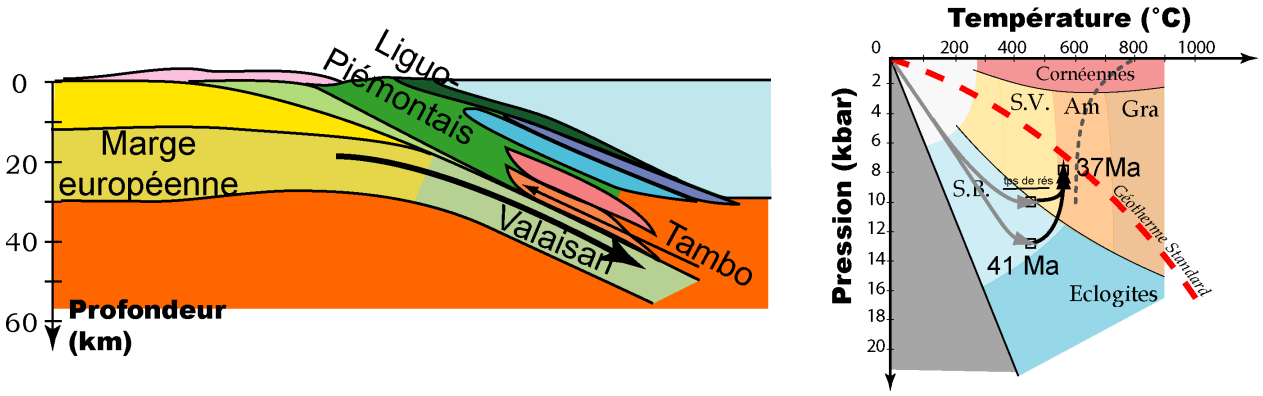


FIG. 8.2 – *Exhumation mantellique de l'unité Tambo*
L'unité Tambo a été exhumée depuis 47 km à une profondeur de 30 km il y a environ 41 Ma pendant que le domaine Valaisan était en subduction.

puisque la faible densité de ces unités favorise leur remontée dans un milieu trés dense relativement peu visqueux mais ne convient plus pour l'exhumation au sein de la lithosphère, cette dernière étant trop rigide (viscosité trop élevée pour avoir un comportement assimilable à un fluide[1]).
La contiguïté dans les Alpes de roches d'origine océanique et des unités de Haute et Ultra-Haute Pression nous conduit à formuler l'hypothèse que l'enfouissement **et l'exhumation** de ces unités sont liées à la présence de domaines océaniques (cf. PARTIE 3).

4. L'arrivée dans la zone de subduction d'une autre lithosphère continentale provoque l'enfouissement et l'individualisation de nouvelles unités continentales (figure 8.3). Les unités précédement enfouies, ne pouvant plus remonter, stagnent à la base de la croûte ce qui provoque leur réchauffement par diffusion thermique et leur étirement latéral (D2) qui contribue à l'augmentation de température [Burg and Gerya, 2005]. Cette dynamique en régime dis-

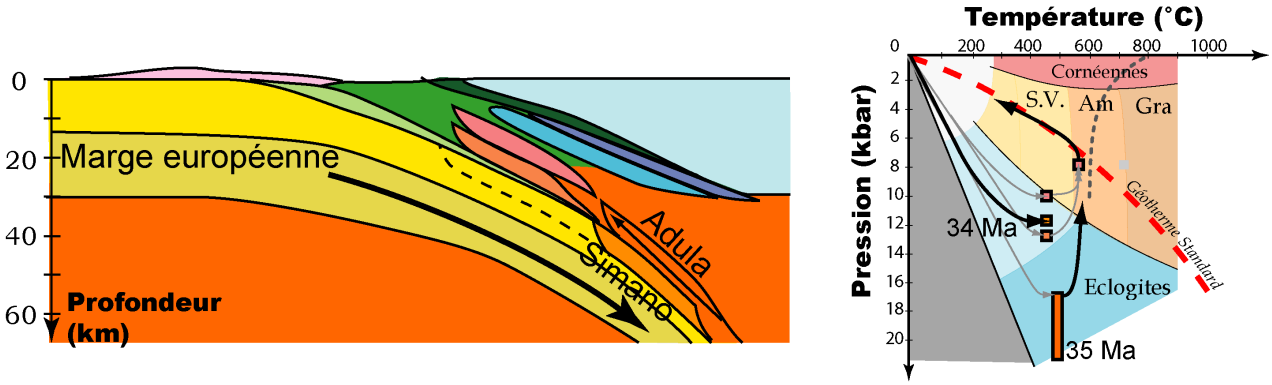


FIG. 8.3 – *Enfouissement et écaillage de la marge européenne*
La marge européenne est enfouie dans la zone de subduction et écaillée entre 36 et 32 Ma. Pendant ce temps, les unités Briançonnaises stagnent et se réchauffent à la base de la croûte.

continu est à l'origine de l'empilement des 3 ensembles d'unités internes (austro-alpin, brian-

[1]Dans la théorie de la tectonique des plaques, la lithosphère est définie comme une entité rigide, à la différence de l'asthénosphère qui est supposée suffisemment peu visqueuse pour observer en son intérieur des mouvements de convections. Le modèle de la lithosphère rigide est incompatible avec une exhumation par simple flottabilité en son sein.

çonnais et européen) séparés par des unités océaniques (respectivement liguro-piémontaises et valaisannes).

5. Exhumation crustale de l'empilement des unités internes après le détachement de la lithosphère subduite qui est marquée par les intrusions magmatiques dans la partie Sud-Alpine. La rupture de la lithosphère dans la zone de subduction libère la lithosphère subduite qui s'enfonce définitivement dans l'asthénosphère et provoque l'horizontalisation de la portion enfouie de la lithosphère en surface (figure 8.4). L'exhumation se produit de façon plus impor-

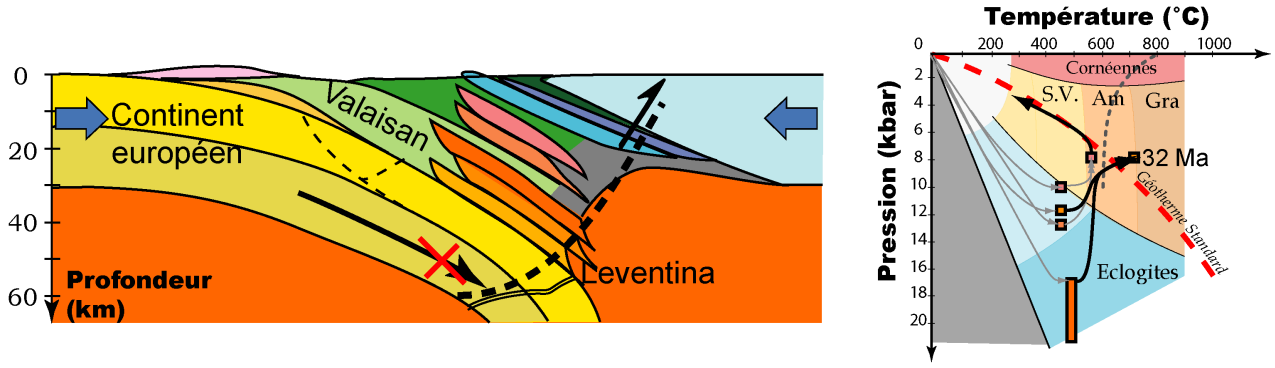


FIG. 8.4 – *Rupture de la lithosphère dans la zone de subduction*

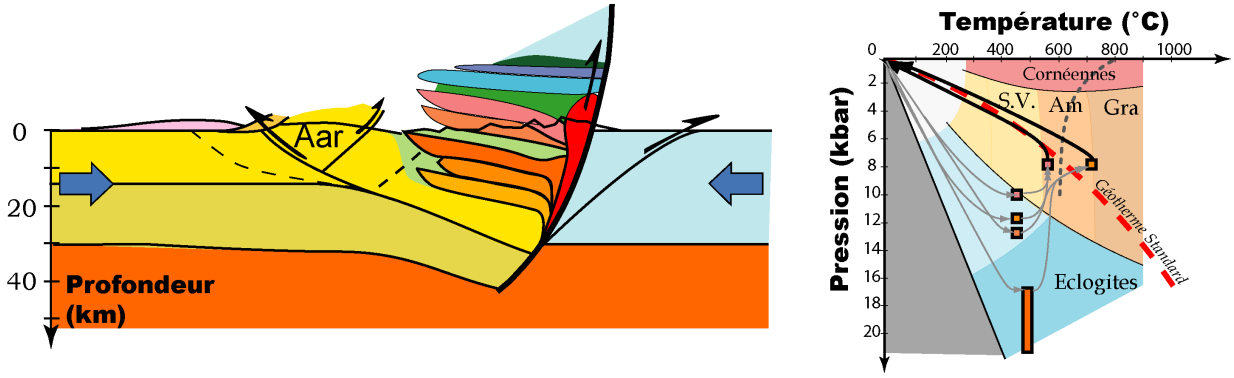


FIG. 8.5 – *Collision*

tante à l'extrémité de la lithosphère enfouie (au Sud), générant une zone de fort cisaillement le long de la ligne Insubrienne (D3). Cette exhumation est facilitée par l'effondrement latérale de la chaîne le long de grandes discontinuités latérales (détachement du Simplon, Turba Mylonite, Maggia Steep Zone...)
La convergence se poursuivant, les plaques tectoniques Europe et Apulie entrent en collision car leur faible densité ne leur permet pas de subducter. Cette dynamique génère une structure en pop-up qui provoque l'individualisation à Moyenne et Basse Pression (5 à 7 kbar) des massifs cristallins externes à partir de 25 Ma (figure 8.5). Les modèles de collision décrivent en détail l'influence des différents processus en jeu [Beaumont et al., 1996; Ellis, 1996; Escher and Beaumont, 1997; Pfiffner et al., 2000; Pysklywec et al., 2000; Sokoutis et al., 2000; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Wissing et al., 2003; Rosenberg et al., 2004].

Troisième partie

Modélisation de la subduction d'une marge passive, application au domaine interne des Alpes

Table des Matières

9 Introduction **131**

9.1 Problématique . . . 131
9.2 Principe de la modélisation . . . 132
9.2.1 Principe . . . 132
9.2.2 Calcul du géotherme : . . . 133
9.2.3 Calcul du profil rhéologique : . . . 133
9.2.4 Profils rhéologiques obtenus . . . 134
9.3 Résultats majeurs . . . 134
9.4 Perspectives . . . 135

10 ARTICLE 1 **137**

10.1 Introduction . . . 138
10.2 1D modelling of HP/LT prograde path . . . 139
10.2.1 Model set-up . . . 139
10.2.2 Prograde PT path . . . 140
10.3 Isolines of vertical burial velocities . . . 142
10.4 Validation of the 1D modelling . . . 143
10.4.1 Case of a single HP/LT nappe: Adula, central Alps . . . 143
10.4.2 Case of a synchronous metamorphic belt: The Cycladic blueschists . . . 144
10.5 Implication for the Aegean slab dynamics through times . . . 145
10.6 Conclusion . . . 147
10.7 Remarques concernant l'article . . . 151

11 ARTICLE 2 **153**

11.1 Introduction . . . 154
11.2 Model . . . 156
11.2.1 2D Thermal modelling . . . 156
11.2.2 Strength estimate . . . 158
11.2.3 Stacking prediction . . . 158
11.3 2D Thermal and Material Strength Evolution . . . 160
11.4 Stacking prediction . . . 161
11.4.1 1D Analysis . . . 161
11.4.2 2D Stacking Analysis . . . 162
11.5 Parametric study . . . 164
11.5.1 Role of Dip Angle and Velocity . . . 164
11.5.2 Role of Crustal Rheology . . . 165

11.6 Comparison with the Lepontine Crustal Units 166
11.7 Conclusion 168
11.8 Remarques concernant l'article 174
11.8.1 Profondeur minimum d'écaillage 174
11.8.2 Evolution de la température de la transition fragile-ductile avec la profondeur 174
11.9 Perspectives 176

12 ARTICLE 3 **177**
12.1 Introduction 178
12.2 1D model: inferred burial velocity from peak pressure 181
12.3 2D model: inferred subduction dip angle and velocity from stack unit length . . . 182
12.4 Implication for the Eocene kinematics and 3D geometry of the Alpine slab (45-35 My) 183
12.5 Conclusion 184

Chapitre 9

Introduction

Sommaire

9.1 Problématique 131
9.2 Principe de la modélisation 132
9.2.1 Principe 132
9.2.2 Calcul du géotherme : 133
9.2.3 Calcul du profil rhéologique : 133
9.2.4 Profils rhéologiques obtenus 134
9.3 Résultats majeurs 134
9.4 Perspectives 135

La compréhension des mécanismes et processus agissant sur Terre a depuis toujours nécessité la réalisation d'expériences simples. Au début du XIX sciècle, James Hall modélisait de façon qualitative la formation des plis observés dans les falaises du Berwickshire grâce à des morceaux de tissus déformés entre des panneaux de bois.Depuis, la modélisation se fait de façon quantitative et dimensionnée [Hubbert, 1937] et s'est enrichie des possibilités qu'offre les méthodes numériques.

La modélisation a pour but de tester une hypothèse et non tenter de reproduire la complexité de la nature. L'objectif est de comprendre et quantifier, parmi une quantité réduite de paramètres l'influence et l'importance de ceux-ci, ce qui n'est pas possible par observation dans la nature en raison du trop grand nombre de paramètres en cause. La modélisation permet également de mesurer des phénomènes inaccessibles spatialement ou temporellement.

9.1 Problématique

Les "micro-continents" et les marges continentales sont des lithosphères continentales amincies qui se trouvent entrainées à des profondeurs mantelliques à la suite de la lithosphère océanique dans les zones de subduction. L'enfouissement de ces lithosphères continentales est responsable de l'existence dans les orogènes récents d'unités de croûte continentale comportant des assemblages minéralogiques caractéristiques de profondeurs importantes (Haute à Ultra-Haute Pression). En effet, il est établi qu'au cours de la subduction continentale, des unités de croûte continentale s'individualisent en profondeur (figure 9.1). Si l'origine des ces unités est connue, les mécanismes responsables de leur formation sont encore mal compris. Des études récentes ont montré que l'individualisation de telles unités (Ultra-Haute Pression uniquement) pouvait se produire grâce à

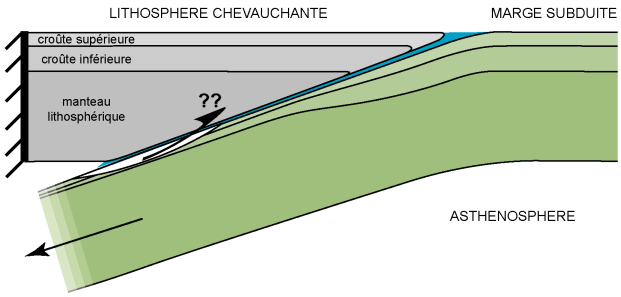


FIG. 9.1 – *Individualisation d'une unité cristalline au cours de la subduction*
Lors de la subduction d'une marge continentale, des écailles de croûte supérieures (en blanc) sont détachées de la lithosphère subduite.

la faible densité de la croûte continentale [van den Beukel, 1992; Ranalli et al., 2000, 2005]. Ces modèles ne permettent pas d'expliquer la formation d'unités de profondeur moindre.

Nous proposons donc, après un court descriptif du principe de la modélisation menée (Voir 9.2), de modéliser thermiquement la subduction continentale afin de comprendre l'influence de la vitesse d'enfouissement, de l'angle et de la vitesse de subduction sur l'évolution thermique et rhéologique d'une marge continentale subduite. Dans un premier temps, une modélisation numérique 1D des chemins Pression - Température est réalisée (Article 1 - chapitre 10). Cette étude modélise l'évolution thermique d'un roche située dans une croûte continentale subduite, permettant l'élaboration de chemins Pression -Température pour différentes vitesses d'enfouissement.
Dans un second temps, une modélisation thermo-mécanique 2D de la subduction d'une marge continentale passive est effectuée (Article 2 - chapitre 11). Cette modélisation permet de quantifier l'effet de l'angle et la vitesse de subduction sur l'évolution thermique et rhéologique d'une marge au cours de sa subduction. La comparaison entre la résistance de la marge et les contraintes qui s'excercent dessus permet de modéliser l'individualisation des unités cristallines au cours de la subduction continentale (Article 2 - chapitre 11).
La quantification de l'impacte de l'angle et la vitesse de subduction sur l'évolution thermique d'une marge en subduction (Article 1 - chapitre 10 et Article 2 - chapitre 11) permet de mieux comprendre l'origine des variations du pic de pression métamorphique (chapitre 12).

9.2 Principe de la modélisation

Pour tenter de répondre à la question de l'épaississement précoce lors de la convergence aboutissant à la formation des chaînes de montagnes, nous avons eu recours à modèles d'échelles lithosphériques. Le travail à l'échelle lithosphérique est indispensable puisque les données métamorphiques indiquent que les roches sont descendues à des profondeurs pouvant dépasser la base de la lithosphère (plus de 100 km de profondeur).

9.2.1 Principe

Afin d'élaborer la géométrie du modèle 2D, nous réalsions d'abord une étude préliminaire semi-analytique pour calculer les profils rhéologiques[1] le long de la marge afin de connaître le nombre

[1] **profils rhéologiques :** courbe traduisant la résistance à la déformation des roches en fonction de la profondeur

d'interfaces et leur nature fragile-ductile.
Le calcul du profil rhéologique est réalisé à partir de la température de surface T_0, du flux thermique de base q_m et de l'épaisseur de croûte H_c. Une gamme de profils rhéologiques pour lesquels on connait la température au moho, le rapport de résistance manteau sur croûte... est obtenue, le choix se faisant à partir de ces différents paramètres, en excluant les cas irréalisable sur Terre.

9.2.2 Calcul du géotherme :

Dans cette étude, seule la temprature en fonction du temps a été modélisée par résolution de l'équation de la chaleur :

$$\rho.C.\frac{\partial T(x,z,t)}{\partial t} - k.\left[\frac{\partial^2 T(x,z,t)}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 T(x,z,t)}{\partial x^2}\right] = r \tag{9.1}$$

Avec : ρ la densité, C la capacité thermique, $T(z,t)$ le géotherme, k le coefficient de diffusion, r la production de chaleur par radioactivité (non nul pour la croûte radiogénique uniquement), q_m le flux de chaleur à la base de la lithosphère, H_c l'épaisseur de la croûte, $T(0)$ la température de surface. Les deux variables étant z la profondeur et t le temps.

La résolution de cette équation à été résolue par différences finies pour les modèles 1D. Les modèles numériques 2D sont réalisés avec le logiciel SARPP (Structural Analysis of Rock Physics Program [Leroy and Gueydan, 2003]) qui est un programme basé sur les éléments finis qui permet de résoudre de façon temporelle et transitoire les conditions de contrainte et de température.

9.2.3 Calcul du profil rhéologique :

Dans les modèles 2D, la résistance est calculée à partir de la température. Le contexte tectonique est la compression, le rôle de la résistance dans la tectonique est donnée par μ, critère de Navier-Coulomb [Ranalli and Murphy, 1987], tel que :

Extension	Compression
$\mu_E^* = \dfrac{2.\mu}{\sqrt{\mu^2+1}+\mu}$	$\mu_C^* = \dfrac{2.\mu}{\sqrt{\mu^2+1}+\mu}$

Expérimentalement $\mu = 0,6$.

Pour les couches fragiles : Dans les couches fragiles, la résistance à la déformation $\tau(z)$ est indépendante de la vitesse de déformation et de la température. En combinant l'équation de Mohr-Coulomb et le critère de Navier-Coulomb, on obtient l'équation suivante :

$$\tau(z) = \mu^*.\rho.g.z \tag{9.2}$$

Pour les couches ductiles : Le comportement ductile est modélisé par la loi de fluage [Weertman, 1978] :

$$\epsilon' = A.(\sigma_1 - \sigma_3)^n.\exp\left(-\frac{Q}{R.T}\right) \tag{9.3}$$

Avec A, n et Q paramètres intrinsèques des roches. n est proche de 3 *[Ranalli and Murphy, 1987].* $R = 8.3143 J.k^{-1}.mol^{-1}$

Il en découle :

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^n = \frac{\epsilon'}{A}.\exp\left(\frac{Q}{R.T}\right) \quad (9.4)$$

$$\Longleftrightarrow (\sigma_1 - \sigma_3) = \left(\frac{\epsilon'}{A}\right)^{1/n}.\exp\left(\frac{Q}{n.R.T}\right)$$

$$\tau(z) = \left(\frac{\epsilon'}{A}\right)^{1/n}.\exp\left(\frac{Q}{n.R.T(z)}\right) \quad (9.5)$$

Les différentes rhéologies utilisées sont présentées dans le tableau 9.1.

Rhéologie	$A\ (MPa.s^{-1})$	$Q\ (kJ.mol^{-1})$	n	Référence
Plagioclase anhydre (croûte)	$3,2.10^{-4}$	$238,0$	$3,2$	Ranalli 2003
Quartz hydraté (croûte)	$3,2.10^{-4}$	$156,0$	$2,4$	Thullis 1980
Granulite mafique (croûte)	$1,4.10^{+4}$	445	$4,2$	Wilks 1990
Olivine anhydre (manteau)	$2,4.10^{-5}$	$540,0$	$3,5$	Karato

TAB. 9.1 – Paramètres utilisés pour la Loi de de fluage [Weertman, 1978]

9.2.4 Profils rhéologiques obtenus

La figure 9.2 présente en exemple trois porfils rhéologiques obtenus constitués de 4 couches. Ces différents profils replacés latéralement permettent d'établir la structure *a priori* d'une marge.

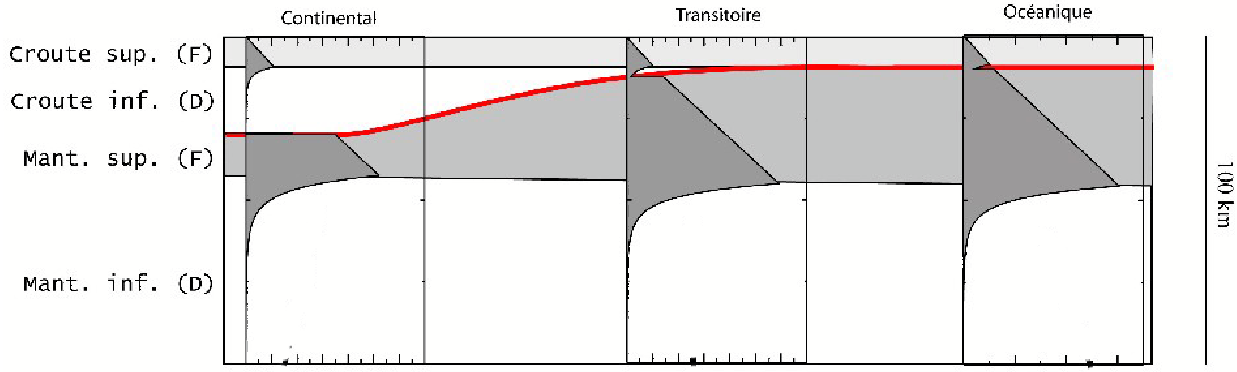


FIG. 9.2 – *Profils rhéologiques le long d'une marge continentale*

Les épaisseurs des différentes interfaces servent à élaborer le maillage du modèle 2D.
Ces profils rhéologiques représentent l'état avant l'enfouissement de la marge, par la suite l'utilisation des modèles thermo-mécaniques 2D permettra d'étudier l'évolution de ces profils avec la profondeur d'enfouissement.

9.3 Résultats majeurs

La modélisation thermique 1D de la subduction continentale permet, à travers l'élaboration de lignes d'isovitesse d'enfouissement, de déduire la vitesse d'enfouissement des roches métamorphiques Haute Pression - Basse Température (Article 1 - chapitre 10). Les alignements des pics

de pression des roches métamorphiques Haute Pression - Basse Température sont révélateurs de la vitesse d'enfouissement existant lors de la subduction continentale responsable de la formation des ceintures orogéniques.
La vitesse d'enfouissement obtenue par comparaison des lignes d'isovitesse et les données Pression - Température permet de quantifier la vitesse de subduction ou l'angle de subduction. (Article 1 - chapitre 10).

La modélisation thermo-mécanique 2D de la subduction d'une marge continentale montre que l'individualisation d'unités crustales était provoquée par la diminution de la résistance des roches engendrée par le réchauffement au sommet de la lithosphère subduite. Les modèles obtenus montrent l'impact de la vitesse et l'angle de subduction sur l'écaillage d'unité de croûte supérieure (Article 2 - chapitre 11).
La profondeur minimum à partir de laquelle l'écaillage est possible et essentiellement contrôlée par la nature lithologique de la croûte subduite. La longueur et l'épaisseur des unités individualisées au cours de la subduction continentale sont contrôlées par l'angle et la vitesse de subduction (Article 2 - chapitre 11).
Les modèles prédisent l'individualisation d'unités fines et longues sans avoir recours à un contraste entre croûtes supérieure et inférieure.

L'utilisation de ces deux types de modèles permet de traduire en terme d'angle et vitesse de subduction les variations latérales de pics de pression enregistrés au cours de la subduction continentale (Article 3 - chapitre 12). Les vitesses de retrait de la subduction peuvent également être déduites directement des pics de pression (Article 1 - chapitre 10).
La géométrie et la dynamique d'anciennes subductions peuvent être obtenues à partir des pics de pression métamorphique. Une image tri-dimensionnelle, contrainte quantitativement, de la subduction Alpine lors de l'enfouissement du Briançonnais (Éocène) est réalisée à partir des pics de pression métamorphique et de la longueur des unités (Article 3 - chapitre 12).

9.4 Perspectives

L'utilisation de ces modèles peut être étendue à d'autres orogènes que le domaine Égéen et les Alpes. Toutefois, l'étude en déformation sous un cisaillement simple de la croûte s'avère indispensable pour définir de façon rigoureuse le niveau de détachement des unités, fixé arbitrairement ici à une valeur de dix du rapport entre contrainte et résistance (cf. chapitre 11).

Les modèles peuvent également être utilisés pour étudier l'évolution temporelle de la dynamique et la géométrie d'une zone de subduction tel que nous le verrons en PARTIE 4.

Chapitre 10

Article 1 : Modélisation 1D de l'évolution thermique

Ce chapitre correspond à un article en préparation, il est donc rédigé en anglais.

Sommaire

10.1 Introduction 138
10.2 1D modelling of HP/LT prograde path 139
10.2.1 Model set-up 139
10.2.2 Prograde PT path 140
10.3 Isolines of vertical burial velocities 142
10.4 Validation of the 1D modelling 143
10.4.1 Case of a single HP/LT nappe: Adula, central Alps 143
10.4.2 Case of a synchronous metamorphic belt: The Cycladic blueschists . . . 144
10.5 Implication for the Aegean slab dynamics through times 145
10.6 Conclusion 147
10.7 Remarques concernant l'article 151

Cette étude, menée initialement dans le cadre du DEA d'Edouard Le Garzic (2006) co-encadré avec Frédéric Gueydan, met en évidence l'influence de la vitesse d'enfouissement sur l'évolution thermique de la croûte continentale durant sa subduction.
La modélisation des chemins Pression - Température est réalisée grâce à un modèle numérique thermique 1D. La réalisation de nombreux chemins Pression, Température en fonction de la vitesse d'enfouissement et du temps de résidence permet l'élaboration de lignes d'isovitesse qui seront comparées aux valeurs de Pression - Température.
La corrélation entre les vitesses d'enfouissement et les données Pression, Température permet l'étude de la dynamique du domaine égéen durant le Tertiaire.

Geometry and kinematics of continental subduction inferred by 1D thermal modelling of prograde PT path

In prep.

F. Gueydan, E. Le Garzic, N. Carry [1] Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France.

Abstract

10.1 Introduction

High-pressure, low-temperature (HP-LT) metamorphic rocks that belong to the same orogen commonly show alignment of their peak pressure and related temperature within a PT diagram. This linear relationship between peak pressure and related temperature can be used to characterize the nature of continental subduction responsible for HPLT metamorphism by the P/T ratio (Jolivet et al, 2003). We have chosen here the examples of the HP-LT rocks of the Aegean region. Two metamorphic belts are well documented from north to south : the Cycladic blueschists formed around 40 Ma (see Jolivet et al., for a compilation) and the Cretan and Peloponese blueschists of Miocene age (25 Ma). Cycladic blueschists are well aligned with a P/T ratio of 0.05. Note that Jolivet et al. [Jolivet et al., 2003] gave P/T ratio of 0.03 because they use lines with an origin 0 kb and 0^oC, although most of the linear relationships do not pass through the origin of the PT diagram. The Cretan blueschists show a similar P/T slope but colder temperature conditions. The Peloponese blueschists of same age are however not consistent with the trend defined by the Cretan blueschists, but are consistent with the Cycladic trend. The causes of the differences between the Cretan and Peloponeses blueschists are not yet understood.

The causes of the common alignment of HP/LT metamorphisms remain poorly understood. A compilation of PT data of the Mediterranean HP-LT rocks shows a strong correlation between the P/T ratio and the subduction velocity [Jolivet et al., 2003]. Large values of P/T ratio are likely related to large values of subduction velocity. Because this correlation is only based on compilations of natural data, physical explanations of that type of alignment are still lacking and are the subject of this paper.

Following this observation, we undertake simple 1D modelling of continental subduction in order to understand the relationship between the subduction velocity and the P/T ratio. This simple 1D modelling aims to quantify the role of the burial rate in defining the slope of the prograde PT path. Previously, modelling of PT path has been used to compare to natural PT paths in order to infer thermal state and burial/exhumation rates from natural data [Roselle and Engi, 2002; Jeamison, 2004; Stockhert and Geyra, 2005]. Such models successfully demonstrated the necessity of high exhumation rates to explain adiabatic retrograde path that is a common feature of HP-LT metamorphic rocks. The role of the exhumation velocity is moreover well described in numerous studies by the Peclet number Pe for heat transfer [Platt et al., 1998; Batt and Braun, 1997] that is the ratio of the advection time (function of the exhumation velocity V_e) over the conduction time. For high Pe, the retrograde path is mostly adiabatic. Most natural adiabatic retrograde paths of HP/LT metamorphic rocks are thus likely related to high exhumation rates. Parameters that control value of pressure and temperature at peak conditions are however little discussed in these previous modellings. In the present paper, we investigate the role of the burial velocity V_b in defining the P/T ratio of HP/LT metamorphic rocks. A 1D thermal modelling of a crustal unit undergoing continental subduction is first presented, defining isolines of vertical burial velocities

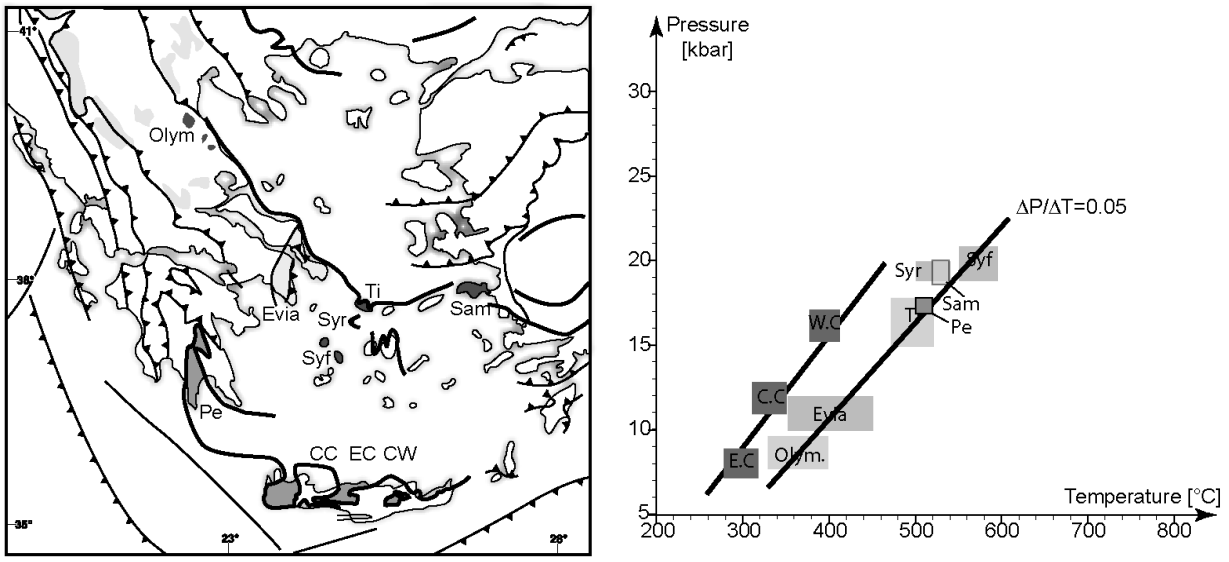


FIG. 10.1 – a) Map of the Aegean region with location of the two succesive HP/LT metamorphic blets (Cyclades-40 Ma, and Cretan Peloponese-25 Ma). b) PT diagram showing peak pressure and related temperature for Cycladic, Cretan and Peloponese blueschists. In the Cyclades, PT data for Olympe (Ol), Evvia (Ev), Tinos (Ti), Samos (Sa), Syros (Syr) and Syfnos (Syf) are from Parra et al. [2002]; Will et al. [1998]; Trotet et al. [2001]. In the Peloponese (Pe), PT data are from Trotet [2000]. PT data of Evia and Olympe (Olym) are from Shaked et al. [2000]; Patriat and Jolivet [1998]. Finally, the Cretan blueschists are divided in three from west to east : the Western cretan blueschists (WC), the Central CB (CC) and the Estearn CB (EC). PT data are from Jolivet et al. [1996]. Cycladic blueschists shows a linear relationship with a P/T ratio of 0.05. Cretan blueschists show a similar relationship with colder temperature and Peloponese blueschists are consistent with Cyclades.

in a PT diagram. Results are then validated with a single HP-LT nappe where a metamorphic gradient has been recorded (Adula, Central Alps), and with a synchronous metamorphic belt (Cyclades). Finally, we discuss the use of our models to infer variations through time of the Aegean slab kinematics.

10.2 1D modelling of HP/LT prograde path

10.2.1 Model set-up

We have performed a 1D modelling of the temperature evolution of a vertical segment within the subducted lithosphere. Here, we only focus on burial history, e.g. prograde path. This 1D model consists of a transient conductive model of a thinned continental lithosphere undergoing subduction. The model structure is the subducted lithosphere with a thin diffusive layer on top. This top layer belongs to the overlying plate and accounts for thermal exchange between the subducted lithosphere and the overlying plate,and is explained below. Constant mantle heat flux is applied at the bottom while the top temperature evolves through time as follows. At a given time t, the burial depth z_b of the top of the subducting plate is directly related to the burial velocity V_b ($z_b = V_b.t$). The top temperature is defined by the temperature of a steady geotherm at a corresponding burial depth z_b. The top temperature thus increases with time as a function of

V_b. Starting from a steady state, the temperature profile within the subducted lithosphere evolves through time because of the increase in top temperature, defining classical reversed temperature profile. Note that there is no thermal exchange between the studied structure and the overlying lithosphere because the geotherm of the overlying plate remains constant through time. The thermal state of the upper part of the structure is thus strongly controlled by the temperature imposed at the top. The presence of a diffusive layer on top of the subducted lithosphere allows us to model indirectly the thermal exchange between the overlying lithosphere and the subducted lithosphere. The thickness of this layer was adjusted so that the thermal structure of the subduction zone was comparable to that of previous models. In our analysis, the interpolated 2D thermal state of the margin is constant through time at a given burial velocity, defining a steady state. In contrast, fully 2D models show a transient thermal state within the subduction zone. However, Engi [Engi et al., 2001] shows that steady state is reached after 50 Ma. This means that our 1D model is close to the 2D models only when subduction started at least 50 Ma earlier. This is almost always the case in nature because oceanic closure occurs prior to continental subduction and lasts more than 50 Ma in most cases [Engi et al., 2001]. For example in the Alps, oceanic subduction started around 110 Ma and continental subduction around 60-50 Ma. In the Aegean, oceanic subduction started around 110-120 Ma and continental subduction around 60-50 Ma. The advantage of 1D model is the capacity to quickly run several hundred of models in order to analyze the role of V_b in defining the P/T ratio of HP/LT rocks.

When the lithosphere segment reaches its maximum burial depth that defines the peak pressure, a crustal unit is assumed to be detached at this depth. The thickness of that crustal unit is set to 10 km, corresponding to an entire thinned crust. The crustal unit is also assumed to remain at the same depth during a given residence time t_R. This residence time corresponds to the time necessary for stacking to occur, and is thus probably small and of the order of 2-5 Ma [Engi et al., 2001].During this residence time, the top and bottom temperature of the crustal unit remains constant. The temperature of the crustal unit will thus tend toward a steady state linear temperature profile, and consequently will increase.

10.2.2 Prograde PT path

The temperature of a crustal piece initially at 5 km depth within the subducted lithosphere is followed through time, defining the prograde PT path. We have chosen that initial depth because most of the metamorphic nappes in the Aegean are made off upper crustal material [Maxelon and Mancktelow, 2005; van Hinsbergen et al., 2005].The pressure of the particle is simply the lithostatic pressure and is thus directly related to the burial depth. Prograde PT paths are given in Figure 10.3 for different burial velocities. The PT path is colder for larger burial velocities V_b, because the faster a crustal piece is subducted, the more adiabatic is its transient temperature evolution. As discussed above, the residence time induces heating of the crustal piece because of thermal equilibrium. Heating consistently increases with burial time and is more pronounced for larger values of V_b. This last feature is explained as follows : the larger V_b is, the more adiabatic is the evolution of the subducted lithosphere. At the beginning of residence at depth, the temperature of the crustal piece will be far away from a steady state and thus heating related to residence will be larger for larger V_b. As a consequence, heating during residence is limited for very low values of V_b because the thermal evolution of the subducted lithosphere is close to a steady state for long burial history. Note that the increase in heating with residence time is limited for t_R larger than 5My and thus rapidly approaches the asymptotic value as the particle approaches thermal equilibrium.

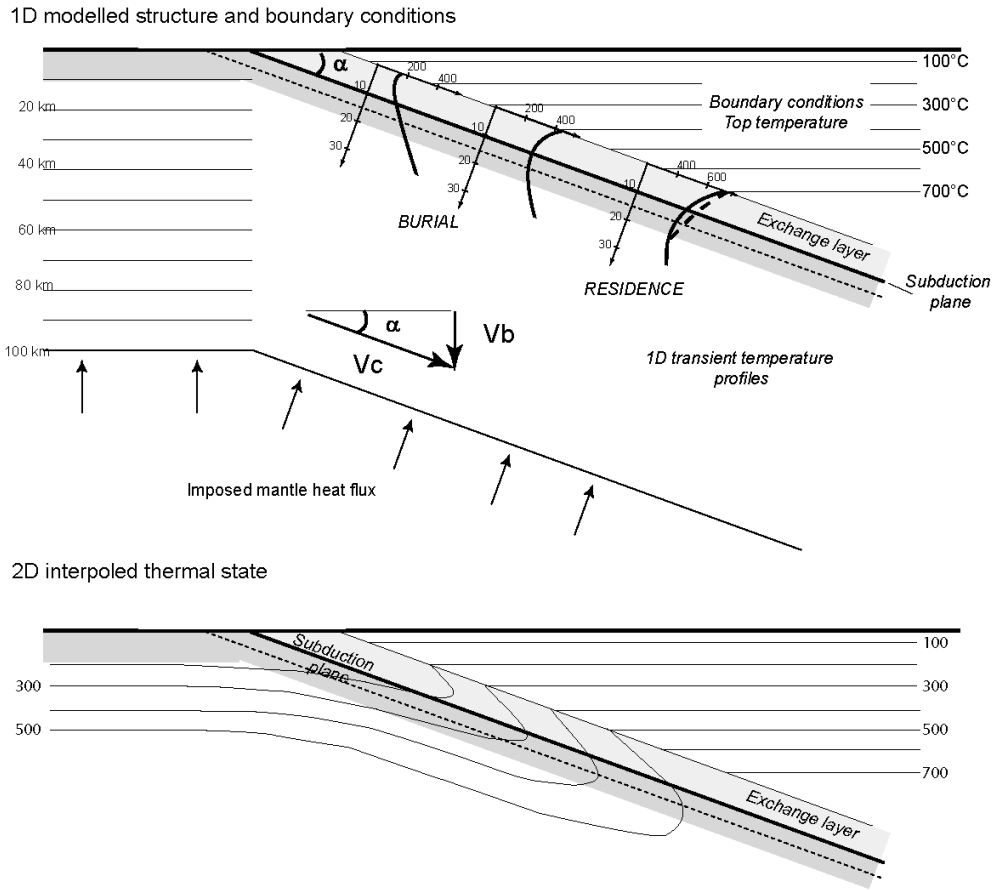


FIG. 10.2 – a) Model set-up and boundary conditions. Transient heat conduction are solved in a layered segment with a top diffusive layer overlying the subducting lithosphere. Top boundary conditions are defined by the steady geotherm of the overlying lithosphere and a constant mantle heat flux is applied at the bottom. The top temperature increases thus as a function of the burial velocity V_b. The relationship between V_b and the subduction velocity V_c and dip angle α are drawn in inset. Three transient temperature profiles within the modelled structures are plotted at different burial depths. At the maximum burial depths, temperature profiles after the residence time has been also plotted in dashed line. Two profiles have and construction of the PT path. b) Interpolated 2D thermal state of the continental subduction.

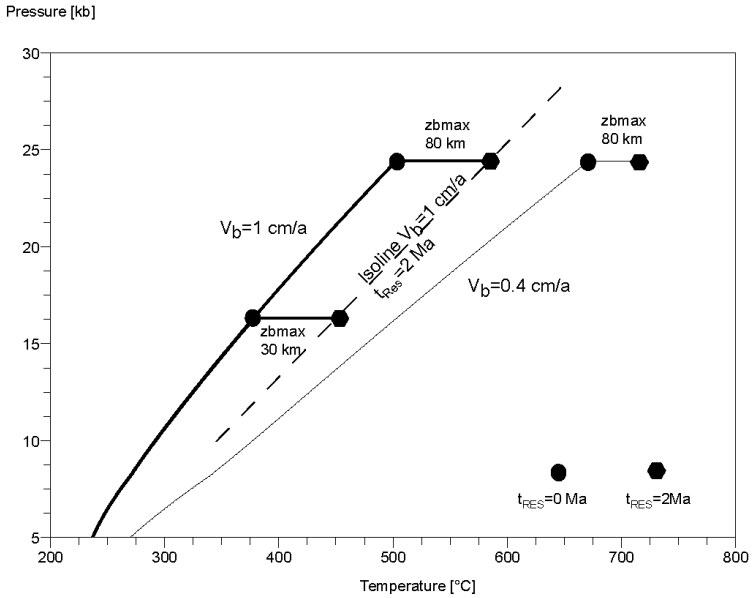


FIG. 10.3 – Computed prograde PT path for two different values of V_b (0.4 cm/y in solid line and 1cm/y in dark solid line) and two different value of the residence time t_R(0 Ma as dark circle and 2M as dark diamond) for a maximum burial depth of 80 km (e.g. peak pressure of 25kbar). PT path is also plotted for V_b =1cm/y for a lower maximum burial depth (30km). The isoline of burial velocity of 1 cm/y (at t_R=2Ma) is shown as a dashed line.

10.3 Isolines of vertical burial velocities

For a given value of V_b and t_R, we have runed 105 models for varying maximal burial depths between 15km (5kbar) and 120 km (40kbar). The line drawn by the peak pressure and related temperature for the 105 different burial depth defines an isoline of vertical burial velocity at a constant t_R (Figure 10.4). The construction of the isoline of vertical burial velocty is also shown for $V_b = 1cm/a$ in Figure 10.3. If t_R is set to zero, the isoline of V_b is simply the prograde PT path. Because t_R is non zero, it is necessary to run several models in order to construct the isoline. The same procedure has been used to construct isolines for varying burial velocities between 0.2cm/y and 2cm/y. Note that the isolines are constructed here for given mantle heat flux and residence time. For sake of brevity, we have chosen here a typical heat flux of $30mW/m^2$ and a residence time of 2My.[1] The isolines are plotted in a PT diagram with characteristic metamorphic facies. Because the isolines are narrow spaced at low pressure, our modelling provides poor constraints on burial velocities of MP/LT rocks. Therefore, applications should concern peak pressures larger than 10kbar to avoid major uncertainties in the burial velocities estimates.

Because the isolines are not prograde paths, except with $t_R = 0$, it is not appropriate to compare natural prograde paths with the isolines. Our purpose is only to compare peak pressure and related temperature with the isolines, and thus to infer a corresponding burial velocity.

[1] dans une version plus aboutie, nous fournirons une annexe décrivant l'influence du flux de chaleur mantellique et du temps de résidence sur les lignes d'isovitesse.

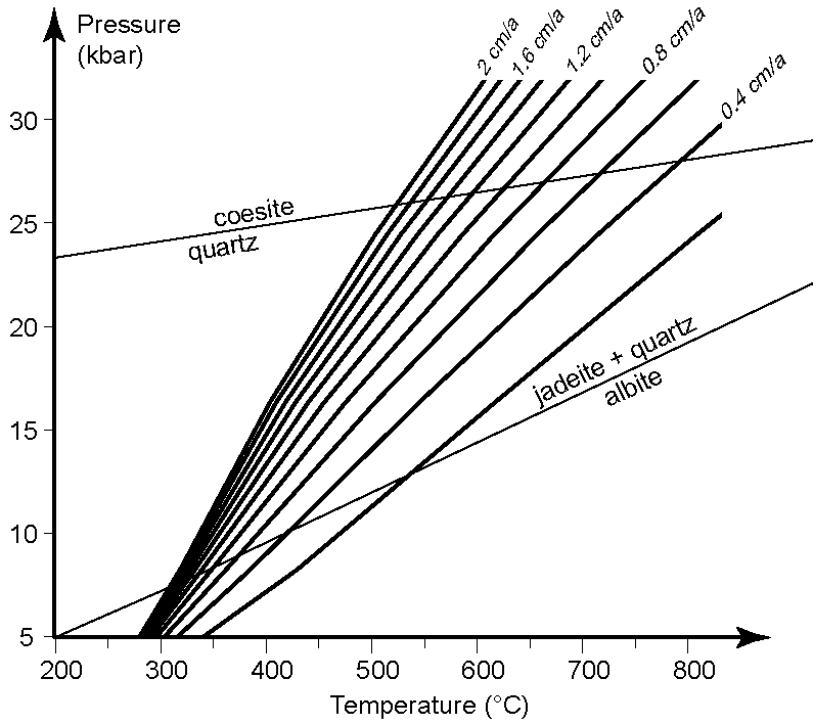


FIG. 10.4 – Isolines of vertical burial velocities V_b for mantle heat flux of $q_m = 30mW/m^2$ and $t_R = 2Ma$. Metamorphic facies are also shown with the major metamorphic reactions.

10.4 Validation of the 1D modelling

10.4.1 Case of a single HP/LT nappe : Adula, central Alps

In order to demonstrate that the isolines of burial velocities can be used to infer the burial velocity of a subduction zone from natural PT data, we have chosen a HP metamorphic unit where the dip angle and subduction velocity at the time of the HP metamorphism have been estimated independently. Recently, Dale and Holland [Dale and Holland, 2003] have presented detailed PT data along the Adula nappe in the central Alps. A peak pressure gradient of 10kbar (30km) along an horizontal distance of 40km within the horizontal foliation of the nappe indicates a dip angle of subduction of the order of 45^o. The subduction velocity within the Alps at this time was also of the order of 0.5 cm/y [Schmid et al., 1997].

We have used the trend underlined by the peak pressure within Adula and proposed by Dale and Holland [Dale and Holland, 2003]. Figure 10.5 shows the peak pressure and corresponding temperature in a PT diagram. The trend proposed by Dale and Holland (0.2kbar/km and 9.6^o/km, yielding P/T ratio of 0.02, showed as a thick solid line in Figure 10.5) is parallel to the isoline with V_b =0.4 cm/y. From that value, we can either estimate the subduction velocity Vc or the subduction dip angle α, $V_b = V_c \sin\alpha$ (see inset of Figure 10.2). Setting α to 45^o [Dale and Holland, 2003] yields a velocity V_c of 0.5cm/y, which is close to the estimate of the convergence velocity between Europe and Africa [Nairn et al., 1988; Schmid et al., 1997; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002].

The consistency between the trend defined by natural data and the modelled isolines of burial velocities validates our modelling as well as the consistency between the value of the estimated burial velocity and the value of the convergence velocity validates the use of the isolines of burial

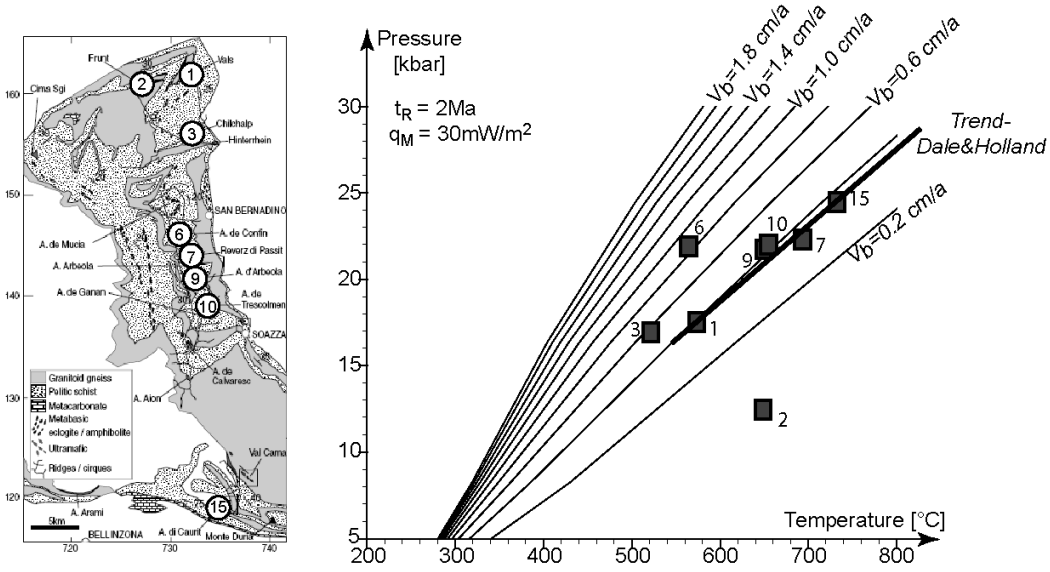


FIG. 10.5 – a-Map of Adula and location of PT constraints with same numbering used by [Dale and Holland, 2003] b-Isolines of burial velocities with PT data of Adula, yielding $V_b = 0.4cm/A$. A P/T ratio of 0.02 is proposed by [Dale and Holland, 2003] and shown as thick solid line.

velocity to infer kinematics of continental subduction. The overall consistency also allow us to validate a posteriori the 1D assumption with no real thermal exchange between the overlying lithosphere and the subducted lithosphere.

10.4.2 Case of a synchronous metamorphic belt : The Cycladic blueschists

The same approach can be applied to the Cycladic Blueschists. The peak pressure of the Cycladic blueschists are shown in the PT diagram with isolines of burial velocity. The Cycladic blueschists are well aligned along an isoline of vertical burial velocity with V_b between 0.4 and 0.8 cm/y. Note that the range of V_b value is high for low pressure rocks (Evvia/olympe) while the HP rocks yields more constrains on the value of V_b. It is thus necessary to have HP rocks (P > 15kbar) in order to accurately constrain the value of V_b from peak pressure. This consistency thus shows that the alignment of peak pressure and thus the P/T ratio is indicative of burial velocity of the continental subduction at the time of the HP/LT metamorphism. Moreover, from the burial velocity, it is possible to infer either the subduction velocity or the subduction dip angle. For the case of the Cycladic blueschists, setting a value of the dip angle of 30^o, we obtained value of subduction velocity of 1.5 cm/a. This value is consistent with known values of the convergence velocity between Eurasia and Africa (REF). This agreement again validates the estimate obtained with the 1D modelling of the burial velocity.

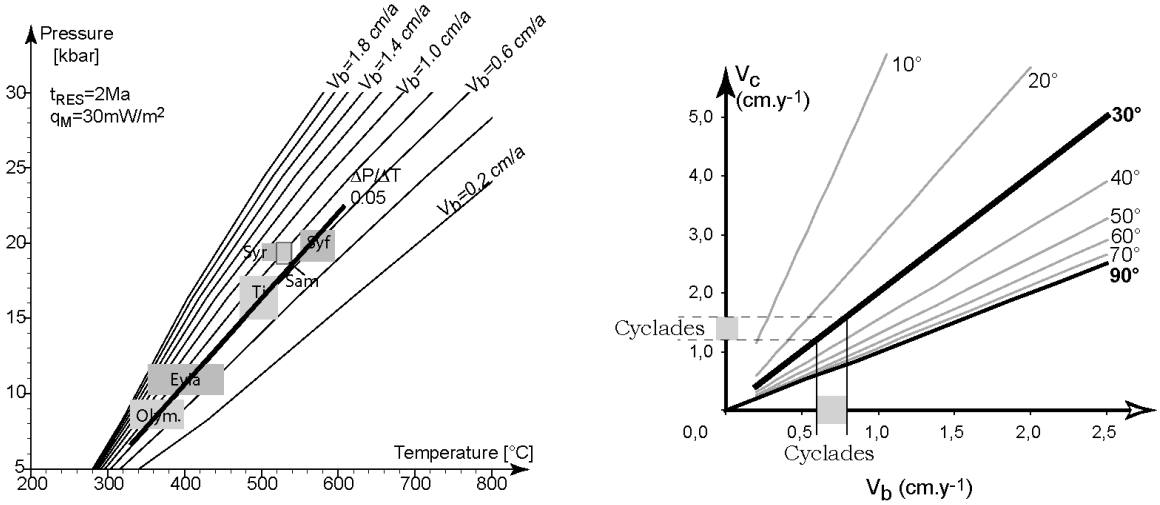


FIG. 10.6 – a-Isolines of vertical burial velocities with metamorphic data of the Cycladic blueschists yielding V_b of 0.6 cm/a. b-Relationship between the subduction velocity V_c, the subduction dip angle α and the burial velocity V_b, as defined by the simple equation $V_b = V_c \sin\alpha$ (see inset of Figure 10.2). Setting the angle of subduction to 30^o yields subduction velocity of 1.5 cm/a.

10.5 Implication for the Aegean slab dynamics through times

On these basis of the results above, it is now possible to compare two metamorphic belts of different ages and belonging to the same subduction zone in order to detect variation in the subduction kinematics or in the subduction geometry. For this purpose, Cycladic blueschists (45My) and the Southern Blueschist (Cretan and Peloponese, 20My) can be compared. Peloponese blueschists are well aligned with the Cycladic blueschists, while the Cretan blueschists show much larger values of V_b of around 2cm/y (Figure 10.7). The inferred value of V_b for the Peloponese likely indicates that subduction velocity and dip angle is similar during Cyclades subduction and Peloponese subduction. If we assume a constant dip angle of the subduction zone, large values of V_b for the Crete indicates larger values of the convergence velocity during Cretan subduction. As a consequence, large variations of subduction velocities are inferred during Miocene time (20My) with a low velocity in the Peloponese and a much larger velocity in Crete. This lateral differences in convergence velocity along the subduction zone can only be related to differences in roll-back velocity. The convergence velocity is indeed the subduction velocity plus the slab retreat velocity. An increase in convergence velocity is thus likely related to an increase in roll-back velocity. From that view, Peloponese subduction was marked by the absence of roll-back while a roll-back velocity of 2.5cm/y is inferred for the Cretan Sea.

Previous studies have estimated the amount of roll-back of around 500km between, the Cyclades and the cretan sea during 20My, yielding 2.5cm/y of roll-back velocity. In contrast, no major roll-back is observed. Our estimate are thus in agreement with previous independent estimates.

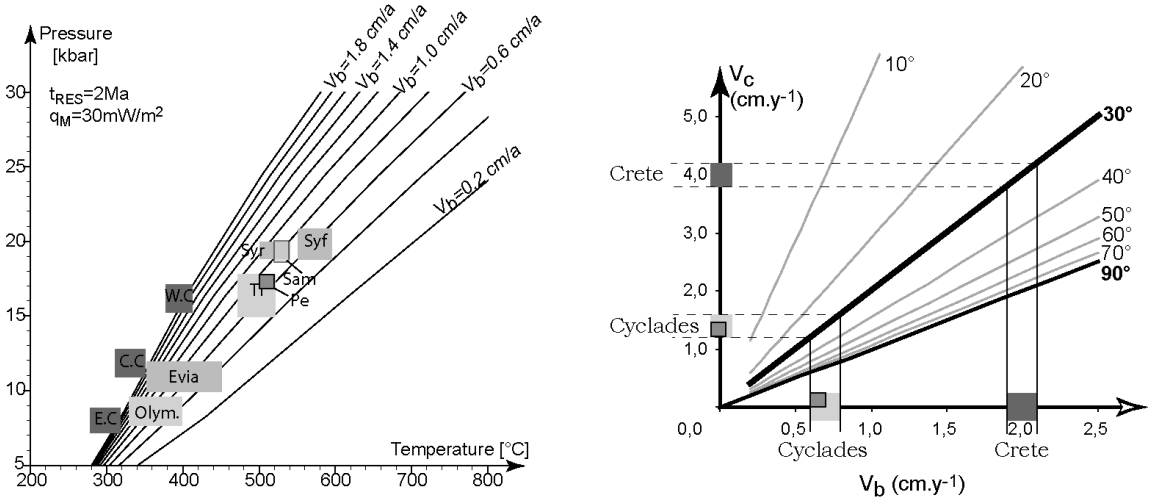


FIG. 10.7 – V_b estimate of Aegean subduction : Cyclades, Crete and Peloponese

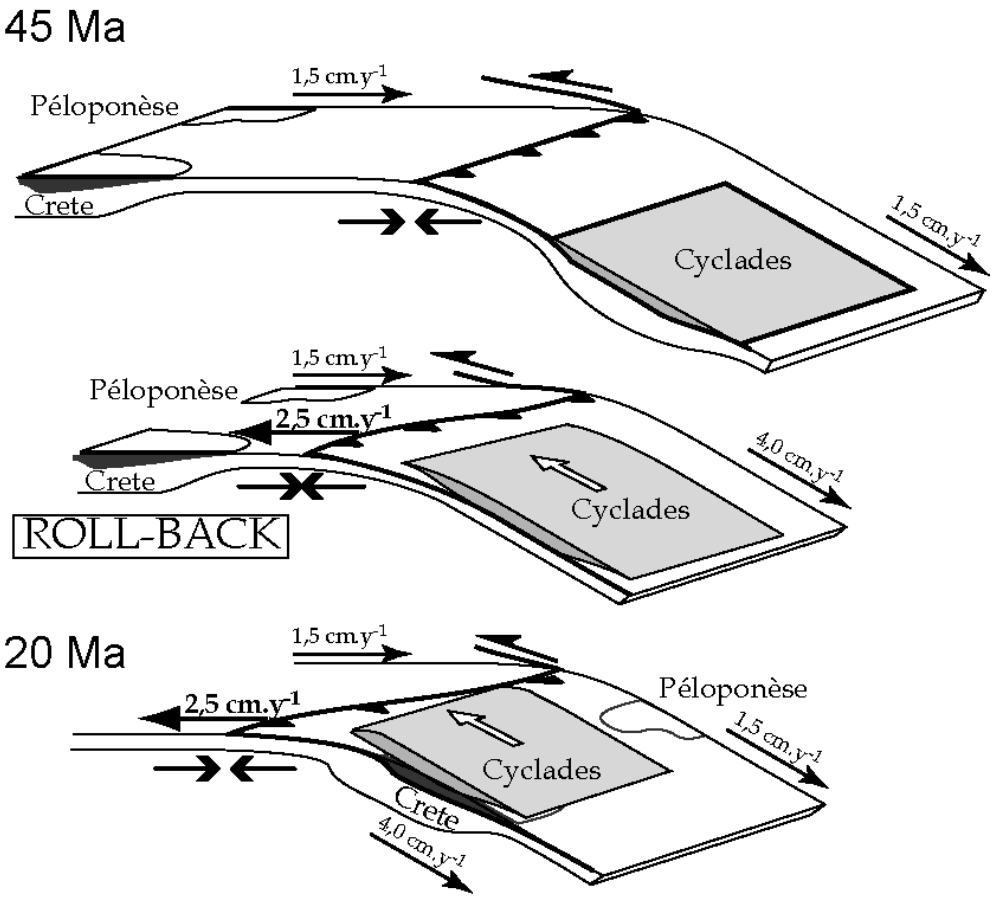


FIG. 10.8 – Interpretative scheme of Agean slab time evolution inferred from V_b

10.6 Conclusion

1. 1D modelling of continental subduction allows us to define isolines of vertical burial velocities within a PT diagrams. These lines can be used to infer vertical burial velocities characteristic of continental subduction from HP/LT metamorphic rocks. Alignment of peak pressure of HP/LT crustal of a synchronous metamorphic belt is characteristic of vertical burial velocity that prevailed during continental subduction.
2. Large values of P/T ratio indicates high burial velocities while low values of P/T ratio likely corresponds to low burial velocities.
3. The inferred value of the vertical burial velocity can be used to quantify either value of the subduction velocity or of the subduction dip angle.
4. On this basis, it is possible to estimate lateral variation of subduction velocities from peak pressure registred during continental subduction. Roll back velocities can thus be also directly inferred from the peak pressure and related temperature of HP/LT metamorphic rocks.

Bibliographie

Batt, G. and Braun, J. (1997). On the thermomechanical evolution of compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 128 :364–382.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielync, B., Barrier, E., Biju-Duval, B. ans Brunet, M., Cadet, J., Crasquin, S., and Sandulescu, M. (2000). Atlas peri-tethys - palaeogeographical maps. *CCGM/CGMW Paris*.

Engi, M., Berger, A., and Roselle, G. (2001). Role of the accretion channel in collisional orogeny. *Geology*, 29 :1143–1146.

Jeamison (2004). *journal of Geophysical Research*.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E., and Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303 :353–409.

Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., and Bonneau, M. (1996). Miocene detachment in crete and p-t-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15 :1129–1153.

Maxelon, M. and Mancktelow, N. (2005). Threedimensional geometry ant tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Nothern Italy. *Earth-Sciences Reviews*.

Nairn, A., Ricou, L., Vrielync, B., and Dercourt, J. (1988). The ocean basins and margins - vol 8 : The tethys ocean. *Plenium Publishing Crop.*, page 530.

Parra, T., Vidal, O., and Jolivet, L. (2002). Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of tinos island (greece) evidenced by chlorite–mica local equilibria. *Lithos*, 63 :41–66.

Patriat, M. and Jolivet, L. (1998). Post-orogenic extension and shallow-dipping shear zones, study of a brecciated decollement horizon in tinos (cyclades, greece). *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, 326 :355–362.

Platt, J., Soto, J., Whitehouse, M., Hurford, A., and Kelley, S. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the alboran extensional basin, western mediterranean. *Tectonics*, 17 :671–689.

Roselle, G. and Engi, M. (2002). Ultra-high pressure (UHP) terrains : lessons from thermal modeling. *American journal of Science*, 302 :410–441.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

Shaked, Y., Avigad, D., and Garfunkel, Z. (2000). Alpine high-pressure metamorphism at the almyropotamos window (southern evia, greece). *Geological Magazine*, 137 :367–380.

Stampfli, G. and Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letter*, 196 :16–33.

Stampfli, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., and Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296 :159–204.

Stockhert, B. and Geyra, T. (2005). Precollisional high pressure metamorphism and nappe tectonics at active continental margins : a numerical simulation. *Terra Nova*, 17 :102–110. Modele en spirale dans l'austroalpin.

Trotet, F. (2000). *Exhumation des roches de Haute Pression – Basse Températures le long d'un transect des Cyclades au Péloponnèse (Grèce). Implications géodynamiques.* PhD thesis, Université Paris XI (Orsay).

Trotet, F., Jolivet, L., and Vidal, O. (2001). Tectono-metamorphic evolution of syros and sifnos islands (cyclades, greece). *Tectonophysics*, 338 :129–206.

van Hinsbergen, D., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J., and Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33(4) :325–328.

Will, T., Okrusch, M., Schmadicke, E., and Chen, G. (1998). Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system na2o-cao-feo-mgo-al2o3-sio2-h2o (ncfmash), with application to metamorphic rocks from samos, greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132 :85–102.

10.7 Remarques concernant l'article

La modélisation 1D des chemins Pression-Température permet de quantifier le contrôle de la vitesse d'enfouissement sur le régime thermique de la subduction continentale. Le modèle présenté met en évidence la relation entre vitesse d'enfouissement et gradient thermique de la subduction. Si la vitesse d'enfouissement est élevée, l'évolution thermique sera adiabatique conduisant à des Pressions trés élevées pour une température relativement faible.
La comparaison de ces modèles aux cas naturel permet d'estimer la géométrie ou la dynamique d'une zone de subduction à partir des données Pression - Température. Cependant, l'imbrication de l'angle et la vitesse du subduction dans la vitesse d'enfouissement conduit à des indéterminations. La réalisation d'un modèle 2D thermo-mécanique permet de se défaire de cette indétermination et de quantifier l'effet de la dynamique et de la géométrie d'une subduction sur l'évolution de la rhéologie et de la résistance de la croûte continentale subduite.

Chapitre 11

Article 2 : Modélisation 2D de l'écaillage au cours de l'enfouissement

Ce chapitre correspond à un article en préparation, il est donc rédigé en anglais.

Sommaire

11.1 Introduction 154
11.2 Model 156
11.2.1 2D Thermal modelling 156
11.2.2 Strength estimate 158
11.2.3 Stacking prediction 158
11.3 2D Thermal and Material Strength Evolution 160
11.4 Stacking prediction 161
11.4.1 1D Analysis 161
11.4.2 2D Stacking Analysis 162
11.5 Parametric study 164
11.5.1 Role of Dip Angle and Velocity 164
11.5.2 Role of Crustal Rheology 165
11.6 Comparison with the Lepontine Crustal Units 166
11.7 Conclusion 168
11.8 Remarques concernant l'article 174
11.8.1 Profondeur minimum d'écaillage 174
11.8.2 Evolution de la température de la transition fragile-ductile avec la profondeur 174
11.9 Perspectives 176

L'influence de la vitesse d'enfouissement sur l'évolution de la rhéologie et la résistance de la croûte continentale au cours de sa subduction est étudiée à travers un modèle thermique 2D. L'utilisation d'un modèle 2D permet de scinder la vitesse d'enfouissement en angle et vitesse de subduction et de mesurer les dimension des unités écaillée. En effet, la comparaison entre la résistance et la contrainte appliquée permet d'estimer l'écaillage des unités.
L'étude numérique menée sur l'enfouissement d'une marge continentale est présentée ici sous la forme d'un article actuellement soumis dont une version vulgarisée est disponible en Annexe 2 (Articles vulgarisés).

From Continental Subduction to Uppercrustal Units Stacking : a Numerical Analysis

Submitted

N. Carry[11], F. Gueydan[1], J.P. Brun[1], D. Marquer[2]
[1] Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France.
[2] Géosciences EA2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon.

Abstract

The mechanics of the transition from continental subduction towards upper crustal nappes stacking is still poorly understood and is studied here by the 2D thermal and strength evolution of a subducted passive margin. Field observations in young mountain belts show stacking of HP-LT uppercrustal units at the early stage of the crustal thickening history. The example of the Lepontine dome (Central Alps, Switzerland) shows that higher upper crustal units are first detached from the subducted margins and upper crustal units of decreasing peak pressure are then stacked below. The Lepontine units have regular thicknesses and lengths between 5-10 km and 30-50 km, respectively. 2D finite elements thermal models show that two steps, successive in time, characterized the burial history of the passive margin undergoing continental subduction. First, the thermal evolution of the margin is quasi-adiabatic and thus marked by an increase of the margin strength due to the increase of the confinement pressure. Second, the on-going heating of the subducted margin leads to a decrease of the margin strength due to thermal weakening that progressively counter-balances the increase in confining pressure. The evolution of the crustal strength is then compared to the evolution with burial depth of the stresses applied to the subducted continental margin. When the crustal strength becomes lower than the sum of applied stresses, an uppercrustal unit can be detached from the continental margin. The peak pressure, the width and the thickness of stacked uppercrustal units can be computed from the models for different subduction velocities and dip angles. The computed widths and thicknesses of crustal units are consistent with Alpine example. The results likely indicate that UHP units marked high velocity and high dip angle, while HP units are consistent with lower velocity or lower dip angle.

11.1 Introduction

It is now widely accepted that mountain building results in three successive steps ([Beaumont et al., 1996; Schmid et al., 2004] – Figure 11.1). The first stage is oceanic subduction that induces the formation of oceanic accretionary wedges. Secondly, the subduction of continental margin induces stacking of long and thin uppercrustal units [Burchfiel, 1980; Gillet et al., 1986; Mattauer, 1986] at great depths, leading to the formation of HP-LT or UHP-LT units. At this stage, the convergence between the two plates is mostly accommodated within the subduction zone, where stacking occurs. Finally, the ongoing convergence induces more penetrative shortening that leads to pronounced thickening at the lithosphere scale and to the widening of the orogen, marked by the migration of orogenic fronts. This last stage defines the collision sensu-stricto (Figure 11.1). These three stages are well defined in the Alps, and this will be our natural case-study for the rest of this paper. Oceanic closure and the beginning of oceanic subduction of the Liguro-Piemontais ocean started in Cretaceous time (Albo-aptien, 100 Ma [Nairn et al., 1988; Stampfli et al., 1998; Dercourt et al., 2000; Rosenbaum and Lister, 2004]). The age of the continental subduction is well

[1]Corresponding author – E-Mail adress : nicolas.carry@univ-rennes1.fr

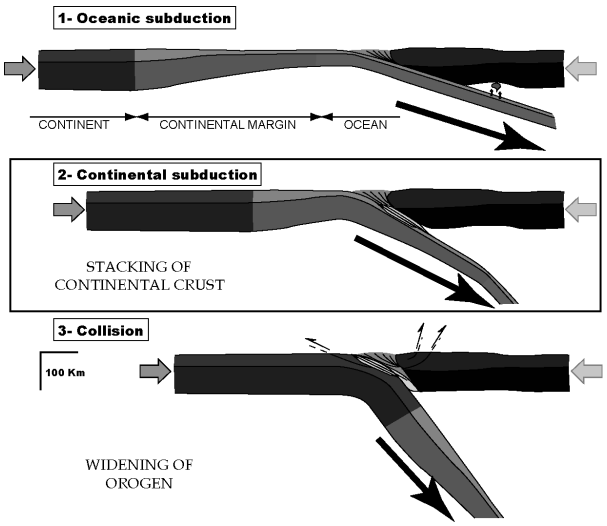


FIG. 11.1 – Schematic drawing of a 3 steps evolution of a convergence zone at lithospheric scale. 1-Oceanic subduction, 2-Continental subduction, 3-Collision. The black box indicates the studied step in this paper that is the continental margin subduction and subsequent nappe stacking.

established by the age of HP-LT and UHP metamorphic rocks that are of Eocene-Early Oligocene ages (50-35 Ma – [Stampfli et al., 1998; Bousquet et al., 2004; Engi et al., 2004; Goffe et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2004; Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005]. Finally, continental collision sensu-stricto occurs during the late Oligocene and the Miocene (30-15 Ma) as evidenced by the ages of the successive frontal thrust in the western part of the orogen [Carpena, 1984; Mugnier and Menard, 1986; Menard, 1988].

Most of numerical models of orogenic processes analyze the evolution from subduction to collision at the lithosphere scale, with emphasize on exhumation processes and surface-tectonic interactions [Beaumont et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Gerya et al., 2002]. The three successive steps of orogenic formation are modelled with a particular focus on the role of crustal rheology (weak upper crust versus strong lower crust) and of the crust-mantle coupling in defining the style of thickening at the lithosphere scale. In these types of models, the depths at which upper crustal material is detached from the downgoing subducted plate is indirectly imposed by a velocity discontinuity (called point S, [Beaumont et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Pfiffner et al., 2000; Braun, 2003]). In the present paper, we wish to analyze the processes that control the detachment of a crustal piece during continental subduction. This issue is crucial in order to quantify the parameters that control the maximum depth reach by a crustal piece in a continental subduction and thus to better understand the parameters that define peak pressure of metamorphic rocks.

Assuming a margin geometry and relatively hot subduction thermal gradient, Van den Beukel [van den Beukel, 1992] has qualitatively discussed conditions for stacking to occur by comparing the margin strength, inferred from the 2D thermal states of continental subduction, and the acting stress. The margin strength is shown to increase during the first 20-40 km of the burial history and then decreases at greater burial depth. The acting stresses along the subduction plate were assumed to be buoyancy and resisting stress and increase with burial depth. At burial depths larger than 30-40 km, the margin strength becomes lower than the acting stress, leading to possible thrust sheet detachment. The detachment occurs at the base of the weak upper crust. The depth at which stacking occurs is seen to decrease with increasing subduction thermal gradient and increases with increasing convergence velocity. Although this previous work gives important insights on processes controlling nappe stacking at depths, the role of subduction velocity, subduction dip angle and crustal rheology in defining the depth of stacking need to be more systematically

investigated. Moreover, the relationship between continental nappe thickness/length and stacking processes remain poorly constrained. These are the two main objectives of the present paper.

We will show, through a 2D thermal and strength model of passive margin subduction, that thin crustal units could detach in the absence of vertical crustal heterogeneity because of a strong thermal weakening of the continental margin during burial. Then, the comparison of the acting stress along the subduction plane and the 2D margin strength allows us to quantitatively predict stacking areas (e.g. unit length and thickness) within the margin crust. The role of subduction dip angle, subduction velocity and crustal rheology are systematically investigated. Finally, the comparison of the numerical results with the natural example of the Alps (Lepontine domain) allows us first to validate our modelling and to discuss the geological implication of this modelling.

11.2 Model

Following Van den Beukel [van den Beukel, 1992], this study is based on the comparison, in 2D, of the acting stress along the subduction plane and of the margin strength that evolves with burial history. The acting stress is estimated by simple force balance analysis, that is slightly different to that proposed by Van den Beukel. The margin strength is computed from 2D temperature distribution within the subducted lithosphere that is determined by numerical means (figure 11.2).

11.2.1 2D Thermal modelling

We have solved the transient heat conduction in 2D with the finite element method :

$$\rho.C.\frac{\partial T}{\partial t} - k.\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) = r \tag{11.1}$$

where ρ, C, k and r are the density, capacity, diffusion coefficient and radiogenic heat production, respectively. Values of these parameters for the crust, lithosphere mantle and asthenosphere are given in Table 11.1. The heat equation is only solved in the subducted lithosphere and in a

	Density ρ (kg.m^{-3})	Capacity (J.kg^{-1}.K^{-1})	Diffusion coefficient (W.m^{-1}.K^{-1})	Radiogenic heat (μW.m^{-3})
Radiogenic crust	2800	1000	2,1	1,0
Crust	2800	1000	2,1	0,0
Mantle	3300	1000	3,0	0,0

TAB. 11.1 – Rheological parameters

thin low-conductive overlying layer (Figure 11.2-ab). The studied structure has been divided into 60×30 lagrangian elements. The 2D temperature distribution within the overlying lithosphere is simply assumed to be a typical state with a mantle heat flux of $30mW.m^2$, a crustal thickness of 30 km and a radiogenic heat production of $1.0\mu Wm^{-3}$ within a 10 km thick radiogenic crust. There is thus no thermal exchange between the subducted lithosphere and the overlying lithosphere. This exchange is however crucial to accurately model 2D temperature distribution within a subduction zone. The presence of a thin low conductive overlying layer on the top of the subducted lithosphere indirectly accounts for this thermal exchange (Figure 11.2-b). The conductivity of this layer was adjusted so that temperature distribution within the subducted lithosphere is comparable to that of previous 2D thermal models (see Annexe A for a detailed comparison between our modelling

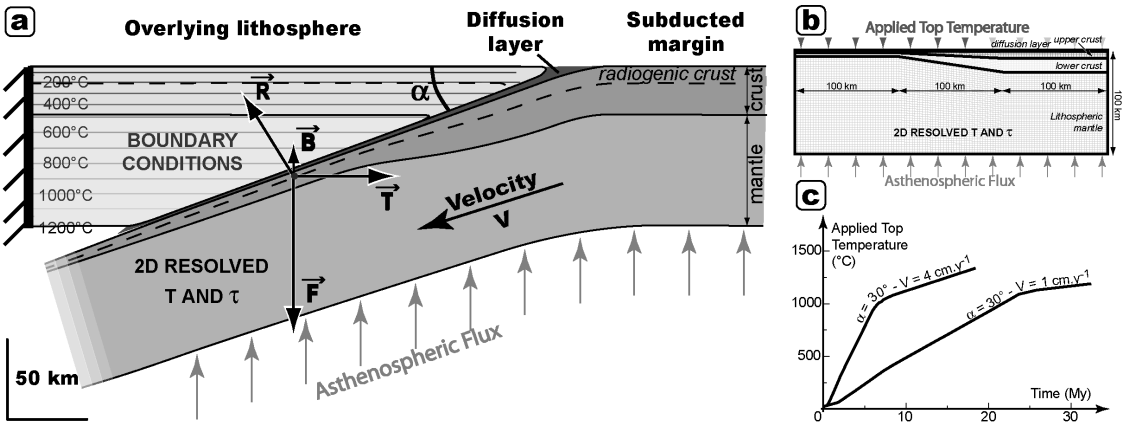


FIG. 11.2 – a- 2D thermal model and the three forces acting on the subducted margin : the buoyancy $\vec{B}$, the tectonic $\vec{T}$ and the overlying weight $\vec{F}$ forces. At equilibrium the acting force, sum of the three previous forces is equal to the opposite of the reaction material force : $\vec{A} = -\vec{R}$. b- The model is 300 km long and 100 km thick with 3 parts : a thin part with a 10 km thick crust, a transition part and a thick part with a 30 km thick crust. A mantle flux and a top temperature are applied at the bottom and the top of the model respectively. c- The applied top temperature evolves with the subduction dip angle (α) and the velocity (v).

and previous studies).

The boundary conditions are as follows. A mantle heat flux ($q_m = 30mW.m^2$) is applied at the base of the structure while a temperature that evolves with time (burial history) is applied at the top of the overlying layer. At a given time and for a given horizontal position in the subducted plate, the top temperature is that given by the geotherm of the overlying lithosphere plate (Figure 11.2-a). The top temperature thus increases with time (burial) and the increase is faster for larger subduction velocity and subduction dip angle (Figure 11.2-c). We will systematically investigate the role of these two parameters in defining the 2D temperature and strength distribution within the subducted margin.

The initial conditions are the 2D temperature distribution of a passive margin with an age of 120My after break-up, defined by previous modelling done by Leroy et al. (in press) [Leroy et al., 2007]. At that age, the thermal equilibrium is almost reached and thus the lithosphere-asthenosphere boundary is almost flat [Leroy et al., 2007]. The margin is 100 km thick and 300 km long divided in three 100 km long areas : a thinned part which is made off a 10 km crust lying on the mantle, a thicker part made of a 30 km crust. Those two parts are separated by a transition zone (Figure 11.2). Finally, shear heating and advection have been neglected because the velocity field in subduction is not well defined for varying subduction dip angle and subduction velocity [Turcotte and Schubert, 1982]. Consequently, shear heating could not be accurately estimated in the absence of a correct velocity field and thus strain rate. However, our results are in agreement with previous 2D numerical models (Annexe A), validating our assumption.

11.2.2 Strength estimate

The strength of the subducted margin is computed from the 2D temperature distribution and the pressure. The material strength is defined as the minimum of the brittle strength (τ_b) and the ductile strength (τ_d). The brittle strength(τ_b) increase with the pressure (lithostatic) and thus with burial depth :

$$\tau_b = \mu.P = \mu.\rho.g.z \tag{11.2}$$

where the friction coefficient is taken as $\mu = 2.12$ in compression [Ranalli, 2000]. The depth z is the burial depth, increasing with time, and the vertical position within the subducted margin. The ductile strength (τ_d) is computed from the dislocation creep flow law at a given strain rate ($\dot{\varepsilon} = 10^{-15}s^{-1}$), and thus depends on the temperature :

$$\tau_d = \left[\frac{\dot{\varepsilon}}{A}\right]^{1/n} . \exp\left(\frac{Q}{n.R.T}\right) \tag{11.3}$$

The creep parameters A, Q and n are given in Table 11.2 for crust and mantle. Note that there is no differences between the upper crust and the lower crust. The entire crust is supposed to be Dry Plagioclase (e.g. strong crust) in order to infer the conditions for stacking to occur in the absence of crustal heterogeneities (e.g. weak upper crust versus strong lower crust).

Rheology	A $(MPa.s^{-1})$	Q $(kJ.mol^{-1})$	n	Reference
Dry Plagioclase (crust)	$3,2.10^{-4}$	$238,0$	$3,2$	Ranalli 2003
Wet Quartz (crust)	$3,2.10^{-4}$	$156,0$	$2,4$	Thullis 1980
Mafic Granulit (crust)	$1,4.10^{+4}$	445	$4,2$	Wilks 1990
Dry Olivine (mantle)	$2,4.10^{-5}$	$540,0$	$3,5$	Karato

TAB. 11.2 – Parameters for flow law

The margin strength evolution through time predominantly depends on two parameters. First, the burial time, that is the time necessary for a material point to reach a certain depth, is a function of the convergence velocity V, of the subduction dip angle α and of the corresponding depth. The larger the burial time, the easier heat equilibrium is attained and thus the larger heating in the subducted margin occurs. Second, the burial velocity (vertical projection of the subduction velocity V) controls the time evolution of the pressure in the subducted margin and thus the rheological layering (brittle-ductile transition). Numerical results presented next will quantify the effects of V and α on the strength evolution and subsequent stacking.

11.2.3 Stacking prediction

The detachment of a crustal piece from the subducted margin is modelled here by comparing the acting stress, denoted hereafter σ_A along the subduction plane and the margin strength τ, described above. Stacking occurs when the strength becomes lower than the applied stress :

$$\text{Stacking if :} \quad \tau \leq \sigma_A \tag{11.4}$$

Numerical results presented next will document the time evolution of the margin strength in 2D. The acting stress σ_A has been computed analytically and is the sum of the tectonic stress σ_T, the friction stress σ_F and the buoyancy stress σ_B :

$$\sigma_A = \sigma_B + \sigma_T + \sigma_F \tag{11.5}$$

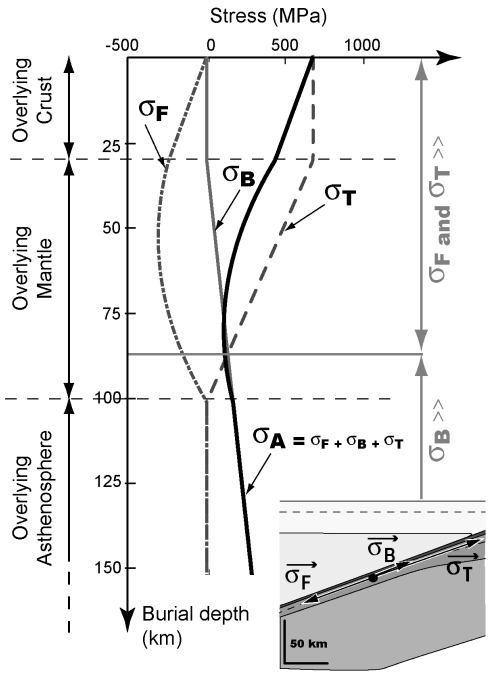


FIG. 11.3 – The evolution of the stresses applied (σ_F, σ_T and σ_B) to the subducting crust margin are computed for a given subduction dip angle : $\alpha = 30^o$ and a given velocity $v = 1cm.y^{-1}$. The acting stress ($\sigma_A = \sigma_F + \sigma_F + \sigma_F$) decreases first because of σ_F and σ_T decreasing and then increases because of σ_B increasing.

Figure 11.3 presents the evolution of the three stresses and of the acting stress as a function of the burial depth, for a given subduction velocity and subduction dip angle. We assume that the tectonic stress σ_T is maximum during the burial in the overlying crust, which is the elastic part of the overlying lithosphere. For greater burial depths, the tectonic stress is simply assumed to decrease and to vanish at the lithosphere – asthenosphere boundary (figure 11.3). The maximum value of σ_T is defined by the integral of the strength of a margin prior to subduction divided by the lithosphere thickness. This value thus corresponds to the stress necessary to deform the margin [Braun and Beaumont, 1987]. See Annexe B for further details and equations that define this stress. The friction stress σ_F is defined as the Mohr-Coulomb shear stress along the subduction fault plane. This stress is thus a function of the overlying weight, that increases with burial, and of the friction coefficient of the subduction plane. We have assume here that this friction coefficient is constant and maximum in the first 30 km of the subduction plane and then progressively decreases to vanish at the lithosphere-asthenosphere boundary of the overlying plate. During burial in the overlying crust, σ_F thus increases with the increase in the overlying weight. During burial in the overlying mantle, σ_F increases less because of the increase in overlying weight is counter-balanced by the decrease in friction coefficient. This competing effect leads to a decrease of σ_F for burial depths larger than 50 km. Finally, σ_F becomes zero in the overlying asthenosphere part. The buoyancy stress σ_B is equal to zero during the burial in the overlying crust because there is no density difference between the subducted crust and the verlying crust. Then, the buoyancy stress increases linearly with burial depth because of the length of crustal material entering verlying mantle is linearly increasing [Ranalli, 2000]. Annexe B gives expressions for these three stresses.

Note that the buoyancy force is commonly the only force accounted for in subduction analysis [Ranalli, 2000]. This assumption should be relevant for the study of lithosphere plate sinking into mantle at great depths (200-400 km), that is thus supposed to behave like a fluid. In our case, we have chosen to account for two other forces because most of the evolution of the subducted margin occurs within the overlying lithosphere, which is not purely fluid at these depths.

During the burial history, the acting stress σ_A first decreases when the subducted margin is in contact with the overlying lithosphere, because at these depths, the tectonic stress dominates (Figure 11.3). Then, when the subducted margin enters the overlying asthenosphere, buoyancy stress dominates and induces an increase of the acting stress. The numerical modelling will now allow us to quantify the strength evolution of the subducted margin and thus to predict stacking.

11.3 2D Thermal and Material Strength Evolution

Figure 11.4 presents temperature and strength of the crustal part of the margin undergoing continental subduction with a dip angle of 30^o and a velocity of $1cm.y^{-1}$ at four different times after the beginning of subduction : 3 My, 5 My, 7 My and 9 My. The role of the subduction velocity

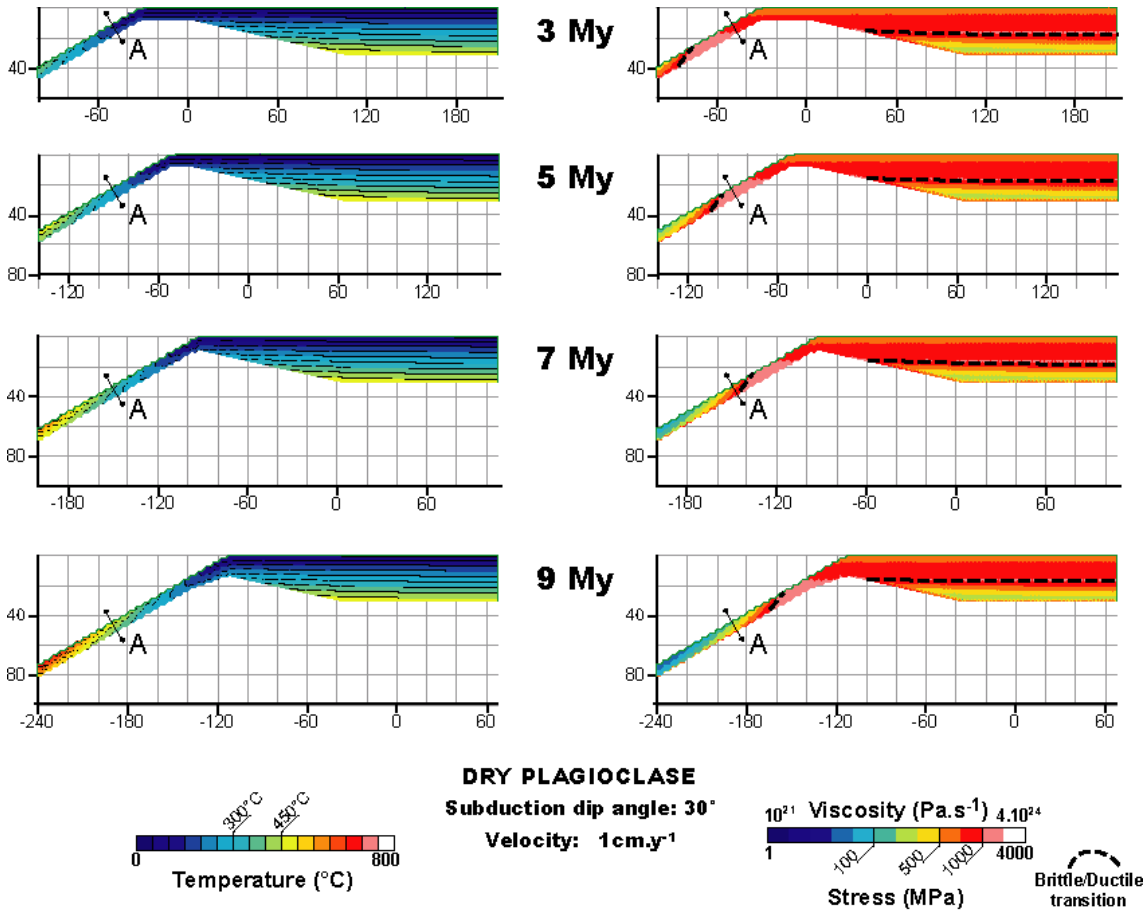


FIG. 11.4 – Temperature (left) and strength (right) evolution of the subducted crust for burial times of 3 My, 5 My, 7 My and 9 My. The model presented here is computed for a crust made off Plagioclase with a subduction dip angle of 30^o and a velocity of $1cm.y^{-1}$. The cross-sections A will be used to compute the mean strength τ_A at 50 km from the edge of the margin. The Brittle - Ductile transition is overprinted on the strength with dashed lines and follows 300^oC isotherm.

and dip angle will be discussed later with a parametric study. At 3My, most of the margin has not been subducted. In the non-subducted crust, the temperature distribution has not changed from the initial state and temperature thus increases with depth. As a consequence, the rheological layering of the non-subducted margin crust yields the brittle-ductile transition at a depth of 20 km,

which is typical for dry Plagioclase. Only around a 80 km-long part of the margin is subducted. In this subducted part of the margin, the temperature distribution drastically changes from the initial conditions. Because of the heating from the overlying lithosphere, the temperature decreases with depth within the subducted crust. Along the margin, the heating is greater at greater burial depth. As a consequence, the strength is minimum at large burial depths (e.g. edge of the margin). At a given burial depth, because of the temperature inversion in the subducted crust, the strength increases with depth. The upper part of the crust thus becomes weak because of the heating from the overlying plate. Only the deeper part of the subducted margin has become ductile, as imaged by the brittle-ductile transition that follows the 300^oC isotherm (Figure 11.4). For larger times, the length of the crust that has been subducted increases. Because the brittle-ductile remains at the same depth (isotherm 300^oC), the length of ductile material increases with time [Hacker et al., 2003]. A material point initially located near the surface and that is undergoing subduction will thus becomes ductile at a depth around 20-30 km. In contrast, a material point located in the deep crust will become ductile for a burial depth of 40 km. At 9My, the all crust has become ductile and the crustal strength is drastically reduced.

At the lithosphere scale, the strength of the subducted crust drastically decreases with increasing burial depth. The subducted margin is thus marked by a large strength gradient, which increases through time. This sharp strength gradient will have drastic consequences in defining the stacking area.

In summary, during continental subduction, the margin is progressively heated by the overlying lithosphere. This induces reverse temperature and strength profile in the subducted crust and thus a strong thermal weakening in the upper part of the crust. In the presented model (30^o dip angle and $1cm.y^{-1}$ slab velocity), only 3 My are necessary to significantly reduce strength so that the material became ductile. This very fast evolution of material strength strongly depends of slab velocity. In all case, the material strength never reach value lower than 10 MPa. The viscosity of the subducted crust is thus always greater than $10^{22} - 10^{23}$ Pa.s, taking an overall strain rate of $\dot{\varepsilon} = 10^{-15}s^{-1}$.

11.4 Stacking prediction

It is now possible to estimate the conditions for stacking by comparing the margin strength with the acting stress along the subduction plane. We will first discuss the stacking prediction in 1D and then document the area of potential stacking in 2D.

11.4.1 1D Analysis

Based on the 2D strength evolution of the margin through time, we have computed the mean value of the crustal strength in the middle of the stretched part of the margin (point A, Figure 11.4), denoted τ_A. Values of τ_A and of the acting stress σ_A are plotted as a function of the burial depth in Figure 11.5. Stacking would occur in point A when τ_A becomes lower than σ_A. In the first stage of burial history, the material remains brittle and its strength increases with burial depth, because of the pressure sensitivity of the brittle rheology. At 5 My, τ_A is maximum at around 2000MPa. Then, the heating is sufficient to weaken the material which then becomes ductile. Between 5 My and 7 My, the mean material strength drastically decreases from 2000 MPa to 300 MPa (figure 11.5). Stacking occurs here at around 7My and at a depth of 40 km, when the material strength τ_A is lower than the acting stress σ_A. This depth is the minimum depth at which

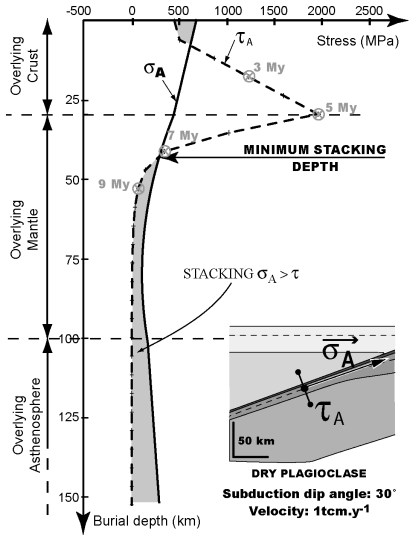


FIG. 11.5 – The 1D evolution of the acting stress and the material strength are compared to predict stacking. While the subducted curst is brittle, its mean strength increases with burial depth. Since the subducted crust became ductile, its mean strength drastically decreases with temperature and stacking is possible.

stacking could occur. Note that stacking was not possible before because the material was entirely brittle and its strength thus increases with burial depth. Stacking seems thus to be possible when the material becomes ductile. An important aspect of the result is that the minimum stacking depth is here strongly controlled by the time evolution of the material strength and by the time evolution of the acting stress. We have here chosen to account for three stresses to define the acting stress. If buoyancy stress was the only stress, then σ_A would have been too low to allow stacking at depths lower than 100 km (Figure 11.2 and 11.5). It is thus necessary to account for friction stress and tectonic stress in order to explain stacking of crustal piece at depths ranging between 30 km and 100 km. This feature thus validates our assumption on the contributing stresses to the acting stress.

This 1D analysis thus reveals that the progressive heating continental crust during subduction leads to a thermal weakening and subsequent drastic decrease of the material strength. This thermal weakening is sufficient to induce detachment of a crustal piece from the subducted margin at a critical depth called hereafter the minimum stacking depth (MSD). The MSD is a function of the subduction velocity and of the subduction dip angle, as it will be discussed in the parametric study. We will first discuss the 2D area of potential stacking at margin scale.

11.4.2 2D Stacking Analysis

Potential stacking area

Assuming that the acting stress (σ_A) is constant over a vertical section in the subducted crust, we can plot the differences between σ_A and the margin strength τ in 2D (Figure 11.6). In Figure 11.6, we have plotted the log of the ratio σ_A/τ. If this ratio is lower than 1, stacking is not possible (dark blue domain). We can have then a 2D representation of the potential stacking area below the minimum stacking depth defined in 1D. In 2D, the minimum stacking depth (MSD) is 30 km at the top of the subducted crust and ≈40 km in the deep crust. This difference is explained by the reverse strength profile (Figure 11.4).
Below this MSD, the strength decreases with increasing burial depth and thus the material could be detached. Note that in 1D, stacking was predicted to occur only after 7 My while in 2D, stacking could occur at 3My. This difference is explained by recalling that in 1D, we used a mean value of

the margin strength at a given position (point A in Figure 11.6) which is compared to σ_A, while in 2D, the difference between σ_A and the strength is computed for each material point. Note that the MSD does not change with time. This is consistent with the fact that the isotherm (for example 300^{o}C isotherm) does not change through time.

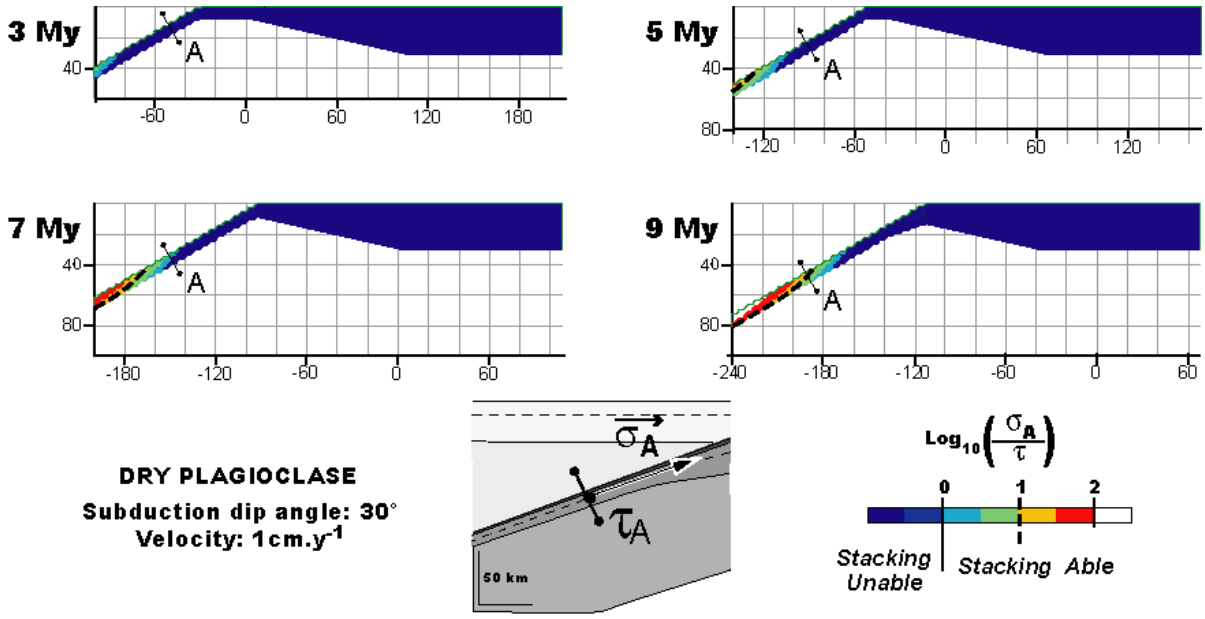


FIG. 11.6 – 2D evolution of the logarithm ratio between acting stress (σ_A) and material strength (τ) provide the evolution of 2D potential stacking area. The presented model is computed with a Plagioclase crust for a subduction dip angle of 30^o and a velocity of $1cm.y^{-1}$. The dashed line mark the area taken into account for length and thickness estimation ($\log(\sigma_A/\tau) \geq 1$).

Length and Thickness of Crustal Units

From the definition of the potential stacking area, we have tried to define the shape (length and thickness) of the detached nappe as follows. Below the MSD, a sharp gradient in the log of stress ratio is observed. The larger the ratio is, the easier the material will be detached. Because of this large strength gradient, the base of the potential stacking area will be strongly deformed during stacking processes. It is thus unlikely that the entire potential stacking area will form the future detached unit. To account for that, we have assumed that the base of the future detached nappe is the region where the ratio σ_A/τ is equal to 10 (dashed line in Figure 11.6). On this basis, we can directly measure from the 2D results the length and thickness of the future detached nappe. The upper limit of the nappe has a dip angle that is higher than the subduction dip angle. This implies that the length of the detached unit is larger in the top of the crust than in the deep crust. Similarly, the thickness of the unit is lower at shallow levels than deep levels. To avoid these variations and to have a single value of the thickness and length, we have chosen to use the mean value of the thickness and length.

The lengths and thicknesses of the future stacked unit are shown in Figure 11.7 as a function of the burial depth (straight line, $\alpha = 30^o$ and V=$1cm.y^{-1}$). The length is increasing with burial depth. This feature is explained as follows. As already discussed, the minimum stacking depth does not change with time. This implies that with time, the length of the potential stacking crust

is increasing and thus the length of the future stacked area is consequently increasing with burial depth. Similarly, the thickness of the stacked unit is increasing between 30 km (MSD) and 60-70 km and then is almost constant. For burial depths larger than 60-70 km, the base of the future nappe is almost parallel to the crust-mantle boundary of the subducted margin, explaining the constant value of the thickness of the unit at these depths. For shallower burial depths, the base of the future nappe progressively evolves from a deep position towards a top position for burial depth of 30 km. Thus it implies that the thickness of the future nappe is close to zero at low burial depth and that it progressively increases for burial depth between 30 and 60-70 km.

In summary, this modelling predicts thin and long upper-crustal units without evoking vertical crustal heterogeneity.

11.5 Parametric study

Following the analysis made for $\alpha = 30^o$ and V=$1cm.y^{-1}$ (straightened lines in following figures), we have performed a series of 2D models in order to estimate nappe length and thickness for different subduction dip angles, velocities (Figure 11.7) and different crustal rheologies (Figure 11.8).

11.5.1 Role of Dip Angle and Velocity

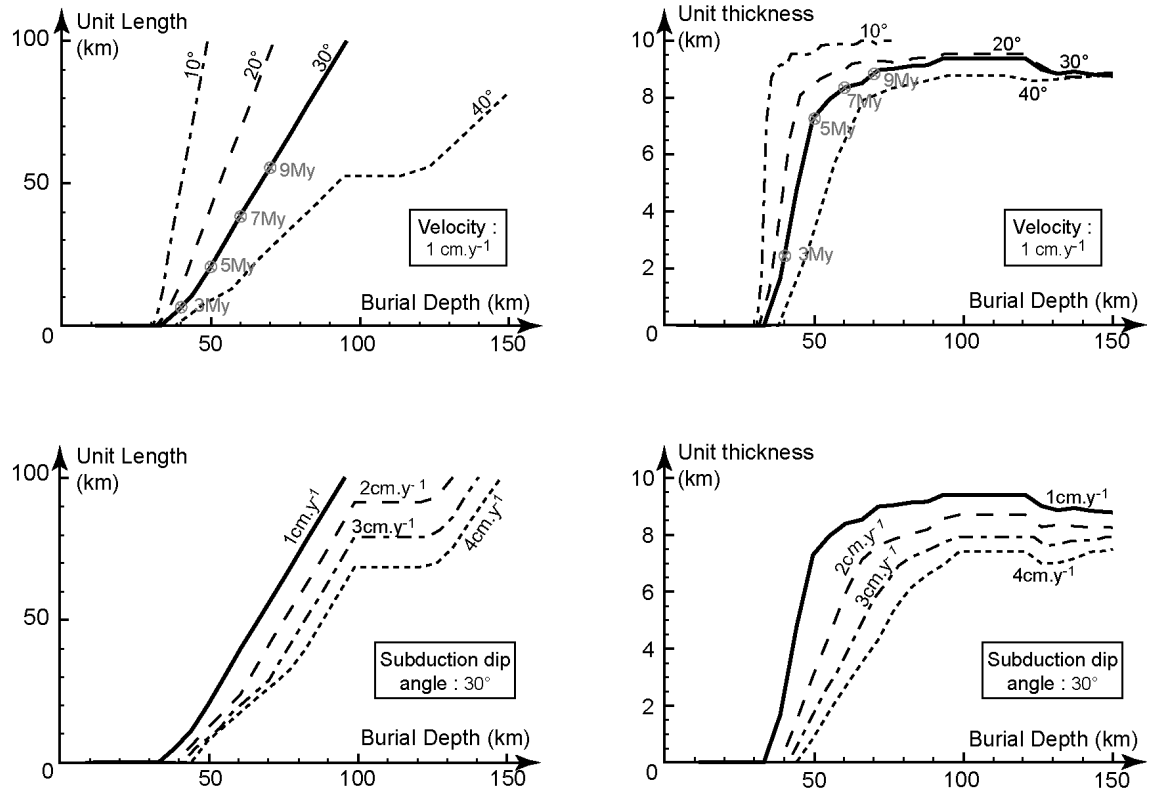


FIG. 11.7 – Length (left) and thickness (right) evolution with burial depth as function as dip angle and velocity are computed for a velocity equal to $1cm.y^{-1}$ and four values of subduction dip angle (10^o, 20^o, 30^o, 40^o – top part) ; and for a subduction dip angle equal to 30^o and four values of velocity ($1cm.y^{-1}$, $2cm.y^{-1}$, $3cm.y^{-1}$ and $4cm.y^{-1}$ – bottom part).

Figure 11.7 presents unit length and thickness as a function of burial depth for V=1$cm.y^{-1}$ and four values of the subduction dip angle α (10,20,30,40) and for $\alpha = 30^o$ and four values of V (1,2,3,4). In these plots, the burial depths at which units length and units thickness becomes non-zero are the minimum stacking depths (MSD). The value of MSD is relatively similar for the different values of V and α and ranges between 30 and 40 km. The MSD increases weakly at higher subduction velocity and/or subduction dip angle. Because for low burial velocity (low dip angle/low subduction velocity) the thermal conditions of the margin will be close to a steady state, the subducted margin will be heated early in its burial evolution and thus stacking can occur at lower depth. In contrast, increasing the burial velocity will favour adiabatic evolution of the margin and thus stacking will occur at larger depth.

The unit length and thickness are lower for larger burial velocity (either larger V or larger α). For a low burial velocity, the unit length and thickness increases rapidly with burial depth. This feature is explained by thermal heating (and subsequent strength decrease) which is more efficient for low burial velocities. In contrast, increasing the burial velocity will favour adiabatic evolution of the margin in early stages of burial and thus induces a less pronounced strength decrease. As a consequence, the length and thickness of the stacked unit will be reduced.

In summary, the faster the burial is achieved, the more adiabatic the margin evolves and thus the thinner and shorter the crustal piece is predicted. The thermal evolution of the subducted margin, and thus the burial velocity, strongly control the length and thickness of the future stacked continental unit.

11.5.2 Role of Crustal Rheology

To test the importance of rheological parameters in defining stacking unit length and thickness, three crustal rheologies have been modelled (figure 11.8) : Dry Plagioclase (Ranalli 2003), Wet Quartz (Thullis 1980) and Mafic Granulite (Wilks 1990). The increase of length and thickness

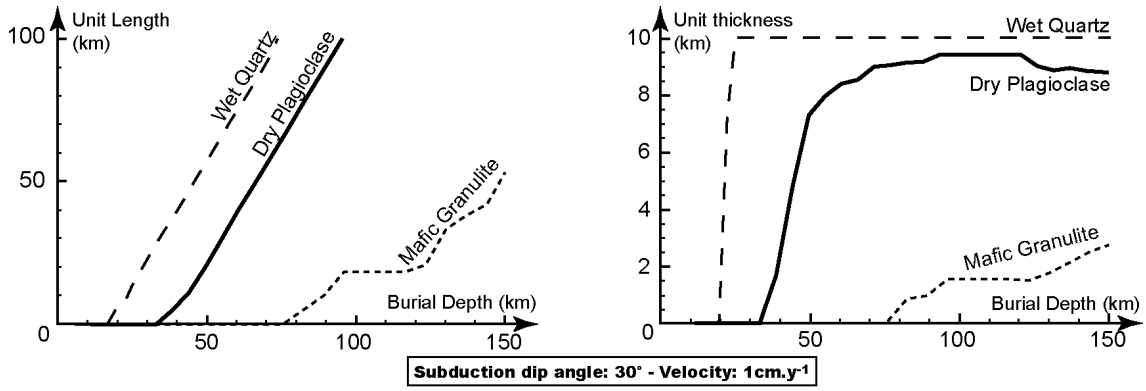


FIG. 11.8 – Length (left) and thickness (right) evolution with burial depth as a function of rheology are computed for a velocity equal to 1$cm.y^{-1}$ and a subduction dip angle equal to 30^o.

with burial depth is similar for the three rheologies (figure 11.8), but the minimum stacking depth changes with the rheology. The stronger the rheology is, the deeper is the minimum stacking depth. With the same thermal evolution of the margin, a strong rheology will delay the time at which the subducted material will become ductile and thus the depth at which the margin strength will drastically decrease will be greater. As a consequence, the minimum stacking depth will be larger

for stronger crustal rheology.

In summary, the burial velocity controls the length and thickness of the stacked unit while the crustal rheology controls the depth at which stacking can start (minimum stacking depth).

11.6 Comparison with the Lepontine Crustal Units

The Lepontine Dome (Central Alps) is part of the inner part of the Alps where stacking of thin and long units made of upper crustal rocks are found. The rocks of those units record low-to-high pressure and low temperature metamorphism conditions during the first Alpine deformation step corresponding to the continental subduction phase [Schmid et al., 2004; Maxelon and Mancktelow, 2005; Rosenbaum and Lister, 2004]. We will here only consider pressure peak metamorphism in these different units which is well related to thrusting and stacking processes. The eastern part of the Lepontine Dome is taken here as an example which contains number of well known thin and long basement units. The Lepontine crustal units are from bottom to top the Leventina, Simano, Adula, Tambo and Suretta nappes. Peak pressure and related temperature of these units are given in Table 11.3. All these units are composed of only crustal rocks separated by remnant of Mesozoic covers. No lower crust (e.g. granulite) crop out within these units. Because the schistosity of these units is almost always horizontal or slightly east-dipping, it is possible to measure from a geological map the length L_m of these units. The thickness T_m of these units is estimated from geological cross-sections which are constrained by seismic lines and geological surveys [Schmid et al., 1997, 2004]. Because of large deformation after stacking, the present day length and thickness of these units do not represent length and thickness of the units at the time of the stacking. In order to estimate the units'shape at the time of the stacking, we assume a deformation with no volume change that mostly corresponding to a thinning by a factor β. Ductile thinning was indeed reported during D1 (stacking) and D2 (exhumation) stages of deformation [Marquer, 1991].

The length and thickness of the nappes at the time of the stacking are thus L_m/β and $T_m.\beta$. Based on [Marquer, 1991], we has used here a value for β between 1.3 and 1.5. Values of the estimated lengths and thicknesses at the time of the stacking for the Lepontine units are given in Table 11.3. Note that the thickness is easier to estimate than the length because the units have been strongly deformed in their front part and root parts the Oligo-Miocene collision tectonics [Schmid et al., 1997, 2004]. Thus, the present-day thickness is measured in the central part of the unit.

We have compared the natural examples with a set of 4 models with a Dry Plagioclase rheology. We have used Dry Plagioclase because most of the units are mainly constituted of granitoid rock compositions. Wet Quartz is then too soft to accurately model granitoid rocks. The PT data and unit length and thickness are plotted in Figure 11.9 and compared with the results of our models. The natural data fits with the model, except for the Leventina unit. The exception of the Leventina unit can be explained by well expressed late heating in this unit, compared to the others. The consistency between the modelling and natural data is explained by the fact that the units belong to the same subducted plane and have thus underwent the same burial dynamics. For the length and thickness of units, the best fit is with $\alpha = 30^o$ and V=$1cm.y^{-1}$.

This estimate is consistent with independent previous estimate. Based on lateral gradient in PT conditions, Dale and Holland [Dale and Holland, 2003] estimate the dip angle of Adula unit during subduction to be around 45^o. The mean convergence velocity between Apulia and Europe is estimated to be around 0.5 to $1cm.y^{-1}$ [Goffé et al., 2003; Bousquet et al., 2004; Jolivet et al., 2005]. Note however that Suretta, Tambo and Simano are consistent with model results yielding

N	Units name	Peak Pressure and temperature (kbar – ^oC)	Burial depth (km)	Estimated length L_m/β (km)	Estimated thickness $T_m.\beta$ (km)
1	Suretta	12 – 400-450	42,8	16,5 - 20	3,0 - 3,5
2	Tambo	13 – 400-450	46,4	20 - 23	3,6 - 5,4
3	Adula	17-22 –400-450	60,0	26,5 - 31	5,7 - 7,1
4	Simano	14 – 500-550	50,0	26,5 - 31	4,3 - 6,4
5	Leventina	10 – 600	36,9	26,5 - 31	5,7 - 7,1

TAB. 11.3 – Lepontine units peak pressure, length and thickness. Pressure peak (maximum reached depth) is taken in the middle of the units for the first deformation event (subduction phase). L_m and T_m are the present-day measured length and thickness of the units. L_m/β and $T_m.\beta$ are the estimated length and thickness of the units at the time of the stacking, with $\beta = 1.3 - 1.5$. See text for further details. References for metamorphic conditions are as follows : 1-[Nussbaum et al., 1998], 2-[Baudin et al., 1993], 3-[Meyre, 1998], 4-[Rutti, 2003], 5-[Rutti et al., 2006].

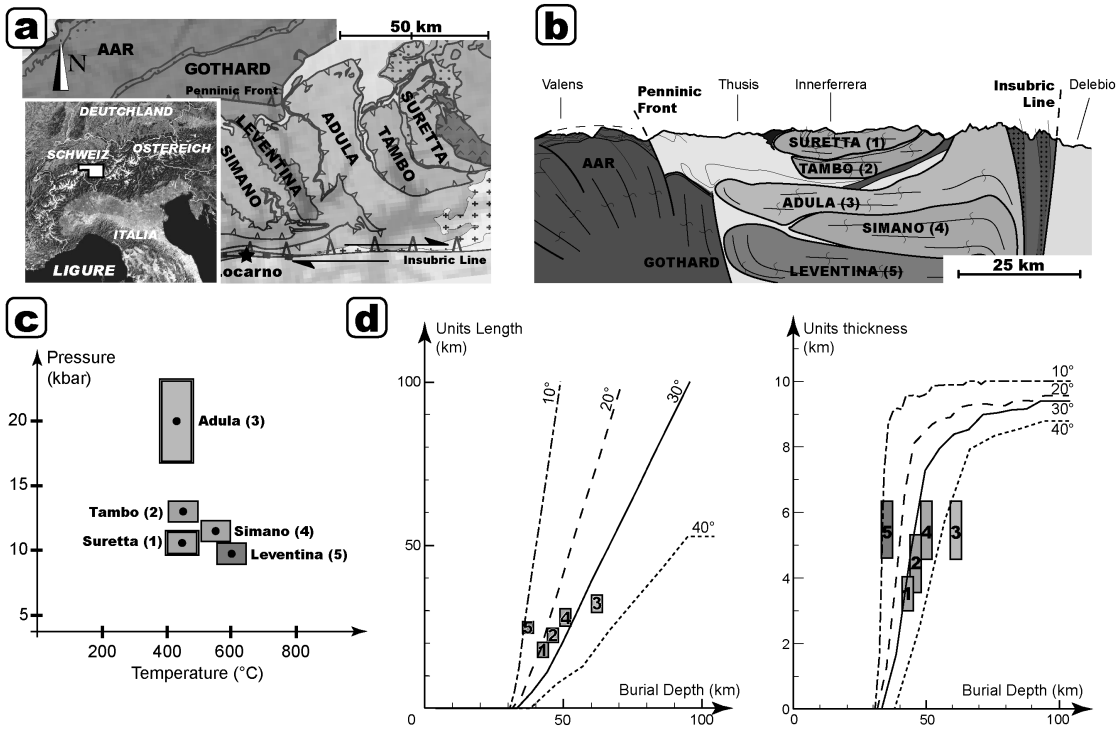


FIG. 11.9 – The comparison between our model results and the size of the Lepontine units of 1 Suretta, 2 Tambo, 3 Adula, 4 Simano and 5 Leventina leads to estimate the subduction dip angle between 30^o and 40^o for a velocity equal to $1cm.y^{-1}$. a,b- The map and the cross section, modified after Schmid [Schmid et al., 2004], show the units and were used to estimate their size. c- The PT datas are listed in the Table 11.3. d- The length (left) and thickness (right) evolution computed with a dry plagioclase crust for a velocity equal to $1cm.y^{-1}$ and four subduction dip angles (10^o, 20^o, 30^o and 40^o) are plotted with respect to the natural example.

same velocity and dip angle. The non-consistency of Leventina is explained by the late heating, which is not the case in Adula. Adula nappe seems to indicate larger value of subduction dip angle. The implication of this slight variations in subduction dip angle will be the subject of the future paper.

11.7 Conclusion

Through a 2D conductive model of a continental margin undergoing subduction, we have shown that the detachment of continental piece from the subducted margin is facilitated through thermal weakening. This purely 2D thermal model, providing consistent results with previous models, leads to quantify the effect of velocity and subduction dip angle on the uppercrustal stacked units by comparing acting stress and strength.

The minimun stacking depth is, to first order, controlled by the crustal rheology. The thickness and length of detached units are controlled by the subduction velocity and dip angle. The rheology strongly controls the minimum stacking depth because of the brittle/ductile evolution rheology dependence. The subduction dip angle and velocity control the length and thickness evolution because the downwards heating and thus the thermal weakening depends on the burial velocity.

The model predicts thin and long basement units without crustal heterogeneity. Models results show good agreement with natural examples. This overall consistency will allow in the future to use geometry and peak metamorphism of HP units to quantify subduction kinematics.

Acknoledgement

We thank Denis GAPAIS and Michel BALLÈVRE for the helpful discussions they share with us.

ANNEXE A : Model comparison

The table 11.4 present the estimate temperature at the top of the subducted curst at 100km burial depth.

Reference	Mean Dip Angle (^{o})	Velocity ($cm.y^{-1}$)	Temperature (^oC)
Peacock 1996 (model)	27	1,0	800
This Study	30	1,0	880
Abers 2006 (model)	27	4,5 - 6,5	600
Hacker 2003 (Costa Ricka)	29,5	5	600
This Study	30	5,0	680

TAB. 11.4 – Mesured Temperature in subducted crust at 100km depth

Our model is consistent with natural example [Abers et al., 2006] and with previous models [Peacock, 1996; Hacker et al., 2003]. The absence of thermal exchange with the overlying lithosphere induces little hotter temperature in our model.

ANNEXE B : Force and stress computation

The forces applied to subducted margin crust are (figure 11.2) : the Tectonic force ($\vec{T}$) induced by the motion of the overlying lithosphere with respect to the subducted lithosphere, the Buoyancy force ($\vec{B}$) due to the burial of the light subducted crust in a heavier mantle , and the Overlying Weight force ($\vec{F}$) that corresponds to the weight of the overlying lithosphere situated above the subducted crust.
A classical mechanical equilibrium is assumed to estimate the force balance. At equilibrum the sum of all forces must be null and the Acting force ($\vec{A}$) is equal to the sum of the three applied forces. Thus, at equilibrium, the acting force is equal to the opposite of the reaction material force ($\vec{R}$) :

$$\vec{A} = \vec{T} + \vec{B} + \vec{W} = -\vec{R}$$

From the acting force ($\vec{A}$), we define the acting stress (σ_A) as the sum of the three stresses : tectonic stress σ_T, frictional stress σ_F and buoyancy stress σ_B.

- The tectonic stress is defined by the projection of the tectonic force ($\vec{T}$) along the subduction plane. The magnitude of the tectonic force ($\|\vec{T}\|$) is taken as the overall strength of the margin.

$$\sigma_T = \delta(z).\cos(\alpha).\int_{0km}^{100km} \tau(z)dz \tag{11.6}$$

With $\int_{0km}^{100km} \tau(z)dz$ the integral of lithosphere strength and α the dip angle. The integral of lithosphere strength is equal to $800MPa$. Assuming that :

$$\delta(z) : \begin{cases} \delta(z) = 1 & \forall z \leq z_{moho} \\ \delta(z) = 1 + \frac{z - z_{moho}}{z_{moho} - z_{litho}} & \forall z > z_{moho} \end{cases} \tag{11.7}$$

With z burial depth, $z_{moho} = 30km$ Moho depth in the overlying lithosphere, and $z_{litho} = 100km$ overlying lithosphere thickness. The δ coefficient is used to decrease linearly the stress along the subduction plane below the crust.

- Resolved Mohr Coulomb shear stress $\vec{\sigma_F}$: the overlying weight force is estimate as the Mohr-Coulomb shear stress along the subduction fault plane : $\vec{\sigma_F} = \mu\star.\vec{F}$. The overlying weight increases with burial depth. The Mohr-Coulomb friction coefficient ($\mu\star$) is maximum during the burial in the overlying crust. The subduction plane in the overlying crust is considered as a fault plane with high friction coefficient ($\mu\star$). In the overlying mantle, this friction coefficient ($\mu\star$) decreases with depth.

$$\begin{cases} \sigma_F = -\mu\star.\rho_c.g.\sin(\alpha) & \forall z \leq z_{moho} \\ \sigma_F = -\mu\star.\left[\rho_c.g.z_{moho} + \rho_m.g.(z - z_{moho})\right].\sin(\alpha).\delta(z) & \forall z > z_{moho} \end{cases} \tag{11.8}$$

With z burial depth, $z_{moho} = 30km$ Moho depth in the overlying lithosphere, $\rho_c = 2800kg.m^{-3}$ crustal density, $\rho_m = 3000kg.m^{-3}$ mantle density, $g = 9,81$ gravity, α dip angle and $\mu\star = 2.12$ the Mohr-Coulomb frictional coefficient. The $\delta(z)$ function is defined in equation 2.

- The Buoyancy stress is directly computed from Buoyancy force ($\vec{\sigma_B} = \vec{B}.\sin(\alpha)$).

$$\begin{cases} \sigma_B = 0 & \forall z \leq z_{moho} \\ \sigma_B = \left[\rho_m - \rho_c\right].g.(z - z_{moho}).\sin(\alpha) & \forall z > z_{moho} \end{cases} \tag{11.9}$$

With z burial depth, $z_{moho} = 30km$ Moho depth in the overlying lithosphere, $\rho_c = 2800kg.m^{-3}$ crustal density, $\rho_m = 3000kg.m^{-3}$ mantle density, and α dip angle. The buoyancy is null while the burial depth is lesser than the moho depth because there is no density difference between the subducted crust an the overlying layer. Below the moho, the buoyancy increases linearly with burial depth.

Bibliographie

Abers, G., van Keken, P., Kneller, E., Ferris, A., and Stachnik, J. (2006). The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging : Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241 :387–397.

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., and Fullsack, P. (1996). Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24(8) :675–678.

Bousquet, R., Engi, M., Gosso, G., Oberhänsli, R. Berger, A., Spalla, M., Zucali, M., and Goffé, B. (2004). Explanatory notes to the map : metamorphic structure of the alps. transition from western to central alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :145–156.

Braun, J. (2003). Recent advances in quantitative modelling of compressional orogens. *Encyclopedia of Life Support Systems, Unesco Publication.*

Braun, J. and Beaumont, C. (1987). Styles of continental rifting : results from dynamic models of lithospheric extension. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 12 :241–258.

Burchfiel, B. (1980). Eastern european alpine system and the carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63 :31–61.

Carpena, J. (1984). Contribution de la methode des traces de fission à l'étude des alpes franco-italiennes : relation tectonique-metamorphisme. *These d'Etat - Paris Sud*, page 235.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielync, B., Barrier, E., Biju-Duval, B. ans Brunet, M., Cadet, J., Crasquin, S., and Sandulescu, M. (2000). Atlas peri-tethys - palaeogeographical maps. *CCGM/CGMW Paris.*

Engi, M., Bousquet, R., and Berger, A. (2004). Metamorphic structure of the alps : Central alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :157–173.

Escher, A. and Beaumont, C. (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.

Gerya, T., Stockhert, B., and Perchuk, A. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel : A numerical simulation. *Tectonics*, 21(6).

Gillet, P., Choukroune, P., Ballevre, M., and Davy, P. (1986). Thickening history of the western alps. *Earth and Planetary Science Letter*, 78 :44–52.

Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P., and Le Pichon, X. (2003). Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :123–141.

Goffe, B., Schwartz, S., Lardeaux, J., and Bousquet (2004). Metamorphic structure of the alps : Western and ligurian alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :125–144.

Hacker, B., Peacock, S., Abers, G., and Holloway, S. (2003). Subduction factory 2.Are intermediate-depth earthquakes in subduction slabs linked to metamorphic dehydration reactions ? *journal of Geophysical Research*, 108(B1) :11.1–11.16.

Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., and Andersen, T. (2005). Softening trigerred by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letter*, 237 :532–547.

Leroy, M., Gueydan, F., and Dauteuil, O. (2007). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2d conductive modeling. *submitted*.

Marquer, D. (1991). Structures et cinématique des deformations alpines dans le granite de truzzo (nappe de tambo : Alpes centrales suisses). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84/1 :107–123.

Mattauer, M. (1986). Intracrustal subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the himalayas and other collision belts. *Geol. Soc. London*, Collision Tectonics - Vol Spec 19 :37–50.

Maxelon, M. and Mancktelow, N. (2005). Threedimensional geometry ant tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Nothern Italy. *Earth-Sciences Reviews*.

Menard, G. (1988). *Structure et cinématique d'une chaine de collision - les Alpes occidentales et centrales.* PhD thesis, Universite de Bern.

Meyre, C. (1998). *High-Pressure metamorphism and deformation of the middle Adula nappe (Cental Alps, Switzerland).* PhD thesis, Basel.

Mugnier, J. and Menard, G. (1986). Le developpement du bassin molassique suisse et l'evolution des alpes externes : un modele cinematique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10 :167–180.

Nairn, A., Ricou, L., Vrielync, B., and Dercourt, J. (1988). The ocean basins and margins - vol 8 : The tethys ocean. *Plenium Publishing Crop.*, page 530.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

Peacock, S. (1996). Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones. *Geophysical Monograph.*

Pfiffner, O., Ellis, S., and Beaumont, C. (2000). Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, 19(6) :1065–1094.

Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamic*, 30 :3–15.

Rosenbaum, G. and Lister, G. (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. *Geological Society of America - Special Paper*, 383 :41–56.

Rutti, R. (2003). *The tectono-metamorphic evolution of the Simano Nappe (Central Alps, Switzerland).* PhD thesis, ETH Zurich.

Rutti, R., Marquer, D., and Thompson, A. (2006). Tertiary tectono-metamorphic evolution of the european margin during alpine collison : Example of the leventina nappe (central alps, switzerland). *Submitted*, — :—.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., and Schreurs, G. (1997). Rifting and collision in the penninic zone of eastern switzerland. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :60–185.

Stampfli, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., and Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296 :159–204.

Turcotte, D. and Schubert, G. (1982). *Geodynamics application of continuum physics to geological problems*. John Wiley and Sons.

van den Beukel, J. (1992). Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere. *Tectonics*, 11(2) :316–329.

11.8 Remarques concernant l'article

11.8.1 Profondeur minimum d'écaillage

La profondeur minimum d'écaillage (MSD - Minimum Stacking Depth) est un point important de cette étude. Il est évident qu'une unité issue d'une zone de subduction va présenter, comme c'est la cas pour l'unité Adula [Dale and Holland, 2003], un gradient de pression de son front vers sa zone de racine. Dans ce cas, le pic de pression métamorphique le plus pertinent est la valeur la plus élevée de pression trouvée au front de l'unité. A partir du modèle, il est possible de construire des abacs présentants la profondeur minimum d'écaillage en fonction de l'angle et de la vitesse de subduction (figure 11.10). En replaçant sur de tels abacs des valeurs de pic de pression bien

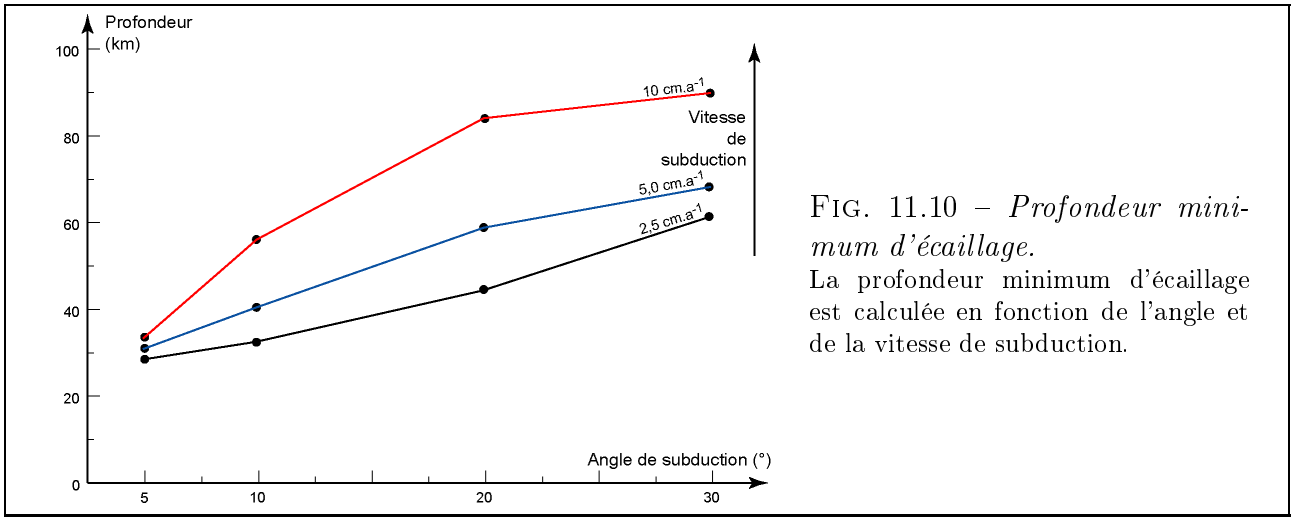


FIG. 11.10 – *Profondeur minimum d'écaillage.*
La profondeur minimum d'écaillage est calculée en fonction de l'angle et de la vitesse de subduction.

contraint spatialement, l'angle et la vitesse de la subduction, au moment de l'indivdualisation de l'unité d'où provient la mesure thermobarométrique, peuvent être estimées. L'évolution d'un slab ancien peut donc être retracée en disposant des valeurs de pression au front des unités écaillées (chapitre 12).

11.8.2 Evolution de la température de la transition fragile-ductile avec la profondeur

L'étude de l'évoltion thermique et rhéologique en fonction de l'angle et la vitesse de subduction a montré que l'individualisation en profondeur d'unité crustale au cours de la subduction continentale était déterminer par la transition fragile-ductile. L'évolution de la température de la transition fragile-ductile en fonction de la profondeur a donc été calculée pour les trois rhéologies utilisées dans la croûte : 1-Plagioclase anhydre, 2-Quartz hydraté et 3-Granulite mafic (tableau 11.11 et figure 11.12).

La température de la transition fragile-ductile diminue avec la profondeur quelquesoit la rhéologie. Cette tendance tend à limiter l'effet de la vitesse d'enfouissement qui régie la profondeur d'écaillage. En effet, plus l'angle et la vitesse de subduction sont grands, plus l'évolution est adiabatique et conduit à un écaillage plus profond. La diminution de la température de la transition fragile-ductile avec la profondeur tend à diminuer la profondeur minimum d'écaillage.
La rhéologie influence également fortement la température de la transition fragile-ductile ce qui

	$A\ (MPa.s^{-1})$	$Q\ (kJ.mol^{-1})$	n	Réference
1	$3,2.10^{-4}$	$238,0$	$3,2$	Ranalli 2003
2	$3,2.10^{-4}$	$156,0$	$2,4$	Thullis 1980
3	$1,4.10^{+4}$	445	$4,2$	Wilks 1990

FIG. 11.11 – Paramètres rhéologiques utilisés
1-Plagioclase anhydre, 2-Quartz hydraté et 3-Granulite mafic

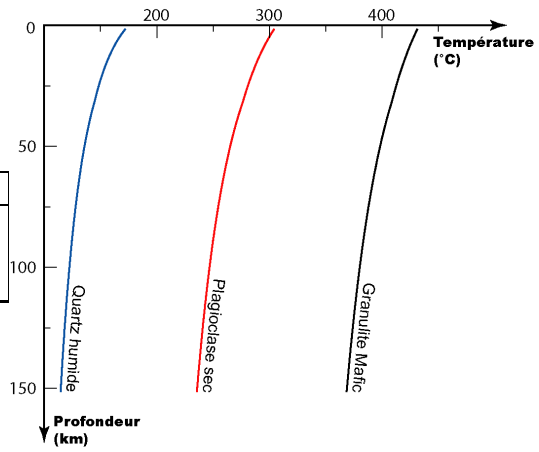


FIG. 11.12 – *Evolution de la transition fragile-ductile.*

explique l'impacte de la rhéologie sur l'évolution de l'individualisation notament concernant la profondeur minimum d'écaillage.

11.9 Perspectives

Le modèle présenté dans cet article associe une modélisation thermique 2D classique et une étude de force à l'équilibre. Cette association présente l'avantage de modéliser convenablement le plan de subduction, assimilé à une faille, ce qui est actuellement impossible avec les modèles thermomécaniques. En revanche, l'inconvénient inhérent à l'absence de déformation dans le modèle provient de la difficulté à estimer le seuil de détachement de l'unité : dans notre étude, nous avons supposé que l'unité avait la possibilité de s'écailler si la résistance était inférieure à la contrainte appliquée et que l'unité se détachait probablement lorsque la contrainte appliquée était dix fois supérieure à la résistance. En réalité, seule une étude en déformation de ce gradient inverse de résistance pourra déterminer la valeur critique à partir de laquelle l'écaillage est possible, cette valeur étant certainement contrôlée par la vitesse de subduction.

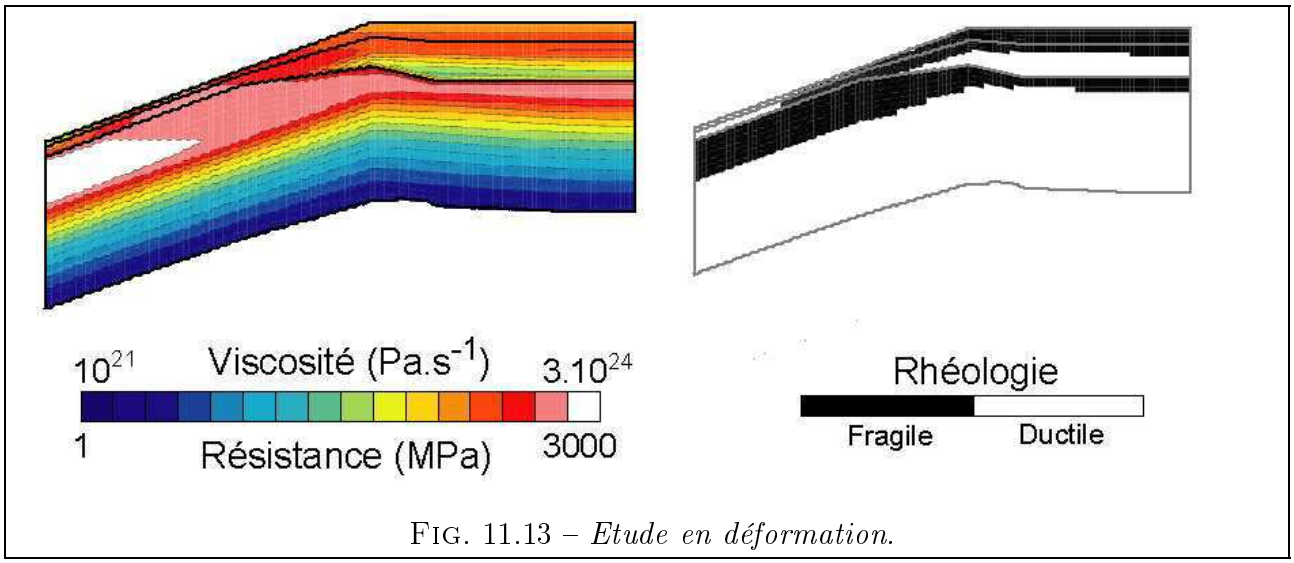


FIG. 11.13 – *Etude en déformation.*

Chapitre 12

Implications géodynamiques – Article 3 : Signification des variations latérales du pic de pression métamorphique

Ce chapitre correspond à un article en préparation, il est donc rédigé en anglais.

Sommaire

12.1 Introduction 178
12.2 1D model: inferred burial velocity from peak pressure 181
12.3 2D model: inferred subduction dip angle and velocity from stack unit length 182
12.4 Implication for the Eocene kinematics and 3D geometry of the Alpine slab (45-35 My) 183
12.5 Conclusion 184

La modélisation de la subduction continentale d'une marge passive montre l'impacte de l'angle d'enfouissement et de la vitesse de subduction sur les dimensions et la profondeur des unités individualisées au cours de cette subduction (Chapitre 11). Cette variabilité de la profondeur d'individualisation en fonction de la dynamique et de la géométrie de la zone de subduction doit permettre, à partir des mesures de pic de pression, d'estimer l'angle et la vitesse d'une ancienne subduction. C'est ce que nous proposons d'étudier dans la suite de ce chapitre à partir de l'exemple des unités internes Briançonnaises (Alpes).
Cette partie est rédigée sous forme d'un article (en préparation) dont une version vulgarisée est disponible en Annexe 2 (Articles vulgarisés).

Significance of lateral variation in peak metamorphism within modern orogens

In prep.

N. Carry[11], F. Gueydan[1], J.P. Brun[1], D. Marquer[2]
[1] Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France.
[2] Géosciences EA2642, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon.

Abstract

HP/UHP and LT metamorphism is often observed in the inner part of modern orogens. These grades of metamorphism indicate continental subduction responsible for deep burial of continental units that are subsequently exhumed. Beyond the debate of metamorphic rock exhumation, work need to be done to quantify in 3D the geometry and kinematics of continental subduction such as lateral variations of peak pressure within an orogen. Using numericals modelling we show that during the subduction of Briançonnais terrane in the Alps, the subduction dip angle and velocity were larger in the southwest part ($\alpha = 40^o - 50^o, V_c = 2 - 3cm.y^{-1}$ for Dora Maira) than in the northeast part ($\alpha = 20^o, V_c = 0.5 - 1cm.y^{-1}$ for Suretta) with consistently average value between ($\alpha = 30^o, V_c = 1 - 2cm.y^{-1}$ for Gran Paradiso). This lateral variation of geometry and kinematics of the subduction quantified for the Eocene time explains the lateral variations of peak pressure observed in the internal crystalline massifs of the Alps.

12.1 Introduction

HP/UHP and LT metamorphism is often observed in the inner part of modern orogens. These grades of metamorphism indicate continental subduction responsible for deep burial of continental units that are subsequently exhumed. A lot of studies have focused on processes responsible for exhumation of HP/UHP metamorphic rocks, and these remain a matter of great debate. Beyond the debate of metamorphic rock exhumation, work need to be done to quantify in 3D the geometry and kinematics of continental subduction. For example, lateral variations of peak pressure of metamorphic rocks within an orogen are common but still relatively poorly discussed and constrained. To illustrate that point, we have chosen the Alpine example . The so-called "Briançonnais" units from south to north Dora Maira, Gran Paradiso and Suretta belong to the Internal Crystalline Massif (ICM, figure 12.1b). These units have no major lithological differences and are originally from the distal part of the European margin (Figure 12.1a). Although the same original position of these units in the subducted passive margin, large differences in peak pressure are observed. The peak pressure (figure 12.1c) decreases from UHP in Dora Maira (37-47 kb and 700-750^oC [Schertl et al., 1991; Hermann, 2003]) to HP in Gran Paradiso (17-20 kb and 500-550^oC [Le Bayon and Ballevre, 2006]) and finally MP in Suretta (10-13 kb, and 400-450^oC [Nussbaum et al., 1998]). The ages of the peak pressure increases from 38 Ma in Dora Maira [Tilton et al., 1991] to 43Ma in Gran Paradiso [Le Bayon and Ballevre, 2006] and 46Ma in Suretta [Challandes et al., 2003]. This non-coeval peak pressure for unit at same structural position in the European margin can be explained by different length of Liguro-Piemontais oceanic lithosphere (figure12.1a). The Liguro-Piemontais oceans was indeed larger in the southern part of the Alps, requiring a larger

[1]Corresponding author – E-Mail adress : nicolas.carry@univ-rennes1.fr

time necessary for oceanic closure to occur. In contrast, the Liguro-Piemontais ocean was narrow in the central Alps, leading to relative short closure time [Stampfli and Borel, 2002]. Despite these differences in the ages of peak pressure, we wish to quantitatively understand the causes of strong lateral variations in HP/UHP record in the ICM.

To that end, we have used simple 1D thermal modelling of prograde PT path in order to quantify the burial velocity from PT conditions. We discuss variations in both subduction dip angle and subduction velocity to explain lateral variation in peak pressure. Further constraints are given by a 2D thermal analysis that relate the length of detached unit from the subducted margin with the subduction dip angle and velocity. The combination of these two approaches allow us to constrain the lateral variations in subduction geometry and kinematics at the time of HP/UHP metamorphism. These findings allow us then to construct a 3D structure of the Alpine slab at Eocene time.

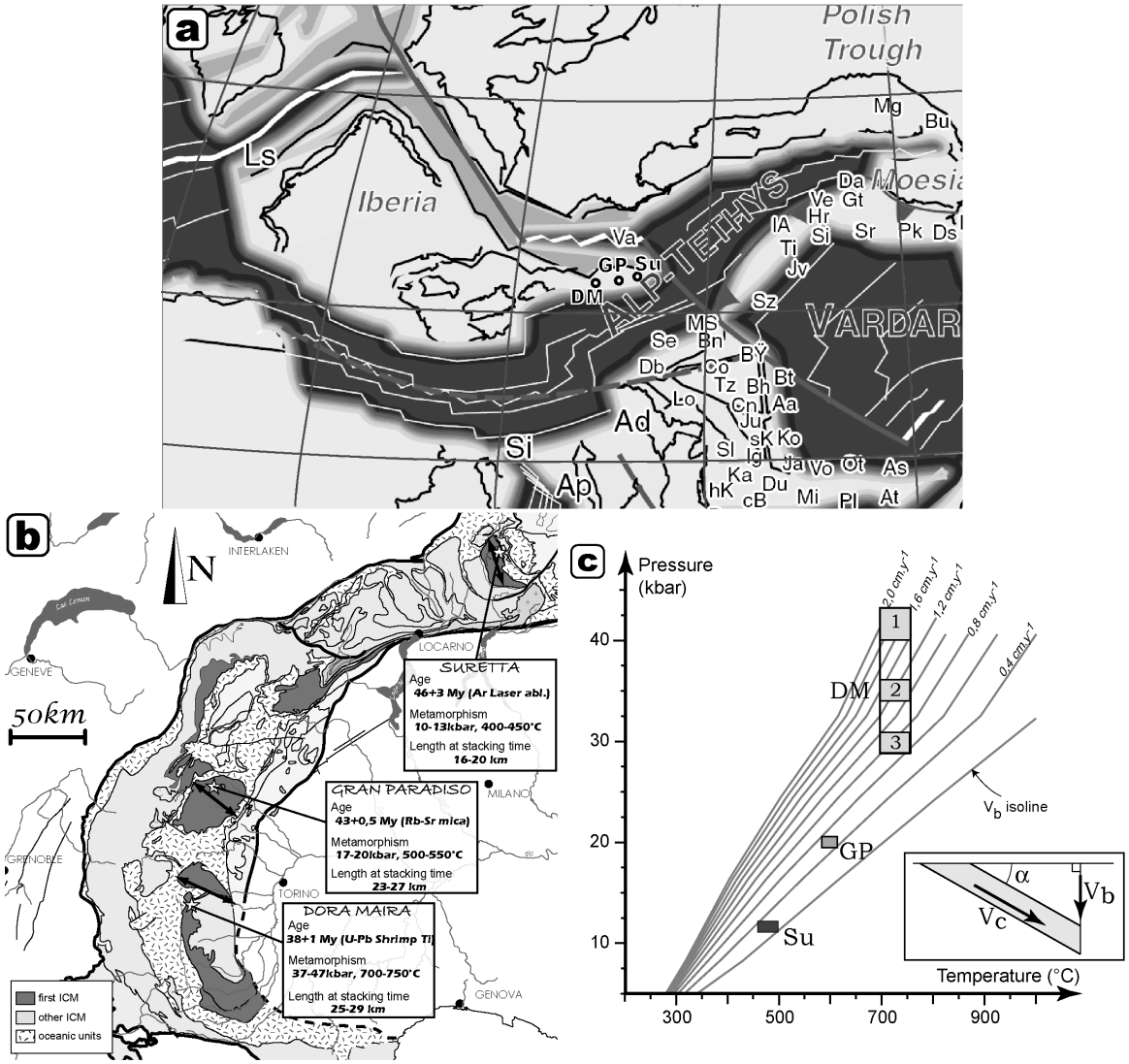


FIG. 12.1 – a-Palaeogeographic map of the Liguro-Piemontais ocean at Eocene time by Stampfli [Stampfli and Borel, 2002]. b-Map of the internal part of the Alps modified after Schmid [Schmid et al., 2004]. PT conditions for Briançonnais units are from Baudin and Challandes for Suretta [Baudin et al., 1993; Challandes et al., 2003], Le Bayon for Gran Paradiso [Le Bayon and Ballevre, 2006] and from Schertl and Hermann for Dora Maira [Schertl et al., 1991; Hermann, 2003]. Ages are from Challandes, Le Bayon and Tilton [Challandes et al., 2003; Le Bayon and Ballevre, 2006; Tilton et al., 1991] respectively. The length of the units are measured from the map and corrected to account for post-stacking thinning. The amount of thinning was assumed to be around 1.5. Lengths of Suretta, Gran Paradiso and Dora Maira at the time of the stacking are thus 25-30km, 35-40km and 37-42km, respectively. c-PT diagram with peak conditions for the three considered units and isolines of V_b computed by 1D thermal modelling of subduction. See text for further details.

12.2 1D model : inferred burial velocity from peak pressure

A first order insight to the effects of variations in subduction velocity and dip angle can be achieved through a 1D thermal model of prograde PT path. The 1D model corresponds to a transient conductive model of a thinned continental lithosphere undergoing subduction. Constant mantle heat flux is applied at the bottom while a top temperature is applied at the top of the subducted lithosphere. The top temperature is evolving through time as follows. At a given time t,the burial depth z_b of the top of the subducted lithosphere is directly related to the burial velocity V_b ($z_b = V_b t$). The top temperature is then the temperature given by a steady geotherm at the burial depth. The top temperature thus increases with time as a function of V_b. Starting from a steady state, the temperature profile within the subducted lithosphere evolves through time because of the increase in top temperature, defining classical reversed temperature profile. The temperature of a crustal piece initially at 15 km depth within the subducted lithosphere is followed through time, defining the prograde path. When the crustal piece reached its maximum burial depth, the particle is assumed to remains at that depth during a certain time interval, defining the residence time. During that residence time, the temperature of the crustal particle tends towards its thermal equilibrium and thus increases. For a given burial velocities, several runs are performed at different maximum burial depths in order to construct the isolines of vertical burial velocities (Figure 12.1-c). Note that these isolines are not prograde PT paths because of heating during residence time. The V_b isoline is colder for larger burial velocity V_b, because the faster a crustal piece enter subduction, the more adiabatic is its transient temperature evolution. Readers are referred to Gueydan et al., in prep. for further details.

From these results, peak pressure and related temperature (end of burial) for the three considered units can be used to constrain their burial velocities. The differences in peak pressure are then likely related to variations in burial velocity. Burial velocities are thus increasing from Suretta ($V_b = 0,2 - 0,4 cm.y^{-1}$) to Gran Paradiso ($V_b = 0,4 - 0,6 cm.y^{-1}$) and is maximum for Dora Maira ($V_b = 0.6 - 2.0 cm/yr$). Note that the large uncertainties in the value of peak pressure for Dora Maira induces uncertainties in burial velocity. The inferred variation in burial velocities

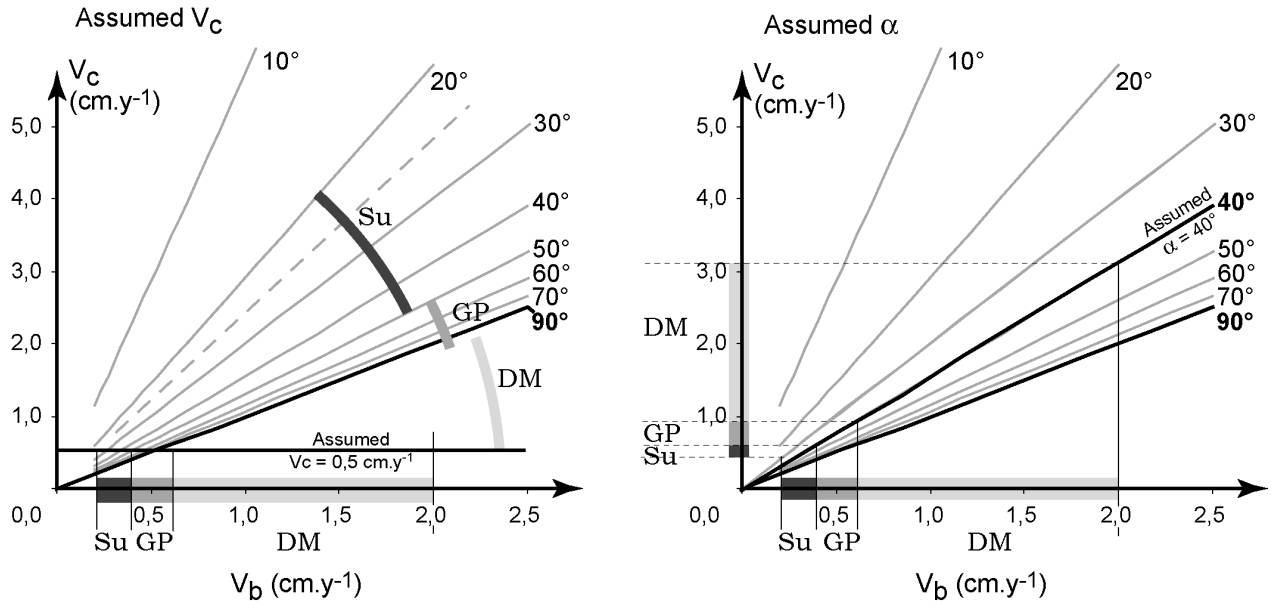


FIG. 12.2 – PT datas interpretation

V_b can now be related to variation in subduction velocity V_c or/and in subduction dip angle α :

$V_b = V_c \sin\alpha$. Assuming a given subduction velocity of $0.5 cm.y^{-1}$ [Schmid et al., 1997; Stampfli and Borel, 2002], the increase in V_b from Sureta to Gran Paradiso and Dora Maira can be related to an increase in sudbuction dip angle (Figure 12.2-a). The estimated dip angle is $20 - 50^o$ for Suretta while it is larger than 50^o for Gran Paradiso. However, large values of V_b for part of Gran Paradiso and for Dora Maira yields unlikely estimated subduction dip angles that are larger than 90^o. The assumed subduction velocity is thus not large enough to explain large values of V_b.

The other assumption to explain variation in V_b is thus variation in subduction velocity V_c at constant subduction dip angle (set here to $\alpha = 40^o$, Figure 12.2-b)). This assumption yields sudbuction velocity around 0.5 cm/yr for Suretta and around 0.8 cm/yr for Gran Paradiso, which is consistent with known convergence velocity between Africa and Europa (Schmid, 1997). In contrast, estimated subduction velocities for Dora Maira are significantly larger, ranging between 1 and 3 cm/yr.

This 1D modelling of prograde PT path thus constrains the subduction velocity and dip angle for Suretta nappe. In contrast, no unequivocal conclusion is obtained for Gran Paradiso and more specifically for Dora Maira. Results however likely indicate larger subduction dip angle and velocity for Dora Maira. More generaly, increase in burial velocity V_b seems to be related to a coupled increase in subduction dip angle and velocity. In order to obtain further constraints on subduction dip angle and velocity, we propose to use a second type of modelling that allow us to relate the length of the stacked nappes with V_c and α.

12.3 2D model : inferred subduction dip angle and velocity from stack unit length

A 2D conductive model of continental lithosphere has been developed in order to compute transient temperature and strength evolution within the subducted margin (figure 12.3 - left). Boundary conditions are the same as the 1D model. The interest of the 2D modelling is first to introduce independently the dip angle and the subduction velocity and to obtain 2D imaging of the strength evolution through time of the margin. A comparison of the margin strength with the acting stress along the subduction plane allow us to predict stacking (figure 12.3 - left). For further details, see Carry et al., in prep.

A crustal piece is assumed to detach from the subducted lithosphere when its strength becomes lower than the acting stress. The strength is shown first to increase with burial depth because in the early stage of burial history, the material remains brittle. Then, the above heating is sufficient enough to induce thermal weakening and the subducted material becomes ductile and its strength decreases with increasing burial depth. A critical burial depth can thus be defined at which the margin strength is lower than the acting stress. Below this critical depth, stacking is always possible. This 2D modelling defines potential stacking areas within the subducted plate and thus the dimension (length and thickness) of the future detached unit. Figure 12.3 (right) shows numerical results presented as estimated length of stacked units as a function of the burial depth for 7 different values of (α, V_c). Note that based on the above 1D modelling, we have chosen to increase both α and V_c for the different 2D models. For a given value of (α, V_c), the length increases with increasing burial depth. This feature occurs because the critical burial depth below which stacking occurs does not change with time. As a consequence, the length of the material below this critical depth increases through time because of downgoing subduction and thus the length of the future stacked units increases. An increase in (α, V_c) yields a decrease in the unit length for the same burial depth because it favors adiabatic evolution of the margin and thus reduces above heating. Using this 2D stacking analysis, the length of the three natural examples can be compared to the numerical results in order to better constrain the value of (α, V_c) for each

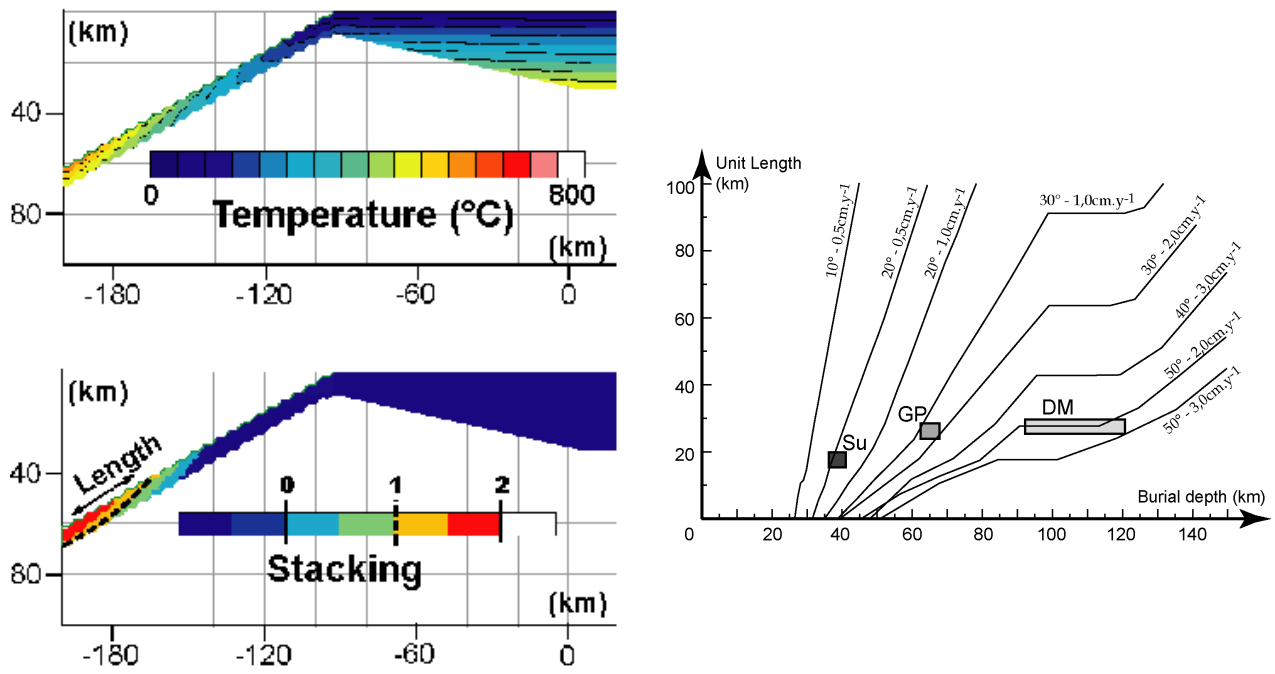


FIG. 12.3 – Left, the 2D results of temperature and stacking (logarithm ratio between acting stress and strength $log_{10}(\sigma_a/\tau)$) at 7My is presented. The dash line correspond to the presumed stacked area. Right, Length evolution of detached unit as function as burial depth, subduction dip angle and convergence velocity.

nappe.

Length of Alpine units have been measured on the map and corrected to account for post-stacking thinning by a factor of 1.5. The comparison of the natural data with the modelling yields the following results. Suretta fits with a dip angle of 20^o and a velocity of $0.5 - 1cm.y^{-1}$, which is consistent with the 1D findings. Gran Paradiso nappe length likely indicates a larger subduction dip angle and velocity ($\alpha = 30^o, V_c = 1 - 2cm.y^{-1}$), as expected by the 1D analysis. Finally, Dora Maira fits with much larger subduction dip angle and velocity ($\alpha = 40^o - 50^o, V_c = 2 - 3cm.y^{-1}$). Note that this 2D modelling gives very good constraints on the value of the dip angles but relatively large uncertainties ($\pm 1cm.y^{-1}$) for the subduction velocities, because of the uncertainties in the values of the peak pressure. In spite of these uncertainties, the behavior inferred from 1D models is confirmed and more precisely quantified by the 2D modellings.

12.4 Implication for the Eocene kinematics and 3D geometry of the Alpine slab (45-35 My)

Using the reulsts of the 1D and 2D models, we can quantitatively construct a 3D geometry of the European margin at the time of the stacking (e.g. Eocene time, Figure 12.4). Lateral variations in peak pressure are related to lateral variations in subduction dip angle and velocity at the time of the continental subduction. More specifically, the large peak pressure of Dora Maira is likely related with large values of subduction dip angle and velocity ($\alpha = 40 - 50^o, V_c = 2 - 3cm.y^{-1}$), while the medium peak pressure of Suretta indicates low values of the two subduction parameters ($\alpha = 20^o, V_c = 0.5 - 1cm.y^{-1}$). Gran Paradiso, located between these two units, consistently indicates medium dip angle and velocity ($\alpha = 30^o, V_c = 1 - 2cm.y^{-1}$).

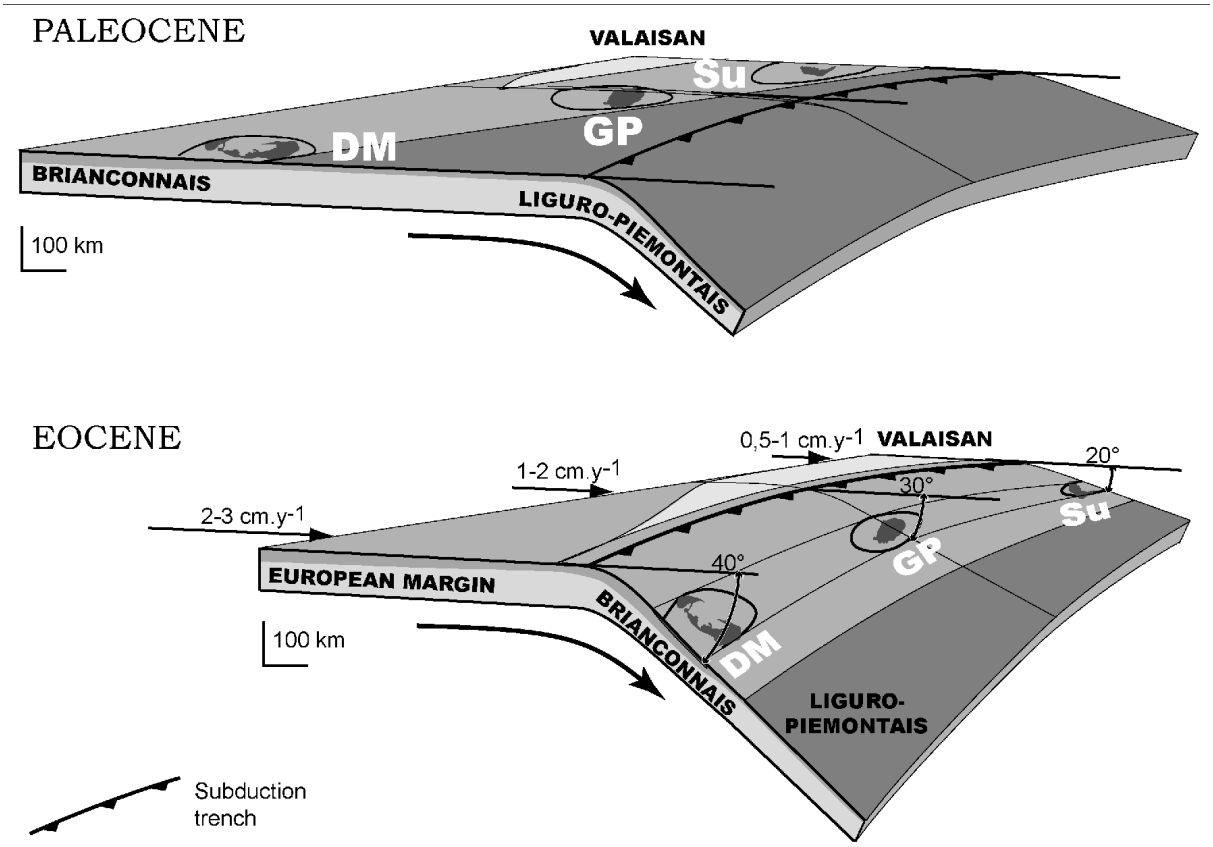


FIG. 12.4 – The 3D geometry and kinematics at Ypresian (Eocene 45-35My) is drawn in this figure (bottom) since the results obtain from 1D and 2D models. The geometry at Late Paleocene present (top) the Liguro-Piemontais subduction responsible of the slab geometry during the Eocene.

These results implies a non-cylindric geometry of the Alpine slab at Eocene time, with a southward increase in dip angle. A southward increase in subduction velocity is also observed. These findings are consistent with the variation of the length of Liguro-Piemontais ocean prior to oceanic closure. As already explained, the Liguro-Piemontais ocean length increases southward. This implies that the length of the subducted ocean prior to Dora Maira is larger than the length of the subducted ocean prior to Suretta. These features explain first the longer time necessary for Dora Maira to reach its burial depth than Suretta and second a larger slab pull forces applied to the Alpine slab near Dora Maira than near Suretta. This variation in slab pull forces likely explains lateral variation in subduction dip angle and velocity and thus of registered peak metamorphism.

12.5 Conclusion

The geometry and kinematics of ancient subduction zone are obtained from the observed record of peak pressure and numerical modelling. A quantitative 3D image of the continental subduction of Briançonnais terrane during the Eocene is obtained by comparing modelled PT path and length of future detached unit with measured PT data and length of the Briançonnais units founded in the inner part of the Alps. In the Alps, the slab geometry during the subduction of Briançonnais terrane explains the lateral variations of peak pressure observed in the Internal Crystalline Massif. 1D model of PT path [Gueydan et al., 2007] shows that large increases in burial velocity is due

to the increase of both subduction dip angle and velocity. The 2D model of stacking [Carry et al., 2007] shows that the deeper the detachment of units occurs (higher peak pressure), the smaller the unit is and the larger the subduction velocity and dip angle are.

Bibliographie

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Carry, N., Gueydan, F., Brun, J., and Marquer, D. (2007). From continental subduction to uppercrustal units stacking : a numerical analysis. *submitted*.

Challandes, N., Marquer, D., and Villa, I. (2003). Dating the evolution of C – S microstructures : a combined 39Ar / 40Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology*, 197(1-4) :3–19.

Gueydan, F., Le Garzic, E., and Carry, N. (2007). Pt path 1d modelling. *in prep.*

Hermann, J. (2003). Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the dora-maira massif. *Lithos*, 70 :163–182.

Le Bayon, B. and Ballevre, M. (2006). Deformation history of a subducted continental crust (gran paradiso, western alps) : continuing crustal shortening during exhumation. *journal of Structural Geology*, 28 :793–815.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

Schertl, H., Schreyer, W., and Chopin, C. (1991). The pyrope-coesite rocks and their country rocks at parigi, dora maira massif, western alps : detailed petrography, mineral chemistry and pt-path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 :1–21.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

Stampfli, G. and Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letter*, 196 :16–33.

Tilton, G., Schreyer, W., and Schertl, H. (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 ? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 :22–33.

Conclusion

L'enfouissement et l'écaillage d'unité supracrustale continentale à grande profondeur (au-delà de 50 km) s'effectue en contexte de subduction continentale, pour des lithosphères continentales amincies. La présence d'une zone de subduction, soulignée par le métamorhpisme Haute Pression - Basse Température, est nécessaire à l'enfouissement au-delà de la base de la croûte (60-70 km dans le cas de croûte trés épaissie).
L'individualisation des unités lors de la subduction continentale est provoquée par l'augmentation de la température au sommet de la lithosphère subduite, entraînant une forte chute de la résistance des roches qui la compose (figure 12.5). L'évolution de se réchauffement est fonction de l'angle et de la vitesse de subduction qui, avec la nature lithologique, contrôlent la profondeur minimum à partir de laquelle l'individualisation peut avoir lieu. La dynamique (angle et vitesse) de la subduction contrôle également la forme des unités.
La quantification de l'influence de l'angle et la vitesse de subduction sur la profondeur d'écaillage permet de comprendre les variations latérales de pic de pression dans les orogènes modernes, comme celles oberservées dans le domaine interne des Alpes.

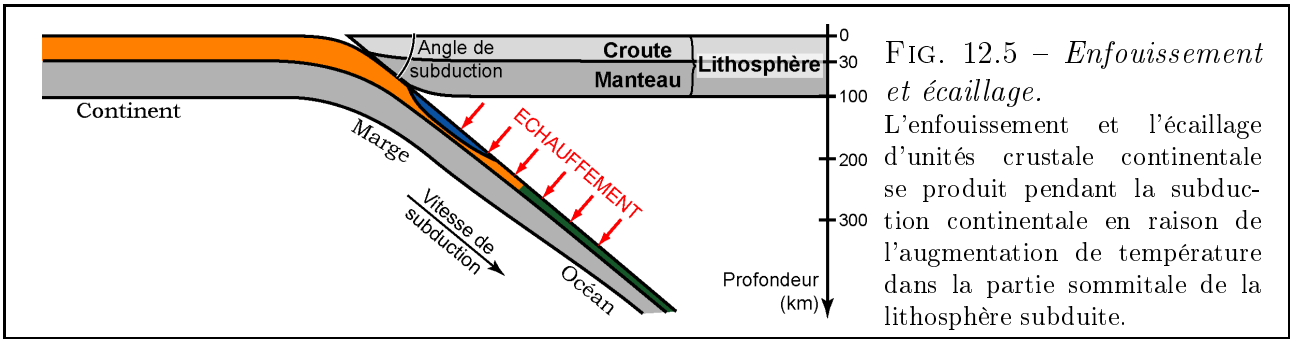


FIG. 12.5 – *Enfouissement et écaillage.* L'enfouissement et l'écaillage d'unités crustale continentale se produit pendant la subduction continentale en raison de l'augmentation de température dans la partie sommitale de la lithosphère subduite.

Si cette étude apporte des éléments pour la compréhension de l'enfouissement et la formation d'unités de Haute Pression, le problème de leur exhumation reste soulevé.

Quatrième partie

Mécanisme de l'exhumation dans les Alpes

Table des Matières

13 Exhumation et retrait de la subduction **197**
13.1 Principe du retrait de la subduction 198
13.2 Exhumation et retrait de la subduction 200

14 ARTICLE 4 **201**
14.1 Introduction 201
14.2 Mise en évidence des variations de vitesse 203
14.3 Subduction Alpine à l'Éocène 204
14.4 Conclusion 206

15 Paléogéographie **209**
15.1 Méthodologie 209
15.1.1 Les méthodes classiques 209
15.1.2 La méthode suivie 210
15.2 Paléoreconstruction de la formation des Alpes 210
15.2.1 Pôles de rotation 211
15.2.2 Cartes paléotectoniques 213
15.3 Elargissement à la méditerranée 218
15.3.1 Pôles de rotation 219
15.3.2 Cartes paléotectoniques 223

16 Conclusion **231**

Introduction

La présence d'assemblages minéralogiques caractéristiques de la Haute Pression, dans les roches situées en surface, traduit le passage en profondeur de ces roches. L'exhumation correspond à la remontée vers la surface de ces roches.
L'exhumation de roches en contexte convergent sucite de nombreuses questions. Alors que la tendance générale est à l'épaississement et à la disparition de roches dans l'asthénosphère, des roches suivent un trajet inverse de cette tendance globale et sont exhumées. La présence dans le Alpes de roches ayant été enfouies à plus de 100 km et exhumées simultanément à l'enfouissement d'autres roches est un problème majeur dans la compréhension de la formation du domaine interne des Alpes.

Les modèles proposés pour expliquer l'exhumation ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des observations menées dans les Alpes.
Le modèle d'exhumation par écaillage [Batt and Braun, 1995; Chemenda et al., 1995, 1996; Pomerol et al., 2005] nécessite une forte érosion afin de permettre l'exhumation rapide des roches. Bien qu'une telle érosion soit observée en Nouvelle Zélande actuellement et permette l'exhumation par écaillage de roches [Batt and Braun, 1995], ce mécanisme ne peut être appliqué aux Alpes puisqu'à une altitude moyenne de 2000 m des roches issues de profondeurs trés différentes affleurent côte à côte.
Le modèle de chenal dynamique n'est possible que si les unités exhumée sont englobées dans un ensemble suffisement peu visqueux pour permettre l'exhumation [Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988a,b; Allemand and Lardeaux, 1997; Jolivet et al., 2005]. Dans les Alpes, le régime discontinu et l'absence de roches abondantes, peu visqueuses qui englobent les unités exhummées conduit à rejetter ce mécanisme pour l'exhumation dans les Alpes.
Le modèle d'exhumation par éduction [Davies and von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg and Davies, 1995; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Olker et al., 2003] semble être le mécanisme qui a permi l'exhuamtion des roches à partir de 30 Ma, une fois la collision débutée. En revanche, ce mécanisme supposant l'exhumation des roches par remontée de la lithosphère dans la zone subduction après détachement de la lithosphère subduite ne permet pas d'expliquer le synchronisme entre l'exhumation et l'enfouissement des unités cristallines internes.

Dans les Alpes, l'exhumation des unités internes pouvant être enfouies à plus de 100 km intervient sitôt l'unité écaillée de la lithosphère en subduction. Cette exhumation rapide est synchrone de la subduction continentale et donc de l'enfouissement des unités cristallines qui succèdent à celles exhumées.
Cette dynamique discontinue d'exhumation synchrone de l'enfouissement s'oppère en raison de la fermeture de trois domaines océaniques séparés par des micro-continents.

Chapitre 13

Exhumation et retrait de la subduction

Sommaire

13.1 Principe du retrait de la subduction 198
13.2 Exhumation et retrait de la subduction 200

Introduction

L'exhumation des roches de Haute et Ultra-Haute Pression se produit sous l'effet de la faible densité relative de ces roches par rapport au manteau lithosphérique et asthénosphérique. Cependant, l'exhumation n'est possible que si les roches situées en surfaces sont retirées libérant ainsi l'espace nécessaire aux roches nouvellement exhumées.
Sur Terre, le plus fort déséquilibre topographique observé, l'Himalaya, est inférieur à 10 km. La gravité tendant à maintenir l'isostasie[1], les déséquilibres topographiques sont limités et empêchent l'exhumation simple de roches. L'exhumation depuis des profondeurs importantes (supérieure à 30 km) doit être accomodée par des processus permettant le retrait de volumes important de roches au niveau de la zone d'exhumation.
Classiquement, les processus de surface (érosion et transport) sont décrits comme étant responsables de la suppression des volumes de roches exhumés. L'érosion accomode l'exhumation par écaillage en Nouvelle Zélande où les taux d'érosion sont trés importants [Batt and Braun, 1995] et semble avoir accompagné l'exhumation des roches par chenal dynamique en Norvège [Jolivet et al., 2005]. Cependant, l'accomodation par érosion de l'exhumation rapide de roches profondes ne semble pas être systématiquement le processus mis en jeu, notamment lorsque les taux d'érosion ne sont pas extraordinairement élevés. Dans les Alpes, par exemple, la dynamique subduction continentale - exhumation s'est réalisées sans relief et donc sans érosion. De plus la contiguïté de roches issues de profondeurs trés différentes à une même altitude permet de rejeter l'hypothèse d'une érosion active pour l'exhumation des roches dans les Alpes.
L'extension constitue également un processus d'exhumation qui permet la suppression des volumes de roches exhumées au fur et à mesure de leur remontées. Le retrait des zones de subduction est accompagné d'extension en avant de la zone de subduction. La présence de roches de Haute Pression associée à des zones de subduction dont le retrait est constaté conduit à formuler l'hypothèse que

[1] **isostasie :** concept formulé par Clarence Edward Dutton (1841–1912) qui suppose qu'il existe en profondeur une surface de compensation sur laquelle les tensions se réduisent à une simple pression lithostatique s'exerçant uniformément sur cette surface de compensation. Le concept d'isostasie suppose, à l'équilibre, qu'en tout point du globe, la masse de roche située à l'aplomb de ce point est identique.

le retrait de la subduction peut être un processus de l'exhumation des unités cristallines enfouies dans un contexte de subduction continentale.

13.1 Principe du retrait de la subduction

La modélisation des zones de subduction permet de comprendre leur évolution temporelle dynamique et géométrique [Shemenda, 1993, 1994]. Des modèles récents ont montrés que le contrôle de la géométrie n'était pas, comme l'observation des subductions péri-pacifiques pouvaient laisser présager, fonction de l'âge de la lithosphère océanique subduite [Boutelier, 2000; Lallemand et al., 2003]. Les changements dans la dynamique et la géométrie des zones de subduction semble gouvernés par les changements de type de lithosphère subduite [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006].
L'arrivée dans une zone de subduction d'une lithosphère moins dense ou plus rigide provoque une verticalisation de la lithosphère subduite [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006] et un ralentissement de la vitesse de subduction [Martinod et al., 2005]. A l'inverse, l'arrivée dans une zone de subduction d'une lithosphère plus dense ou moins rigide provoque un affaissement de la lithosphère subduite, diminuant ainsi l'angle de subduction [Martinod et al., 2005] et une accélération de la vitesse de subduction se traduisant pas un retrait de la subduction [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006]. Cette corrélation inverse entre densité et verticalité de la zone de subduction va à l'encontre de l'idée établie selon laquelle l'angle de subduction est d'autan plus fort que la lithosphère océanique subduite est âgée (donc dense). Ce concept a été développé par observation des subductions Est et Ouest du pourtour Pacifique où la lithosphère plus agée, à l'Ouest a un angle de subduction plus fort. Cette géométrie dissymétrique est probablement liée à d'autres paramètres que la densité de la lithosphère subduite [Lallemand et al., 2000].

La subduction continentale d'un micro-continent génère donc un retrait de la subduction sous l'effet de la faible densité de sa lithosphère comparativement aux domaines océaniques situés en avant et en arrière de ce micro-continent. La figure 13.1 représente l'évolution en 6 étapes d'une zone de subduction lors de l'enfouissement d'un micro-contient : La subduction d'un océan sous un continent provoque la convergence de ce continent avec un micro-continent (figure 13.1-1). Cette convergence se poursuit jusqu'à ce que l'océan ait totalement disparu dans la zone de subduction (figure 13.1-2) provoquant l'initiation de la subduction du micro-continent (figure 13.1-3). La présence du micro-continent dont la lithosphère est relativement peu dense provoque un ralentissement de la subduction et une verticalisation de la lithosphère subduite. L'enfouissement en profondeur du micro-continent provoque l'écaillage de sa croûte (figure 13.1-4). L'écaillage de la croûte et l'entrée d'un nouveau domaine océanique en subduction provoque un affaissement de la lithosphère subduite et une forte accélération de la vitesse de subduction qui se traduit par un retrait de la subduction (figure 13.1-5). Le retrait de la subduction engendre une forte extension à l'aplomb de la subduction qui accomode l'exhumation des écailles crustales (figure 13.1-6).

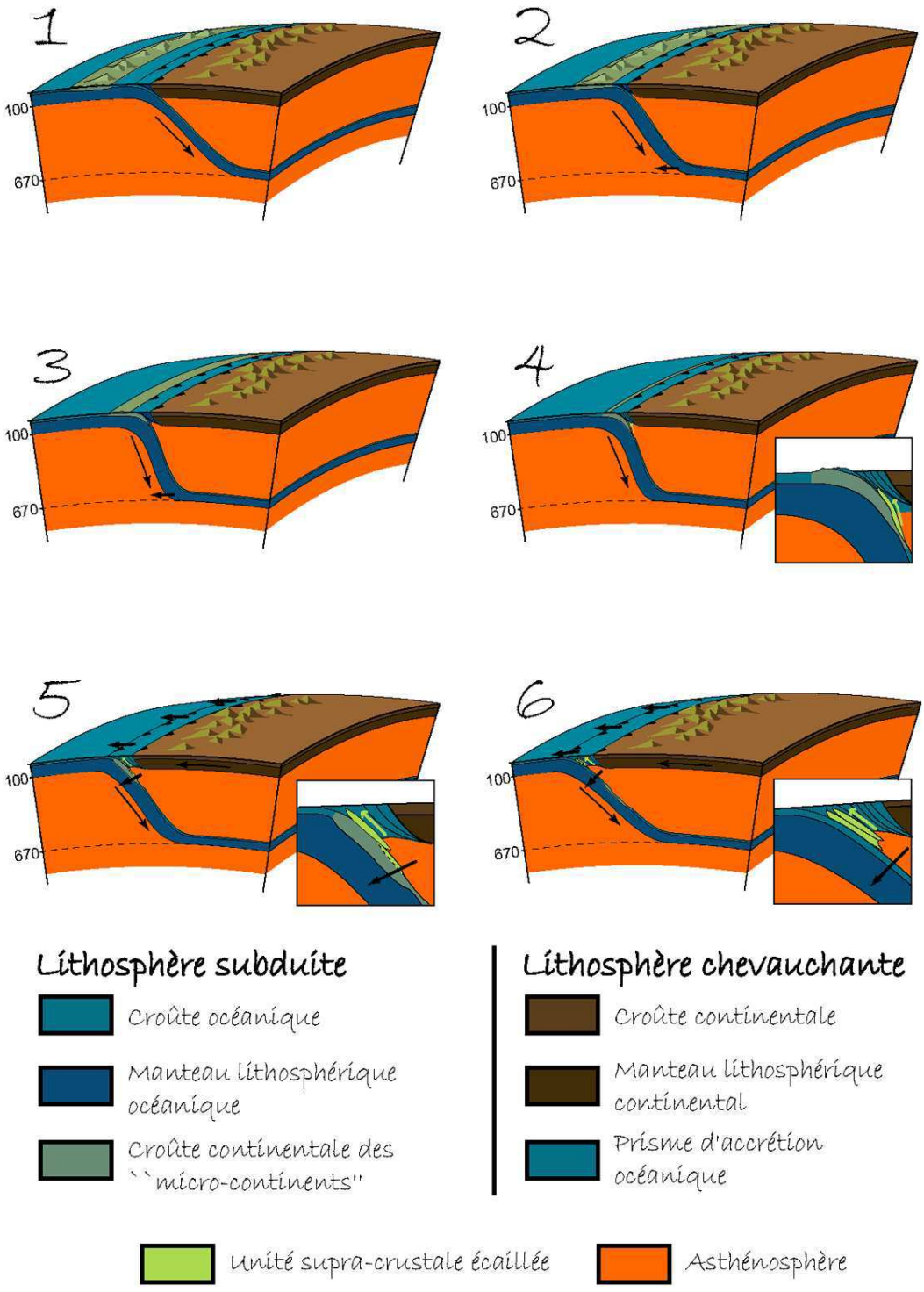


FIG. 13.1 – *Mécanisme du retrait de la subduction*
Evolution schématique à l'échelle d'une zone de subduction lors de l'enfouissement d'un micro-continent [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006].

13.2 Mécanisme de l'exhumation associée au retrait de la subduction

L'accomodation de l'exhumation semble possible grâce à l'extension liée au retrait de la subduction [Brun, 2006]. Lors de la subduction continentale, des écailles crustales se détachent sous l'effet de l'augmentation thermique au sommet de la lithosphère subduite (cf. PARTIE 3). Ces écailles libérées dans la manteau plus dense ont tendance à remonter sous l'effet de leur flottabilité. Le problème réside dans la libération d'espace au-dessus de ces unités. Si l'érosion ne constitue pas un mécanisme satisfaisant (pour une vitesse d'exhumation trop importante par exemple), l'extension peut être le mécanisme accomodant l'exhumation [Platt, 1987; Buck, 1991; Brun and Bellier, 1996]. Dans le contexte de subduction, et plus particulièrement suite à la subduction d'un bloc continental, le retrait de la subduction provoque une extension de la plaque chevauchante. L'exhumation est rendue possible grâce à la libération d'espace par le biais de l'extension liée au retrait de la subduction (figure 13.2 - [Brun and Soukoutis, 2005; Brun, 2006]). Ce mécanisme d'exhumation

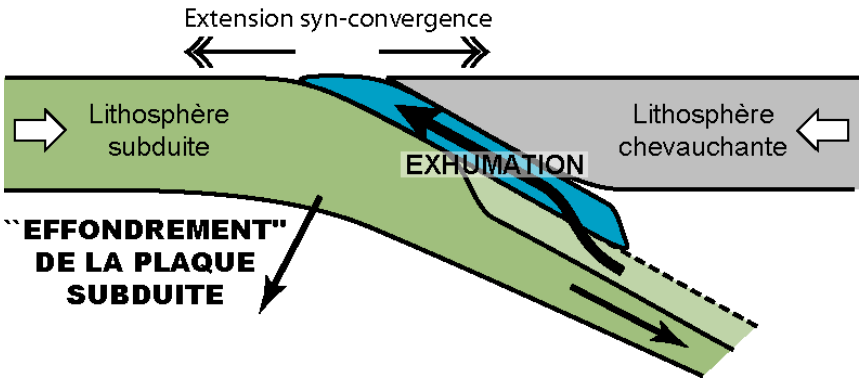


FIG. 13.2 – *Exhumation par retrait de la subduction [Brun and Soukoutis, 2005; Brun, 2006]*

lié au retrait de la subduction est trés dépendant du contexte tectonique : la subduction continentale qui ne peut se produire que pour des ensembles continentaux de taille réduite (cf. PARTIE 1).

Dans les Alpes, nées de la fermeture du domaine Néo-Téthysien, une succession de domaines océaniques et de micro-continents ont conduits à la formation de nombreuses unités métamorphiques de Haute Pression au cours de la subduction continentale qui ont été exhumées lors de la subduction ultérieure d'un domaine océanique [Lister et al., 2005; Rosenbaum and Lister, 2005].

Chapitre 14

Article 4 : Arguments en faveur d'un retrait de la subduction Alpine

Ce chapitre sera trés prochainement rédigé sous forme d'article en Anglais, l'avancée de la réflexion autour des concepts développés dans ce chapitre n'étant pas à maturité suffisante au moment de l'écriture de ce manuscrit.

Sommaire

14.1 Introduction 201
14.2 Mise en évidence des variations de vitesse 203
14.3 Subduction Alpine à l'Éocène 204
14.4 Conclusion 206

14.1 Introduction

La fermeture du domaine Néo-Téthysien par subduction des domaines océaniques et des micro-continents qui le constituaient a été marquée par une dynamique discontinue [Faccenna et al., 2001a; Lister et al., 2005]. Cette dynamique a entrainé de nombreux arcs par retrait des zones de subduction [Faccenna et al., 2001b]. Ce mécanisme largement décrit pour la méditerrannée occidentale [Gelabert et al., 2002; Faccenna et al., 2001a,b; Goesa et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2004], et la partie Egéenne [Jolivet et al., 1994, 1999; Jolivet et al., 2003; van Hinsbergen et al., 2005], est peu décrit dans les Alpes [Lister et al., 2005; Rosenbaum and Lister, 2005].
Les données paléomagnétiques indiquent que durant la fermeture du domaine Néo-Téthysien [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002], la plaque Eurasie a migrée vers le Nord. La subduction à l'origine de la convergence Apulie - Europe est nécessairement associée à un retrait de la subduction, celle-ci s'effectuant vers le Sud dans les Alpes.

La partie Est du Lepontin (partire interne des Alpes Centrales) est constituée d'un empilement d'unités cristallines formées successivement par écaillage au cours de deux subductions continentales (figure 14.1a). Les unités Briançonnaises Suretta puis Tambo se sont individualisées du micro-continent Briançonnais entrainé dans la subduction à la suite de l'océan Liguro-Piémontais. Les pics de pression métamorphique de ces unités, datés entre 42 Ma et 46 Ma [Schmid et al., 1997; Stampfli et al., 1998; Rosenbaum and Lister, 2005], sont estimés à 10kbar, 400-450^{o}C pour Suretta [Nussbaum et al., 1998] et 12 kbar à 13 kbar, 450^{o}C à 500^{o}C pour Tambo [Baudin et al., 1993; Biino et al., 1997] (figure 14.1b et c). L'unité Adula, partie distale de la marge européenne, a été subduite à la suite du domaine océanique Valaisan. La subduction du Valaisan est datée autour

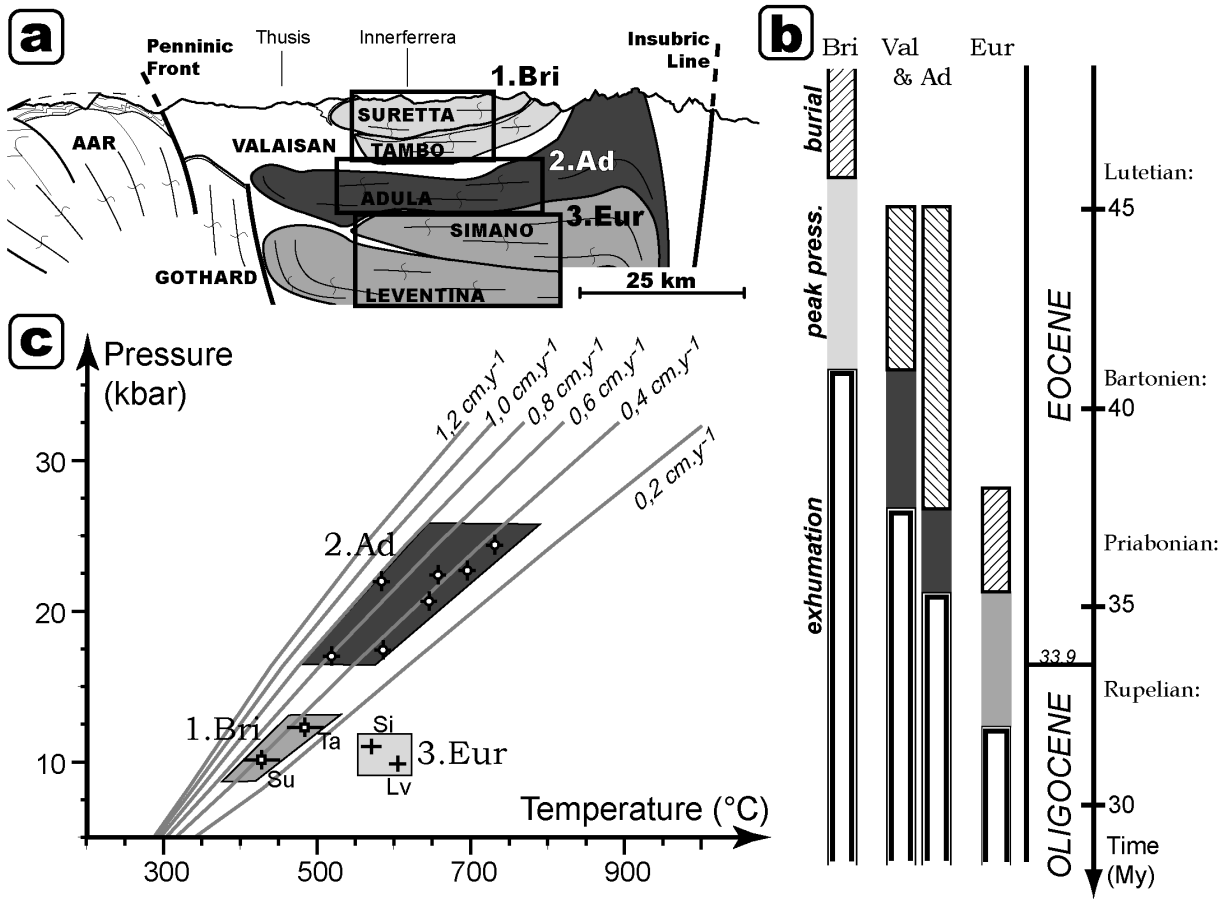


FIG. 14.1 – a-Carte de la partie orientale du Lepontin (Alpes Centrales) modifiée d'après Schmid et al. [2004]. b-Coupe synthétique de la partie orientale du Lepontin (Alpes Centrale) modifiée d'après Schmid et al. [1997] représentant les unités 1-Bri : Briançonnaises, 2-Ad : Valaisane (Misox) et Adula, 3-Eur : européennes inférieures Simano et Leventina. c-Données Pression - Température de ces unités cristallines internes.

de 37,8 Ma [Liati and Froitzheim, 2006]. Les pics de pression métamorphique de l'unité Adula, datés entre 37 Ma et 35 Ma [Stampfli et al., 1998; Schmid et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005], sont estimés de 17 kbar à 22 kbar, 600^{o}C à 700^{o}C [Meyre et al., 1999; Dale and Holland, 2003]. Il est important de souligner que l'exhumation des unités Briançonnaises et la subduction du domaine océanique Valaisan sont synchrones (figure 14.1b, [Rosenbaum and Lister, 2005]). A la suite de l'unité Adula, les unités européennes inférieures Simano et Lucomanio-Leventina ont été subduites. Les pics de pression métamorphique enregistrés indiquent 11 kbar, 450^{o}C pour Simano [Rutti, 2003] et 10 kbar, 600^{o}C pour Leventina [Rutti et al., 2006] (figure 14.1c).

Par le biais de la modélisation thermique de la subduction continentale, nous souhaitons quantifier l'évolution de la vitesse de subduction afin de mieux comprendre l'origine du couplage subduction - exhumation.

La modélisation thermique 1D des chemins Pression - Température permet, grâce à la construction de lignes d'isovitesse, d'estimer la vitesse d'enfouissement d'une unité à partir des valeurs de Pression et Température du pic de pression métamorphique ([Gueydan et al., 2007], voir PARTIE 3).
La comparaison entre les données Pression - Température et les lignes d'isovitesse permet d'observer une légère augmentation de la vitesse d'enfouissement des unités Briançonnaises à l'unité Adula et une nette diminution de cette vitesse de l'unité Adula aux unités européennes inférieures. L'utilisation d'un modèle thermo-mécanique 2D de l'écaillage permet d'obtenir une meilleure quantification de ces variations.

14.2 Mise en évidence des variations de vitesse

La comparaison d'une part des données Pression - Température associées à la longueur ou à l'épaisseur des unités métamorphiques et d'autre part de modèles d'écaillage au cours de la subduction continentale permet d'estimer l'angle et la vitesse d'une zone de subduction au moment de la formation des unités métamorphiques ([Carry et al., 2007], voir PARTIE 3 - figure 14.2a). Cette comparaison est menée pour les unités cristallines internes du Lepontin (Alpes Centrales) qui constituent un empilement successif d'unités écaillées au cours de la subduction.

Les épaisseurs des unités Lepontines sont mesurées à partir de la coupe (figure 14.1a) et corrigées pour tenir compte du facteur d'amincissement lié à la déformation de l'unité, le modèle ne tenant pas compte de la déformation. Le facteur d'amincissement est estimé à 1,5 [Marquer, 1991].
La comparaison des données naturelles avec le modèle d'écaillage donne les résultats suivants (figure 14.2b). Les unités Briançonnaises ont été enfouies dans une subduction ayant un angle de 45^o et une vitesse de subduction de $0,5 cm.an^{-1}$. Ensuite, l'unité Adula semble avoir été enfouie avec une vitesse de subduction plus rapide de l'ordre de $1,0 cm.an^{-1}$ pour un angle de 45^o. Enfin, les unités européennes inférieures ont subduit avec un angle de 45^o pour une vitesse de subduction inférieure à $0,5 cm.an^{-1}$ (figure 14.2b).
Cette étude met en évidence l'évolution temporelle de la dynamique de la subduction Alpine au cours de l'Eocène (50-30 Ma) marquée par une accélération de la vitesse de subduction pendant la subduction du domaine Valaisan et le début de la marge Européenne (Adula).

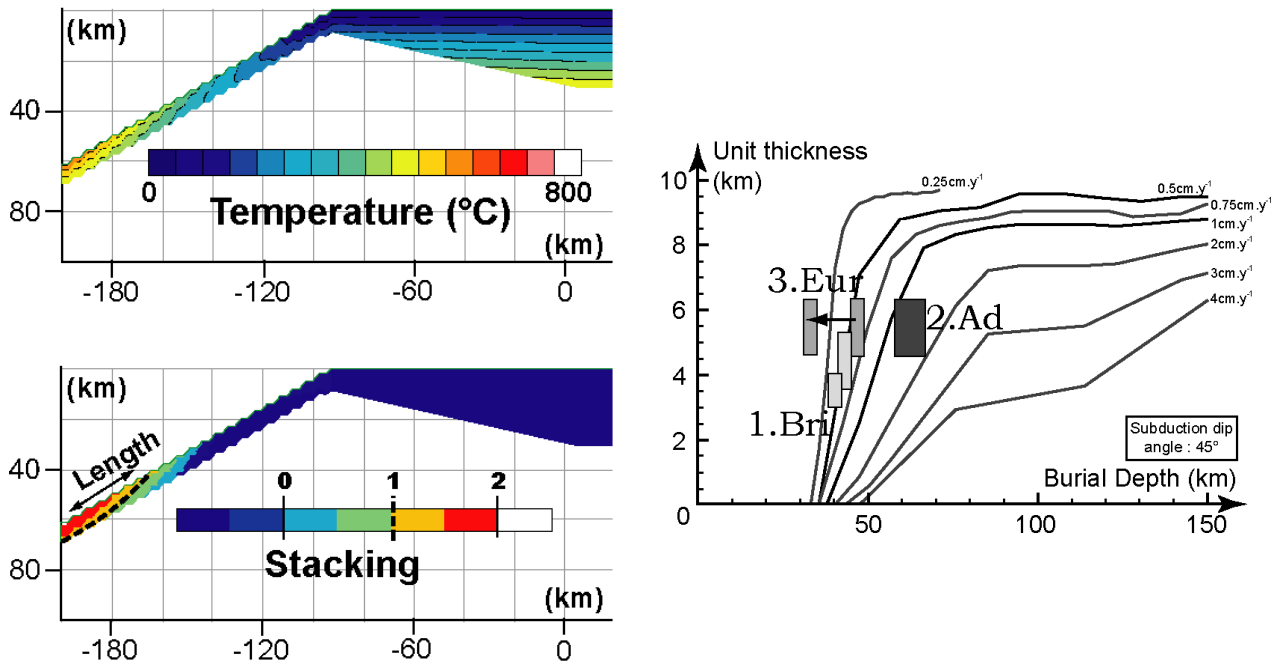


FIG. 14.2 – a-Valeurs de la température et du potentiel d'écaillage (logarithme du rapport entre contrainte agissant et résistance $log_{10}(\sigma_a/\tau)$) résultant de la modélisation 2D. La ligne en pointillés correspond à l'unité supposée s'écailler. b-Evolution de l'épaisseur de l'unité écaillée en fonction de la profondeur d'individualisation, de l'angle et la vitesse de subduction. L'angle de 45^o correspond à la valeur de l'angle de subduction calculé par Dale and Holland [2003].

14.3 Cinématique de la subduction Alpine au cours de l'Éocène (50-30 Ma)

Les résultats obtenus précédemment permettent de décrire quantitativement l'évolution de la dynamique de la subduction Alpine au cours de l'Eocène. La vitesse de subduction, semblant être égale à $0,5cm.an^{-1}$, augmente pour atteindre $1,0cm.an^{-1}$ lors de la subduction du Valaisan et de la partie distale de la marge européenne (Adula). Toutefois, les mouvements des plaques tectoniques Adriatique, Afrique et Europe ne sont pas animées d'accélération durant l'Eocène [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002]. Cette accélération de la vitesse est attribuée à la présence de retrait de la subduction causé par l'arrivée du domaine océanique Valaisan après le "micro-continent" Briançonnais dans la zone de subduction [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006]. La convergence s'effectue à une vitesse constante de $0,5cm.an^{-1}$ à laquelle s'ajoute, entre 42 Ma et 36 Ma lors de la subduction du Valaisan, une vitesse de retrait de la subduction estimée à $0,5cm.an^{-1}$ provoquant l'augmentation de la vitesse de subduction à $1,0cm.an^{-1}$ (figure 14.3). La subduction du Briançonnais, à la suite de l'océan Liguro-Piémontais provoque l'écaillage des unités Briançonnaises qui enregistrent alors le pic de pression métamorphique (figure 14.3 - 45 Ma). Ces unités sont alors exhumées tandis que le domaine Valaisan, situé initialement plus au Nord, est à son tour subduit. La subduction du domaine Valaisan à la suite du "micro-continent" Briançonnais est marquée par un retrait de la subduction à une vitesse estimée à $0,5cm.an^{-1}$ (figure 14.3 - 40 Ma). L'unité Adula, partie trés amincie de la marge européenne située directement après le Valaisan, est subduite également avec une vitesse de subduction égale à $1,0cm.an^{-1}$, c'est à dire que le retrait de la subduction est

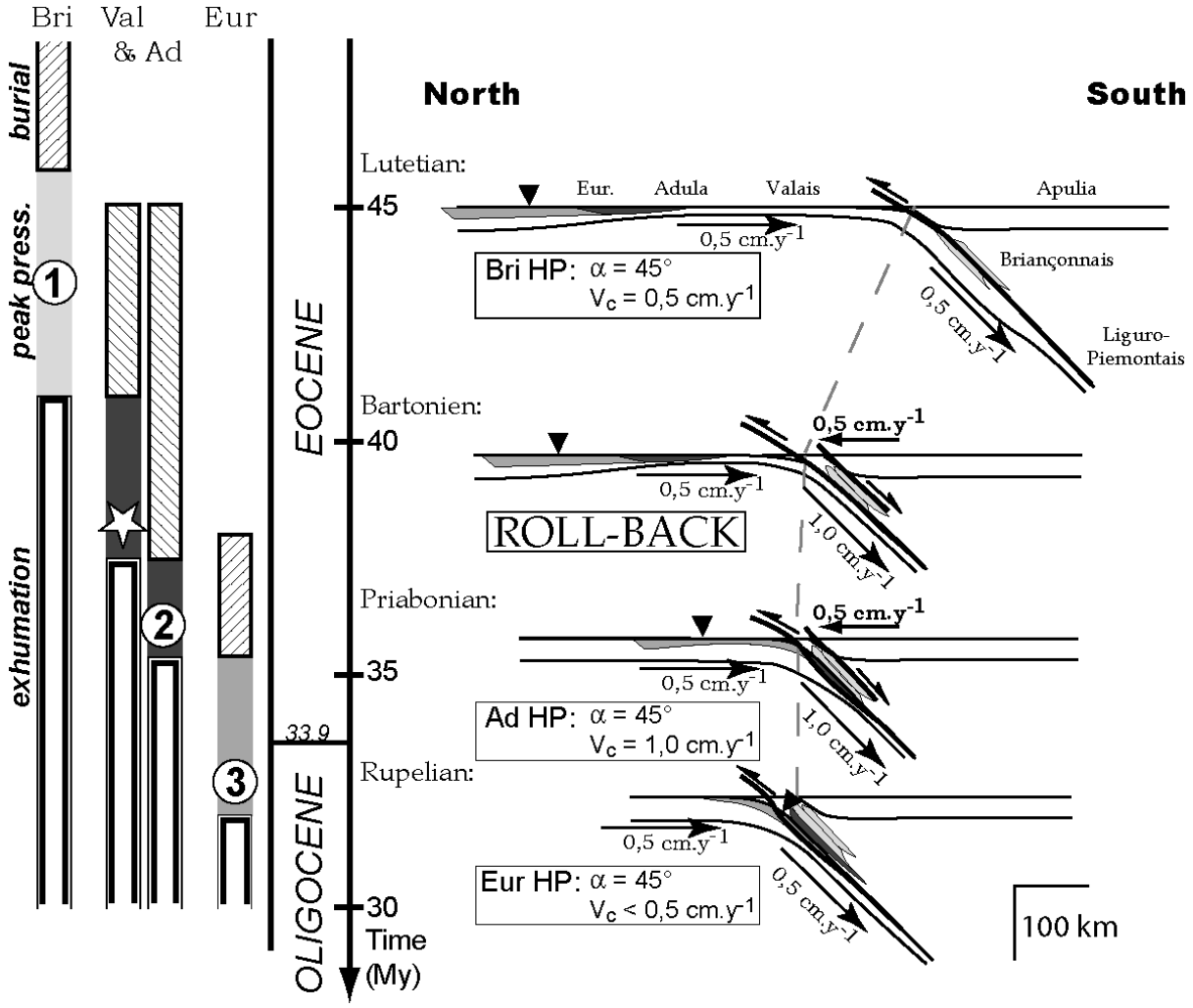


FIG. 14.3 – L'évolution temporelle de la subduction Alpine au cours de l'Éocène (50 Ma à 30 Ma) est représentée dans cette figure. L'échelle géochronologique située sur la gauche est basée sur des compilations de datations [Stampfli et al., 1998; Gebauer, 1999; Schmid et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005].

encore actif. Cette vitesse importante de la subduction lors de l'enfouissement de l'unité Adula est marquée par la profondeur importante à laquelle cette unité s'est individualisée (figure 14.3 - 36 Ma). Ensuite, la marge européenne étant en subduction, le retrait de la subduction cesse et la vitesse de subduction décroit (figure 14.3 - 32 Ma) pour devenir inférieure à $0,5 cm.an^{-1}$ pour l'unité Leventina.

14.4 Conclusion

Dans les Alpes, l'exhumation des unités cristallines et la subduction sont synchrones. Cette subduction d'un domaine océanique après un domaine continental est marquée par un retrait. Le retrait de la subduction entraîne l'extension de la plaque chevauchante qui accomode l'exhumation des unités cristallines provoquée par leur flottabilité [Brun and Soukoutis, 2005; Brun, 2006].
Le retrait de la subduction du Valaisan est estimé à $0,5 cm.an^{-1}$, grâce au modèle thermo-mécanique 2D de l'écaillage. Cette vitesse conduit à un retrait total de la subduction de 30 km durant les 6 Ma (de 42 Ma à 36 Ma) de son fonctionnement. L'exhumation des unités Briançonnaises provoquée par ce retrait permet la remontée pour l'unité Tambo de 13 kbar (soit 47 km de profondeur [Baudin et al., 1993; Biino et al., 1997]) à 4 à 6 kbar (soit 15 à 20 km [Nagel et al., 2002]) ce qui correspond à une remontée de l'ordre de 25 km à 30 km.
Le retrait de la subduction est donc le mécanisme responsable de l'exhumation des unités cristallines situées actuellement dans la partie interne des Alpes.

Bibliographie

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Biino, G., Marquer, D., and Nussbaum, C. (1997). Alpine and pre-alpine subduction events in polycyclic basements of the swiss alps. *Geology*, 25 :751–754.

Brun, J. (2006). Retrait de subduction et exhumation égéenne, depuis 45 ma. *Séance spécialisées de la SGF : Tectonique, cinématique et magmatisme du bassin méditerranéen*, Talk.

Brun, J. and Soukoutis, D. (2005). Crust and mantle flow during 50ma of agean extension. *Talk EGU*.

Carry, N., Gueydan, F., Brun, J., and Marquer, D. (2007). From continental subduction to uppercrustal units stacking : a numerical analysis. *submitted*.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielync, B., Barrier, E., Biju-Duval, B. ans Brunet, M., Cadet, J., Crasquin, S., and Sandulescu, M. (2000). Atlas peri-tethys - palaeogeographical maps. *CCGM/CGMW Paris*.

Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D., and Lucente, P. (2001a). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the central mediterranean. *Earth and Planetary Science Letter*, 187 :105–116.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rosetti, F. (2001b). Lateral slab deformation and the origin of the western mediterranean arcs. *Tectonics*, 23 :12–29.

Gebauer, D. (1999). Alpine geochronology of the central and western alps : new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 79 :191–208.

Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean. *Terra Nova*, 14 :93–100.

Goesa, S., Giarinia, D., Jennya, S., Hollensteinb, C., Kahleb, H., and Geigerb, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central mediterranean. *Earth and Planetary Science Letter*, 226 :335–345.

Gueydan, F., Le Garzic, E., and Carry, N. (2007). Pt path 1d modelling. *in prep.*

Jolivet, L., Brun, J., Gautier, P., Lallemant, S., and Patriat, M. (1994). 3-d kinematics of extension in the aegean from the early miocene to the present, insight from the ductile crust. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 169 :195–209.

Jolivet, L., Faccena, C., d Agostino, N., Fournier, M., and Worrall, D. (1999). The kinematics of marginal basins, examples from the tyrrhenian, aegean and japan seas. *London, Geological Society Special Pubublication*, 164 :21–53.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E., and Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303 :353–409.

Liati, A. and Froitzheim, N. (2006). Assessing the valais ocean, western alps : U-pb shrimp zircon geochronology of eclogite in the balma unit, on the top of the monte rosa nappe. *European Journal of Mineralogy*, 18 :299–308.

Lister, G., Forster, M., and Rawling, T. (2005). Episodicity during orogenesis. *Geological Society, London*, 184 :89–113.

Marquer, D. (1991). Structures et cinématique des deformations alpines dans le granite de truzzo (nappe de tambo : Alpes centrales suisses). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84/1 :107–123.

Martinod, J., Funiciello, F., Faccena, C., Labanieh, S., and Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges : insights from 3-d laboratory models. *Geophysical Journal International*.

Meyre, C., De Capitani, C., Zack, T., and Frey, M. (1999). Petrology of High-Pressure metapelites from the Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *journal of Petrology*, 40(1) :199–213.

Nagel, T., De Capitani, C., and Frey, M. (2002). Isograds and P-T evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubunden, Switzerland). *Journal of Metamorphic Geology*, 20 :309–324.

Nairn, A., Ricou, L., Vrielync, B., and Dercourt, J. (1988). The ocean basins and margins - vol 8 : The tethys ocean. *Plenium Publishing Crop.*, page 530.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

Rosenbaum, G. and Lister, G. (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. *Geological Society of America - Special Paper*, 383 :41–56.

Rosenbaum, G. and Lister, G. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene : spatio-temporal constraints and evolutionary reconstitutions. *Earth-Sciences Reviews*, 69 :281–306.

Royden, L. and Husson, L. (2006). Trench motion, slab geometry and viscous stresses in subduction systems. *Geophysical Journal International*.

Rutti, R. (2003). *The tectono-metamorphic evolution of the Simano Nappe (Central Alps, Switzerland)*. PhD thesis, ETH Zurich.

Rutti, R., Marquer, D., and Thompson, A. (2006). Tertiary tectono-metamorphic evolution of the european margin during alpine collison : Example of the leventina nappe (central alps, switzerland). *Submitted*, — :—.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

Stampfli, G. and Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letter*, 196 :16–33.

Stampfli, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., and Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296 :159–204.

van Hinsbergen, D., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J., and Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33(4) :325–328.

Chapitre 15

Palégéographie de l'exhumation des ceintures de Haute Pression du domaine Alpes - Méditerranée

Sommaire

15.1 Méthodologie 209
15.1.1 Les méthodes classiques 209
15.1.2 La méthode suivie 210
15.2 Paléoreconstruction de la formation des Alpes 210
15.2.1 Pôles de rotation 211
15.2.2 Cartes paléotectoniques 213
15.3 Elargissement à la méditerranée 218
15.3.1 Pôles de rotation 219
15.3.2 Cartes paléotectoniques 223

Introduction

Nous supposons que le processus d'exhumation associé au retrait de la zone de subduction décrit au paragraphe 13.2 est responsable de l'exhumation des unités cristallines internes de Haute Pression dans les Alpes. Afin de tester cette hypothèse, des paléoreconstructions sont réalisées à partir des mécanismes d'enfouissement par subduction continentale et d'exhumation par retrait de la zone de subduction, indépendamment des éléments habituels.

15.1 Méthodologie

15.1.1 Les méthodes classiques

Les reconstructions paléogéographiques se basent classiquement sur :
- les ouvertures de dorsales médio-océaniques et les anomalies magnétiques associées,
- le paléomagnétisme indiquant la migration des plaques par rapport au Nord géographique,
- et les environnements sédimentaires, la faune et la flore permettant l'estimation des paléolatitudes des connexions entre les domaines océaniques.

15.1.2 La méthode suivie

L'élaboration de reconstructions paléogéographiques nécessite le calcul des pôles de rotation pour les différents blocs considérés. Les déplacements qui en découlent sont estimés à partir des informations tirées de l'observation de la chaîne des Alpes. L'étude paléogéographique présentée ici se base sur les données métamorphiques et géochronologiques afin de restaurer la position des "micro-continents" depuis 140 Ma.
Les pics de pression métamorphiques des unités internes des Alpes indiquent l'individualisation de ces unités lors de la subduction continentale des 'micro-continents" auxquels elles appartiennent. Les datations géochronologiques de ces pics de pression métamorphiques fournissent l'âge auquel les unités étaient en profondeur. Les dimensions des océans sont estimées d'après la vitesse de subduction supposée, la durée de cette subduction et la dimension maximale de ces océans 15.1. Les dimensions obtenues sont validées par les autres paléoreconstructions. Les dimensions des do-

	Dimension	Extension		Subduction	
	(km)	Durée	Vitesse	Durée	Vitesse
Valaisan	200	55 Ma	0,5 $cm.a^{-1}$	5 Ma	4 $cm.a^{-1}$
Liguro-Piémontais	900	50 Ma	1 à 2 $cm.a^{-1}$	15 Ma	6 $cm.a^{-1}$
Lanzo	300	30 Ma	1 $cm.a^{-1}$	10 Ma	3 $cm.a^{-1}$

TAB. 15.1 – Estimation des dimensions des domaines

maines continentaux sont estimées à partir de l'occurence latérale des unités dans la chaîne de Alpes pour la largeur. Les longueurs de ces blocs continentaux sont estimées à partir de la somme des longueurs des unités appartennant à un même bloc paléogéographique. La chronologie des évènements est donnée par les datations stratigraphiques et géochronologiques.

La quantification des erreurs commises lors de la réalisation de reconstruction est difficile. Deux types d'incertitude coexistent :

- Les **incertitudes spatiales** sont liées aux problèmes de placement des blocs :
  - la précision d'un placement par rapport à une dorsale médio-océanique provient de la précision de la carte magnétique des fonds marins (de l'ordre de 6%),
  - la précision d'un placement par rapport au déploiement d'une coupe dépend de l'estimation de la quantité de déformation qui influence l'estimation des longueurs,
  - l'incertitude résultant des vitesses de convergence et d'extension provient de l'étalement dans le temps des vitesses observées actuellement.
- Les **incertitudes temporelles** sont dues aux imprécisions sur les datations géochronologiques et stratigraphiques, sur l'âge des anomalies magnétiques (41 000 ans près), et surtout au sens des datations.

15.2 Paléoreconstruction de la formation des Alpes

Introduction

La partie interne des Alpes comporte un empilement d'unités cristallines regroupées en trois ensembles paléogéographiques séparés par deux ensembles océaniques distincts (cf. PARTIE 2). Structuralement de la base vers le sommet et paléogéographiquement du Nord vers le Sud, on trouve : l'ensemble européen constitué de trois unités, l'ensemble valaisan, l'ensemble briançonnais constitué de deux unités, l'ensemble Liguro-Piémiontais constitué des deux écailles, l'ensemble

Austro-Alpin constitué de deux unités et au sommet (le plus au sud paléogéographiquement) un ensemble Lanzo (cf. PARTIE 2). Cet empilement sépare le continent eurasiatique du bloc apulien appartenant à l'ensemble Nord-Afrique.
La formation des Alpes résulte de la fermeture des trois domaines océaniques (Lanzo, Liguro-Piémontais et Valaisan). Les reconstructions paléotectoniques présentées ici ont pour but de retracer l'histoire tectonique alpine en se focalisant sur les processus d'enfouissement et d'exhumation. La formation d'unités métamorphiques lors de la subduction continentale et l'exhumation synchrone au retrait de la zone de subduction constituent les deux mécanismes sur lesquels ces reconstructions sont fondées.

15.2.1 Pôles de rotation

Les pôles de rotations présentés dans le tableau 15.2 ont été calculés par rapport à une Europe supposée fixe. Ce choix découle de la façon dont les déplacements ont été réalisés : la structure alpine a été progressivement restaurée à partir de l'actuel. De plus, ce choix permet de réaliser les reconstructions sans utiliser les reconstructions des déplacements Europe - Afrique - Apulie [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Scotese, 2001; Stampfli and Borel, 2002] qui serviront de validation de l'hypothèse tectonique.

TAB. 15.2: Pôles de rotations

PARAMÈTRES CINÉTIQUES DES BLOCS ALPINS				
Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
Europe fixe				
Suretta				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	44.58	9.97	-22.18	EURA
30.0	40.68	8.42	-20.83	EURA
40.0	40.46	7.33	-23.09	EURA
50.0	39.12	5.61	-19.61	EURA
60.0	39.12	5.61	-19.61	EURA
100.0	41.51	8.54	-22.03	EURA
120.0	41.91	10.04	-23.27	EURA
500.0	41.91	10.04	-23.27	EURA
Tambo				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	44.58	9.97	-22.18	EURA
30.0	40.78	8.38	-21.16	EURA
40.0	40.45	7.25	-22.88	EURA
60.0	40.45	7.25	-22.88	EURA
100.0	40.64	9.22	-17.31	EURA
120.0	39.68	11.10	-14.50	EURA
500.0	39.68	11.10	-14.50	EURA
Monte Rosa				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	35.31	6.66	-10.04	EURA
40.0	41.46	7.94	-34.18	EURA
50.0	40.76	6.98	-28.13	EURA
60.0	40.76	6.98	-28.13	EURA
100.0	42.79	8.97	-33.31	EURA
120.0	42.74	9.91	-31.50	EURA

Suite page suivante...

TAB. 15.2: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
500.0	42.74	9.91	-31.50	EURA
Gran Paradiso				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	29.03	5.53	-6.29	EURA
40.0	50.92	10.74	24.72	EURA
50.0	49.18	10.71	31.82	EURA
60.0	49.18	10.71	31.82	EURA
100.0	47.77	8.15	47.03	EURA
120.0	47.87	7.57	49.79	EURA
500.0	47.87	7.57	49.79	EURA
Dora Maira, unité supérieure				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	29.30	5.62	-6.36	EURA
40.0	38.63	6.38	-18.79	EURA
50.0	40.07	6.48	-24.13	EURA
60.0	40.07	6.48	-24.13	EURA
100.0	41.89	8.87	-25.88	EURA
120.0	42.22	9.90	-27.79	EURA
500.0	42.22	9.90	-27.79	EURA
Dora Maira, unité inférieure				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	29.30	5.62	-6.36	EURA
40.0	41.39	7.75	-28.60	EURA
60.0	41.39	7.75	-28.60	EURA
100.0	43.04	9.63	-32.26	EURA
120.0	46.50	7.04	70.12	EURA
500.0	46.50	7.04	70.12	EURA
Grand Saint Bernard, partie nord				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	24.15	4.40	-4.73	EURA
40.0	40.65	7.58	-24.70	EURA
60.0	40.65	7.58	-24.70	EURA
120.0	42.60	9.82	-27.92	EURA
500.0	42.60	9.82	-27.92	EURA
Grand Saint Bernard, partie sud				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	24.15	4.40	-4.73	EURA
50.0	43.64	7.78	-67.75	EURA
60.0	43.64	7.78	-67.75	EURA
120.0	44.70	8.20	-71.52	EURA
500.0	44.70	8.20	-71.52	EURA
Austro-Alpin, Ötztal et Tauern				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	44.58	9.97	-22.18	EURA

Suite page suivante...

TAB. 15.2: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
30.0	40.31	8.26	-19.66	EURA
45.0	39.77	6.90	-20.62	EURA
50.0	36.44	2.62	-17.47	EURA
60.0	51.93	79.74	8.69	EURA
65.0	37.85	110.61	6.92	EURA
70.0	37.85	110.61	6.92	EURA
100.0	11.60	106.92	7.10	EURA
110.0	4.08	102.96	8.13	EURA
145.0	9.09	74.15	12.60	EURA
500.0	9.09	74.15	12.60	EURA
Austro-Alpin, Dent Blanche				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	33.80	6.39	-8.84	EURA
45.0	41.45	7.89	-33.49	EURA
50.0	39.72	4.98	-34.16	EURA
60.0	38.05	2.51	-39.01	EURA
65.0	40.66	5.82	-67.40	EURA
70.0	40.66	5.82	-67.40	EURA
100.0	41.25	2.38	-65.55	EURA
110.0	40.10	-5.07	-41.45	EURA
145.0	40.80	-12.90	-42.51	EURA
500.0	40.80	-12.90	-42.51	EURA
Austro-Alpin, Sesia				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	42.34	11.25	-8.70	EURA
30.0	32.02	6.01	-7.73	EURA
45.0	41.44	7.96	-34.18	EURA
50.0	39.94	5.34	-36.37	EURA
60.0	34.32	-1.28	-25.78	EURA
65.0	29.97	-6.28	-18.97	EURA
70.0	29.97	-6.28	-18.97	EURA
100.0	35.42	-12.45	-21.30	EURA
110.0	36.64	-16.06	-22.61	EURA
145.0	37.91	-30.56	-22.93	EURA
500.0	37.91	-30.56	-22.93	EURA

Suite page suivante...

15.2.2 Cartes paléotectoniques

Préambule : *Ce paragraphe est une simple description des étapes distinctes dans la reconstruction temporelle de la convergence alpine, dans la mesure où les éléments qui justifient chacune de ces étapes ont été discutés dans les chapitres précédents.*

De 160 Ma à 140 Ma tandis que l'ouverture de l'Atlantique se poursuit, une branche s'ouvre au Nord-Est, c'est l'océan Liguro-Piémontais. Cet océan Liguro-Piémontais se situe entre l'Eurasie et l'Afrique (figure 15.1 - Valanginien) et, avec l'océan Téthys, contribue par son ouverture à la disclocation de ce domaine en de multiples micro-continents [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002].
L'abandon de la branche Liguro-Piémontaise au profit de l'Atlantique Nord se produit entre 140 Ma et 120 Ma provoquant momentanément un décrochement extensif entre l'Apulie et le domaine

Austro-Alpin (figure 15.1), causant la formation du domaine océanique Lanzo. Sous l'effet du déplacement de l'Afrique lié à l'ouverture de l'Atlantique, l'Apulie, le domaine océanique Lanzo et le bloc Austro-Alpin remontent vers le Nord (figure 15.1).

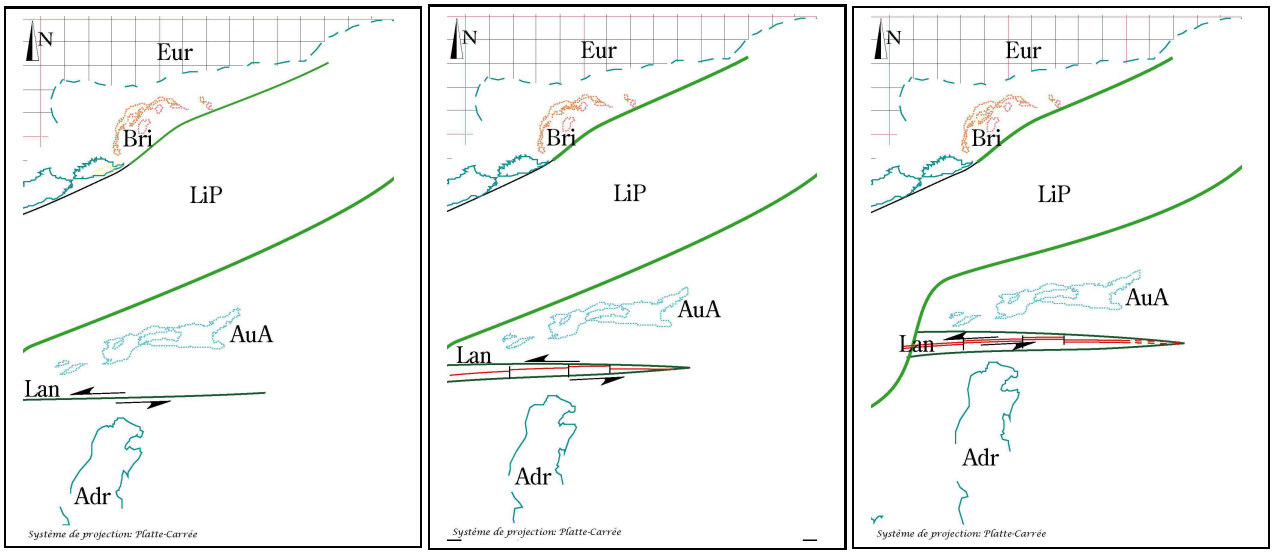


FIG. 15.1 – *Les Alpes de 140 Ma à 120 Ma.*

Reconstruction des Alpes il y a 140 Ma (Valanginien - Crétacé inf.) 130 Ma (Barrémien - Crétacé inf.) et 120 Ma (Aptien - Crétacé inf.) montrant l'ouverture du domaine océanique Lanzo lors de l'abandon de l'ouverture de l'océan Liguro-Piémontaise au profit de l'Atlantique Nord.

Légende : *Eur : Europe, Ibe : Ibérie, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique-Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorés sont en surface après exhumation.*

Entre 110 et 90 Ma l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque le déplacement de l'Ibérie vers l'Est, provoquant l'ouverture du domaine océanique Valaisan dans la marge européenne (figure 15.2) qui individualise le domaine briançonnais de la marge européenne. A partir de 100 Ma, l'ouverture du domaine océanique Lanzo avorte à son tour au profit de l'Atlantique Nord. Simultanément, le déplacement vers le Nord de l'Afrique lié à l'ouverture de l'Atlantique Central et de l'Atlantique Sud provoque la subduction du domaine océanique Lanzo (figure 15.2).

La convergence Afrique - Eurasie se poursuivant, le micro-continent Austro-Alpin est entraîné à la suite du domaine océanique Lanzo dans la zone de subduction (figure 15.3 - Campanien). L'enfouissement de l'Austro-Alpin provoque l'individualisation en profondeur des unités cristallines Austro-Alpines, marquées par un métamorphisme Haute Pression, Basse Température autour de 70-65 Ma [Duchene et al., 1997; Thoni, 1999; Schuster et al., 2001; Bousquet et al., 2004]. Une fois écaillées, les unités Austro-Alpines sont exhumées en raison de leur faible densité, grâce à l'extension de la plaque chevauchante provoquée par le retrait de la zone de subduction (figure 15.3 - Sélandien). Le retrait de la zone de subduction est dû à la subduction de l'océan Liguro-Piémontais après la subduction continentale du micro-continent Austro-Alpin.

Après l'écaillage des unités Austro-Alpines, la subduction migre au Nord et entraîne l'enfouissement de l'océan Liguro-Piémontais (60 Ma à 40 Ma, figure 15.5 - Yprésien). La subduction océanique du Liguro-Piémontais, plus aisée, entraîne une accélération de la vitesse de subduction

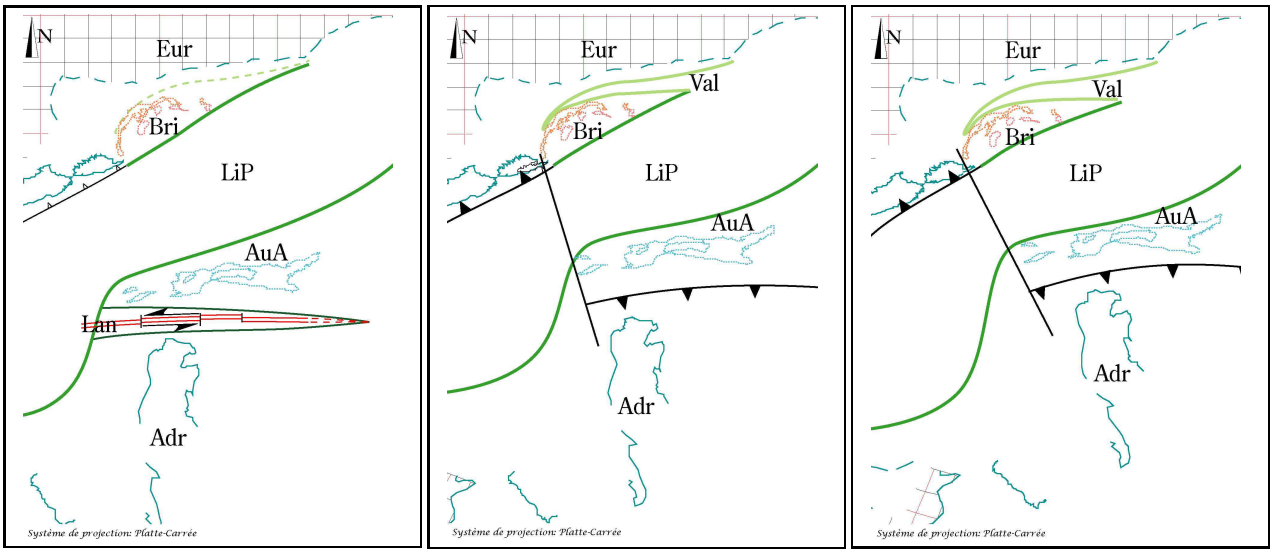


FIG. 15.2 – *Les Alpes de 110 Ma à 90 Ma.*

Reconstruction des Alpes il y a 110 Ma, 100 Ma (Albien - Crétacé inf.) et 90 Ma (Turonien - Crétacé sup.) montrant l'ouverture du domaine océanique Valaisan et le début de la subduction du domaine océanique Lanzo.

Légende : *Eur : Europe, Ibe : Ibérie, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique-Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorés sont en surface après exhumation.*

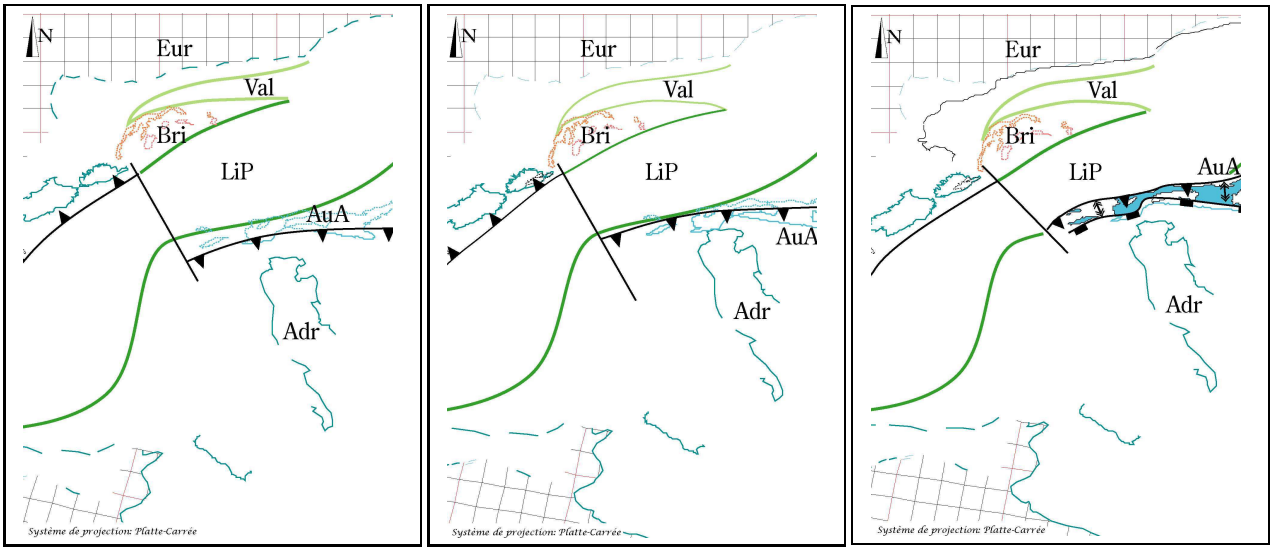


FIG. 15.3 – *Les Alpes de 80 Ma à 60 Ma.*

Reconstruction des Alpes il y a 80 Ma (Campanien - Crétacé sup.), 70 Ma (Maastrichtien - Crétacé sup.) et 60 Ma (Sélandien - Paléocène)

Légende : *Eur : Europe, Ibe : Ibérie, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique-Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorés sont en surface après exhumation.*

qui se traduit par le retrait de la zone subduction (figure 15.4).
A partir de 45-50 Ma, le micro-continent Briançonnais est entraîné à la suite du Liguro-Piémontais

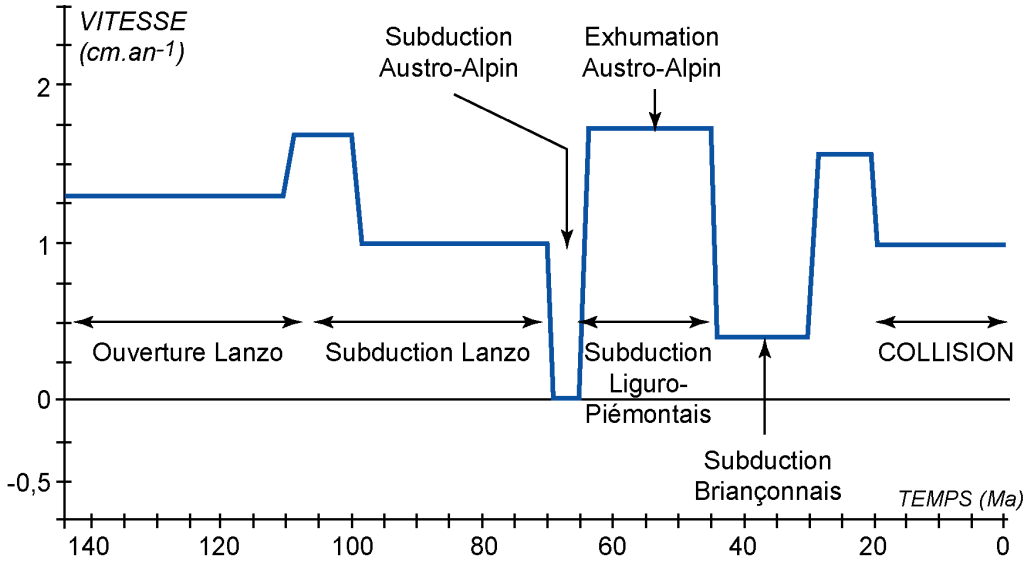


FIG. 15.4 – *Vitesse de déplacement du "micro-continent" Austro-Alpin par rapport à l'Europe.*

dans la zone de subduction, provoquant l'écaillage en profondeur des unités cristallines Briançonnaises aussitôt exhumées (figure 15.5 - Yprésien). L'exhumation des unités Briançonnaise est possible grâce à l'extension due au retrait de la zone de subduction (figure 15.5 - Yprésien).
La marge européenne fait suite au domaine océanique Valaisan provoquant l'enfouissement et l'écaillage de la croûte continentale européenne. Le continent eurasiatique arrivant dans la zone de subduction, celle-ci cesse et la collision débute (figure 15.5 - Rupélien).

Au Rupélien, la subduction du continent européen n'étant pas possible, la lithosphère subduite se détache provoquant un changement de régime tectonique : la collision fait suite à la subduction (figure 15.5 - Rupélien). La chaîne alpine se développe alors en pop-up, les déplacements horizontaux ralentis sont dus au mouvement de l'Apulie vers le Nord (figure 15.6).

Les modèles paléotectoniques présentés ici sont compatibles avec les études menées précédemment [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Stampfli and Borel, 2002]. Ces études, basées pour les continents Afrique et Europe sur l'ouverture de la dorsale médio-atlantique, contraignent la position de ces continents ainsi que celle du micro-continent Apulie.
Au cours de la convergence Apulie - Europe responsable de la formation des Alpes, deux périodes de retrait rapide de la zone de subduction ont existé (figure 15.7). La première période (70-50 Ma) correspond à la subduction de l'océan Liguro-Piémontais après la subduction du "micro-continent" Austro-Alpin provoquant l'exhumation des unités Austro-Alpines individualisées au cours de la subduction (figures 15.7 et 15.3). La seconde période (40-30 Ma) coïncide avec la subduction du domaine Valaisan qui fait suite à la subduction du "micro-continent" Briançonnais (figures 15.7 et 15.5). Le retrait de la zone de subduction provoque de l'extension sur la plaque chevauchante accomodant ainsi l'exhumation des unités Briançonnaises individualisées lors de la subduction du "micro-continent" Briançonnais (figures 15.7).
L'hypothèse tectonique d'une dynamique de subduction continentale - exhumation par retrait de la zone de subduction est confirmée par ces modèles paléogéographiques originaux de par leur échelle.

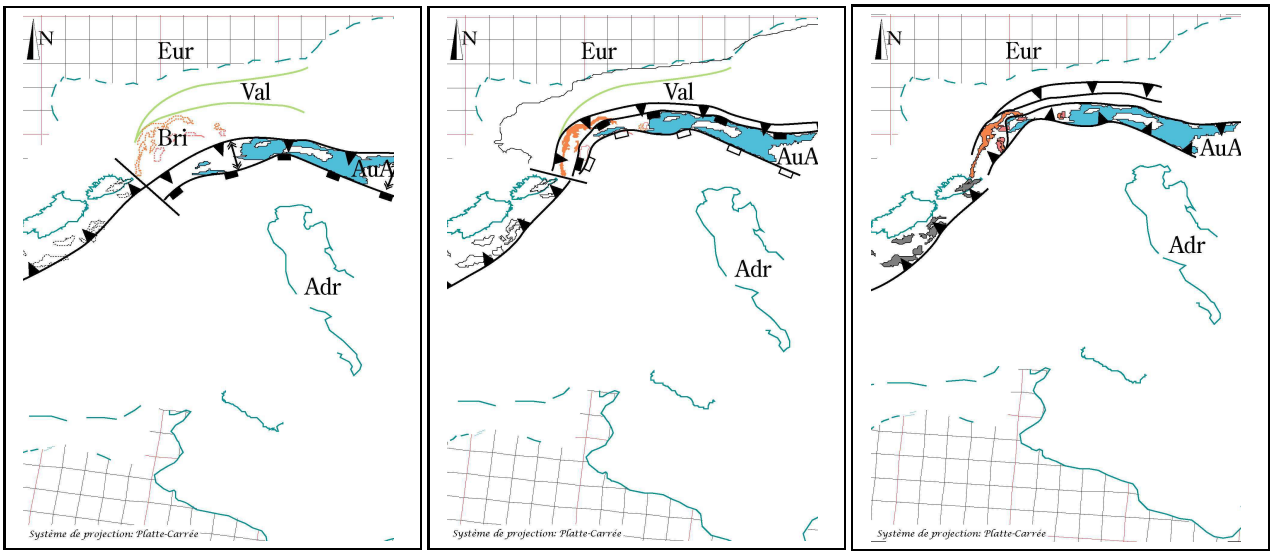


FIG. 15.5 – *Les Alpes de 50 Ma à 30 Ma.*

Reconstruction des Alpes il y a 50 Ma (Yprésien - Eocène), 40 Ma (Bartonien - Eocène) et 30 Ma (Rupélien - Oligocène)

Légende : *Eur : Europe, Ibe : Ibérie, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique-Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorés sont en surface après exhumation.*

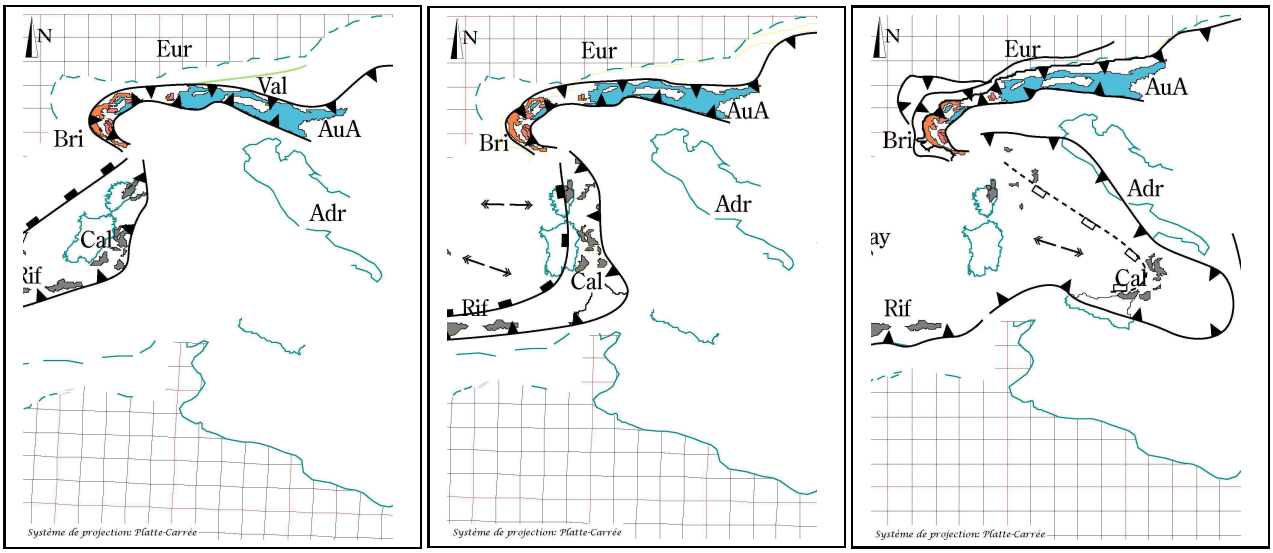


FIG. 15.6 – *Les Alpes de 20 Ma à aujourd'hui.*

Reconstruction des Alpes il y a 20 Ma (Burdigalien - Miocène), 10 Ma (Tortonien - Miocène) et 0 Ma (Actuel). Les mouvements des unités Alpines sont effectués à partir des mesures d'angle de rotation réalisées par Menard [Menard, 1988] basées sur la restauration de coupes.

Légende : *Eur : Europe, Ibe : Ibérie, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique-Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorés sont en surface après exhumation.*

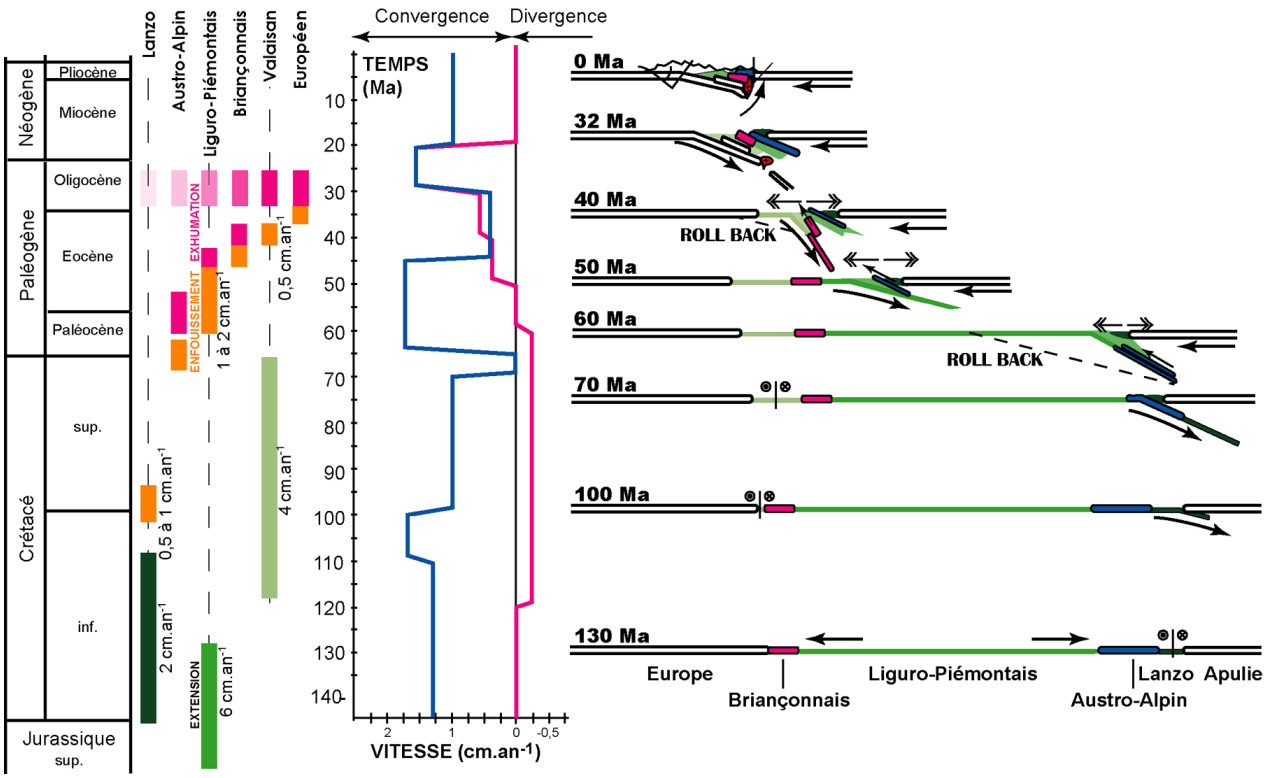


FIG. 15.7 – *Exhumation par retrait de la zone de subduction dans les Alpes.*

15.3 Élargissement à l'échelle de la méditerrannée du Tithonique à l'actuel.

Introduction

L'évolution de la région méditerranéenne montre la convergence de deux continents séparés par des petits domaines océaniques enchevetrés de micro-continents. La convergence Afrique - Europe a conduit à la formation d'orogènes dans l'ensemble de la méditerranée.
L'ouverture du domaine Néo-Téthysien remonte à la disclocation de la Pangée il y a 210 Ma (Norien). L'ouverture de la Néo-Téthys (210 Ma à 145 Ma) est particulièrment prononcée dans la partie ouest où l'ouverture de l'océan Atlantique s'accompagne de l'ouverture de l'océan Liguro-Piémontais.
A partir du Tithonique (145 Ma), l'avortement de la branche Ligure au profit de l'Atlantique Nord est responsable de la convergence du continent eurasiatique et du continent africain qui est responsable de la fermeture de la partie occidentale du domaine Néo-Téthysien. Cette fermeture a conduit à la surrection d'orogènes qui s'étendent du détroit de Gibraltar au Caucase Septentrional en passant par le Rif, la Kabylie, la Sicile, les Apennins et le Nord de la Corse, les Alpes, l'Egée et l'Anatolie (figure 15.8).

La dynamique globale de la fermeture du domaine Néo-Téthysien est contrôlée par la présence d'un assemblage complexe de domaines océaniques et continentaux qui entreront les uns après les autres en subduction. Dans ce contexte, le retrait de la zone de subduction alpine semble d'autant plus plausible que les Alpes n'en constituent pas le seul exemple.

Comme pour les Alpes, nous formulons l'hypothèse que la dynamique subduction continentale

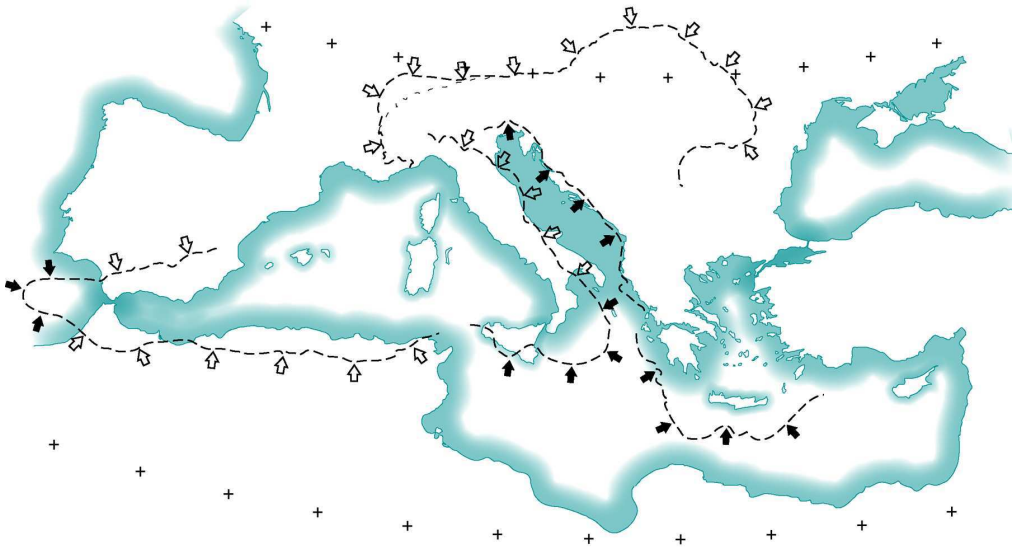


FIG. 15.8 – *Subductions et chevauchements majeurs en Méditerranée*

- exhumation par retrait de la zone de subduction est responsable de l'évolution de la région méditerranéenne. Cette hypothèse est utilisée comme modèle tectonique afin de réaliser les reconstructions présentées ci-après. Cette méthode permet avantageusement de replacer les micro-continents pour lesquels peu de contraintes sont disponibles, de travailler à plus petite échelle[1] et pour des intervalles de temps plus courts.

15.3.1 Pôles de rotation

Cette étude venant compléter les reconstructions paléotectoniques alpines, les pôles de rotations présentés dans le tableau 15.3 ont été calculés par rapport à une Europe supposée fixe. Une partie des pôles de rotation sont issus de Péritéthys [Dercourt et al., 2000] et sont reportés dans le tableau 15.3 pour mémoire.

TAB. 15.3: Pôles de rotations

PARAMÈTRES CINÉTIQUES DES BLOCS MÉDITERRANNÉENS				
Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
Europe fixe				
PÔLES D'APRÈS PÉRITÉTHYS [NAIRN ET AL., 1988; DERCOURT ET AL., 2000]				
Afrique NW				
0.0	0.00	0.00	0.00	AFRI
84.0	0.00	0.00	0.00	AFRI
116.7	8.80	98.70	0.37	AFRI
205.0	8.80	98.70	0.37	AFRI
Arabie				
0.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
2.0	32.75	22.64	-0.80	NW AFR
8.0	32.76	22.61	-3.26	NW AFR
16.0	32.14	22.58	-5.70	NW AFR
21.0	32.13	22.57	-6.29	NW AFR
27.0	32.11	22.56	-6.99	NW AFR

Suite page suivante...

[1] en toute rigueur, ce travail se fait à plus grande échelle.

TAB. 15.3: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
30.0	32.11	22.56	-7.35	NW AFR
300.0	32.11	22.56	-7.35	NW AFR
Apulie				
Dalmatie				
0.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
10.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
20.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
24.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
36.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
44.3	-42.12	-162.44	11.02	NW AFR
67.0	-42.12	-162.44	11.02	NW AFR
92.0	-42.12	-162.44	11.02	NW AFR
116.0	-40.26	-165.65	11.82	NW AFR
130.0	-34.54	-173.76	15.17	NW AFR
140.0	-32.54	-172.59	19.20	NW AFR
160.0	-32.10	-171.77	20.98	NW AFR
180.0	-31.87	-171.37	21.97	NW AFR
300.0	-31.87	-171.37	21.97	NW AFR
DPouilles				
0.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
10.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
20.0	0.00	0.00	0.00	NW AFR
24.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
36.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
44.3	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
67.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
92.0	-40.31	-164.35	12.63	NW AFR
116.0	-38.86	-167.02	13.45	NW AFR
130.0	-33.94	-173.96	16.82	NW AFR
140.0	-33.02	-173.67	20.52	NW AFR
160.0	-32.66	-173.55	22.52	NW AFR
180.0	-32.49	-173.50	23.52	NW AFR
300.0	-32.49	-173.50	23.52	NW AFR
Ibérie				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
35.0	0.00	0.00	0.00	EURA
41.0	-39.00	168.50	0.62	EURA
49.0	-39.00	168.50	2.25	EURA
67.0	-39.00	168.50	5.60	EURA
77.0	39.30	-11.20	-8.10	EURA
90.0	41.40	-8.10	-11.50	EURA
110.0	46.10	-3.50	-23.40	EURA
120.0	47.80	-0.20	-26.80	EURA
210.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
235.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
205.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
265.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
277.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
300.0	49.10	2.60	-33.80	EURA
Corse				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
16.0	0.00	0.00	0.00	EURA

Suite page suivante...

TAB. 15.3: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
24.0	43.50	9.25	-52.50	EURA
60.0	43.50	9.25	-52.50	EURA
100.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
205.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
500.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
Sardaigne				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
16.0	0.00	0.00	0.00	EURA
24.0	43.50	9.25	-52.50	EURA
60.0	43.50	9.25	-52.50	EURA
100.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
205.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
500.0	43.95	9.81	-64.19	EURA
PÔLES CALCULÉ DANS CETTE ÉTUDE				
Calabre NE				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
2.0	42.83	18.74	-19.29	EURA
4.0	43.28	17.20	-37.56	EURA
6.0	64.96	158.16	-5.11	EURA
16.0	64.96	158.16	-5.11	EURA
24.0	-47.40	-165.83	54.54	EURA
500.0	0.00	0.00	0.00	EURA
Calabre SW				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
2.0	40.74	17.11	-37.80	EURA
4.0	9.63	171.52	-3.36	EURA
6.0	35.06	11.73	55.79	EURA
16.0	35.06	11.73	55.79	EURA
24.0	-26.66	-4.15	8.53	EURA
500.0	0.00	0.00	0.00	EURA
Sicile, unité métamorphique				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
2.0	41.54	17.81	-25.53	EURA
4.0	23.68	2.25	8.07	EURA
6.0	35.09	11.11	57.54	EURA
16.0	35.09	11.11	57.54	EURA
24.0	-16.27	-5.27	9.34	EURA
500.0	0.00	0.00	0.00	EURA
Sicile, côtes Nord				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
2.0	35.61	11.21	17.87	EURA
4.0	36.63	12.44	48.27	EURA
6.0	35.21	12.39	58.90	EURA
16.0	35.21	12.39	58.90	EURA
500.0	35.21	12.39	58.90	EURA
Toscane, unités métamorphiques				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
11.0	44.44	8.62	-31.99	EURA
16.0	44.44	8.62	-31.99	EURA

Suite page suivante...

TAB. 15.3: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
24.0	-43.93	-170.74	84.49	EURA
500.0	0.00	0.00	0.00	EURA
Front Panonnien				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
5.0	0.00	0.00	0.00	EURA
30.0	44.79	22.06	-161.41	EURA
500.0	44.79	22.06	-161.41	EURA
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
5.0	0.00	0.00	0.00	EURA
30.0	43.68	23.21	98.10	EURA
500.43.68	23.21	98.10	EURA	
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
5.0	0.00	0.00	0.00	EURA
30.0	42.82	29.55	19.68	EURA
500.0	42.82	29.55	19.68	EURA
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
5.0	0.00	0.00	0.00	EURA
30.0	46.37	3.01	-10.55	EURA
500.0	46.37	3.01	-10.55	EURA
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
5.0	0.00	0.00	0.00	EURA
30.0	46.05	22.10	79.73	EURA
500.0	46.05	22.10	79.73	EURA
Crète				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	34.14	26.31	-19.67	EURA
30.0	10.50	57.61	-2.50	EURA
40.0	34.09	33.11	-25.81	EURA
500.0	34.09	33.11	-25.81	EURA
Péloponèse				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	38.13	20.58	12.00	EURA
30.0	38.94	18.16	17.54	EURA
40.0	41.55	12.42	17.93	EURA
500.0	41.55	12.42	17.93	EURA
Rhodope				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	39.87	26.49	-6.90	EURA
30.0	41.12	18.47	9.03	EURA
40.0	44.52	19.73	21.92	EURA
500.0	44.52	19.73	21.92	EURA
Cyclades Est				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	38.56	29.81	-13.14	EURA
30.0	36.98	30.84	-19.44	EURA
40.0	35.69	31.84	-25.95	EURA

Suite page suivante...

TAB. 15.3: (suite)

Age	Lat.	Long.	Angle	Bloc ref.
500.0	35.69	31.84	-25.95	EURA
Cyclades Ouest				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
20.0	32.86	39.31	-0.52	EURA
30.0	40.43	20.57	24.77	EURA
40.0	43.74	16.78	19.63	EURA
500.0	43.74	16.78	19.63	EURA
Alboran Nord				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
10.0	0.00	0.00	0.00	EURA
12.5	37.71	-1.42	24.31	EURA
15.0	39.27	-1.69	41.48	EURA
18.0	38.62	-1.39	110.45	EURA
24.0	37.94	-1.01	163.13	EURA
500.0	37.94	-1.01	163.13	EURA
Alboran Sud				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
10.0	0.00	0.00	0.00	EURA
12.5	30.85	-9.08	-10.74	EURA
15.0	16.91	-7.87	-9.53	EURA
18.0	49.61	-6.99	27.19	EURA
24.0	44.43	-5.50	48.92	EURA
500.0	44.43	-5.50	48.92	EURA
Kabylie				
0.0	0.00	0.00	0.00	EURA
15.0	0.00	0.00	0.00	EURA
18.0	31.56	-16.15	3.35	EURA
24.0	33.08	-9.39	12.64	EURA
500.0	33.08	-9.39	12.64	EURA

Suite page suivante...

15.3.2 Cartes paléotectoniques

Les reconstructions paléotectoniques à 130 Ma, 90 Ma, 60 Ma, 50 Ma et 30 Ma ainsi que la carte actuelle présentées ici sont élaborées à partir des différents blocs dont la position est calculée grâce aux pôles de rotation. Les rides, Les failles... sont ajoutées ensuite. Les paléorivages sont reproduits d'après l'Atlas Péri-Téthys [Dercourt et al., 2000].

A l'Hauterivien (130 Ma - Crétacé inférieur), le domaine Néo-Téthysien comporte de nombreux blocs continentaux, résultats de la disclocation de la Pangea. Dans la partie occidentale, l'expansion de l'océan Liguro-Piémontais cesse tandis qu'un nouveau domaine océanique s'ouvre plus au Sud par décrochement extensif (Lanzo - figure 15.9). L'ouverture du domaine Lanzo (estimée autour de 2 cm.an^{-1} $\pm$ 1) détache le micro-continent Austro-Alpin de la bordure nord de l'Apulie [Gebauer, 1999; O'Brien, 2001]. Dans la partie orientale, l'océan Vardar subduit sous le continent Eurasie alors que les océans Pinde et Néo-Téthys sont en expansion [Dercourt et al., 2000].

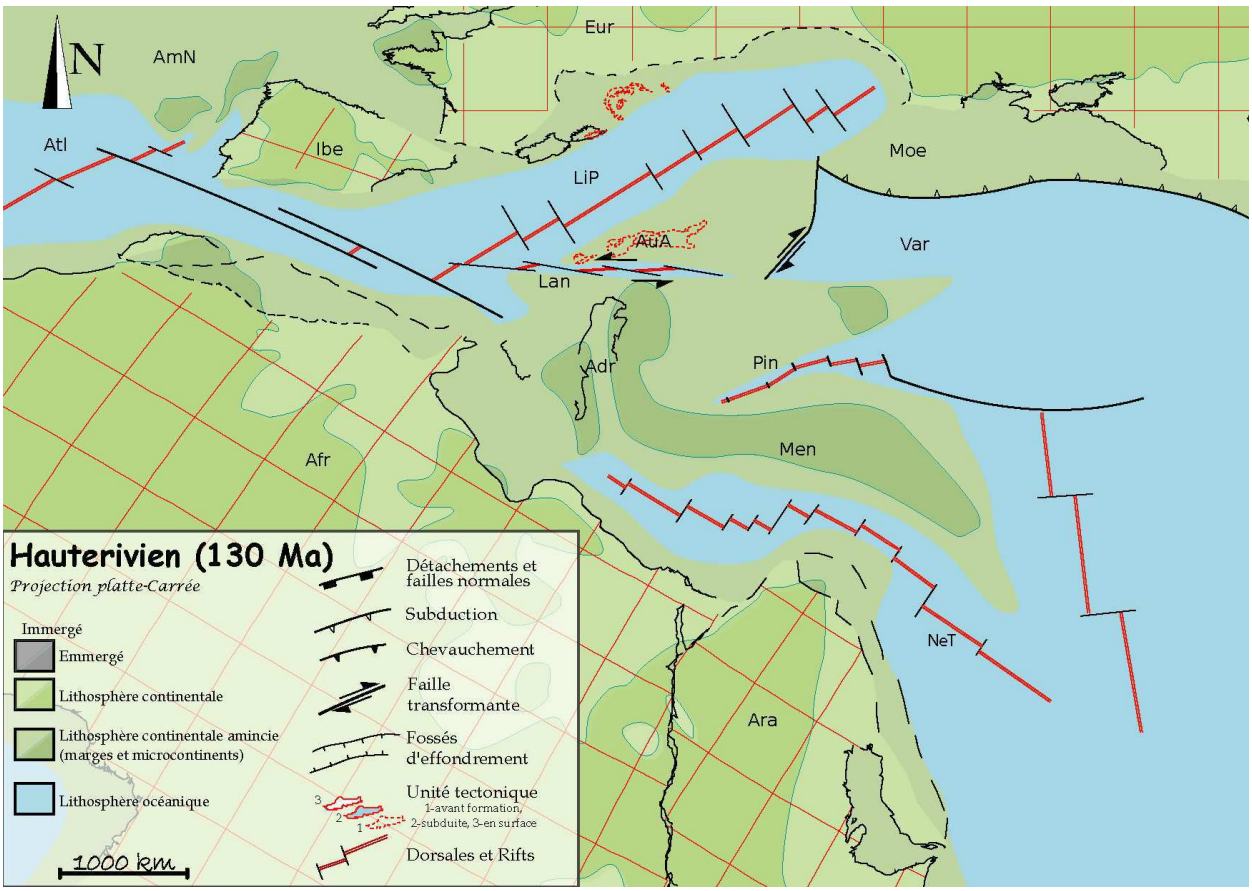


FIG. 15.9 – *Carte paléotectonique à 130 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

Au Cénomanien (90 Ma - Crétacé supérieur), l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque la migration vers l'Est de l'Ibérie [Dercourt et al., 2000], et la subduction de domaine océanique Lanzo (à une vitesse de 0,5 à 1 cm.an^{-1}). L'existence d'un domaine océanique Lanzo, indépendant du Liguro-Piémontais, est justifiée par la nécessité d'une lithosphère océanique permettant l'enfouissement du micro-continent Austro-Alpin. Les roches ophiolithiques de Lanzo constituent probablement une relique de ce domaine océanique [Gebauer, 1999; O'Brien, 2001].
Le mouvement de l'Ibérie entraîne la formation du Valaisan par un décrochement extensif rapide (de l'ordre de 4 cm.an^{-1}) [Stampfli, 2001], domaine océanique séparant le micro-continent Briançonnais de la marge Européenne (figure 15.10 - [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Gebauer, 1999; Stampfli, 2001]). A l'Est, l'océan Vardar a presque totalement disparu et entraine à sa suite un bloc continental dans la zone de subduction (figure 15.10).

Au Danien (60 Ma - Paléocène), la subduction du bloc continental à la suite de l'océan Vardar à provoqué l'enfouissement et la formation d'unités métamorphiques au niveau du Rhodope [Yanev and Barintzeff, 1997; Gautier et al., 1999; Liati and Gebauer, 1999]. La convergence se poursuivant, l'océan Pinde est à son tour subduit, amenant au niveau de la zone de subduction le micro-continent Turquie-Egée (Mendérès figure 15.11). Au Sud, l'expansion de la Néo-Téthys cesse.

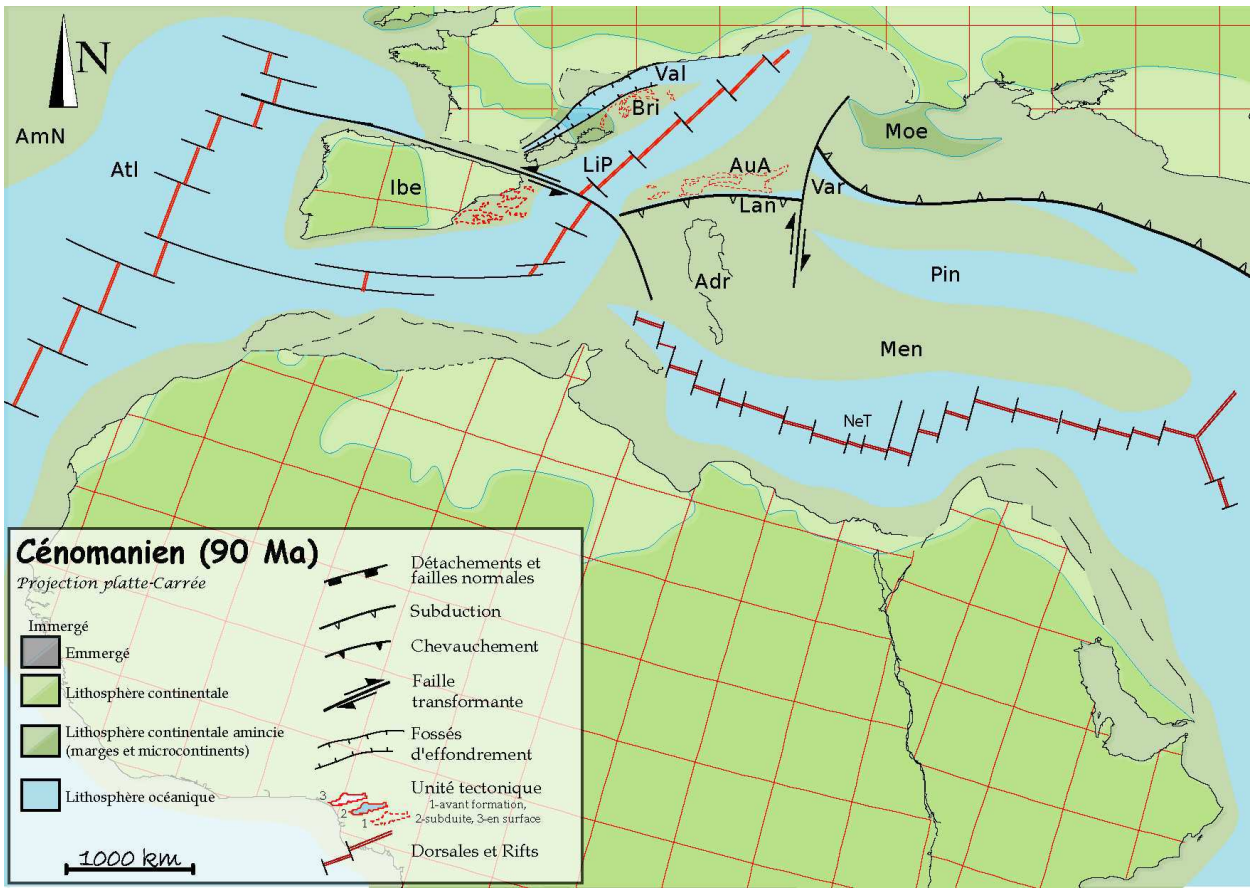


FIG. 15.10 – *Carte paléotectonique à 90 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

Dans la partie occidentale, l'océan Liguro-Piémontais subduit sous l'Ibérie avec une vergence Nord et sous l'Apulie avec une vergence Sud (figure 15.11). Le micro-continent Austro-Alpin a été subduit à la suite du domaine océanique Lanzo à partir du Maastrichtien (70 Ma - [Rosenbaum and Lister, 2005]). Au cours de l'enfouissement, des écailles crustales se sont individualisées et sont exhumées en raison du retrait vers le Nord de la zone de subduction (figure 15.11).

A l'Yprésien (50 Ma - Éocène), les trois subductions se poursuivent. A l'Est, l'océan Pinde disparait dans la zone de subduction [Jolivet et al., 2005] entrainant à sa suite un micro-continent. Au centre, la subduction de l'océan Liguro-Piémontais s'achève à une vitesse comprise entre 1 et 2 cm.an^{-1}. Les unités Austro-Alpines sont totalement exhumées, tandis que le micro-continent Briançonnais subduisuit à la suite de l'océan Liguro-Piémontais (figure 15.12 - [Stampfli et al., 1998; Ratschbacher et al., 2004; Rosenbaum and Lister, 2005]).

Au Rupélien (30 Ma - Oligocène), les Alpes entrent en collision et des chevauchements se forment de part et d'autre de la chaîne [Menard, 1988]. Les unités Briançonnaises formées au cours de la subduction continentale ont été exhumées pendant la subduction du domaine océanique Valaisan ([Rosenbaum and Lister, 2005] - figure 15.13). Le bassin Panonien se forme à partir de cet date [Csontos and Voros, 2004].

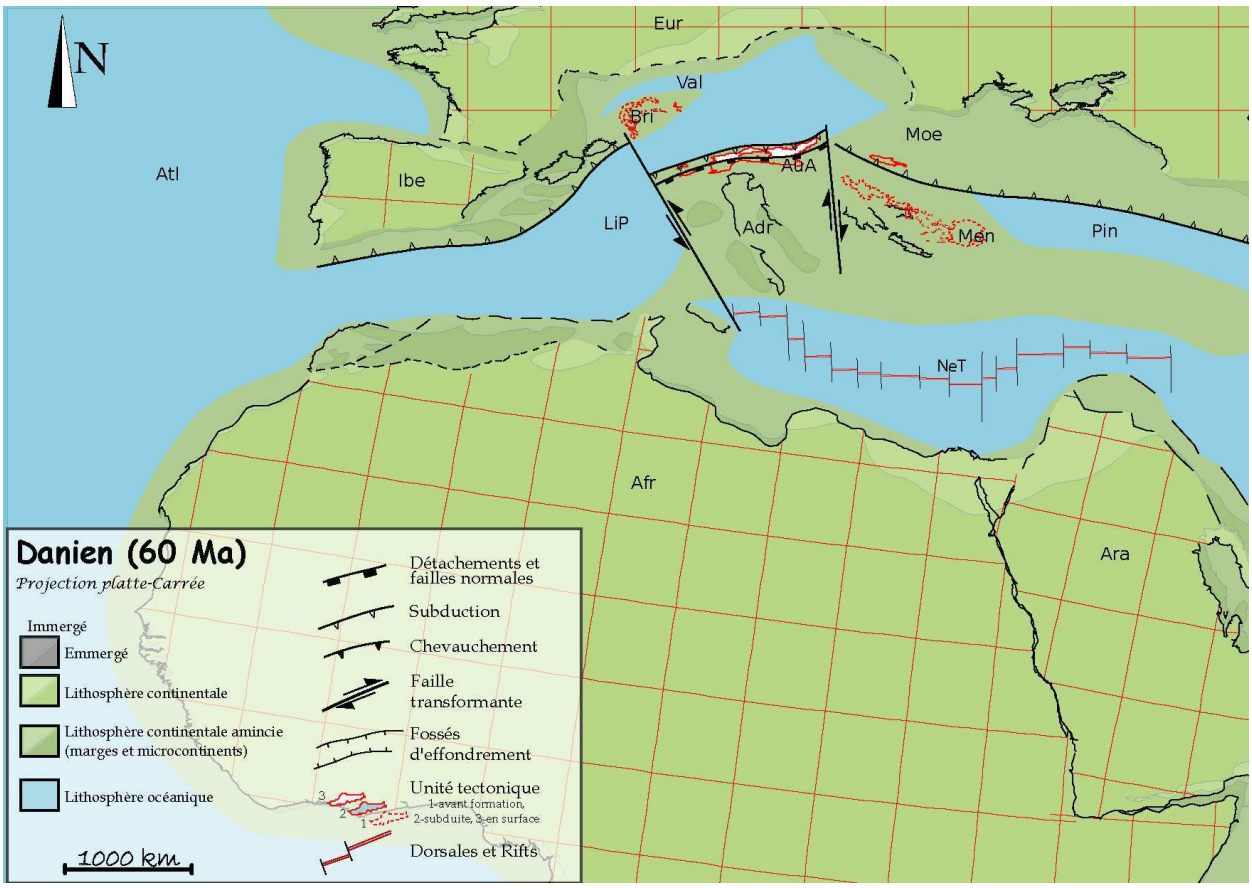


FIG. 15.11 – *Carte paléotectonique à 60 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

La subduction du micro-continent Turquie-Egée dans la partie orientale est responsable de l'individualisaton des unités métamorphiques des Cyclades exhumées en raison du retrait de la zone de subduction (figure 15.13). Dans la partie occidentale, les unités Haute Pression, Basse Température s'individualisent pendant la subduction.

Au Langhien (15 Ma - Miocène), la chaîne des Alpes s'est élargie en raison de la formation des massifs cristallins externes (25 à 15 Ma) [Ratschbacher et al., 2004; Schmid et al., 2004]. A l'Est, le bassin Panonien se forme en raison du retrait de la subduction de la marge européenne (figure 15.14[Csontos and Voros, 2004]. La convergence Apulie - Europe est fortement ralentie [Nairn et al., 1988; Dercourt et al., 2000; Jolivet et al., 2003].
Dans la partie occidentale, les unités Haute Pression, Basse Température sont exhumées consécutivement au retrait de la zone de subduction Tyrrhénienne - Calabre - Rif - Alboran [Gelabert et al., 2002; Faccenna et al., 2001a,b; Rosenbaum and Lister, 2004]. En Égée, le retrait de la zone de subduction se poursuit alors que la Crète et le Péloponèse sont subduits [van Hinsbergen et al., 2005].

Actuellement, la convergence Afrique - Europe se poursuit. La disparition de la plupart des domaines océaniques a conduit au ralentissement des vitesses de convergences (figure 15.15).

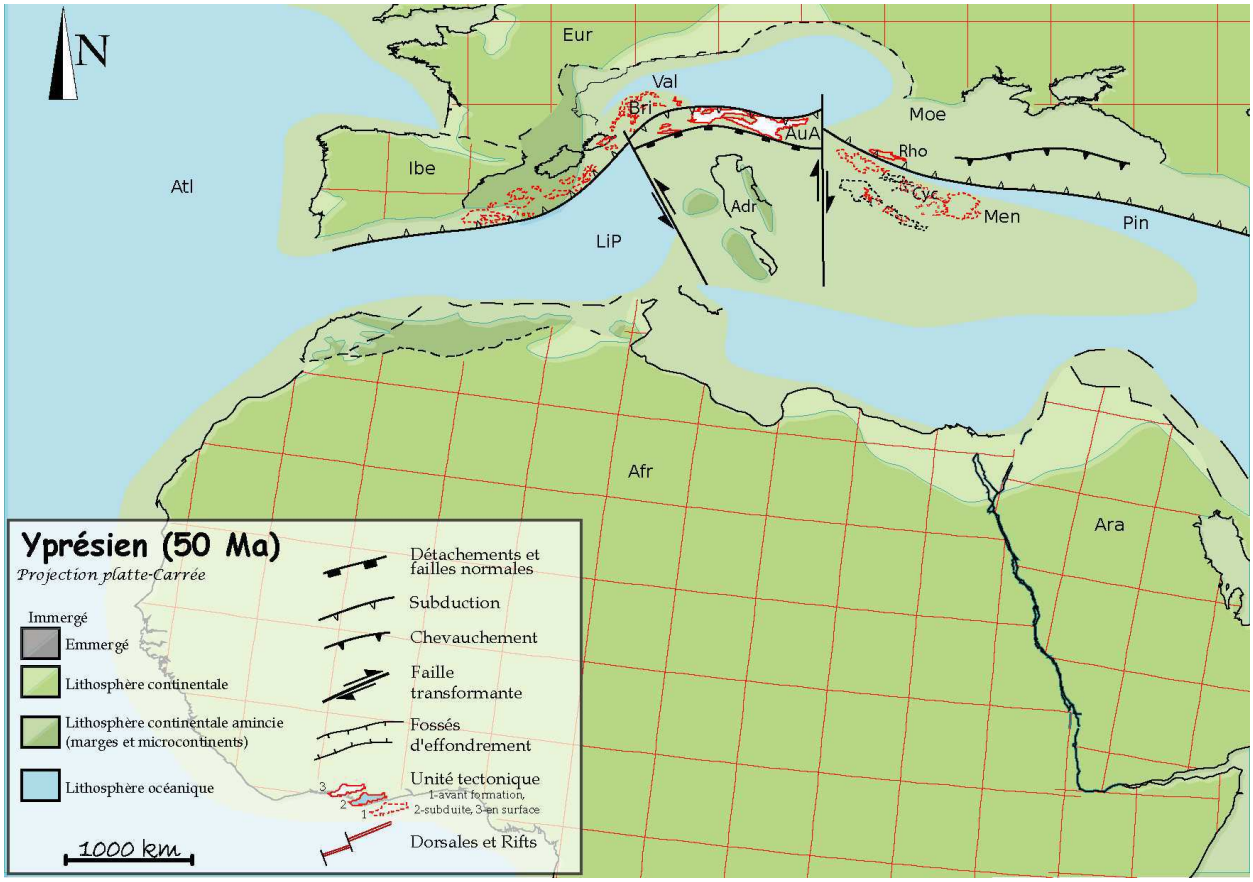


FIG. 15.12 – *Carte paléotectonique à 50 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

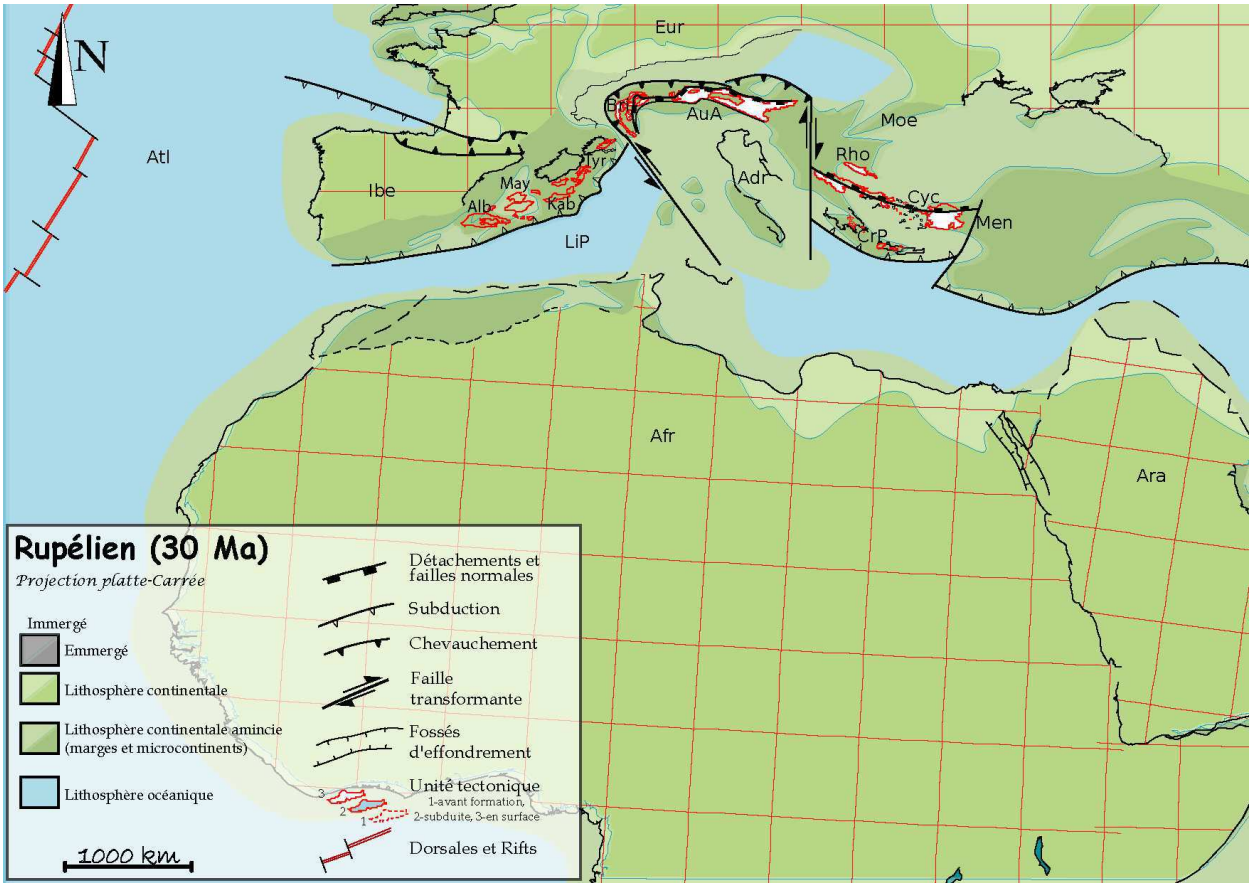


FIG. 15.13 – *Carte paléotectonique à 30 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

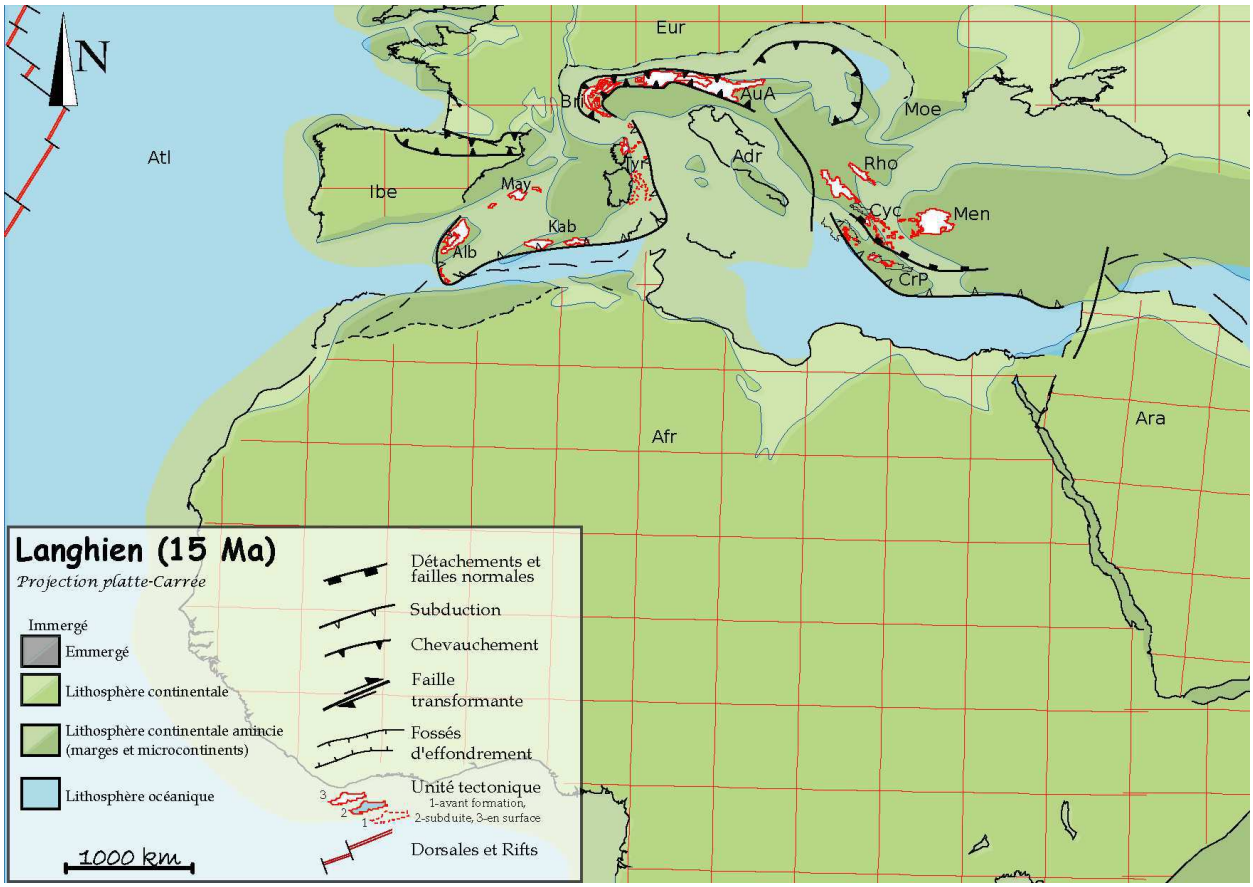


FIG. 15.14 – *Carte paléotectonique à 15 Ma.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

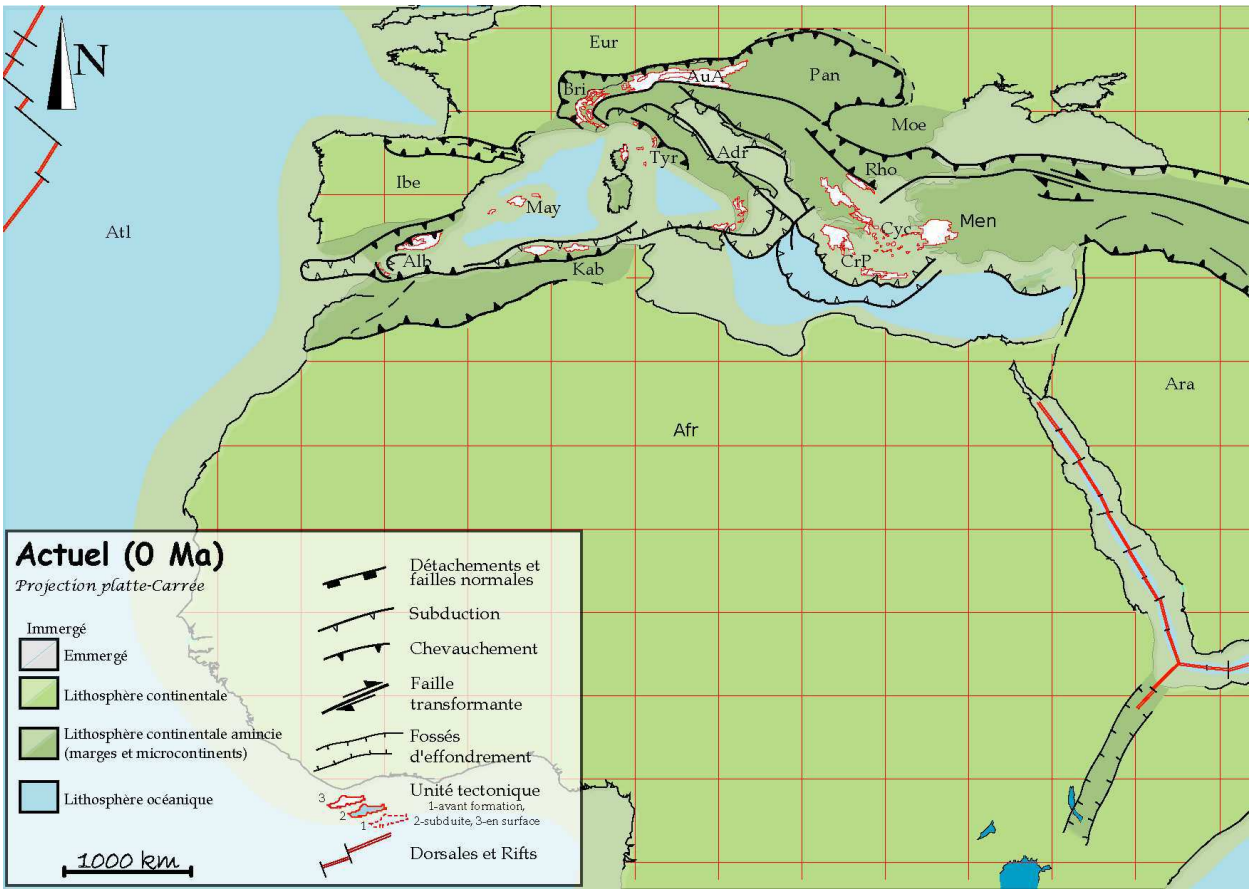


FIG. 15.15 – *La région méditerrannéenne actuelle.*

Légende : *Adr : Adriatique, Afr : Afrique, Alb : Alboran, AmN : Amérique du Nord, Ara : Arabie, Atl : Atlantique, AuA : Austro-Alpin, Bri : Briançonnais, CrP : Crète - Péloponèse, Cyc : Cyclades, Eur : Eurasie, Ibe : Ibérie, Kab : Kabylie, Lan : Lanzo, May : Mayorque, Men : Mendérès, Moe : Moésie, NeT : Néo-Téthys, Pin : Pinde, Rho : Rhodope, Tyr : Tyrrhénienne, Val : Valaisan.*

Chapitre 16

Conclusion

Dans les Alpes, comme dans le reste de la Méditerranée, l'exhumation intervient durant la subduction continentale de micro-continents. La subduction d'un domaine océanique suite à un micro-continent induit un retrait de la zone de subduction [Martinod et al., 2005; Royden and Husson, 2006] synchrone de l'exhumation des unités cristallines internes [Rosenbaum and Lister, 2005]. L'exhumation est accomodée par l'extension en avant de la zone de subduction en retrait [Brun and Soukoutis, 2005].
Dans les Alpes, les unités internes ont été exhumées par retrait de la zone de subduction entre 70 Ma et 30 Ma. Les domaines océaniques subduits provoquent à leur suite la subduction des micro-continents situés plus au Nord. La subduction continentale est accompagnée de l'écaillage en profondeur d'unités de croûte supérieure qui sont exhumées du fait de leur faible densité. Cette exhumation est possible grâce à l'extension associée au retrait de la zone de subduction provoquée par l'arrivée d'un nouveau domaine océanique dans la zone de subduction. Cette dynamique provoque une structure chevauchante vers la zone de subduction et en effondrement du côté du bloc chevauchant.
L'ensemble des domaines internes et externes a subi une exhumation par éduction entre 30 Ma et 15 Ma lors du début de la collision provoquée par le détachement de la lithosphère subduite. Cette dynamique provoque la formation d'un pop-up lithosphérique limité par des chevauchements.

Cinquième partie

Conclusion générale

Table des Matières

17.1 Les Alpes ne sont pas une “chaîne de collision” 237
17.2 Subduction continentale 239
17.3 Ecaillage en profondeur lié à la subduction continentale 240
17.4 Subduction Alpine à l'Éocène 240
17.5 Retrait de la subduction Alpine 241
17.6 Exhumation et roll-back 242

17.1 Les Alpes ne sont pas une "chaîne de collision"

Les Alpes sont décrites classiquement comme étant la chaîne de collision type [Pomerol et al., 2005]. Cependant, l'essentiel de la convergence entre l'Apulie et l'Europe (entre 100 Ma et 30 Ma) responsable de la formation des Alpes, a été accomodée par la subduction au cours de laquelle le domaine interne s'est formé [Schmid et al., 1997a; Stampfli et al., 1998; Lister et al., 2005; O'Brien, 2001; Rosenbaum and Lister, 2005]. La collision, active depuis 30 Ma, a entraîné la formation du domaine externe et un réagencement du domaine interne avec des déformations moindres par rapport à la phase de subduction. De plus, l'exhumation à travers le manteau des unités internes et la subduction sont synchrones, rendant incompatibles l'exhumation et les processus liés à la collision.

L'enfouissement en profondeur de la lithosphère continentale se traduit par le métamorphisme Haute Pression - Basse Température des unités. Le "micro-continent" Austro-Alpin a fait suite au domaine océanique Lanzo, le "micro-continent" Briançonnais est enfoui à la suite de l'océan Liguro-Piémontais (figure 17.1a - 45 Ma, [Stampfli et al., 1998; O'Brien, 2001; Neubauer, 2002; Rosenbaum and Lister, 2005]). Au cours de la subduction continentale du Briançonnais, les unités Briançonnaises constituées uniquement de croûte supérieure s'individualisent. Au moment de l'écaillage, traduit par un chevauchement basal accompagné d'une zone mylonitique, les roches qui constituent les unités étaient ductiles (figure 17.1a - 45 Ma). La profondeur d'écaillage des unités Briançonnaises pouvant dépasser 100 km (Dora Maira par exemple), leur enfouissement est nécessairement lié à la subduction.

Sitôt individualisées de la lithosphère en subduction, les unités Briançonnaises sont exhumées à travers le manteau (figure 17.1a - 40 Ma) alors que la subduction se poursuit. Cette exhumation rapide se traduit par une extension latérale des unités et par une diminution de pression sans diminution de température.

L'arrivée dans la zone de subduction de la marge continentale européenne provoque l'enfouissement et l'individualisation de nouvelles unités continentales (figure 17.1c - 35 Ma). Les unités précédemment enfouies, ne pouvant plus remonter, stagnent à la base de la croûte ce qui provoque leur réchauffement par diffusion thermique et leur étirement latéral (D2) qui contribuent à l'augmentation de température [Burg and Gerya, 2005].

Le détachement de la lithosphère subduite autour de 30 Ma provoque l'arrêt de la subduction (figure 17.1d - 30 Ma) et l'exhumation à travers la croûte par éduction [Davies and von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg and Davies, 1995; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Olker et al., 2003]. Le détachement de la lithosphère subduite, marquée par les intrusions magmatiques dans la partie Sud-Alpine, provoque l'horizontalisation de la portion enfouie de la lithosphère en surface (figure 17.1e - 25 Ma). L'évolution se fait alors en collision et les massifs cristallins externes se forment.

Le domaine interne des Alpes comporte des unités présentant un métamorphisme de Haute ou Ultra-Haute Pression caractéristique de la subduction des unités entre 100 Ma et 30 Ma. Le domaine externe des Alpes est constitué d'unités de Basse Pression formées depuis 30 Ma en raison de la collision entre l'Apulie et l'Europe. L'essentiel de l'histoire (métamorphisme, déplacement, déformation...) des Alpes s'est déroulé au cours de la subduction Alpine.

Les Alpes ne sont pas une chaîne de collision mais une ceinture orogénique formée au cours de la subduction Alpine.

Les évènements responsables de la formation de la partie interne des Alpes sont chronologiquement les suivants : enfouissement puis écaillage lié à la **subduction continentale** suivis de l'exhumation due au retrait de la **subduction**.

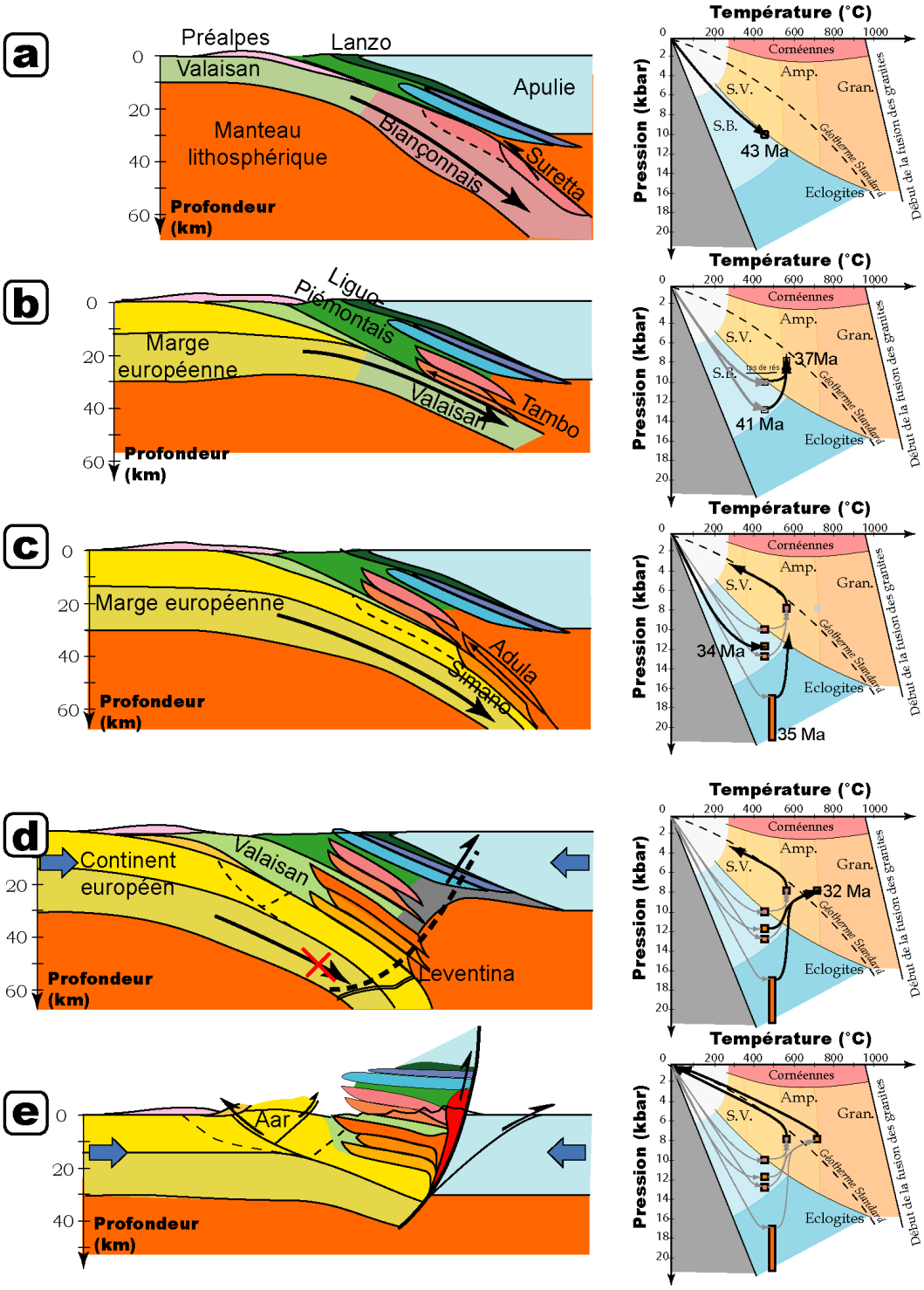


FIG. 17.1 – *Evolution des Alpes depuis 45 Ma*

17.2 Enfouissement au cours de la subduction continentale : exemple de l'unité Adula

L'unité Adula est située dans le Ticino (Alpes Centrales - Suisse) dans la partie orientale du dôme Lepontin. Cette unité est constituée de paragneiss de protolithe pré-mésozoïque et orthogneiss hercyniens (figure 17.2 - [Meyre et al., 1999; Dale and Holland, 2003]). L'unité Adula constitue une écaille de croûte supérieure délimitée à sa base et son sommet par deux chevauchements. Le chevauchement situé au sommet est présenté dans la figure 17.2, panorama réalisé à la Passo di San Bernardino où les roches présentent une schistosité accompagnée d'une linéation méridienne. Les critères de cisaillement indiquent un déplacement vers le Nord.

Cette déformation est présente dans l'ensemble de l'unité avec une zone de cisaillement intense

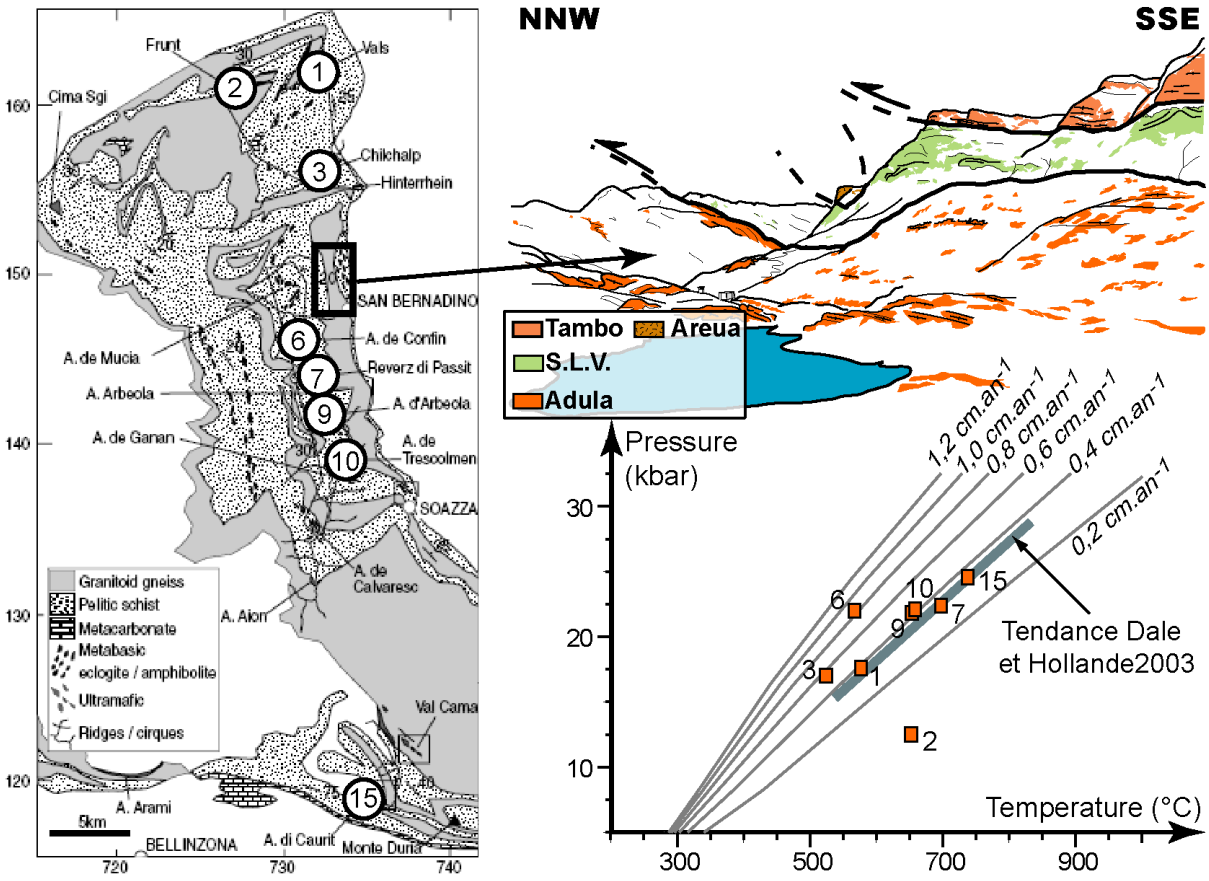


FIG. 17.2 – *L'unité Adula - ARTICLE 1*

localisée au niveau du chevauchement basal dans laquelle les roches sont mylonitisées. Cette déformation dans l'ensemble de l'unité traduit le caractère ductile des roches lors de la formation de l'unité. Les roches constituant l'unité Adula ont subi un changement rhéologique lié aux conditions Pression - Température lors de leur formation.

Les conditions métamorphiques lors de l'écaillage de l'unité Adula correspondent au pic métamorphique de Haute Pression - Basse Température estimé à 17-22 kbar et 650-750^oC (figure 17.2, [Dale and Holland, 2003]). Ce type de métamorphisme est caractéristique des zones de subduction. La modélisation thermique 1D des chemins Pression - Température permet d'estimer la vitesse d'enfouissement et d'en déduire l'angle de subduction à 45^o et la vitesse de subduction à 0,5$cm.an^{-1}$, valeurs en concordance avec des études antérieures [Schmid et al., 1997a; Dale and Holland, 2003].

17.3 Ecaillage en profondeur lié à la subduction continentale

La modélisation thermo-mécanique 2D de la subduction continentale met en évidence le rôle du réchauffement de la partie sommitale de la lithosphère subduite sur l'individualisation d'unités de Haute et Ultra-Haute Pression. L'individualisation d'écailles de croûte supérieure est due à la diminution de la résistance provoquée par le réchauffement au sommet de la plaque subduite sans qu'un contraste lithologique soit nécessaire (figure 17.3). La profondeur minimum d'individualisation dépend de la rhéologie, de l'angle et la vitesse de subduction. La modélisation thermo-mécanique

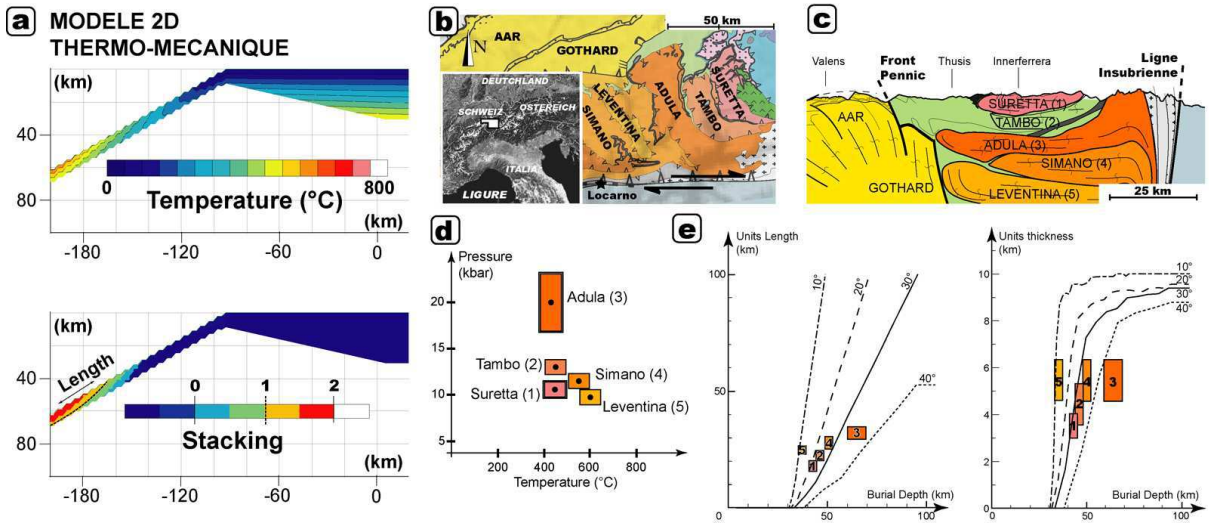


FIG. 17.3 – *Ecaillage au cours de la subduction continentale - ARTICLE 2*

2D permet de déterminer la longueur et l'épaisseur des unités écaillées en fonction de l'angle de subduction, de la vitesse de subduction et du temps.
La comparaison du modèle avec les unités Lepontines fines, longues et de Haute-Pression montre que le modèle est valide et permet d'estimer la vitesse et l'angle de subduction à partir du pic de pression métamorphique et de la longueur ou l'épaisseur des unités cristallines.

17.4 Géométrie et dynamique de la subduction Alpine à l'Éocène

Les variations latérales de la Haute Pression observées dans les orogènes modernes peuvent être dues à des variations latérales de la dynamique et la géométrie de la zone de subduction. La combinaison des modélisations thermique 1D et thermo-mécanique 2D permet de reconstituer quantitativement la géométrie et la dynamique d'une subduction révolue à partir des données thermo-barométrique.
La géométrie à l'Éocène de la subduction Alpine (lors de l'enfouissement du Briançonnais) est présentée en figure 17.4. La subduction Alpine à l'Éocène était plus rapide et plus pentée au Sud-Ouest (vers Dora-Maira) qu'au Nord-Est (vers Suretta) en raison de la traction du panneau Liguro-Piémontais subduit, plus grand au Sud-Ouest qu'au Nord-Est.

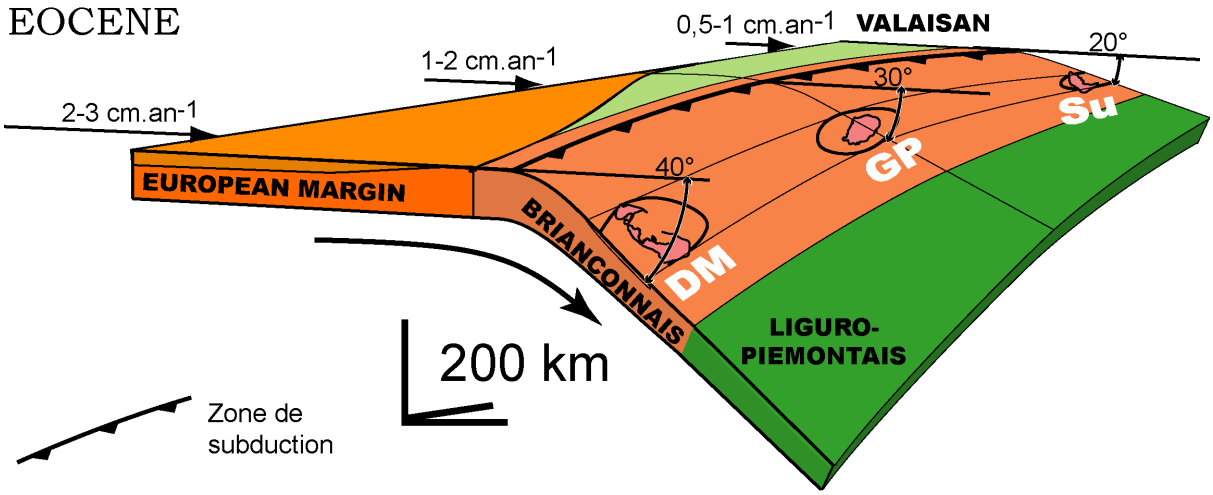


FIG. 17.4 – *La subduction Alpine à l'Éocène - ARTICLE 3*

17.5 Retrait de la subduction Alpine

Les variations au cours du temps du pic de pression, observées dans les orogènes modernes, peuvent comme les variations latérales être reliées à des variations de la dynamique de la zone de subduction.
L'étude de l'évolution au cours du temps de la dynamique de la subduction Alpine au niveau du Lepontin met en évidence le retrait rapide de la subduction entre 40 Ma et 35 Ma enregistré dans le pic de pression métamorphique de l'unité Adula (figure 17.5).
Le retrait de la zone de subduction est lié à la subduction plus aisée du domaine océanique Valaisan à la suite du "micro-continent" Briançonnais. L'exhumation des unités Briançonnaises, la subduction du Valaisan et le retrait de la subduction associé sont synchrones.

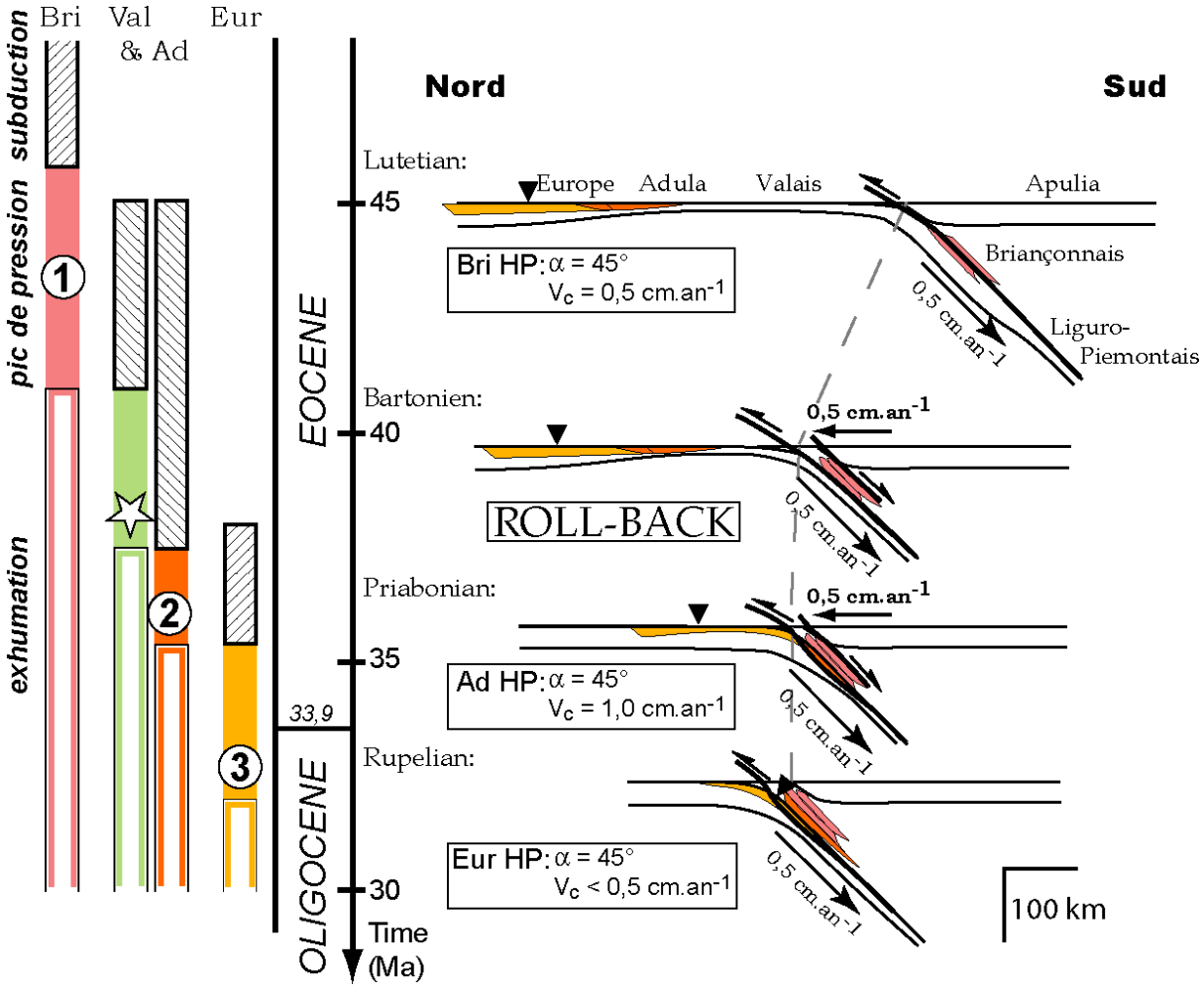


FIG. 17.5 – *Retrait de la zone de subduction Alpine - ARTICLE 4*

17.6 Exhumation liée au retrait de la subduction Alpine

La partie interne des Alpes est constituée d'unités cristallines formées entre 70 Ma et 30 Ma au cours de la fermeture par subduction du domaine Néo-Téthysien. Le scénario présenté en conclusion de la Partie 1 peut être réinterprété compte tenu des résultats apportés par les Parties 3 et 4.

Le domaine Néo-Téthys s'est ouvert dans sa partie occidentale en raison de l'ouverture de l'Atlantique dont une branche s'est étendue au Nord-Est donnant naissance à l'océan Liguro-Piémontais (figure 17.6 - 140 Ma). Cette ouverture avorte au cours du Crétacé inférieur au profit de l'Atlantique Nord, provoquant momentanément l'ouverture du domaine océanique Lanzo (figure 17.6 - 110 Ma). A partir du Crétacé supérieur, l'ouverture de l'Atlantique est dominante avec la convergence Afrique - Europe et le domaine Néo-Téthysien se ferme (figure 17.6 - 80 Ma).

Durant la période qui s'étend du Crétacé supérieur à l'Eocène (100 Ma à 30 Ma), les micro-continents sont subduits à la suite des domaines océaniques générant un métamorphisme Haute Pression, Basse Température. Le continent Austro-Alpin a fait suite au domaine océanique Lanzo (entre 80 Ma et 70 Ma, figure 17.6 - 80 Ma), le continent Briançonnais à l'océan Liguro-Piémontais (figure 17.7 - 50 Ma) et la marge européenne au domaine océanique Valaisan (35 à 30 Ma). La subduction continentale provoquant l'enfouissement en profondeur de la croûte continentale, l'individualisation en profondeur d'unités de croûte supérieure survient. Cette étape est marquée par

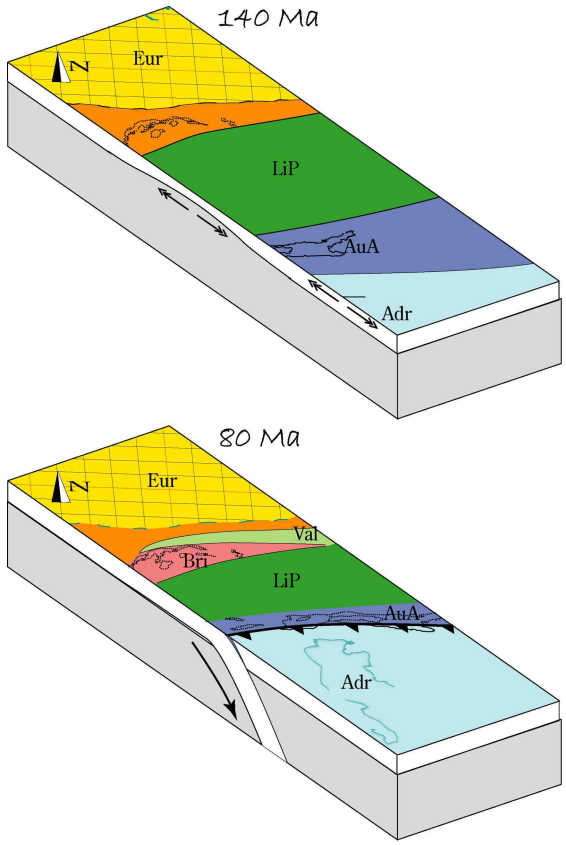


FIG. 17.6 – *Les Alpes de 140 Ma à 80 Ma.* **Légende :** *Eur : Europe, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique et Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorées sont en surface après exhumation.*

le pic de pression métamorphique.
Une fois séparées de la lithosphère en subduction, les unités sont exhumées à travers le manteau ; dans les Alpes les datations indiquent que les unités cristallines internes de Haute Pression sont exhumées pendant que le domaine océanique, situé en arrière (au Nord) subducte. La contiguïté dans les Alpes de roches d'origine océanique et des unités de Haute et Ultra-Haute Pression montre que l'enfouissement **et l'exhumation** des unités internes sont liés à la présence de domaines océaniques.
Le retrait de la subduction synchrone avec l'exhumation provoque l'extension de la plaque chevauchante. Cette extension accomode l'exhumation des unités cristallines provoquée par leur flottabilité. Dans les Alpes, l'exhumation se produit grâce à l'extension liée au retrait de la zone de subduction (figure 17.7 - 60 Ma, 50 Ma et 40 Ma). La convergence Alpine en régime discontinu est à l'origine de l'empilement des trois ensembles d'unités internes (austro-alpin, briançonnais et européen) séparés par des unités océaniques (respectivement liguro-piémontaises et valaisannes). Au cours de l'histoire Alpine, les unités cristallines internes Austro-Alpines ont été exhumées grâce au retrait de la subduction provoqué par la subduction de l'océan Liguro-Piémontais à la suite du "micro-continent" Austro-Alpin (figure 17.7 - 60 Ma). De la même façon, les unités cristallines internes Briançonnaises ont été exhumées grâce au retrait de la subduction provoqué par la subduction du domaine océanique Valaisan.

A partir de 30 Ma, le détachement de la lithosphère subduite ayant eu lieu, les processus d'enfouissement et d'exhumation se réalisent dans des proportions moindres de façon radicalement différente. L'enfouissement se produit à la faveur des chevauchements crustaux et lithosphériques [Beaumont et al., 1994], tandis que l'exhumation se réalise par éduction [Davies and von Blanckenburg, 1995; von Blanckenburg and Davies, 1995; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Olker et al.,

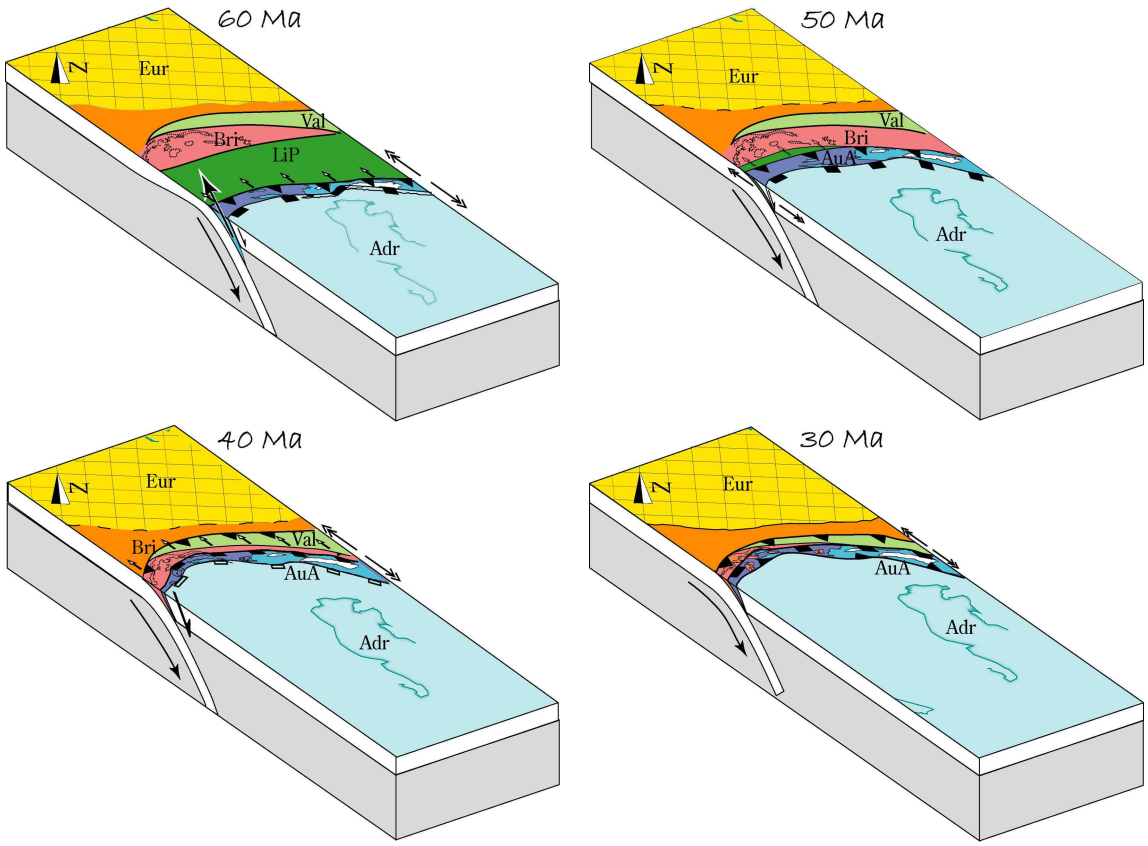


FIG. 17.7 – *Les Alpes de 60 Ma à 30 Ma.*

Légende : *Eur : Europe, Val : Valaisan, Bri : Briançonnais, LiP : Liguro-Piémiontais, AuA : Austro-Alpin, Lan : Lanzo, Adr : Adritatique et Apulie. Les unités en pointillé ne sont pas encore formées et sont indiquées à titre indicatif, les unités en trait plein sont enfouies dans la zone de subduction, les unités colorées sont en surface après exhumation.*

2003]. La convergence se poursuivant, les plaques tectoniques Europe et Apulie entrent en collision car leur faible densité ne leur permet pas de subducter. Cette dynamique génère une structure en pop-up qui provoque l'individualisation à Moyenne et Basse Pression (5 à 7 kbar) des massifs cristallins externes à partir de 25 Ma. Les modèles de collision décrivent en détail l'influence des différents processus en jeu [Beaumont et al., 1996; Ellis, 1996; Escher and Beaumont, 1997; Pfiffner et al., 2000; Pysklywec et al., 2000; Sokoutis et al., 2000; Burov et al., 2001; O'Brien, 2001; Wissing et al., 2003; Rosenberg et al., 2004].

En résumé...

En résumé, les Alpes ne sont pas une chaîne de collision mais une ceinture orogénique formée par subductions successives de domaines océaniques et continentaux.
La subduction d'un bloc continental provoque l'enfouissement et l'écaillage d'unités cristallines qui sont exhumées lors du retrait de la zone de subduction provoqué par l'arrivée d'un domaine océanique à la suite du bloc continental. L'exhumation est accomodée par l'extension de la plaque chevauchante qui accompagne le retrait de la zone de subduction.

Bibliographie

Abers, G., van Keken, P., Kneller, E., Ferris, A., and Stachnik, J. (2006). The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging : Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241 :387–397.

Allegre, C., Albarede, F., and Grunenfelder, M. (1974). U/Pb and Th/Pb zircon geochronology in alpine and non-alpine environment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, pages 163–194.

Allemand, P. and Lardeaux, J. (1997). Strain partioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge : application to the alpine belt. *Tectonophysics*, 280 :157–169.

Argand, E. (1911). Les nappes de recouvrement des alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, 31 :1–26.

Argand, E. (1916). Sur l'arc des alpes occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 14 :145–191.

Argand, E. (1924). Des alpes et de l'afrique. *Bulletin de la Société Vaudoise de Science Naturelles*, 55 :233–236.

Ballevre, M., Kienast, J., and Vuichard, J. (1986). La "nappe de la dent-blanche" (alpes occidentales) : Deux unites austroalpines independantes. *Eclogae Geol. Helv.*

Batt, G. and Braun, J. (1995). The tectonic evolution of the southern alps, new zealand : insights from fully thermally coupled dynamical modelling. *Geophysical Journal International*, 136(2) :403–421.

Batt, G. and Braun, J. (1997). On the thermo-mechanical evolution of compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 128 :364–382.

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., and Fullsack, P. (1996). Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24(8) :675–678.

Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J. (1994). Styles of crustal deformation caused by subduction of the underlying mantle. *Tectonophysics*, 232 :119–132.

Beaumont, C., Munoz, J., Hamilton, J., and Fullsack, P. (2000). Factors controlling the alpine evolution of the central pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *journal of Geophysical Research*, 105(8) :121–145.

Berger, A. and Mercolli, I. (2006). Tectonic and petrographic map of the central lepontine alps 1 :100 000. *Federal Office of Topography, Switzerland*, N.127/43 :–.

Berger, A., Rosenberg, C., and Schmid, S. (1996). Ascent, emplacement and exhumation of the bergell pluton within the southern steep belt of the central alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 76 :357–382.

Bertrand, J., Guillot, F., and Leterrier, J. (2000). Age pal ozo'ique inf rieur (u-pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du grand-saint-bernard (zona interna, valise d'aoste, italie). *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, 330 :473–478.

Bertrand, M. (1887). La chaine des alpes et la formation du continent europeen. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 15 :423–447.

Biino, G., Marquer, D., and Nussbaum, C. (1997). Alpine and pre-alpine subduction events in polycyclic basements of the swiss alps. *Geology*, 25 :751–754.

Borghi, A., Compagnoni, R., and Sandrone, R. (1996). Composite p-t paths in the internal penninic massifs of the western alps : Petrological constraints to their thermo-mechanical evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89 :354–367.

Bousquet, R., Engi, M., Gosso, G., Oberhänsli, R. Berger, A., Spalla, M., Zucali, M., and Goffé, B. (2004). Explanatory notes to the map : metamorphic structure of the alps. transition from western to central alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :145–156.

Bousquet, R., Goffe, B., Henry, P., Le Pichon, X., and Chopin, C. (1997). Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps : Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics*, 273 :105–127.

Boutelier, D. (2000). Relations entre certains parametres determinant la dynamique des zones de subduction : test a l echelle du pacifique. *DEA, Université de Montpellier II*, page 40p.

Branlund, J., Regenauer-Lieb, K., and Yuen, D. (2001). Weak zone formation for initiating subduction from thermo-mechanical feedback of low-temperature plasticity. *Earth and Planetary Science Letter*, 190 :237–250.

Braun, J. (2003). Recent advances in quantitative modelling of compressional orogens. *Encyclopedia of Life Support Systems, Unesco Publication.*

Braun, J. and Beaumont, C. (1987). Styles of continental rifting : results from dynamic models of lithospheric extension. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 12 :241–258.

Braun, J. and Beaumont, C. (1995). Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries : implications for contrasting tectonic styles in the southern coast ranges, california and central south island, new zealand. *journal of Geophysical Research*, 100(18) :59–74.

Brun, J. (2006). Retrait de subduction et exhumation égéenne, depuis 45 ma. *Séance spécialisées de la SGF : Tectonique, cinématique et magmatisme du bassin méditerranéen*, Talk.

Brun, J. and Bellier, M. (1996). Mantle exhumation at passive margins. *Earth and Planetary Science Letter*, 142 :161–173.

Brun, J. and Soukoutis, D. (2005). Crust and mantle flow during 50ma of agean extension. *Talk EGU.*

Bucher, S., Schmid, S., Bousquet, R., and Fugenschuh, B. (2003). Late-stage deformation in a collisional orogen (western alps) : nappe refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova*, 15 :109–117.

Bucher, S., Ulardi, C., Bousquet, R., Ceriani, S., Fugenschuh, B., Gouffon, B., and Schmid, S. (2004). Tectonic evolution of the briançonnais units along a transect (ecors-crop) through the italian-french western alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97 :321–345.

Buck, W. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *journal of Geophysical Research*, 20 :161–178.

Burchfiel, B. (1980). Eastern european alpine system and the carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, 63 :31–61.

Burg, J., Davy, P., and Martinod, J. (1994). Shortening of analogue models of the continental lithosphere : new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13 :475–483.

Burg, J. and Gerya, T. (2005). The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens : thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *journal of metamorphic Geology*.

Burkhard, M. (1988). The helvetian of the western border of the aar massif : tectonic evolution and metamorphism. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81 :63–114.

Burlini, L., Marquer, D., Challandes, N., Mazzola, S., and Zangarini, N. (1998). Seismic properties of highly strained marbles from the Splugenpass, central Alps. *journal of Structural Geology*, 20(2-3) :277–292.

Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L., and A., P. (2001). A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342 :113–136.

Burri, T. (2005). *Syntheses and catalytic applications of immobilized ruthenium complexes*. PhD thesis, Universite de Bern.

Carpena, J. (1984). Contribution de la methode des traces de fission à l'étude des alpes franco-italiennes : relation tectonique-metamorphisme. *These d'Etat - Paris Sud*, page 235.

Carry, N., Gueydan, F., Brun, J., and Marquer, D. (2007a). From continental subduction to uppercrustal units stacking : a numerical analysis. *submitted*.

Carry, N., Gueydan, F., Brun, J., and Marquer, D. (2007b). Signification of lateral variation in peak metamorphism within modern orogens. *in prep*.

Casasopra, S. (1948). Note sulla petrochimica dello gneiss-granito leventina (riviera e leventina, ticino). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 28 :717–756.

Challandes, N. (1996). *Deformation heterogene et transfert de matiere dans les zones de cisaillement des Roffna porphyres de la nappe de Suretta (Col du Splugen, Grisons)*. PhD thesis, Universite de Neuchatel.

Challandes, N., Marquer, D., and Villa, I. (2003). Dating the evolution of C – S microstructures : a combined 39Ar / 40Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology*, 197(1-4) :3–19.

Chalot-Prat, F., Ganne, G., and Lombard, A. (2003). No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys lithosphere (Western Alps). *Lithos*, 69 :69–103.

Chantraine, J., Autran, A., and Cavelier, C. (1996). Carte geologique de la france au millionieme. *Service Geologique National - Ministere de l'industrie*.

Chemenda, A., Lallemand, S., and Bokun, A. (2000). Strain partitioning in oblique subduction zones and friction between the plates : Constraints provided by physical modeling. *Earth and Planetary Science Letter*, 105 :67–81.

Chemenda, A., Mattauer, M., and Bokun, A. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks : New modelling and field data from oman. *Earth and Planetary Science Letter*, 143 :173–182.

Chemenda, A., Mattauer, M., Malavieille, J., and Bokun, A. (1995). A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting : Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letter*, 132 :225–232.

Chopin, C. (2003). Ultrahigh-pressure metamorphism : tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letter*, 212 :1–14.

Chorley, R. (1967). Models in geomorphology. *Chorley et al. (Eds) - Models in Geography, Methuen, London*, pages 56–96.

Choukroune, P. and Gapais, D. (1983). Strain pattern in the aar granite (central alps) : orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *journal of Structural Geology*, 5 :411–418.

Cloos, M. (1982). Flow melanges : Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the franciscan subduction complex, california. *Geological Society of America Bulletin*, 93 :330–345.

Cloos, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogensis : Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin*, 105 :715–737.

Cloos, M. and Shreve, R. (1988a). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins : 1 background and description. *Pure and Applied Geophysics*, 128 :455–500.

Cloos, M. and Shreve, R. (1988b). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins : 2 implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics*, 128 :501–545.

CNRS, G. (2004). *http : //www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/*01_d*ecouvrir/indexhtml.html. Site Web CNRS*.

Conder, J. (2005). A case for hot slab surface temperatures in numerical viscous flow model of subduction zones with an improved fault zone parameterization. *Physics of the Earth and the Planetary Interiors*, 149 :155–164.

Costa, S. and Caby, R. (2001). Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps : Sm/Nd and Ur/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenevre ophiolite France. *Chemical Geology*, 175 :449–466.

Csontos, L. and Voros, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 :1–56.

Dal Piaz, G. (2001). History of tectonic interpretations of the Alps. *journal of Geodynamics*, 32 :99–114.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Davidson, C., Rosenberg, C., and Schmid, S. (1996). Synmagmatic folding of the base of the bergell pluton, central alps. *Tectonophysics*, 265 :213–238.

Davies, G. and Lister, G. (1988). Detachment faulting in continental extension : Perspective from the southwestern u.s. cordillera. *American Society of America Special Papaer*, Clarck (Eds) Process in continental lithospheric deformation :133–159.

Davies, J. (1999). Simple analytic model for subduction zone thermal structure. *Geophysical Journal International*, 139 :823–828.

Davies, J. and von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff : A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letter*, 129 :85–102.

Del Moro, A., Pardini, G., Quercioli, C., Villa, I., and Callegari, E. (1983). Rb/sr and k/ar chronology of adamello granitoids, southern alps. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26 :285–299.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielync, B., Barrier, E., Biju-Duval, B. ans Brunet, M., Cadet, J., Crasquin, S., and Sandulescu, M. (2000). Atlas peri-tethys - palaeogeographical maps. *CCGM/CGMW Paris*.

Dewey, J. and Bird, . (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75 :2625–2647.

Duchene, S., J.M., L., and Albarede, F. (1997). Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics*, 280 :125–140.

Ebbing, J., Braitenberg, C., and Gotze, H. (2005). The lithospheric density structure of the eastern alps. *Tectonophysics*.

Eberle, M., Grasset, O., and Sotin, C. (2002). A numerical study of the interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate. *Physics of the Earth and the Planetary Interiors*, 134 :191–202.

Ellis, S. (1996). Forces driving continental collision : reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, 24(8) :699–702.

Engi, M., Berger, A., and Roselle, G. (2001). Role of the accretion channel in collisional orogeny. *Geology*, 29 :1143–1146.

Engi, M., Bousquet, R., and Berger, A. (2004). Metamorphic structure of the alps : Central alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :157–173.

England, P. and Holland, T. (1979). Archimedes and the Tauern eclogites : the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks. *Earth and Planetary Science Letter*, 44 :287–294.

Escher, A. and Beaumont, C. (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.

Escher, A. and Marthaler, M. (2001). Cross section from the briançonnais siviez-mischabel nappe, through the piemont tsate nappe, to the austroalpine dent blanche unit (moiry region). *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 36 :123–128.

Evans, B. and Trommsdorff, V. (1978). Petrogenesis of garnet lherzolite, cima di gagnone, lepontine alps. *Earth and Planetary Science Letter*, 40 :333–348.

Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D., and Lucente, P. (2001a). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the central mediterranean. *Earth and Planetary Science Letter*, 187 :105–116.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., and Rosetti, F. (2001b). Lateral slab deformation and the origin of the western mediterranean arcs. *Tectonics*, 23 :12–29.

Froitzheim, N., Schmid, S., and Frey, M. (1996). Mesozoic palaeogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the alps : a working hypothesis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89 :81–110.

Fullsack, P. (1995). An arbitrary lagrangian-eulerian formulation for creeping flows and its application in tectonic models. *Geophysical Journal International*, 120(1) :1–23.

Gautier, P., Brun, J., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., and Jolivet, L. (1999). Timing, kinematics and cause of aegean extension : a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophisics*, 315 :31–72.

Gebauer, D. (1996). A p-t-t path for an (ultra ?-) high-pressure ultramafic/mafic rock-association and its felsic country-rocks based on shrimp-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. example : Alpe arami (central swiss alps). *Earth Processes - Geological Society of London*, pages 307–329.

Gebauer, D. (1999). Alpine geochronology of the central and western alps : new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 79 :191–208.

Gelabert, B., Sabat, F., and Rodriguez-Perea, A. (2002). A new proposal for the late cenozoic geodynamic evolution of the western mediterranean. *Terra Nova*, 14 :93–100.

Gerlach, H. (1869). Die penninischen alpen. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, 23/1.

Gerya, T., Stockhert, B., and Perchuk, A. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel : A numerical simulation. *Tectonics*, 21(6).

Giger, R., Kuhn, B., and Villiger, S. (2000). *Geologie und Petrographie der Cima-Lunga-Einheit im Val Pinscia, Ticino*. PhD thesis, ETH Zurich.

Gillet, P., Choukroune, P., Ballevre, M., and Davy, P. (1986). Thickening history of the western alps. *Earth and Planetary Science Letter*, 78 :44–52.

Goesa, S., Giarinia, D., Jennya, S., Hollensteinb, C., Kahleb, H., and Geigerb, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central mediterranean. *Earth and Planetary Science Letter*, 226 :335–345.

Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P., and Le Pichon, X. (2003). Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :123–141.

Goffe, B., Schwartz, S., Lardeaux, J., and Bousquet (2004). Metamorphic structure of the alps : Western and ligurian alps. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 149 :125–144.

Grond, R., Wahl, F., and Pfiffner, M. (1995). Mehrphasige alpine deformation und metamorphose in der nordlichen cima-lunga-einheit, zentralalpen (schweiz). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 75 :371–386.

Grujic, D. (1993). The influence of initial fold geometry on Type 1 and Type 2 interference patterns : an experimental approach. *journal of Structural Geology*, pages 93–307.

Gueydan, F., Le Garzic, E., and Carry, N. (2007). Pt path 1d modelling. *in prep.*

Gunthert (1954). Beitrage zur petrographzie und geologie des Maggia-Lappens (N-W Tessin). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen.*

Hacker, B., Abers, G., and Peacock, S. (2003a). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densites, seismic wave speeds and H2O contents. *journal of Geophysical Research*, 108(B1) :10.1–10.26.

Hacker, B., Peacock, S., Abers, G., and Holloway, S. (2003b). Subduction factory 2.Are intermediate-depth earthquakes in subduction slabs linked to metamorphic dehydration reactions ? *journal of Geophysical Research*, 108(B1) :11.1–11.16.

Hansmann, W. and Oberli, F. (1991). Zircon inheritance in an ignous rock suite : Implications for the petrogenesis of the southern adamello batholith (italian alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107 :501–518.

Heim, A. (1878). Untersuchungen uber den mechanismus der gebirgsbildung im anschluss an die geologische monographie der todi-windgallen-gruppe. *Schwabe, Basel*, 2 :246 pages.

Heim, A. (1923). Geologische karte der adula. *Geologische Kommission der Schweiz.*

Heinrich, C. (1982). Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, adula nappe, central alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81 :30–38.

Heinrich, C. (1986). Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the central alpine adula nappe. *Journal of Petrology*, 27 :123–154.

Hermann, F. (1938). Carte et notice geologique des alpes occidentales. *Wepf - Bale.*

Hermann, J. (2003). Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the dora-maira massif. *Lithos*, 70 :163–182.

Hermann, J., Muntener, O., and Scambelluri, M. (2000). The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327 :225–238.

Hiss, B. (1975a). Metamorpher anhydrit im leventina-gneiss. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 55 :217–225.

Hiss, B. (1975b). Petrographische untersuchungen der sbb-sondierbohrung biaschina (ti). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 55 :201–215.

Hoisch, T., Wells, M., and Hanson, M. (2002). Pressure-temperature paths from garnet-zoning : Evidence for multiple episodes of thrust burial in the hinterland of the sevier orogenic belt. *American Mineralogist*, 87 :115–131.

Hubbert, K. (1937). *Theory of scale models as applied to the study of geologic structures.* STRUCTURAL GEOLOGY. Hafner Publiishing Company - NY 1972.

Hubbert, K. (1951). *Mechanical basis for certain familiar geologic structures.* STRUCTURAL GEOLOGY. Hafner Publiishing Company - NY 1972.

Hurford, A., Flisch, M., and Jager, E. (1989). Unravelling the thermo-tectonic evolution of the alps : a contribution from fission track analysis and mica dating. *Geological Society Special Publications*, Alpine Tectonics :369–398.

Hynes, A., Arkani-Hamed, J., and Greiling, R. (1996). Subduction of continental margins and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letter*, 140 :13–25.

IUGS, I. (2004). International stratigraphic chart. *Internation Commission on Stratigraphy.*

Jeamison (2004). *journal of Geophysical Research.*

Jenny, H., Frischknecht, G., and Kopp, J. (1923). *Geologie der Adula.* PhD thesis, Beitrage zur geologischen Karte der Schweiz - NF 51.

Johnson, M. (2002). Shortening budgets and the role of continental subduction during the India-Asia collision. *Earth-Science Reviews*, 59 :101–123.

Jolivet, L., Brun, J., Gautier, P., Lallemant, S., and Patriat, M. (1994). 3-d kinematics of extension in the aegean from the early miocene to the present, insight from the ductile crust. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 169 :195–209.

Jolivet, L., Faccena, C., d Agostino, N., Fournier, M., and Worrall, D. (1999). The kinematics of marginal basins, examples from the tyrrhenian, aegean and japan seas. *London, Geological Society Special Pubublication*, 164 :21–53.

Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E., and Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303 :353–409.

Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., and Andersen, T. (2005). Softening trigerred by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letter*, 237 :532–547.

Keller, F. (1968). Mineralparagenesen und geologie des Campo Tencia - Pizzo Forno - Gebirgsgruppe. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, vol. 71 - Kummerly und Frei, Bern.

Kischner, D., Sharp, Z., and Masson, H. (1995). Oxygene isotope thermometry of quartz-calcite veins : Unraveling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies morcles nappe (swiss alpes). *American Geological Society Bulletin*, 107 :1145–1156.

Koppel, V., Gunthert, A., and Grunenfelder, M. (1980a). Pattern of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 61 :97–119.

Koppel, V., Gunthert, A., and Grunenfelder, M. (1980b). Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 61 :97–119.

Kummerow, J., Kind, R., Oncken, O., Giese, P., Ryberg, T., Wylegalla, K., Scherbaum, F., and TRANSALP Working Group (2004). A natural and controlled source seismic profile through the Eastern Alps : TRANSALP. *Earth and Planetary Science Letter*, 225 :115–129.

Kurz, W., Jansen, E., Hundenborn, R., Pleugerc, J., Schafer, W., and Unzogd, W. (2004). Microstructures and crystallographic preferred orientations of omphacite in Alpine eclogites : implications for the exhumation of (ultra-) high-pressure units. *journal of Geodynamics*, 37 :1–55.

Lallemand, S., Heuret, A., and Boutelier, D. (2003). Control of slab dip on upper plate strain regime in subductions zones. *Résumé AGU-EGU-EGS - Nice 2003.*

Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L., and Prouteau, G. (2000). Convergene lithospherique. *Societe Geologique de France - Ed. Vuibert*, page 182p.

Le Bayon, B. (2005). *Evolution structurale et metamorphique d'une croute continentale subductee (Grand Paradis, Alpes occidentales).* PhD thesis, Universite de Rennes 1.

Le Bayon, B. and Ballevre, M. (2006). Deformation history of a subducted continental crust (gran paradiso, western alps) : continuing crustal shortening during exhumation. *journal of Structural Geology*, 28 :793–815.

Le Pichon, X. (1968). Sea floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73 :3661–3697.

Leloup, P., Arnaud, N., Sobel, E., and Lacassin, R. (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif : The mont blanc. *Tectonics*, 24 :TC4002.

Lemoine, M., Graciansky, P., and Tricart, P. (2000). De l'océan à la chaîne de montagne, tectonique des plaques dans les alpes. *Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam*, page 208p.

Leroy, M., Gueydan, F., and Dauteuil, O. (2007). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2d conductive modeling. *submitted.*

Leroy, Y. and Gueydan, F. (2003). Sarpp : tructural analysis of rock physics program. *Programme de modelisation thermo-mecanique.*

Liati, A. and Froitzheim, N. (2006). Assessing the valais ocean, western alps : U-pb shrimp zircon geochronology of eclogite in the balma unit, on the top of the monte rosa nappe. *European Journal of Mineralogy*, 18 :299–308.

Liati, A., Froitzheim, N., and Fanning, M. (2005a). Jurassic ophiolites within the valais domain of the western and central alps : geochronological evidence for re-rifting of oceanic crust. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 149 :446–461.

Liati, A. and Gebauer, D. (1999). Constraining the prograde and retrograde p-t-t path of eocene hp rocks by shrimp dating of different zircon domains : inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central rhodope, northern greece. *Contribution to Mineral Petrology*, 135 :340–354.

Liati, A., Gebauer, D., and Fanning, M. (2005b). Pre-Alpine and Alpine metamorphism in the Adula nappe Central Alps : constraints by SHRIMP-dating and REE of zircon. *MITT.OSTERR.MINER.GES.*, 150.

Lippitsch, R., Kissling, E., and Ansorge, J. (2003). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *journal of Geophysical Research*, 108(B8) :5.1–5.15.

Lister, G., Forster, M., and Rawling, T. (2005). Episodicity during orogenesis. *Geological Society, London*, 184 :89–113.

Low, S. (1987). *Die tektono-metamorphe Entwicklung der Nordlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz).* PhD thesis, Beitrage zur geologischen Karte der Schweiz - NF 161.

Luschen, E., Lammerer, B., Gebrande, H., Millahn, K., Nicolich R., and TRANSALP Working Group1 (2004). Orogenic structure of the Estern Alps, Europe, from TRANSALP deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 338 :85–102.

Mahatsente, R. and Ranalli, G. (2004). Time evolution of negative buoyancy of an oceanic slab subducting with varying velocity. *journal of Geodynamics*, 38 :117–129.

Marchant, R. (1993). The underground of western alps. *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 15 :–.

Marquer, D. (1987). Transfert de matiere et deformation progressive des granitoides : exemples des massifs de l'aar et du gothard, alpes centrales. *Centre Armoricain d'Etude des Socles.*

Marquer, D. (1991). Structures et cinématique des deformations alpines dans le granite de truzzo (nappe de tambo : Alpes centrales suisses). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84/1 :107–123.

Marquer, D., Baudin, T., Peucat, J., and Persoz, F. (1994). Rb-sr mica ages in the alpine shear zones of the truzzo granite : Timing of the tertiary alpine p-t-deformations in the tambo nappe (central alps, switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87 :225–239.

Marquer, D., Challandes, N., and Baudin, T. (1996). Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe : the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *journal of Structural Geology*, 18(6) :753–764.

Marshall, D., Pfeifer, H., Hunziker, J., and Kirschner, D. (1998). A ptt path for the ne mont-blanc massif : Fluid-inclusion, isotopic and thermobarometric evidence. *European Journal of Mineralogy*, 10 :1227–1240.

Marthaler, M. (2001). Le cervin est-il africain - une histoire geologique entre les alpes et notre planete. *Loisirs Pedagogiques.*

Marthaler, M. and Sartori, M. (2001). Feuille 1307 - vissoie avec notice explicative - atlas éologique de la suisse. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz.*

Martinod, J., Funiciello, F., Faccena, C., Labanieh, S., and Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges : insights from 3-d laboratory models. *Geophysical Journal International.*

Mattauer, M. (1986). Intracrustal subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the himalayas and other collision belts. *Geol. Soc. London*, Collision Tectonics - Vol Spec 19 :37–50.

Mattauer, M. (1998). Livre : Ce que disent les pierres. *Pour la Science, Paris*, page 144.

Maxelon, M. and Mancktelow, N. (2005). Three-dimensional geometry ant tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Nothern Italy. *Earth-Sciences Reviews*.

Meffan-Main, S., Cliff, B., Barnicoat, A., Lombardo, B., and Compagnoni, R. (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 :267–281.

Menard, G. (1988). *Structure et cinématique d'une chaine de collision - les Alpes occidentales et centrales.* PhD thesis, Universite de Bern.

Meyre, C. (1998). *High-Pressure metamorphism and deformation of the middle Adula nappe (Cental Alps, Switzerland).* PhD thesis, Basel.

Meyre, C., De Capitani, C., Zack, T., and Frey, M. (1999). Petrology of High-Pressure metapelites from the Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *journal of Petrology*, 40(1) :199–213.

Meyre, C. and Puschnig, a. (1993). High-pressure metamorphism and deformation at trescolmen, adula nappe, central alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 73 :277–283.

Milnes, A., Greller, M., and Muller, M. (1981). Sequence and style of major post-nappe structures, simplon-pennine alps. *journal of Structural Geology*, 3 :411–420.

Mosar, J. (1999). Present-day and future tectonic underplating in the western swiss alps : reconciliation of basement=wrench-faulting and decollement folding of the jura and molasse basin in the alpine foreland. *Earth and Planetary Science Letter*, 173 :143–155.

Mugnier, J. and Menard, G. (1986). Le developpement du bassin molassique suisse et l'evolution des alpes externes : un modele cinematique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10 :167–180.

Muller, R. (1983). Die struktur der mischabelfalte (penninische alpen). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 76 :391–416.

Nagel, T., De Capitani, C., and Frey, M. (2002a). Isograds and P-T evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubunden, Switzerland). *Journal of Metamorphic Geology*, 20 :309–324.

Nagel, T., De Capitani, C., Frey, M., Froitzheim, N., Stunitz, H., and Schmid, S. (2002b). Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the lepontine dome (southern simano and adula nappes, central alps, switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 95 :301–321.

Nairn, A., Ricou, L., Vrielync, B., and Dercourt, J. (1988). The ocean basins and margins - vol 8 : The tethys ocean. *Plenium Publishing Crop.*, page 530.

Negredo, A., Valera, J., and Carminati, E. (2004). TEMSPOL : a MATLAB thermal model for deep subduction zones including major phase transformations. *Computers and Geosciences*, 30 :249–258.

Neubauer, F. (2002). Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts : review ant synthesis. *Tectonophysics*, 352 :87–103.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

O'Brien, P. (2001). Subduction followed by collision : Alpine and Himalayan examples. *Physics of the Earth and the Planetary Interiors*, 127 :277–291.

Olker, B., Altherr, R., and Paquin, J. (2003). Fast exhumation of the ultrahigh-pressure alpe arami garnet peridotite (central alps, switzerland) : constraints from geospeedometry and thermal modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :395–402.

Partzsch, J. H. (1998). *The tectono-metamorphic evolution of the middle Adula nappe, Central Alps, Switzerland.* PhD thesis, University of Basel, Basel, Switzerland.

Peacock, S. (1996). Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones. *Geophysical Monograph.*

Pennacchioni, G., Di Toro, G., Brack, P., Menegon, L., and Villa, I. (2006a). Brittle–ductile–brittle deformation during cooling of tonalite (adamello, southern italian alps). *Tectonophysics - in press*, — :—.

Pennacchioni, G., Di Toro, G., Brack, P., Menegon, L., and Villa, I. (2006b). Brittle–ductile–brittle deformation during cooling of tonalite (adamello, southern italian alps). *Tectonophysics.*

Pfiffner, O., Ellis, S., and Beaumont, C. (2000). Collision tectonics in the Swiss Alps : Insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, 19(6) :1065–1094.

Pfifner, M. and Trommsdorff, V. (1998). The high-pressure ultra-mafic-carbonate suite of cima lunga-adula, central alps : Excursions to cima di gagnone and alpe arami. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 78 :337–354.

Piaz, D. (1965). La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la valsesia e la valtournanche ed i suoi rapporti con il ricoprimento monte rosa e con la zona sesia-lanzo. *Bull. Soc. geol. ital.*, 84 :67–104.

Platt, J. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97 :1037–1053.

Platt, J. (1987). The uplift of high-pressure–low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 321 :87–103.

Platt, J., Soto, J., Whitehouse, M., Hurford, A., and Kelley, S. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the alboran extensional basin, western mediterranean. *Tectonics*, 17 :671–689.

Poli, S. (1993). The amphibolite-eclogite transformation : an experimental study on basalt. *American Journal of Science*, 293 :1061–1107.

Pomerol, C., Lagabrielle, Y., and Renard, M. (2005). *Elements de Geologie - 13eme edition.* Dunod.

Preiswerk, H. (1921). Die zwei deckenkulminationen tosa-tessin und die tessiner querfalte. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 16 :485–496.

Preiswerk, H., Bossard, L., Grutter, O., Niggli, P., Kundig, E., and Ambuhl, E. (1934). Geologische karte der tessiner alpen zwischen maggia- und bleniotal. *Schweizerische Geologische Kommission*, 116 :–.

Pysklywec, R., Beaumont, C., and Fullsack, P. (2000). Modeling the behavior of the continental mantle lithosphere during plate convergence. *Geology*, 28(7) :655–658.

Ranalli, G. (2000). Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *Journal of Geodynamic*, 30 :3–15.

Ranalli, G. and Murphy, D. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132 :281–295.

Ranalli, G., Pellegrini, R., and D'Offizi, S. (2000). Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. *journal of Geodynamics*, 30 :539–555.

Ranalli, G., Silvana, M., and Mahatsente, R. (2005). Continental subduction and exhumation : an example from the Ulten Unit, Tonale Nappe, Eastern Austroalpine. *Geological Society, London, Special Publications*, 243 :159–174.

Ratschbacher, L., Miller, C., Dingeldey, C., Hacker, B., and Mc Williams, M. (2004). Formation, subduction, and exhumation of pennic oceanic crust in the Eastern Alps : time constraints from Ar/Ar geochronology. *Tectonophysics*, 394 :155–170.

Ring, U. (1992). The alpine geodynamic evolution of penninic nappes in the eastern central alps : geothermobarometric and kinematic data. *Journal of Metamorphic Geology*, 10 :33–53.

Romer, R., Scharer, U., and Steck, A. (1996). Alpine and pre-alpine magmatism in the root-zone of the western central alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123 :138–158.

Roselle, G. and Engi, M. (2002). Ultra-high pressure (UHP) terrains : lessons from thermal modeling. *American journal of Science*, 302 :410–441.

Rosenbaum, G. and Lister, G. (2004). Formation of arcuate orogenic belts in the western Mediterranean region. *Geological Society of America - Special Paper*, 383 :41–56.

Rosenbaum, G. and Lister, G. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene : spatio-temporal constraints and evolutionary reconstiuctions. *Earth-Sciences Reviews*, 69 :281–306.

Rosenberg, C., Brun, J., and Gapais, D. (2004). Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geological Society of America.*

Royden, L. and Husson, L. (2006). Trench motion, slab geometry and viscous stresses in subduction systems. *Geophysical Journal International.*

Ruffet, G., Feraud, G., Ballevre, M., and Kienast, J. (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 :327–343.

Rutti, R. (2003). *The tectono-metamorphic evolution of the Simano Nappe (Central Alps, Switzerland).* PhD thesis, ETH Zurich.

Rutti, R., Marquer, D., and Thompson, A. (2006). Tertiary tectono-metamorphic evolution of the european margin during alpine collison : Example of the leventina nappe (central alps, switzerland). *Submitted*, — :—.

Sartori, M. (1987). Blocs bascules brianconnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de siviez-mischabel (valais, suisse). *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, 305 :999–1005.

Schaltegger, U. and Gebauer, D. (2002). The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland) : Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chemical Geology*, pages 265–279.

Schardt, H. (1893). Sur l'origine des prealpes romandes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 4 :129–142.

Schardt, H. (1898). Les regions exotiques du versant n des alpes suisses. *Bulletin de la Société Vaudoise de Science Naturelles*, 34 :114–219.

Schertl, H., Schreyer, W., and Chopin, C. (1991). The pyrope-coesite rocks and their country rocks at parigi, dora maira massif, western alps : detailed petrography, mineral chemistry and pt-path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 :1–21.

Scheuring, B., Ahrendt, H., Hunziker, J., and Zingg, A. (1974). Palaeobotanical and geochronological evidence for the alpine age of the metamorphism in the sesia-zone. *Geol. Rundsch.*, 63 :305–326.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997a). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

Schmid, S., Pfiffner, O., and Schreurs, G. (1997b). Rifting and collision in the penninic zone of eastern switzerland. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :60–185.

Schmid, S., Pfifner, O., Froitzheim, N., and Schonborn, G. (1996). Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the swiss-italian alps. *Tectonics*, 15 :1036–1064.

Schmidt, C. and Preiswerk, H. (1908). Erlauterungen zur geologischen karte der simplongruppe. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, 6.

Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., and Frank, W. (2001). Permo-triassic extension and related ht/lp metamorphism in the austroalpine - southalpine realm. *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, 44 :111–141.

Schwartz, S., Lardeaux, J., Guillot, S., and Tricart, P. (2000). Diversite du metamorphisme eclogitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13 :169–188.

Scotese, C. (2001). Atlas of earth history, paleomap project. *Arlington, Texas*, page 52p.

Seward, D. and Mancktel, N. (1994). Neogene kinematics of the central and western alps : evidence from fission-track dating. *Geology*, 22 :803–806.

Shemenda, A. (1993). Subduction of lithosphere and back-arc dynamics : insights from physical modeling. *journal of Geophysical Research*, 98 :167–185.

Shemenda, A. (1994). Subduction : Insights from physical modelling. *Ser. Modern Approaches in Geophysics, Netherlands*, Kluwer Academic Publishers :215.

Smit, J., Brun, J., and Sokoutis, D. (2003). Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *journal of Geophysical research.*

Sokoutis, D., Bonini, M., Medvedev, S., Boccaletti, M., Talbot, C., and Koyi, H. (2000). Indentation of a continent with a built-in thickness change : experiment and nature. *Tectonophysics*, 320 :243–270.

Spakman, W., van der Lee, S., and van der Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the european-mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and the Planetary Interiors*, 79 :3–74.

Spicher, A. (1980). Tektonische karte der Schweiz 1 :500000. *Schweizerische Geologische Kommission, Bern.*

Stalder, H., Sicher, V., and Lussmann, L. (1980). Die mineralien des gotthardbahntunnels und des gotthardstrassentunnels. *Eroffnung des Gotthardstrassentunnels.*

Stampfli, G. (2001). Geology of the Western Swiss Alps, a guide-book. *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 36 :–.

Stampfli, G. and Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letter*, 196 :16–33.

Stampfli, G., Mosar, J., Marquer, D., Marchand, R., Baudin, T., and Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296 :159–204.

Staub, R. (1917). Ueber faziesverteilung und orogene in den sudostlichen schweizeralpen. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, 46 :165–198.

Staub, R. (1928). Der bewegungsmechanismus der erde. *Borntrager, Berlin*, page 270 pages.

Staub, R. (1958). *Klippendecke und Zentralalpenbau - Bezeihungen und Probleme.* Materiali per la Carta Geologica della Svizzera.

Steck, A. (2001). Carte geologique speciale n123 - carte tectonique des alpes occidentales 1/100 000. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz.*

Steiner, H. (1984). Radiometrische alterbestimmungen an gesteinen der maggia-decke (penninikum der zentralalpen). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 64 :227–259.

Stockhert, B. and Geyra, T. (2005). Pre-collisional high pressure metamorphism and nappe tectonics at active continental margins : a numerical simulation. *Terra Nova*, 17 :102–110. Modele en spirale dans l'austro-alpin.

Strasser, A., Caron, M., and Gjermeni, M. (2001). The aptian, albian and cenomanian of roter sattel, romandes prealps, switzerland : a high-resolution record of oceanographic changes. *Cretaceous Research*, 22 :173–199.

Team, N. (2002). Nrp 20 project - the underground of the swiss alps. *Livre - NRP20 Project Results.*

Thelin, P., Sartori, M., Burri, M., Gouffon, Y., and Chessex, R. (1993). Blocs bascules brianconnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de siviez-mischabel (valais, suisse). *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, Pre-Mesozoic Geology in the Alps :297–313.

Thoni, M. (1999). A review of geochronological data from the eastern alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 79/1 :209–230.

Tilton, G., Schreyer, W., and Schertl, H. (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 ? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 :22–33.

Tiumati, S., Thoni, M., Nimis, P., Martin, S., and Mair, V. (2003). Mantle-Crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg-Ulten zone) : geochronology and new petrological constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 210 :509–526.

Toussaint, G., Burov, E., and Jolivet, L. (2004). Continental plate collision : Unstable vs. stable dynamics. *Geological Society of America*, 32(1) :33–36.

Trommsdorff, V., Hermann, J., Muntener, O., Pfiffner, M., and Risold, A. (2000). Geodynamic cycles of subcontinental lithosphere in the central alps and the arami enigma. *Journal of Geodynamics*, 30 :77–92.

Trumpy, R. (1960). Paleotectonic evolution of the central and western alps. *Bull. of American Geological Society*, 71 :843–908.

Turcotte, D. and Schubert, G. (1982). *Geodynamics application of continuum physics to geological problems.* John Wiley and Sons.

van den Beukel, J. (1992). Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere. *Tectonics*, 11(2) :316–329.

van Hinsbergen, D., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J., and Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33(4) :325–328.

Vivian, R. (2005). *Les Glaciers du Mont Blanc.* La Fontaine de Siloe.

von Blanckenburg, F. (1992). Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals : applied to the central-alpine bergell intrusion (central europe). *Chemical Geology*, 100 :19–40.

von Blanckenburg, F. and Davies, J. (1995). Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the alps. *Tectonics*, 14 :120–131.

von Blanckenburg, F., Kagami, H., Deutsch, A., Oberli, F., Meier, M., Wiedenbeck, M., Barth, S., and Fischer, H. (1998). The origin of alpine plutons along the periadriatic lineament. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 78 :55–66.

von Huene, R., Ranero, C., and Vannucchi, P. (2004). Generic model of subduction erosion. *Geology*, 32(10) :913–916.

Von Raumer, J. (1983). Metapelites from emosson (aiguilles rouges massiv) as example of late caledonian-early variscan metamorphism in the crytalline basement of helvetic area. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 63(2-3) :421–455.

Von Raumer, J., Abrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Menot, R., and Schlattegger, U. (1999). The paleozoic metamorphic evolution of the alpine external massifs. *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 79 :5–22.

Vosteen, H., Rath, V., C., C., and B., L. (2003). The thermal regime of the eastern alps from inversion analyses along the transalp profil. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28 :393–405.

Waldhauser, F., Kissling, E., Ansorge, J., and Mueller, S. (1998). Three-dimensional interface modelling with two-dimensional seismic data : the alpine crust-mantle boundary. *Geophysical Journal Int.*, 135 :164–178.

Waschbusch, P. and Beaumont, C. (1996). Effect of a retreating subduction zone on deformation in simple regions of plate convergence. *journal of Geophysical Research*, 101 :133–148.

Weertman, J. (1978). Creep laws for the mantle of the earth. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 288 :9–22.

Wegener, A. (1915). La genese des continents et des oceans. *Librairie Nizet et Bastard*, page 163 p.

Wernicke, B. (1985). Uniform sens normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22 :108–125.

Willett, S. and Beaumont, C. (1994). Insights into the tectonics of the india-asia collision from numerical models of mantle subduction. *Nature*, 369 :642–645.

Willett, S., Beaumont, C., and Fullsack, P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4) :371–374.

Wissing, S., Ellis, S., and Pfiffner, O. (2003). Numerical models of Alpine-type cover nappes. *Tectonophysics*, 367 :145–172.

Wissing, S. and Pfiffner, O. (2003). Numerical models for the control of inherited basin geometries on structures and emplacement of the klippen nappe (swiss prealps). *journal of Structural Geology*, 25 :1213–1227.

Yanev, Y. and Barintzeff, J. (1997). Petrology, volcanology and metallogeny of palaeogene collision-related volcanism of the eastern rhodopes (bulgaria). *Terra Nova*, 9 :1–8.

Zucali, M., Spalla, M. I., and Gosso, G. (2002). Strain partitioning and fabric evolution as a correlation tool : the example of the eclogitic micaschists complex in the sesia-lanzo zone (monte mucrone-monte mars, western alps, italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrolographische Mitteilungen*, 82 :429–454.

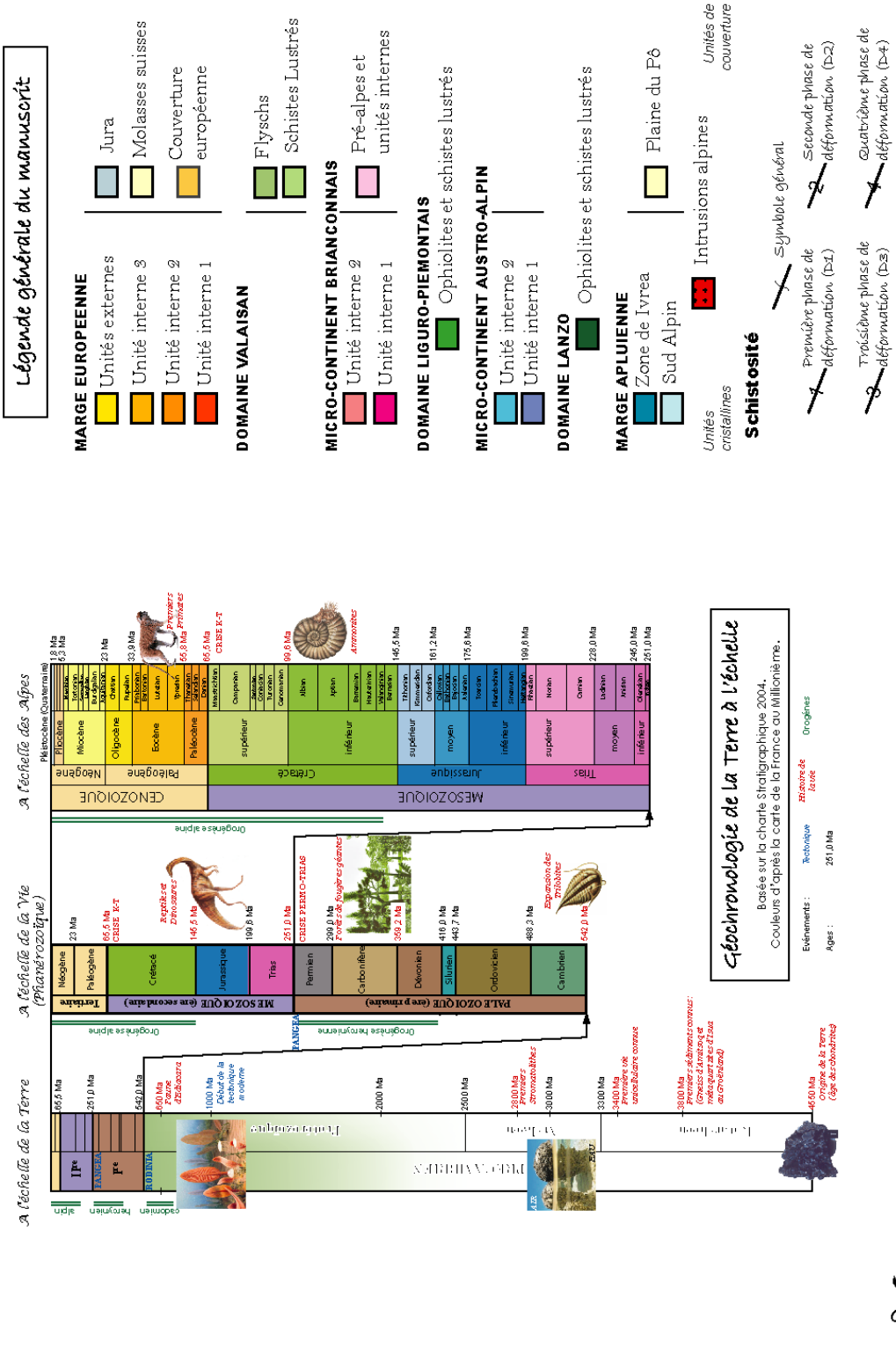
Sixième partie

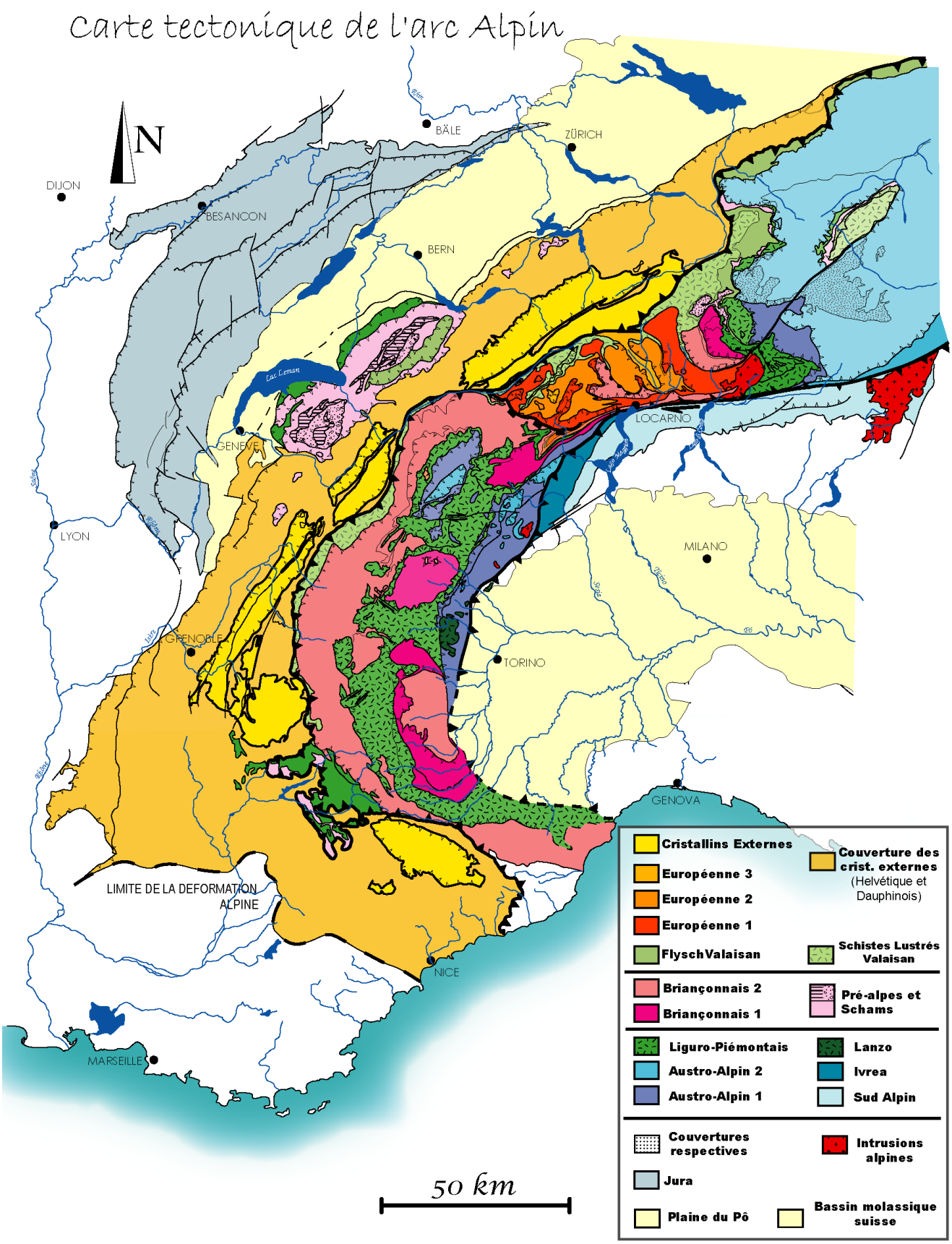
ANNEXES

.

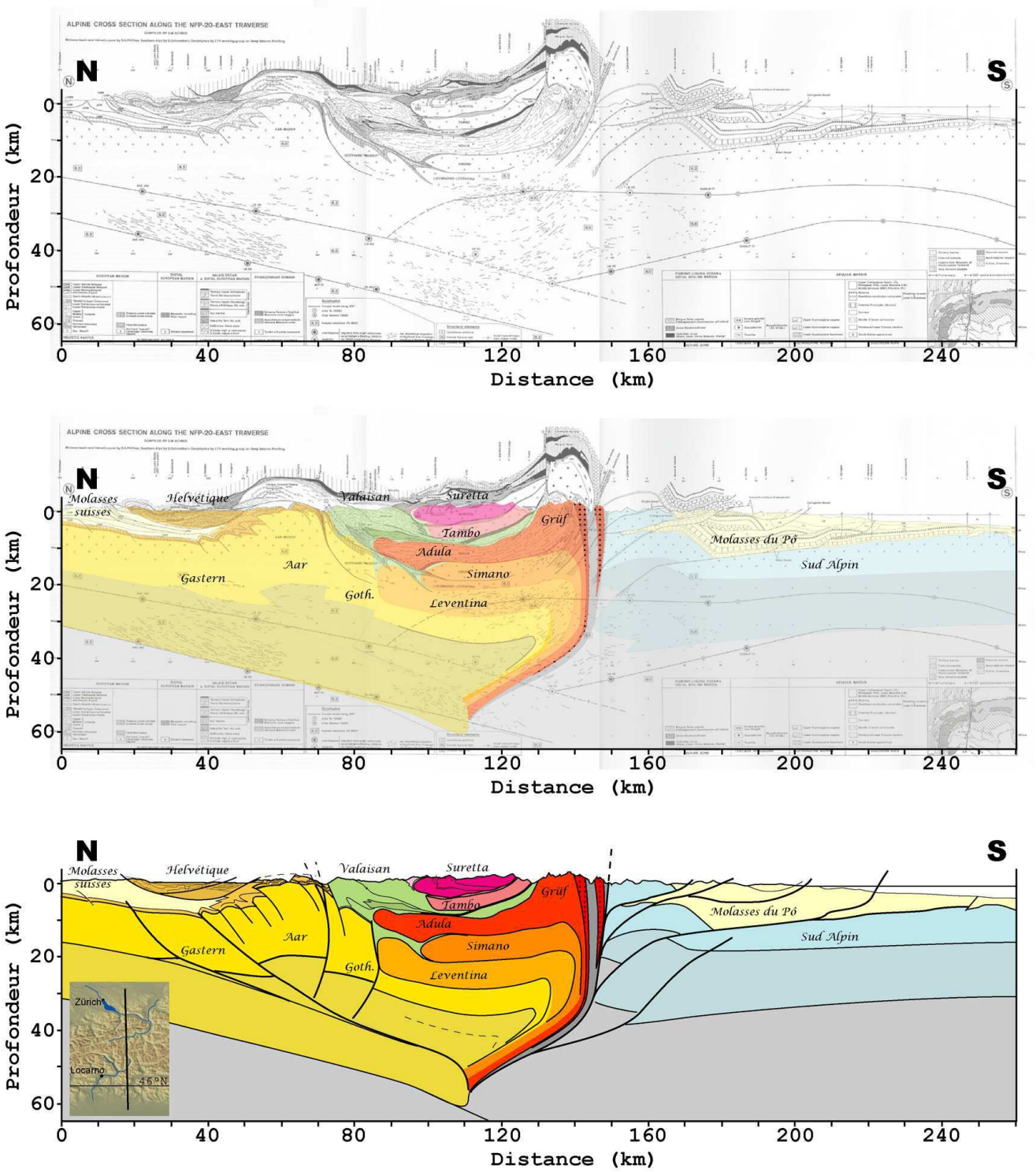
ANNEXE 1
Matériel complémentaire

Marque-page comportant la légende commune à l'ensemble des figures concernant les Alpes (*plier en deux après découpage*).

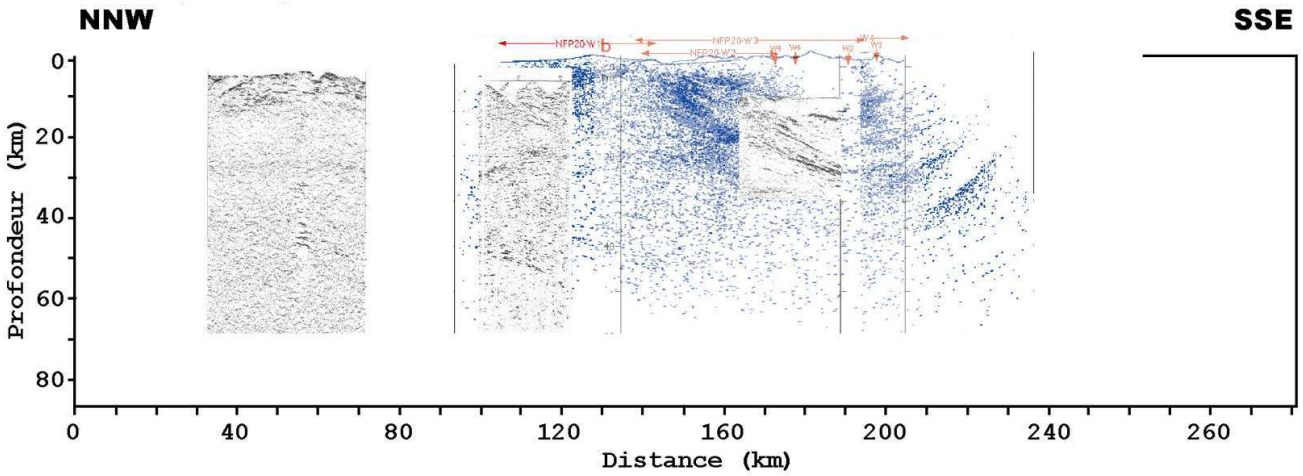


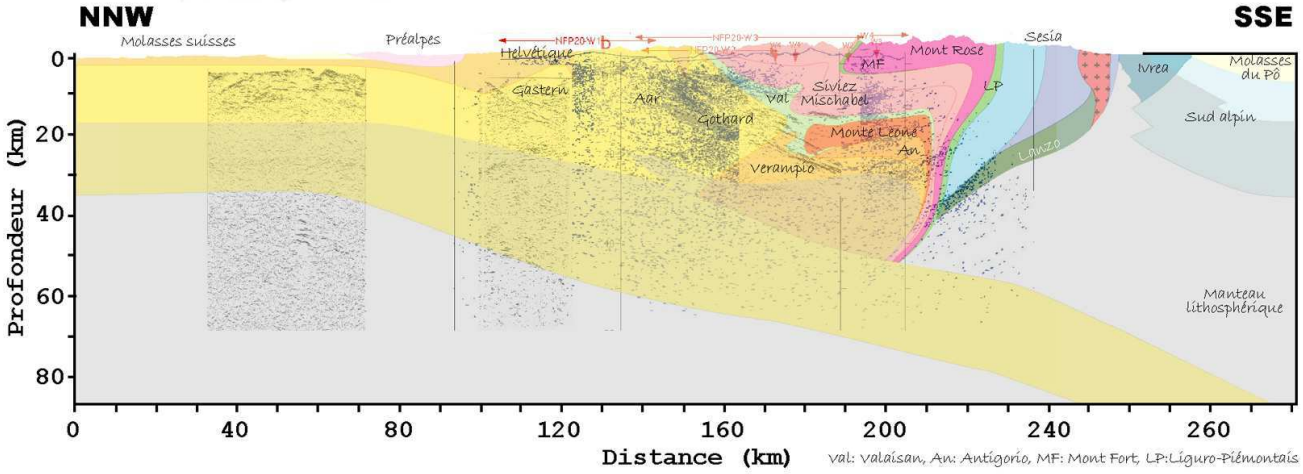

Carte tectonique de l'arc Alpin
N
BÄLE
ZÜRICH
DIJON
BESANCON
BERN
Lac Léman
GENEVE
LOCARNO
LYON
MILANO
GRENOBLE
TORINO
GENOVA
LIMITE DE LA DEFORMATION ALPINE
NICE
MARSEILLE
50 km
Cristallins Externes
Européenne 3
Européenne 2
Européenne 1
FlyschValaisan
Couverture des crist. externes (Helvétique et Dauphinois)
Schistes Lustrés Valaisan
Briançonnais 2
Briançonnais 1
Pré-alpes et Schams
Liguro-Piémontais
Austro-Alpin 2
Austro-Alpin 1
Lanzo
Ivrea
Sud Alpin
Couvertures respectives
Intrusions alpines
Jura
Plaine du Pô
Bassin molassique suisse

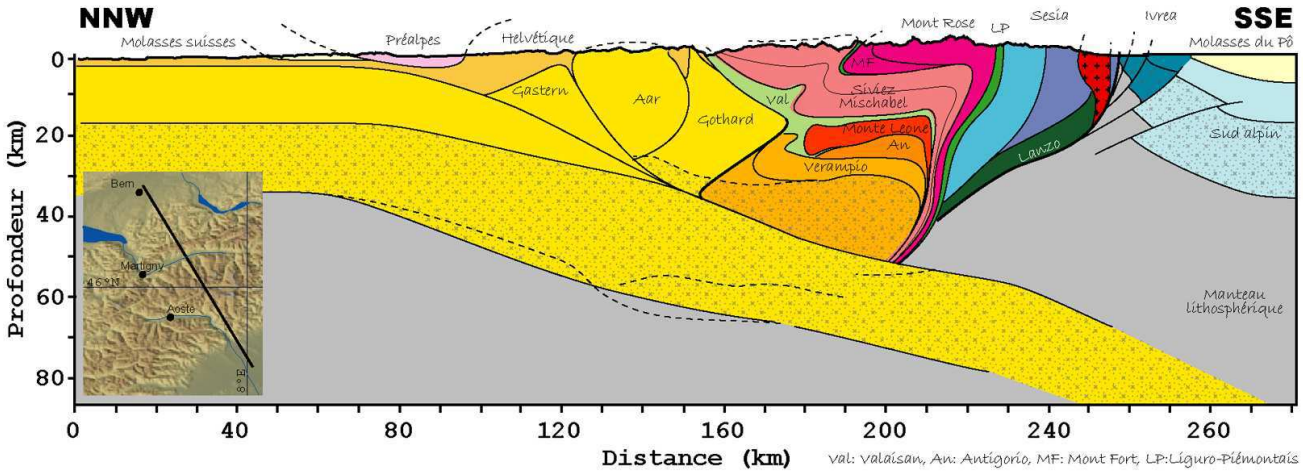
Profil sisimique Est



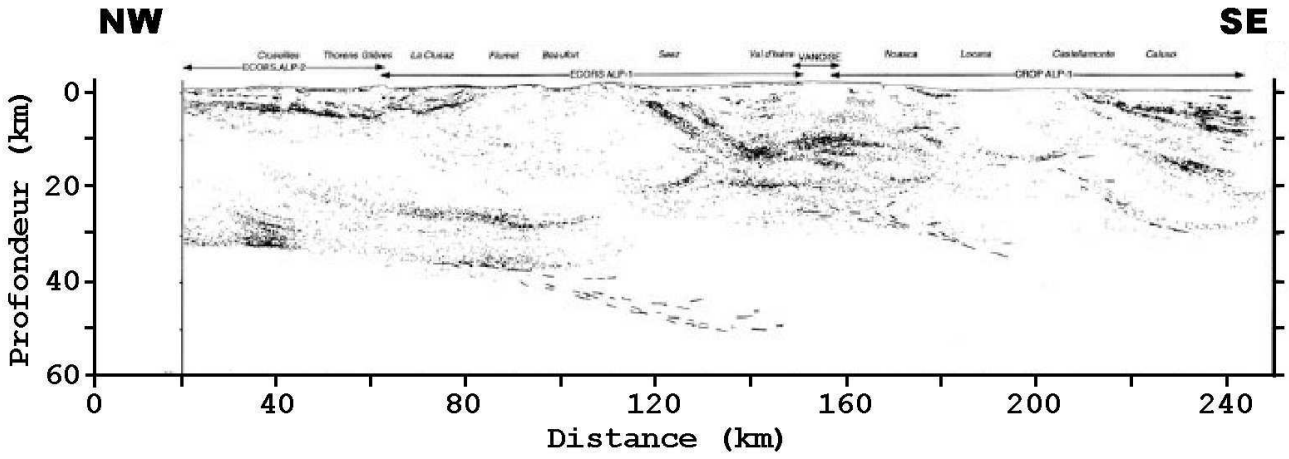
Profil sisimique Ouest

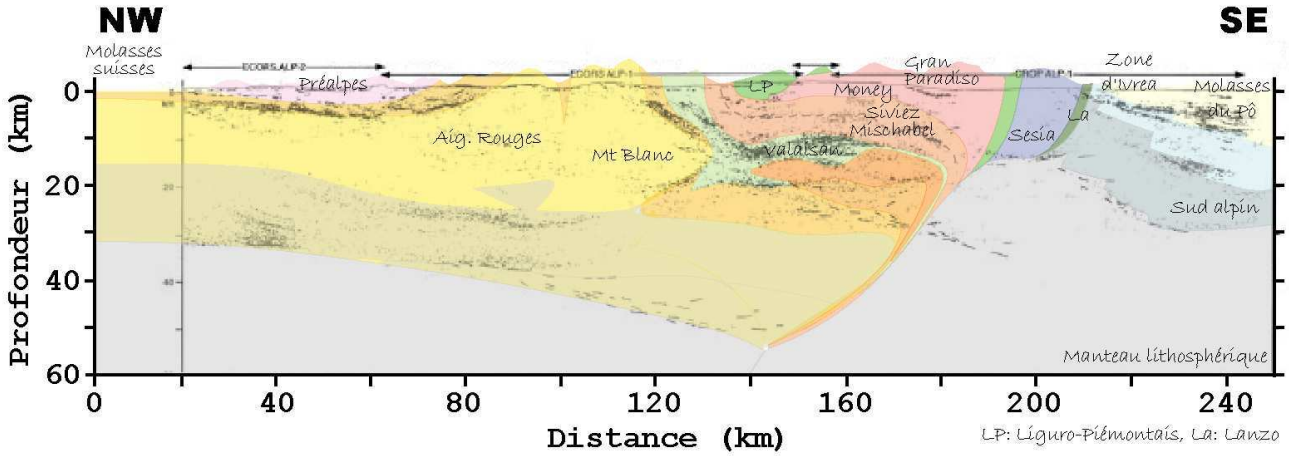


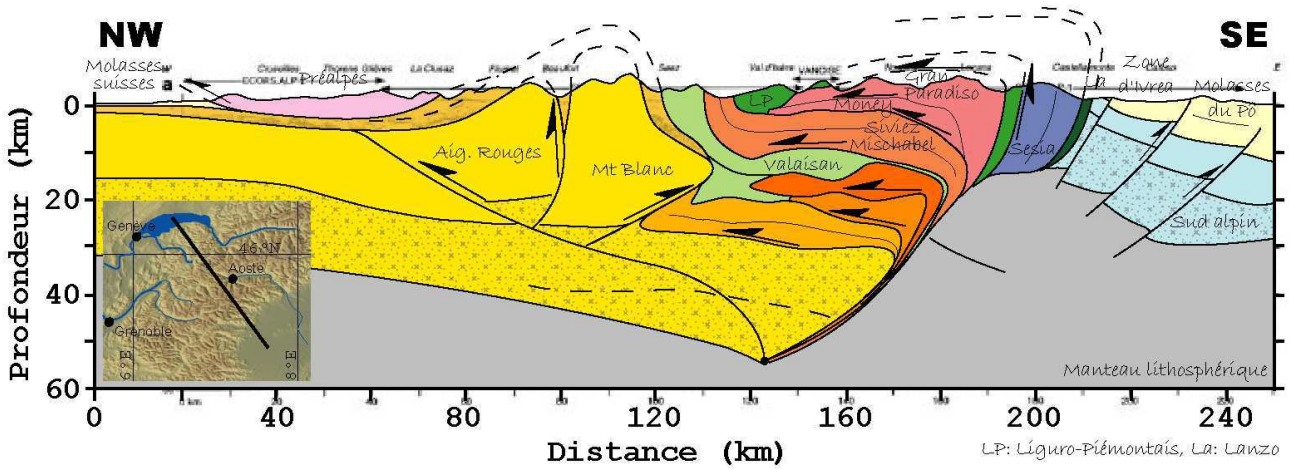


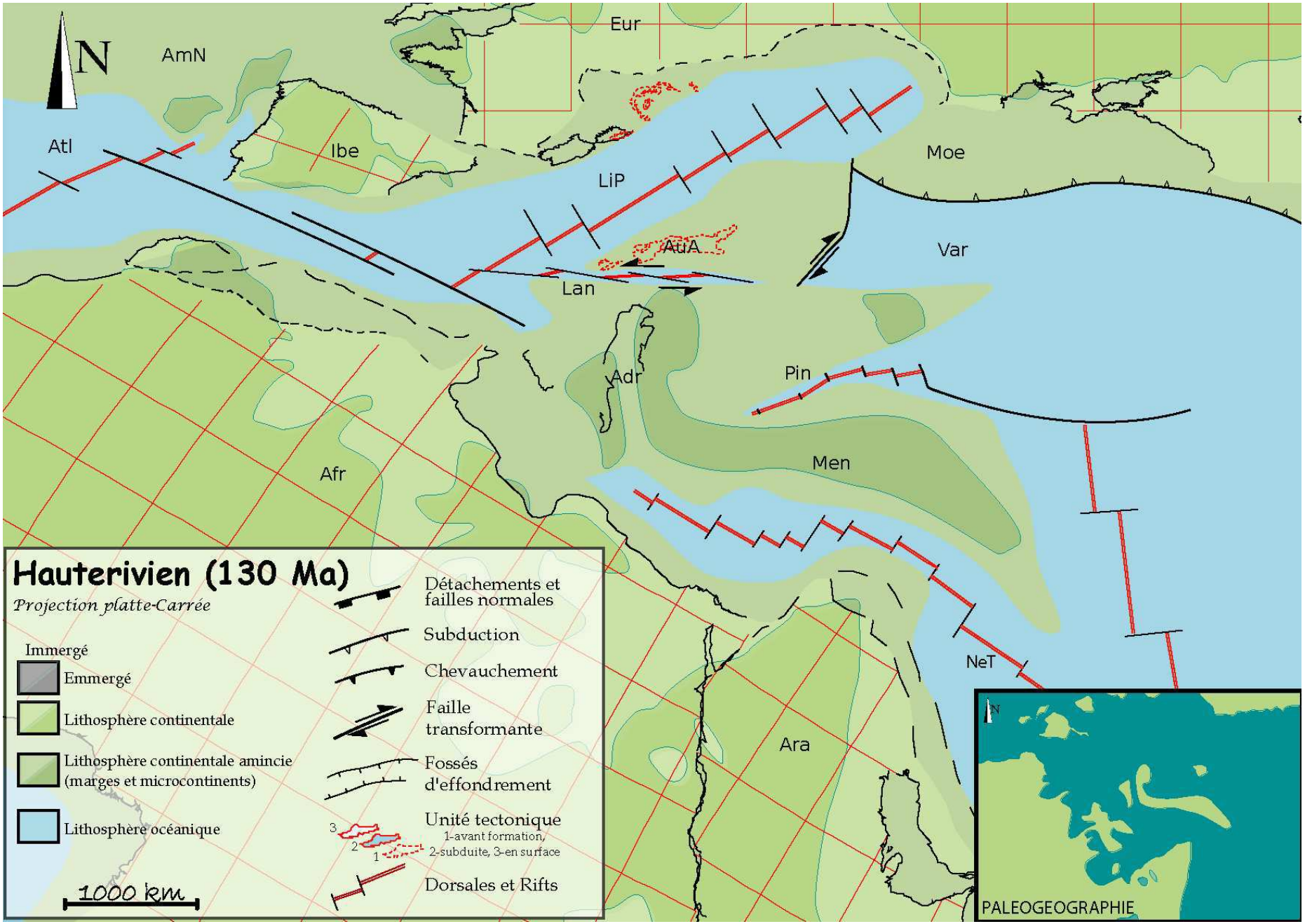


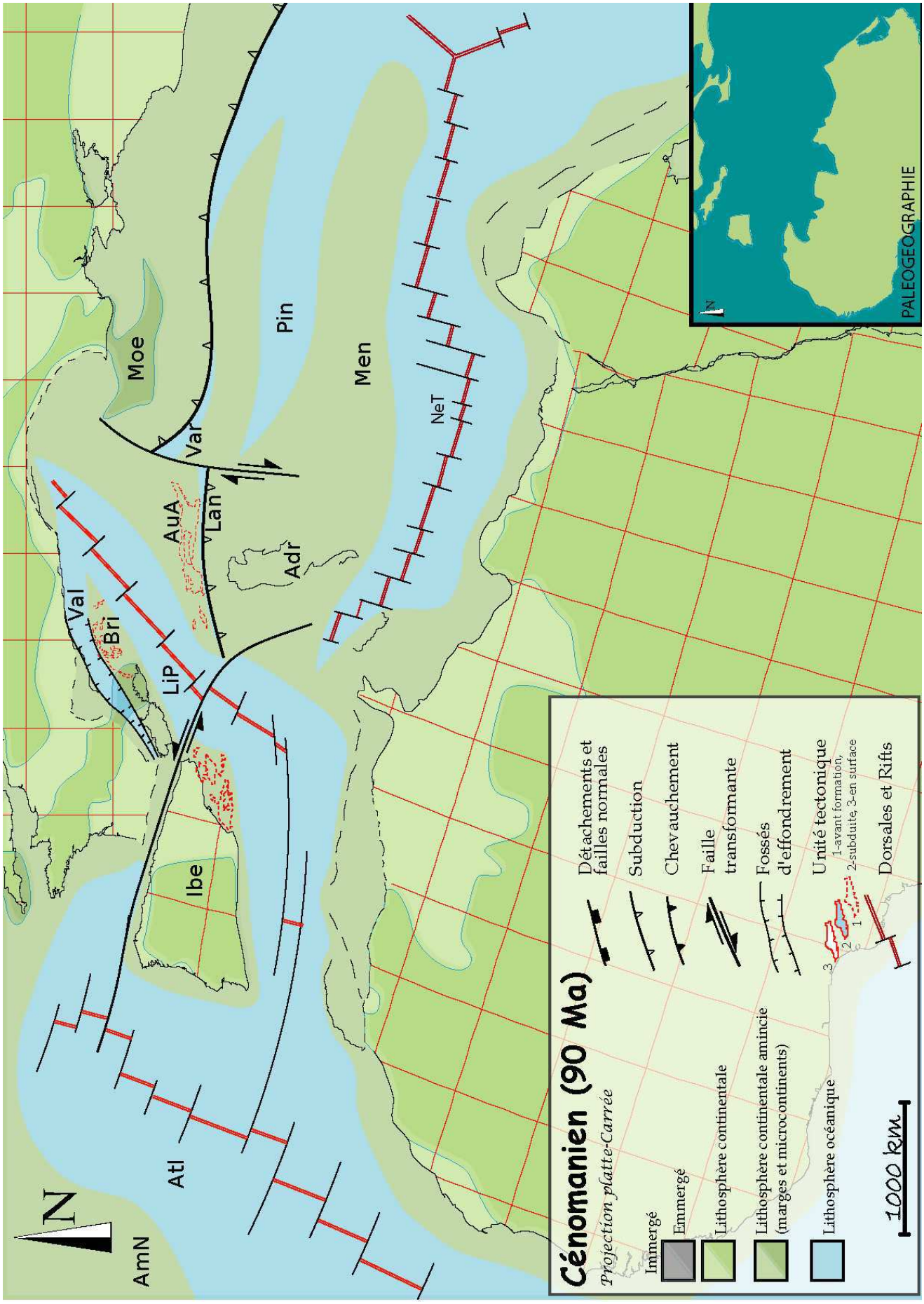
Profil sisimique occidentale

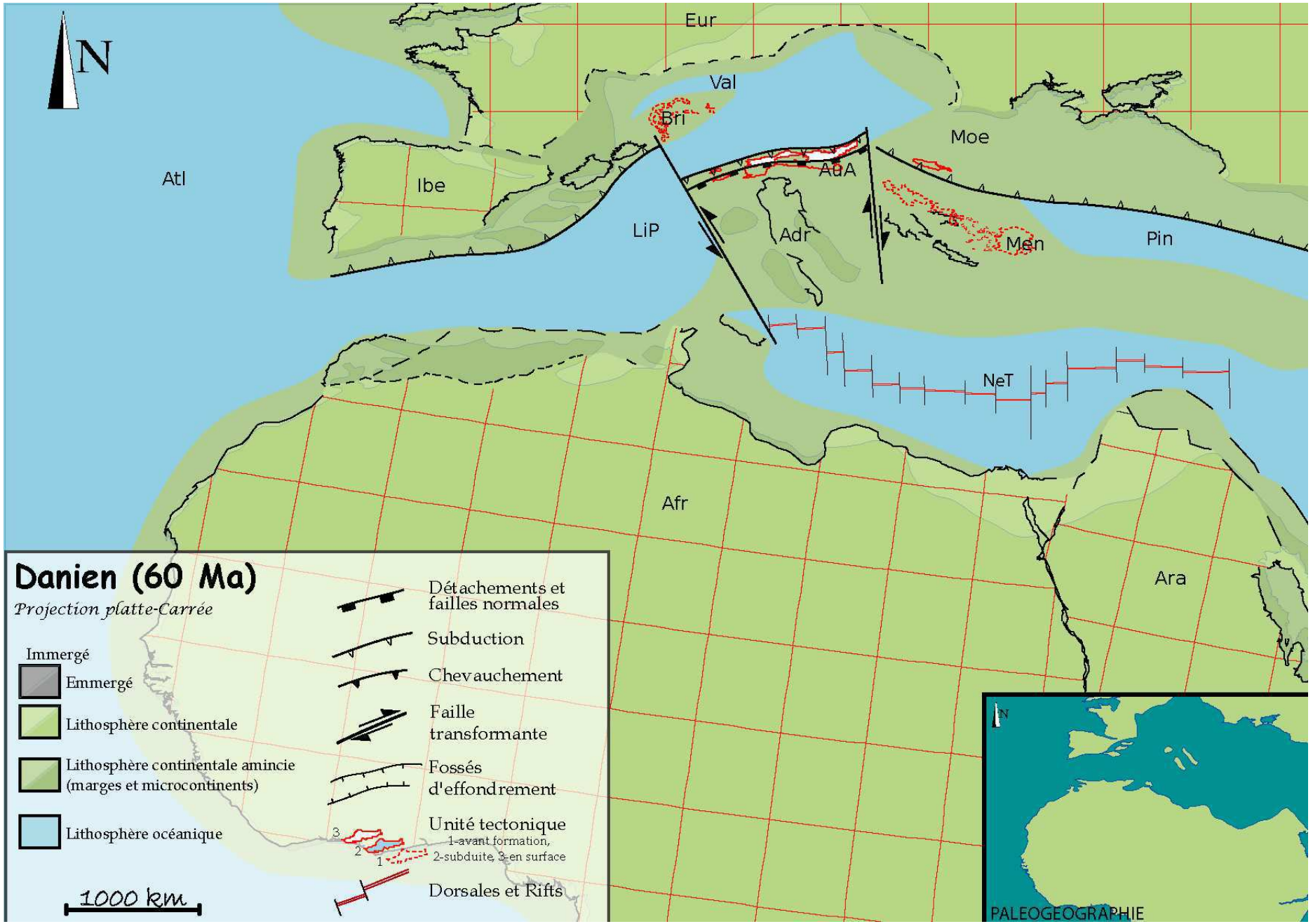


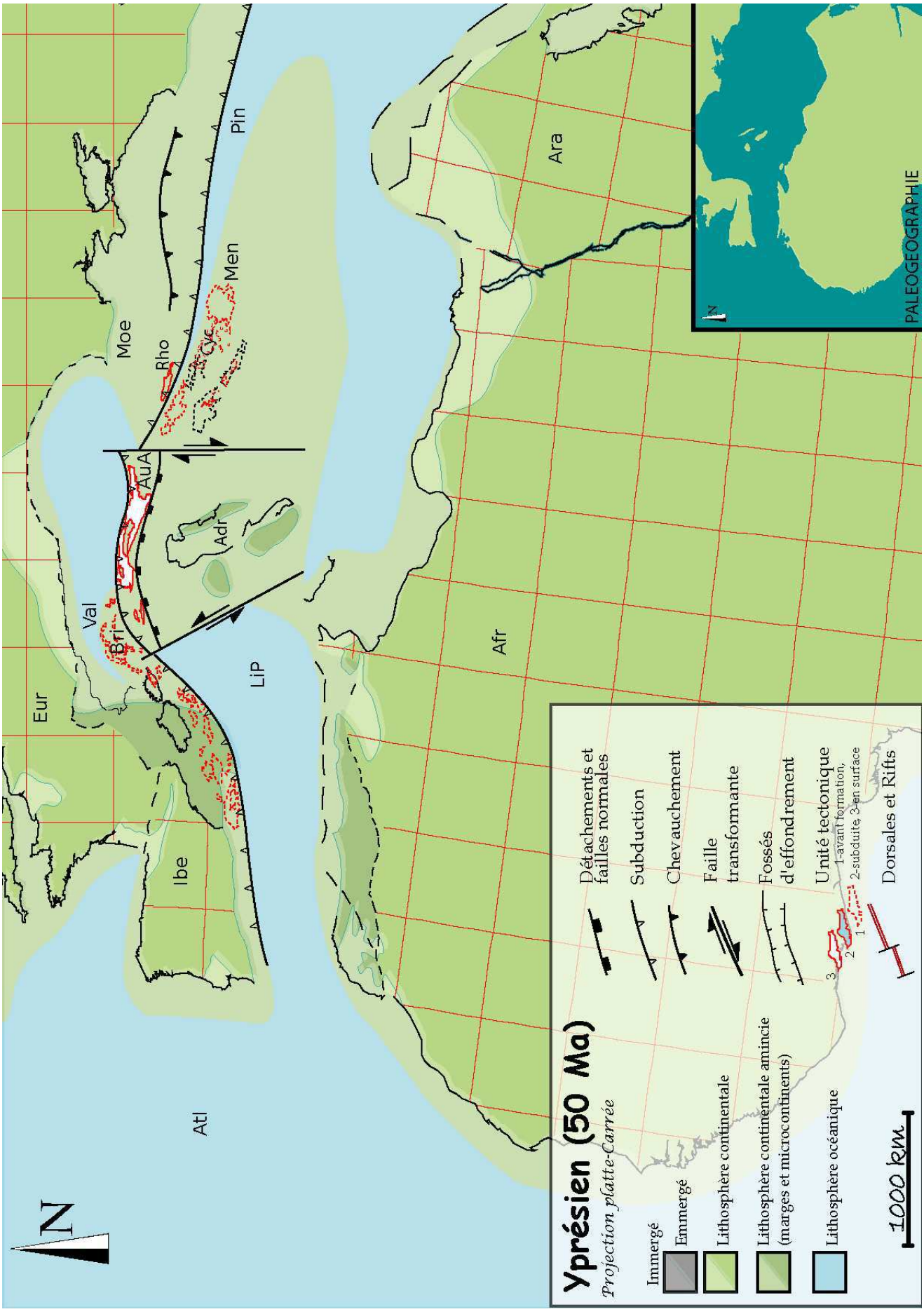


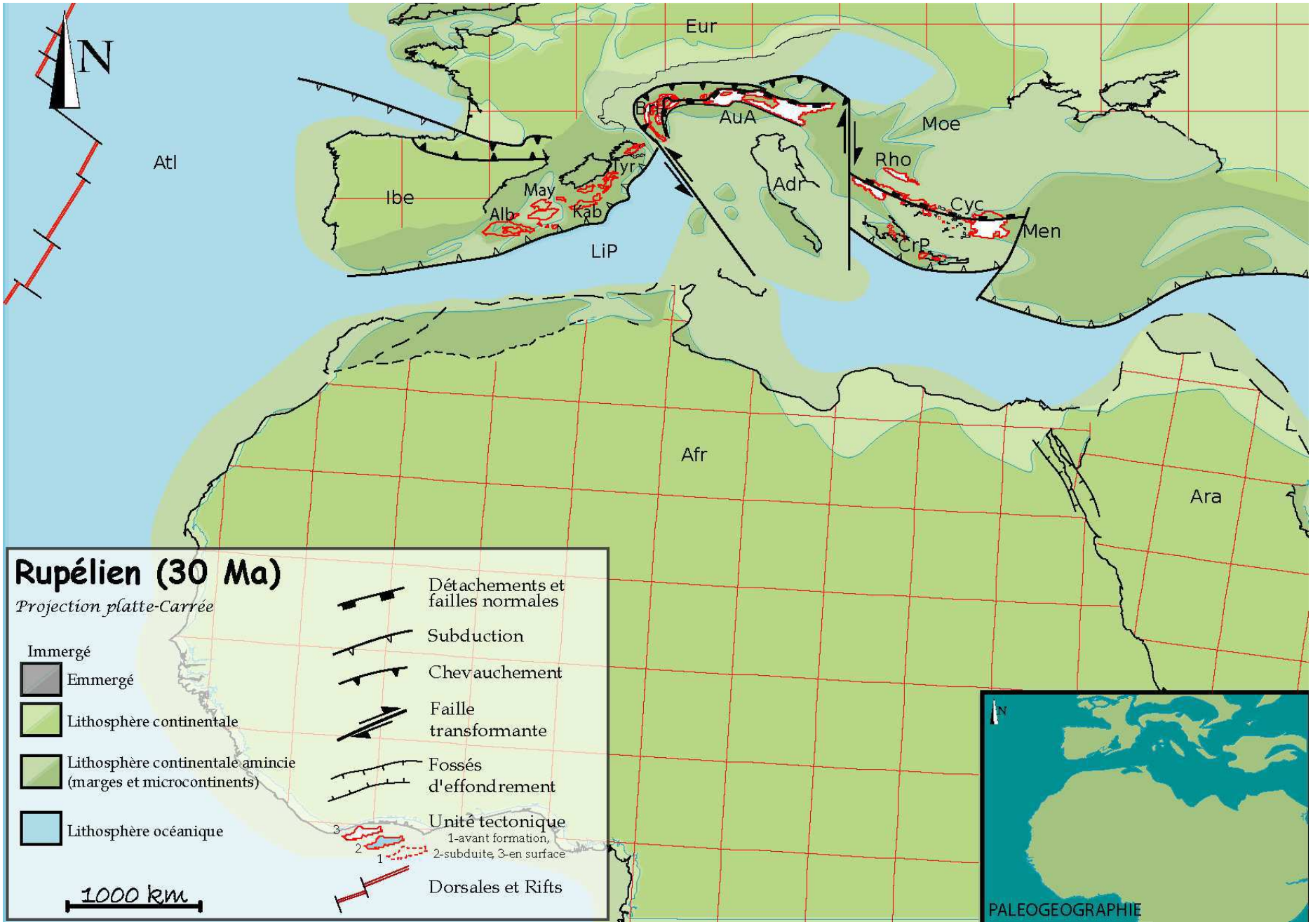


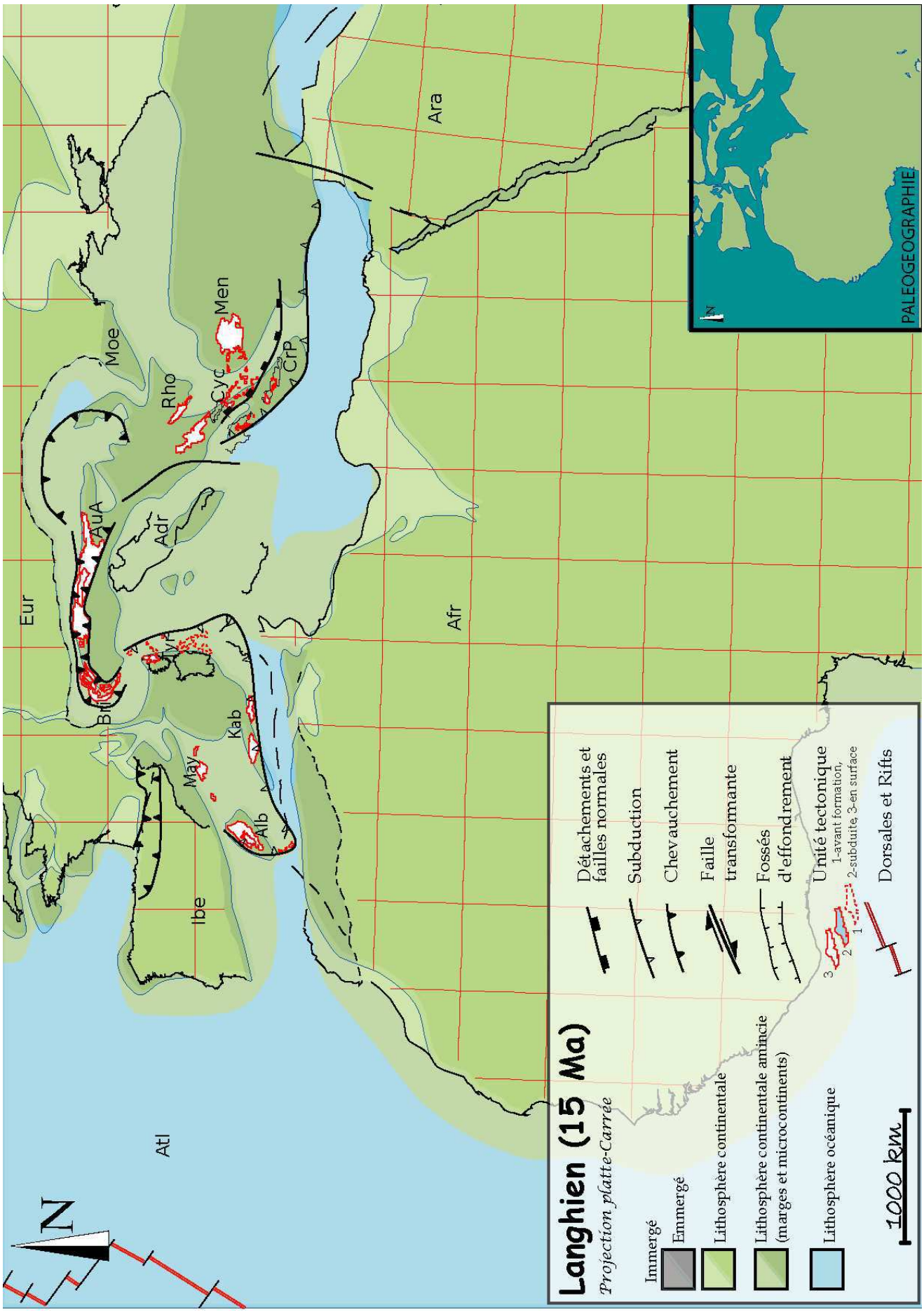

N
AmN
Eur
Atl
Ibe
LiP
Moe
AtlA
Var
Lan
Adr
Pin
Afr
Men
NeT
Ara
Hauterivien (130 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie
(marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
1000 km
Détachements et
failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille
transformante
Fossés
d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation,
2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
PALEOGEOGRAPHIE

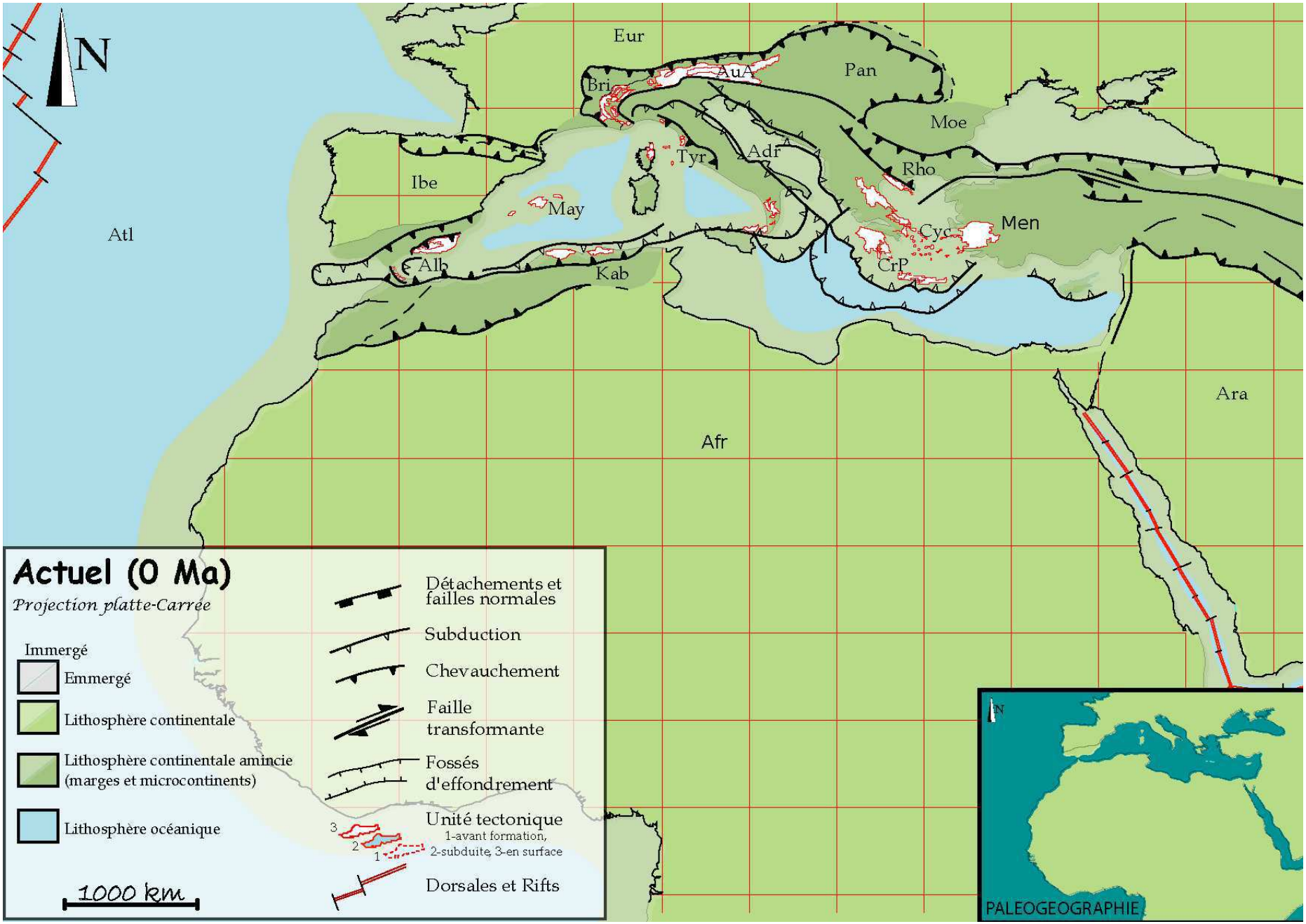

Cénomanien (90 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie (marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
Détachements et failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille transformante
Fossés d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation, 2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
1000 km
N
AmN
Atl
Ibe
LiP
Bri
Val
AuA
Lan
Var
Moe
Pin
Men
NeT
Adr
PALEOGEOGRAPHIE


N
Eur
Val
Bri
Moe
Atl
Ibe
AdA
LiP
Adr
Men
Pin
NeT
Afr
Ara
Danien (60 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie
(marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
1000 km
Détachements et
failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille
transformante
Fossés
d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation,
2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
PALEOGEOGRAPHIE


Yprésien (50 Ma)
Projection platte-Carrée
Détachements et failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille transformante
Fossés d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation,
2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie (marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
1000 km
N
PALEOGEOGRAPHIE
Eur
Afr
Ara
Atl
Ibe
LiP
Val
Bri
AuA
Adr
Rho
Cyc
Moe
Men
Pin


N
Eur
Atl
Ibe
May
Alb
Kab
Tyr
Bal
AuA
Moe
Rho
Adr
Cyc
Men
CrP
LiP
Afr
Ara
Rupélien (30 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie (marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
1000 km
Détachements et failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille transformante
Fossés d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation, 2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
PALEOGEOGRAPHIE


Langhien (15 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie (marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
Détachements et failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille transformante
Fossés d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation, 2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
1000 km
N
PALEOGEOGRAPHIE
Eur
Afr
Ara
Atl
Ibe
Bri
AuA
Adr
Tyr
Moe
Rho
Cyc
CrP
Men
Kab
Alb
May


N
Eur
Bri
AuA
Pan
Moe
Tyr
Adr
Rho
Ibe
May
Atl
Alb
Kab
Cyc
Men
CrP
Ara
Afr
Actuel (0 Ma)
Projection platte-Carrée
Immergé
Emmergé
Lithosphère continentale
Lithosphère continentale amincie
(marges et microcontinents)
Lithosphère océanique
1000 km
Détachements et
failles normales
Subduction
Chevauchement
Faille
transformante
Fossés
d'effondrement
Unité tectonique
1-avant formation,
2-subduite, 3-en surface
Dorsales et Rifts
PALEOGEOGRAPHIE

.

ANNEXE 2
Articles vulgarisés

Chapitre 18

Comment fabriquer de fines et longues unités de haute pression durant la subuction ?

N. Carry
F. Gueydan, J.P. Brun, D. Marquer

Abstract

Les modèles visant à expliquer les processus en jeu lors de la formation des chaînes de montagnes sont nombreux. Nous choisissons de réaliser un modèle thermique 2D original, faisant suite aux travaux du Professeur Van den Beukel [van den Beukel, 1992], afin de montrer l'impact de la dynamique de la subduction (angle et vitesse d'enfouissement) sur la géométrie des unités (épaisseur et longueur). Nous formulons l'hypothèse que le processus d'individualisation des unités en profondeur lors de la subduction est gouverné mécaniquement et qu'aucune hétérogénéité au sein de la croûte n'est nécessaire.
Ce modèle est fiable puisque les résultats obtenus concordent avec des observations naturelles menées dans les Alpes Centrales. La comparaison du modèle avec les données naturelles permet d'estimer à 30° et 1 cm/an l'angle et la vitesse d'enfouissement de la marge européenne.

18.1 Introduction

Les stades précoces de la formation des chaînes de montagnes sont marqués par la subduction des marges continentales (bordure amincie du continent). Dans les chaînes de montagnes résultant de la fermeture d'un domaine océanique comme l'Himalaya, les Alpes... la subduction continentale intervient entre la phase de subduction océanique (disparition de l'océan) puis la collision continentale (les deux plaques tectoniques continentales se heurtent l'une à l'autre - figure 18.1).
Les marges continentales sont les premières et souvent les seules parties de continent subductées. Les unités cristallines situées dans la partie interne des chaînes de montagne correspondent à des fragments de marge écaillés au cours de la subduction.

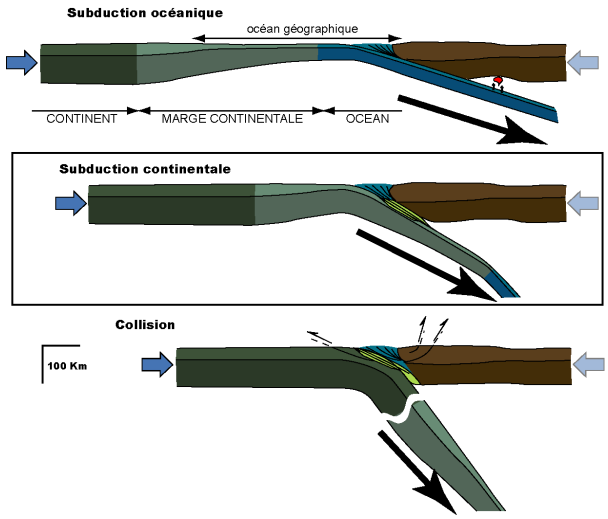


FIG. 18.1 – *Évolution d'une zone de convergence.*
La formation d'une chaîne de montagne resultant de la fermeture d'un domaine océanique est caractérisée par 3 étapes : En premier, la lithosphère océanique ayant une densité plus grande est soubductée sous la lithosphère continentale. Puis, la marge continentale est enfouie à la suite de la lithosphère océanique, c'est la subduction continentale. Enfin, lorsque la lithosphère continentale parvient dans la zone de subduction, sa faible densité empêche son enfouissement : la collision débute avec la rupture de la lithosphère subductée.

STRUCTURE DE LA TERRE : *Rappel succint*

La Terre, avec un rayon de 6371 km, est constituée de 3 grandes enveloppes : la lithosphère, le manteau et le noyau (figure 18.2. La lithosphère est constituée des différentes plaques tectoniques partie rigide et cassante de la Terre. Le manteau, constitué de roches solides ductiles c'est à dire déformables sans casser (comme la pâte à modeler), est animé de mouvements de convection. Les mouvements de convections sont dus à la chaleur résiduelle (datant de la formation de la Terre) qui décroit par refroidissement en surface. Le noyau comporte deux parties : une partie externe liquide et une partie interne solide, la graine.

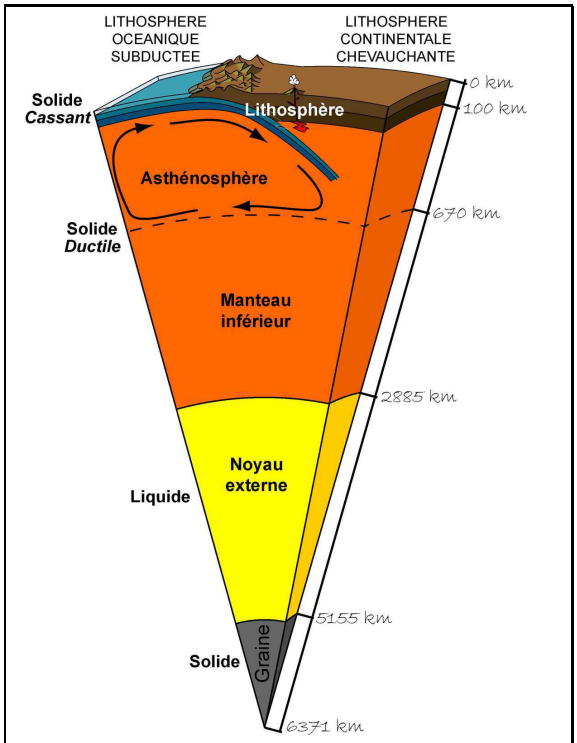


FIG. 18.2 – Structure de la Terre

De nombreux modèles analysent à l'échelle lithosphérique l'évolution de la subduction à la collision [Beaumont et al., 1996; Escher and Beaumont, 1997; Gerya et al., 2002]. Ces modèles décrivent les processus d'exhumation et la structure des orogène tout en indiquant l'impact de l'érosion. Cependant, ces modèles n'ont pas été utilisés pour étudier les mécanismes responsables de l'individualisation en profondeur d'unités crustales. Le Professeur Van den Beukel [van den Beukel, 1992] s'est intéressé à cette question avec un modèle uniquement thermique et une géométrie spécifique. Grâce à un modèle 1D, il a estimé la résistance des roches dans la croûte de la marge en subduction et a montré que des unités constituées de la partie supérieure de la croûte

pouvaient s'individualiser en raison de la différence de rhéologie[1] et lithologique[2] ente les parties supérieure et inférieure de la croûte.

Poursuivant les travaux du Professeur Van den Beukel, nous allons montrer, grâce à la **modélisation thermique 2D** d'une marge continentale, que des unités constituées de la partie supérieure de la croûte peuvent s'individualiser uniquement en raison de la forte diminution de la résistance des roches au cours de la subduction. **Nous formulons l'hypothèse que l'individualisation des unités supracrustales est contrôlée mécaniquement et qu'aucune différence rhéologique ni lithologique n'est nécessaire pour la provoquer.**
Nous avons donc comparé **la résistance** des roches d'une marge en subduction sans hétérogénéité crustale (même rhéologie et lithologie pour l'ensemble de la croûte) aux **contraintes** qui s'exercent sur la marge afin d'estimer la géométrie des unités pouvant s'individualiser. Nous avons également évalué l'impact de l'angle et la vitesse avec lesquelles la marge est enfouie ainsi que l'impact de la nature des roches constituants la marge.
Pour finir, la comparaison de notre modèle avec les Alpes permet de s'assurer de la validité de celui-ci.

18.2 Modélisation

Cette étude est fondée sur la comparaison, durant la subduction, entre d'une part, les contraintes qui agissent sur la marge et d'autre part, la résistance des roches constituant la marge. Les contraintes sont estimées simplement avec le calcul des forces en jeu dans la zone de subduction. La résistance des roches, qui correspond à leur capacité à être ou non déformée, est estimée par le biais d'un modèle numérique 2D de 1800 éléments résolvant l'état thermique d'une marge en subduction (figure 18.3).
Nous avons choisi de réaliser un modèle aussi simple que possible afin d'éviter un certain nombre

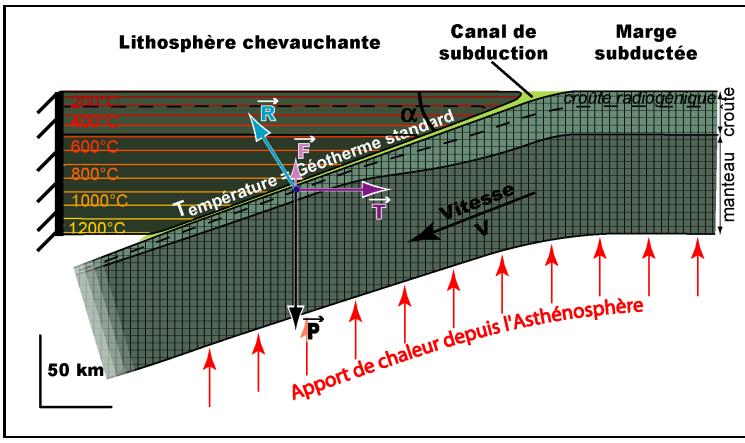


FIG. 18.3 – *Modèle thermique 2D et forces agissant*
Le principe de la modélisation est présenté ici : une marge (partie en quadrillage gris) est enfouie en profondeur sous une lithosphère chevauchante (en vert) provoquant ainsi l'augmentation de la température et de la pression à la surface de la marge enfouie. Les forces agissants sur la marge (Tectonique $\vec{T}$, Flottabilité $\vec{F}$, Poids sus-jacent $\vec{P}$ et réaction du support $\vec{R}$) sont représentée proportionnellement à leur impact.

d'incertitudes. De plus, cette étude se concentre sur l'analyse au premier ordre et à grande envergure des phénomènes mécaniques responsables de l'écaillage de portion de la croûte continentale. La comparaison de cette analyse, si simple soit-elle, avec des modèles plus sophistiqués montre que nos choix ne détériorent pas les résultats.

[1] **rhéologie :** la rhéologie d'une roche définit son comportement mécanique lorsque cette roche est soumise à des contraintes

[2] **lithologie :** *du grec lithos* nature de la roche

18.2.1 Forces et contraintes agissant sur la marge subductée

Trois forces majeures agissent sur la marge pendant sa subduction (figure 18.3) :

- La force tectonique ($\vec{T}$) provient du mouvement relatif de la lithosphère chevauchante par rapport à la lithosphère subductée. Cette force est maximum au début de l'enfouissement, dans la partie crustale qui à un comportement plus rigide. Plus en profondeur, la rigidité des roches diminuant, la force tectonique décroit pour devenir nulle à la base de la lithosphère.
- La force de flottabilité ($\vec{F}$), habituellement seule prise en compte dans ce type d'étude, est due à l'enfouissement d'une croûte peu dense dans un manteau plus dense. La flottabilité est la somme du poids de la croûte subductée et de la poussée d'Archimède s'effectuant sur cette croûte. La force de flottabilité est prédominante dans l'asthénosphère où les roches ont un comportement ductile faiblement visqueux, comparativement à dans la lithosphère. Elle ne peut donc, de notre point de vue, être la seule prise en compte.
- La force correspondant au poids de la lithosphère chevauchante ($\vec{P}$). Cette force correspond à la pression subie par la marge au cours de son enfouissement. Cette pression est due au poids des roches se situant au-dessus de la marge. Dans la nature, il existe d'autres causes, plus locales, de l'augmentation de pression autour des roches, nous n'en tiendrons pas compte dans cette étude.

La contrainte s'exerçant sur les roches de la marge en subduction est directement calculée à partir de la somme de ces trois forces.

18.2.2 Modèle thermique 2D

Dans la Terre, la température évolue avec la profondeur, cette évolution est transcrite sous forme d'un géotherme. Les différents géothermes existants à l'intérieur du globe peuvent être estimés grâce à l'équation de la chaleur. Basée sur 2 conditions limites (apport de la chaleur à la base et température à la surface), la résolution de cette équation permet de calculer la température à une profondeur donnée. Il existe différentes façon de résoudre l'équation de la chaleur, nous avons choisi la forme qui tient compte de la conduction (diffusion de proche en proche de la chaleur) et non l'advection (prise en compte de la propagation de la chaleur due aux mouvements).

$$\rho.C.\frac{\partial T}{\partial t} - k.\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) = r \tag{18.1}$$

Avec la masse volumique de la croûte $\rho = 2800kg.m^{-3}$, la capacité thermique de la croûte $C = 1000J.kg^{-1}.K^{-1}$, le coefficient de diffusivité de la croûte $k = 2,10W.m^{-1}.K^{-1}$ et le coefficient de production de chaleur radiogénique $r = 1,0\mu W.m^{-3}$ pour la partie supérieure de la croûte. Le terme $\frac{\partial T}{\partial t}$ traduit l'évolution de la température avec le temps, les termes $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ et $\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$ traduisent l'évolution de la température en abscisse (distance horizontale) et ordonnée (profondeur) respectivement.

La température appliquée au-dessus de la marge modélisée augmente de façon standard selon un géotherme. La marge mise en subduction correspond à une marge stabilisé depuis 120 millions d'année (120 Ma) après sa formation, ce modèle de marge est issu des travaux de Marie Leroy et Frédéric Gueydan [Leroy et al., 2007].

18.2.3 Calcul de la résistance des roches.

La résistance des roches est calculée grâce à des équations en fonction de la Pression et de la Température. Si la roche est fragile (ou cassante), sa résistance est fonction de la pression uniquement, si elle est ductile (solide mais déformable sans se casser, se fissurer) sa résistance est inversement proportionnelle à la vitesse de déformation et à la température.

La plus petite valeur de ses deux résistances détermine la rhéologie de la roche puisque l'état le moins énergétique est toujours préféré dans la nature.

18.2.4 Détermination de l'individualisation

L'individulisation d'une unité est possible lorsque les contraintes sont plus forte que la résistance des roches la constituant puisque la résistance traduit la capacité des roches à se déformer ou non.

18.3 Évolution de la température et de la résistance

La figure 18.4 présente les résultats obtenus pour une marge enfouie avec un angle de 30^o et une vitesse de 1 cm.an $^{-1}$ et une lithologie de type plagioclase. Cette lithologie et ces valeurs d'angle et de vitesse d'enfouissement servent de modèle de référence dans la suite de cette étude. La température (à gauche) et la résistance (à droite) sont présentées à quatres instants différents : 3 Ma, 5 Ma, 7 Ma et 9 Ma. La température augmente avec la profondeur et avec la profondeur

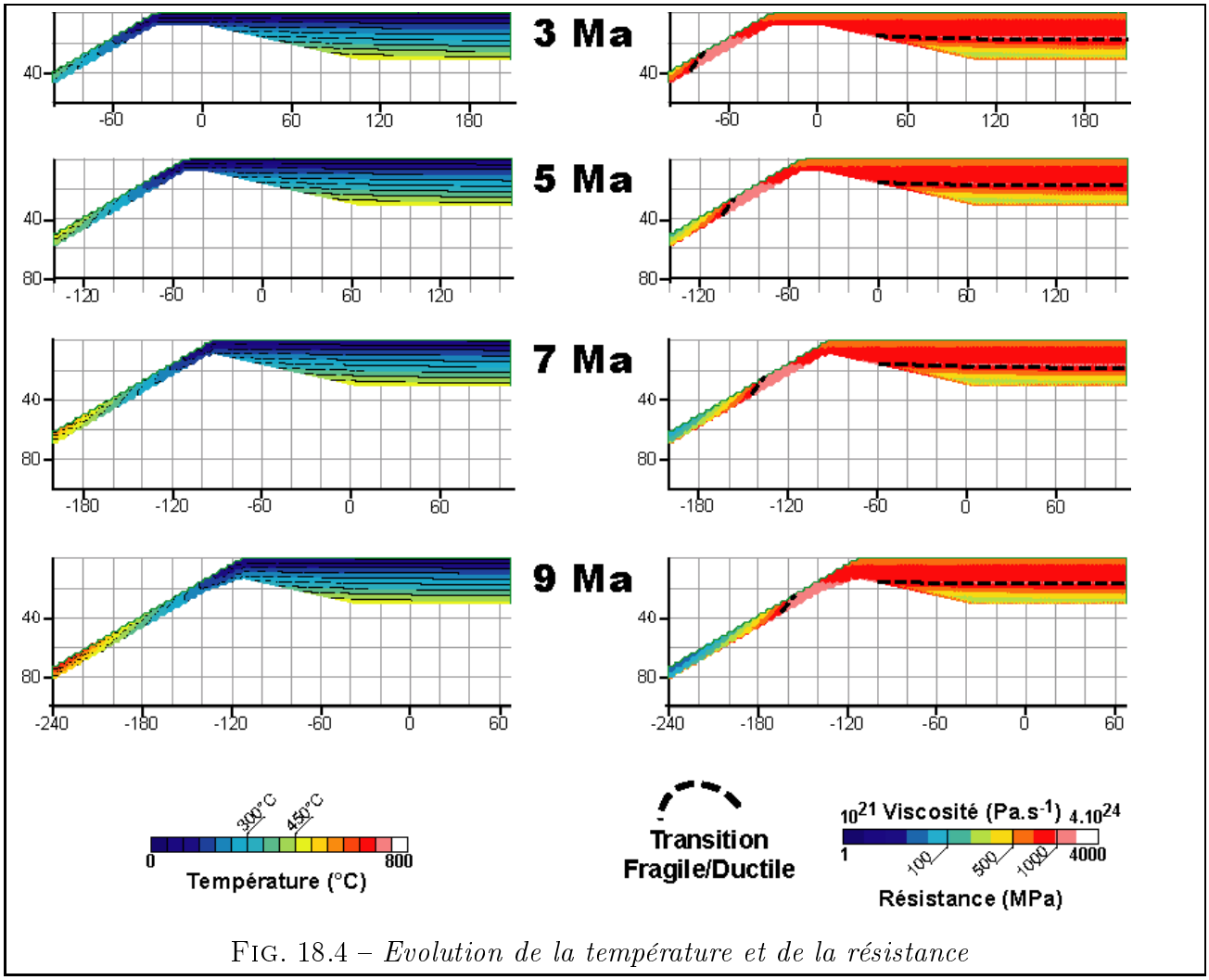


FIG. 18.4 – *Evolution de la température et de la résistance*

d'enfouissement (donc avec le temps) générant des lignes isothermes rebroussantes. Dans la zone enfouie, la partie supérieur de la croûte, plus chaude que la partie inférieure, a une moins grande

résistance ce qui est contraire à la normale (tel que dans la zone qui n'est pas enfouie).

18.4 Individualisation des unités

En chaque élément du modèle, la résistance est comparée avec la contrainte exercée permettant ainsi de savoir si l'individualisation est possible (figure 18.5). Les modèles prédisent l'individuali-

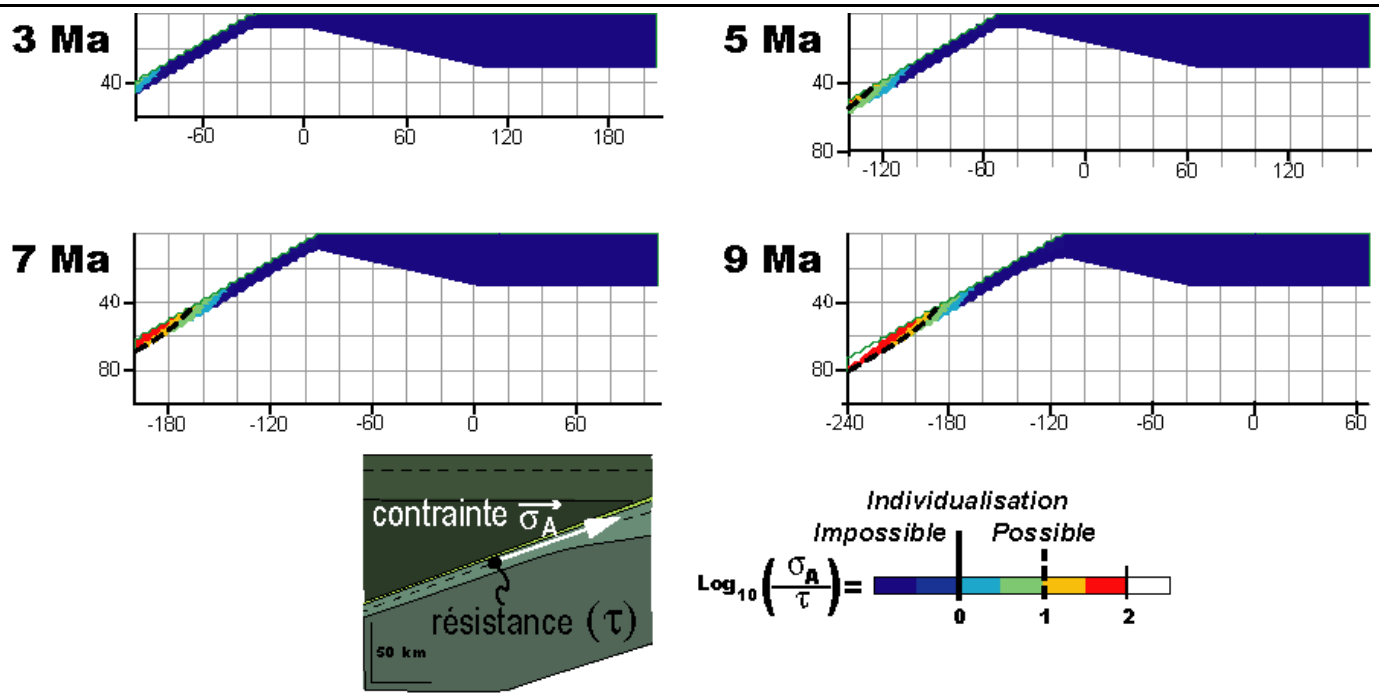


FIG. 18.5 – *Individualisation au cours de l'enfouissement*
Figures représentants à différents instants l'ordre de grandeur séparant la contrainte agissant (σ_A) et la résistance des roches (τ).

sation d'unités fines et longues constituées de roches de la croûte supérieure.

18.4.1 Influence de l'angle et de la vitesse de subduction

L'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités est calculée pour différents angles et vitesses d'enfouissement de la marge (figure 18.6). La modélisation numérique permet aisément de calculer de nombreux modèles ne différant que par un seul paramètre. La vitesse d'enfouissement puis l'angle sont modifiés pour obtenir 7 modèles mettant en évidence l'influence de la vitesse et l'angle d'enfouissement (figure 18.6). **L'angle et la vitesse avec lesquelles la marge est enfouie gouvernent la vitesse d'augmentation de la longueur et l'épaisseur des unités.**

18.4.2 Influence de la lithologie de la croûte

Comme pour l'angle et la vitesse d'enfouissement, l'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités est calculée pour différentes lithologies : quartz hydraté, plagioclase, et granulite (figure 18.7). **La lithologie gouverne la profondeur minimale à laquelle les unités s'individualisent.**

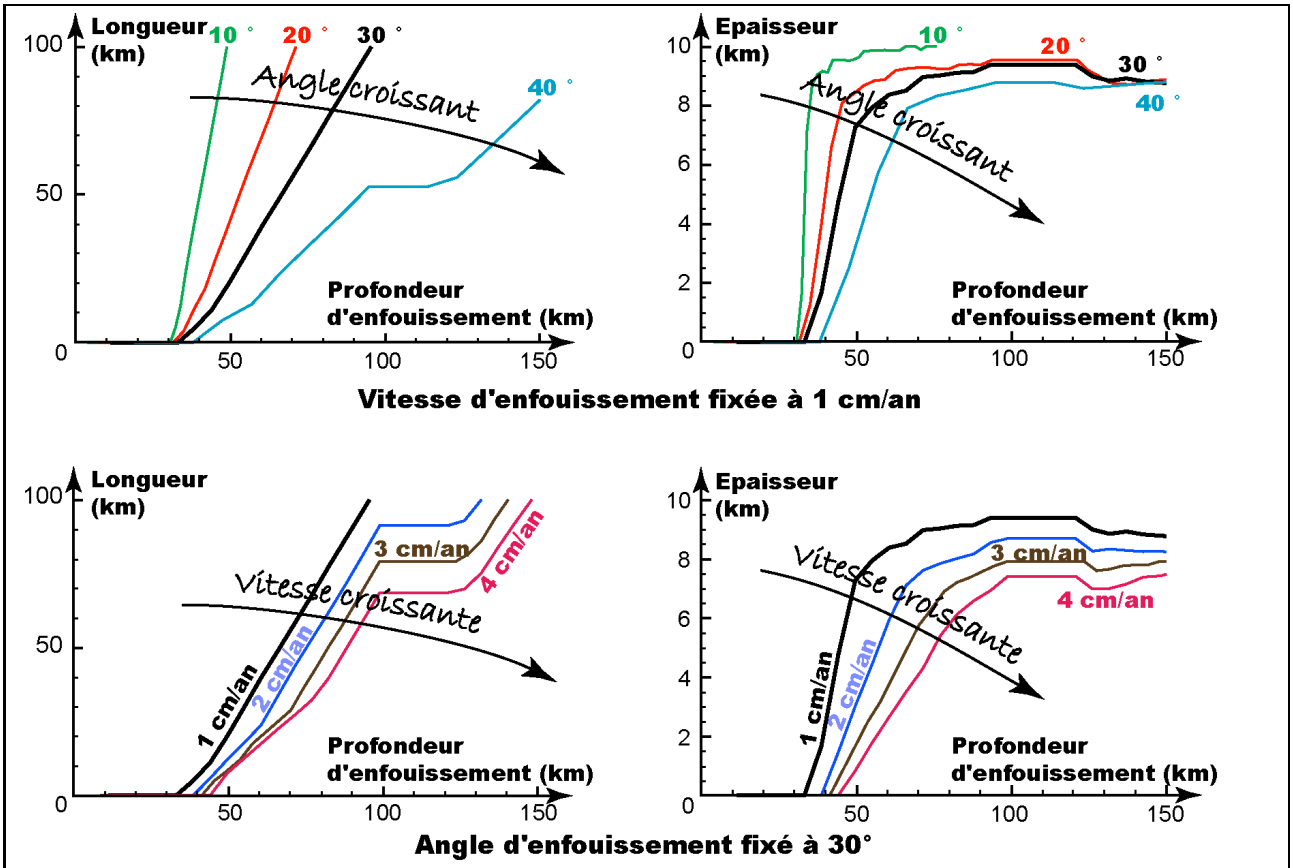


FIG. 18.6 – *Influence de l'angle et de la vitesse sur la géométrie des unités*
Résultats de l'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités pour 7 valeurs différentes d'angle et de vitesse.

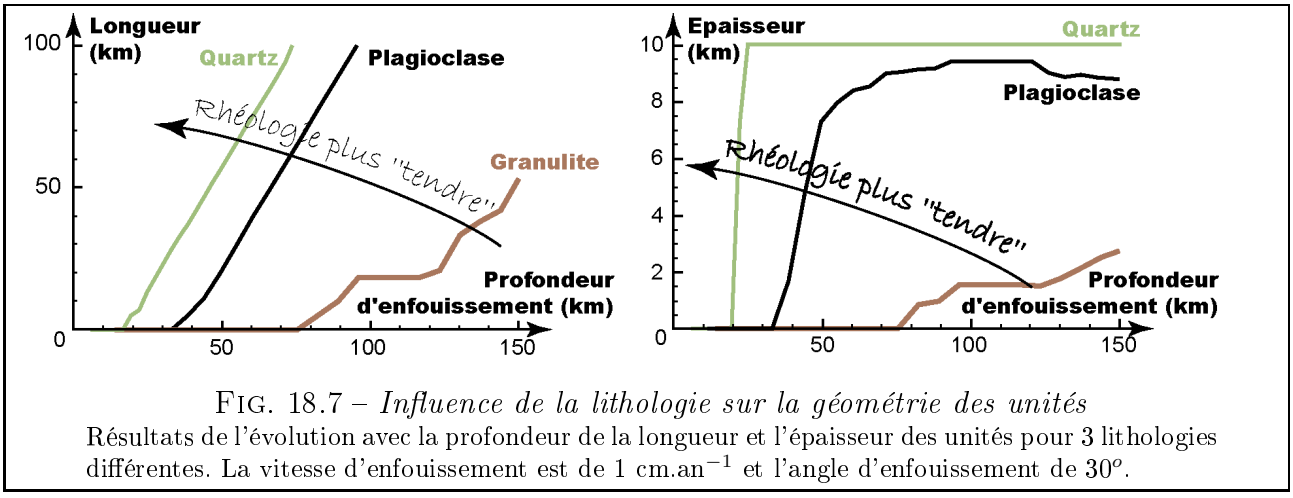


FIG. 18.7 – *Influence de la lithologie sur la géométrie des unités*
Résultats de l'évolution avec la profondeur de la longueur et l'épaisseur des unités pour 3 lithologies différentes. La vitesse d'enfouissement est de 1 cm.an^{-1} et l'angle d'enfouissement de 30^o.

18.5 Comparaison du modèle avec les unités du Lepontin (Alpes Centrales)

La partie interne des Alpes Centrales, le Lepontin, est connu pour ses unités crustales de Moyenne et Haute Pression, Basse Température individualisées à partir de la marge européenne au cours de la formation des Alpes. Nous utilisons cette référence naturelle pour vérifier la validité de notre modèle. Les informations pouvant être recueillies sur ces unités sont présentées dans le tableau 18.1.

N	Unités	Pic de Pression (kbar)	Réference pour la pression	Profondeur atteinte (km)	Longueur (km)	Epaisseur (km)
1	Suretta	12	[Nussbaum et al., 1998]	42,8	23 - 40	3,0 - 3,5
2	Tambo	13	[Baudin et al., 1993]	46,4	35 - 60	3,6 - 5,4
3	Adula	17-22	[Meyre, 1998]	60,0	31 - 47	5,7 - 7,1
4	Simano	14	[Rutti, 2003]	50,0	23 - 35	4,3 - 6,4
5	Leventina	10	[Rutti et al., 2006]	36,9	29 - 43	5,7 - 7,1

TAB. 18.1 – Données répertoriées sur les unités du Lepontin (Alpes Centrales)

Même s'il est difficile d'estimer l'épaisseur et la longueur exactes des unités avant les différentes déformations qu'elles ont subies au cours de l'histoire alpine, nous avons mesuré ces dimensions grâce à la coupe présentée en figure 18.8. Ces valeurs ont été corrigées par un coefficient correspondant à l'aplatissement et l'élongation des unités au cours de leur déformation.

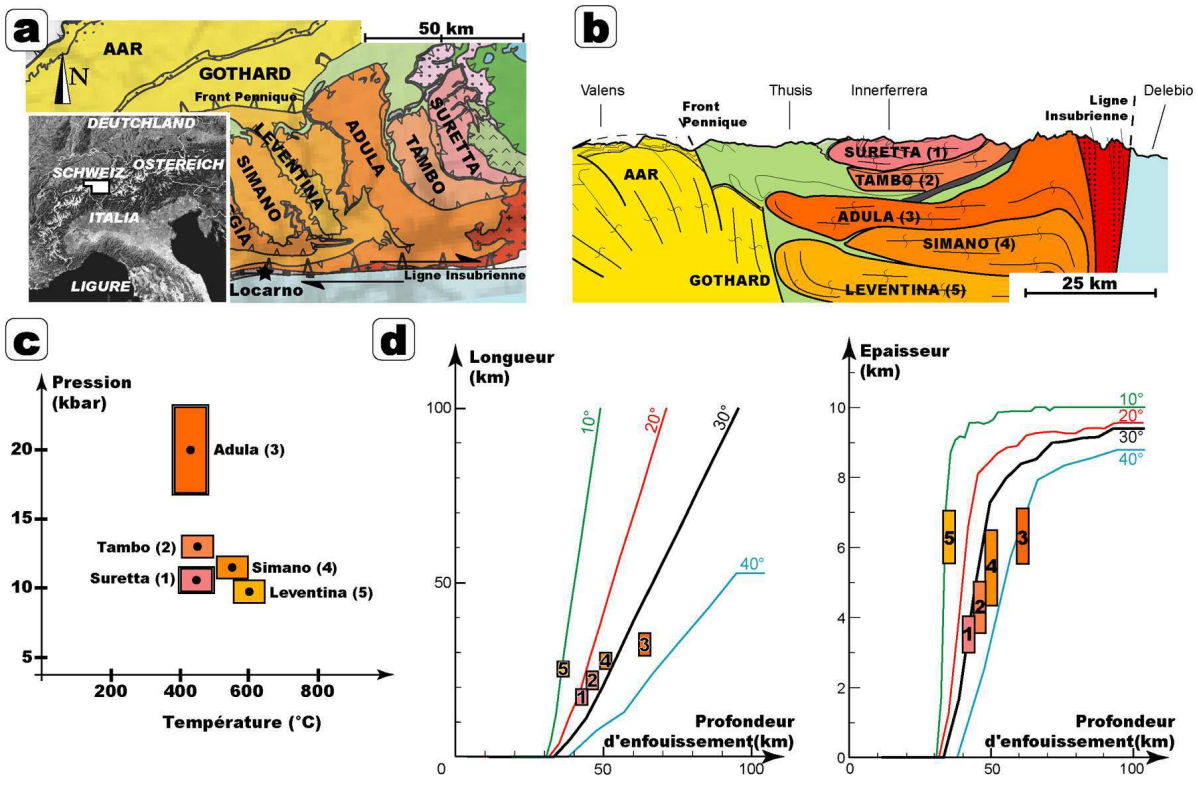


FIG. 18.8 – *Validation du modèle*

Carte et coupe modifiées d'après S. Schmidt [Schmid et al., 2004]. Les données de pression, des unités Lepontines représentées en carte et en coupes, sont placées sur un graphique Pression - Température et reportées avec leur longueur et épaisseur sur deux graphiques distincts permettants la comparaison avec les modèles.

18.6 Discussion et Conclusion

La modélisation de l'individualisation d'unité supracrustale lors de l'enfouissement d'une marge est possible. Les modèles que nous avons réalisé, malgré leur simplicité, montrent que l'individualisation supracrustale en profondeur (à partir de 30 km) ne nécessite pas d'hétérogénéité crustale (de différence entre la croûte supérieure et inférieure) mais que cette individualisation est gouvernée par l'évolution rhéologique.
De plus, ces modèles permettent de quantifier l'impact de la vitesse et de l'angle d'enfouissement sur la profondeur minimum d'individualisation et la géométrie (longueur et épaisseur) des unités. Ces modèles sont en accord avec les observations naturelles et permettent de confirmer les estimations cinématiques d'enfouissement de la marge européenne existantes. En effet, Dale et Holland [Dale and Holland, 2003] avaient estimés l'angle d'Adula dans la zone de subduction, ce qui est en accord avec les résultats présentés (figure 18.8). Par ailleurs, les reconstitutions paléogéographiques[3] estiment la vitesse d'enfouissement de la marge européenne entre 0,5 et 1 cm/an [Schmid et al., 1997].

[3]**reconstitutions paléogéographiques :** cartes et synthèses permettant de situer les différents ensembles géographiques à leurs positions passées.

Remerciements

Nous tenons à remercier Denis GAPAIS et Michèle BALÈVRE pour les discussions et les remarques enrichissantes qu'ils ont eus.

Bibliographie

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., and Fullsack, P. (1996). Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24(8) :675–678.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Escher, A. and Beaumont, C. (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.

Gerya, T., Stockhert, B., and Perchuk, A. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel : A numerical simulation. *Tectonics*, 21(6).

Leroy, M., Gueydan, F., and Dauteuil, O. (2007). Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2d conductive modeling. *submitted*.

Meyre, C. (1998). *High-Pressure metamorphism and deformation of the middle Adula nappe (Cental Alps, Switzerland).* PhD thesis, Basel.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

Rutti, R. (2003). *The tectono-metamorphic evolution of the Simano Nappe (Central Alps, Switzerland).* PhD thesis, ETH Zurich.

Rutti, R., Marquer, D., and Thompson, A. (2006). Tertiary tectono-metamorphic evolution of the european margin during alpine collison : Example of the leventina nappe (central alps, switzerland). *Submitted*, — :—.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

van den Beukel, J. (1992). Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere. *Tectonics*, 11(2) :316–329.

Chapitre 19

Signification des variations latérales de la profondeur de formation des unités internes des orogènes modernes.

N. Carry
F. Gueydan, J.P. Brun, D. Marquer

Abstract

Le métamorphisme de Haute à Ultra-Haute Pression, Basse Température est fréquent dans la partie interne des orogènes modernes. Le métamorphisme est caractéristique de la subduction continentale à l'origine de l'enfouissement à grande profondeur (de 50 à 150 km) d'unités continentales qui sont ensuite exhumées. En marge du débat sur l'exhumation, des études doivent être menées pour comprendre quantitativement la géométrie et la dynamique des zones de subduction continentale, comme par exemple les variations latérales du métamorphisme de Haute-Pression au sein d'un orogène.
Grâce à des modèles numériques, nous montrons que pendant la subduction du Briançonnais, l'angle et la vitesse de subduction étaient plus importants au Sud-Ouest qu'au Nord-Est. Cette variation latérale de la géométrie et de la dynamique de la subduction à l'Eocène (45-40 Ma) est responsable de la variation latérale du métamorphisme observé actuellement dans les unités Briançonnaises présentent dans le domaine interne des Alpes.

19.1 Introduction

La partie interne des orogènes modernes comporte des unités qui présentent des assemblages métamorphiques[1] caractéristiques de la Haute Pression, Basse Température. Ce métamorphisme est caractéristique des zones de subduction où des roches continentales sont enfouies à grande profondeur puis exhumées. Beaucoup d'études se sont concentrées sur les processus responsables de l'exhumation des roches de Haute Pression, question restant trés débattue. En marge de ce débat sur l'exhumation, la géométrie et la dynamique des subductions doit être quantitativement investiguée. Entre autre, la cause des variations latérales du métamorphisme de Haute Pression dans les chaînes de montagne reste peu étudiée et comprise.
Les unités Briançonnaises de Dora Maira, du Gran Paradiso et de Suretta appartiennent au domaine interne des Alpes (figure 19.1) et sont originaires de la marge[2] européenne. Bien qu'elles

[1] **métamorphique :** lorsqu'une roche est soumise à un changement de pression et/ou de température, les minéraux qui la constituent se transforment, cette transformation est appelée métamorphisme.

[2] **marge :** bordure des continents, les marges sont constituées d'une lithosphère qui s'amincie du continent vers l'océan.

aient occupé la même position dans la marge lors de sa subduction, les unités de Dora Maira, du Gran Paradiso et de Suretta ont enregistré entre 46 Ma et 38 Ma des profondeurs d'enfouissement trés différentes : de 130 km à 160 km [Schertl et al., 1991; Hermann, 2003] pour Dora Maira, à autour de 37 km [Nussbaum et al., 1998] pour Suretta (figure 19.1). Cette différence peut provenir de la forme en biseau qu'avait l'océan Liguro-Piémonais qui a entrainé à sa suite le Briançonnais dans la zone de subduction (figure 19.1).

Nous proposons d'utiliser la modélisation numérique pour comprendre la signification de cette

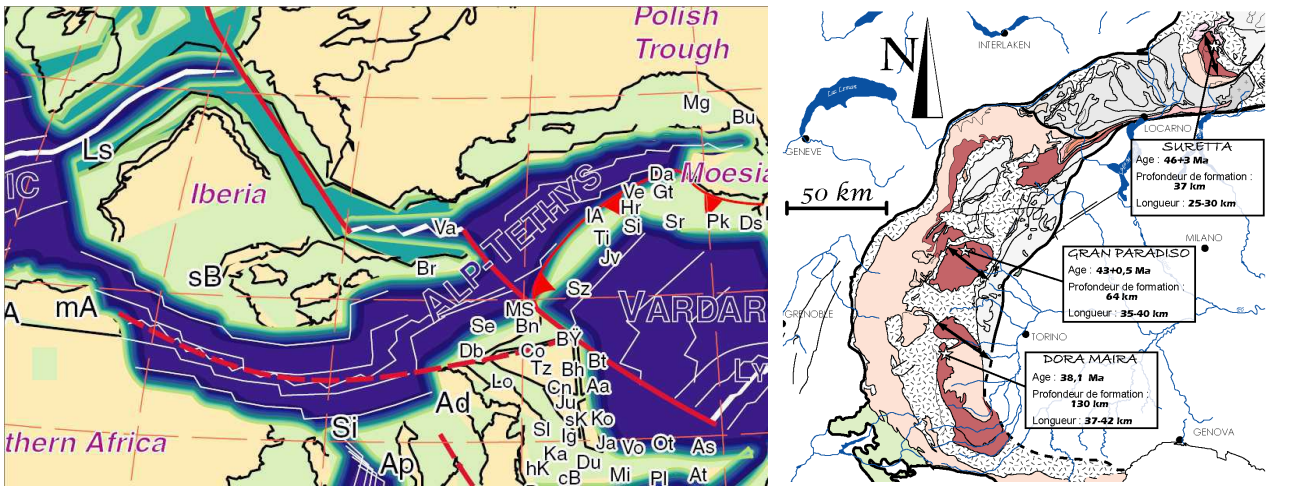


FIG. 19.1 – Gauche-Carte réalisée par Stampfli [Stampfli and Borel, 2002] présentant la paléogéographie de l'océan Liguro-Piémontais à l'Eocène (45 Ma). Droite-Carte du domaine interne des Alpes modifiée d'après Schmid [Schmid et al., 2004]. Les conditions métamorphiques sont de Baudin et Challandes pour Suretta [Baudin et al., 1993; Challandes et al., 2003], de Le Bayon pour le Gran Paradiso [Le Bayon and Ballevre, 2006] et de Schertl et Hermann pour Dora Maira [Schertl et al., 1991; Hermann, 2003]. Les âges sont de Challandes, Le Bayon et Tilton [Challandes et al., 2003; Le Bayon and Ballevre, 2006; Tilton et al., 1991]. La longueur des unités est mesurée sur la carte et corrigée d'un facteur de 1,5 [Marquer, 1991] afin de prendre en compte la déformation des unités après leur individualisation. Au moment de leur formation, les unités de Suretta, du Gran Paradiso et de Dora Maira avaient respectivement des longueurs de 25-30km, 35-40km and 37-42km.

variation latérale de la profondeur de formation des unités Briançonnaises. Dans un premier temps, un modèle thermique 1D permet d'estimer la vitesse d'enfouissement des unités de Dora Maira, du Gran Paradiso et de Suretta. En second, la comparaison de la longueur des unités avec les résultats d'un modèle thermique 2D permet de déduire l'angle et la vitesse de subduction. Au total, ces deux méthodes permettent de contraindre les variations latérales de la géométrie et la dynamique de la subduction lors de la formation des unités Briançonnaises.

19.2 Pic de pression et vitesse d'enfouissement

La modélisaton thermique 1D de l'évolution de la température d'une roche au cours de son enfouissement en fonction de la vitesse d'enfouissement permet de tracer les lignes d'isovitesses présentées en figure 19.2. Le modèle est constitué d'un segment vertical dans lequel la température est calculée en chaque point (figure 19.2) en fonction de la température appliquée au sommet et de l'apport de chaleur depuis le manteau situé à la base. Pour plus de détails, se référer à Gueydan

et al., en préparation.

La comparaison des pics de pression enregistrées dans les unités de Dora Maira, du Gran Paradiso

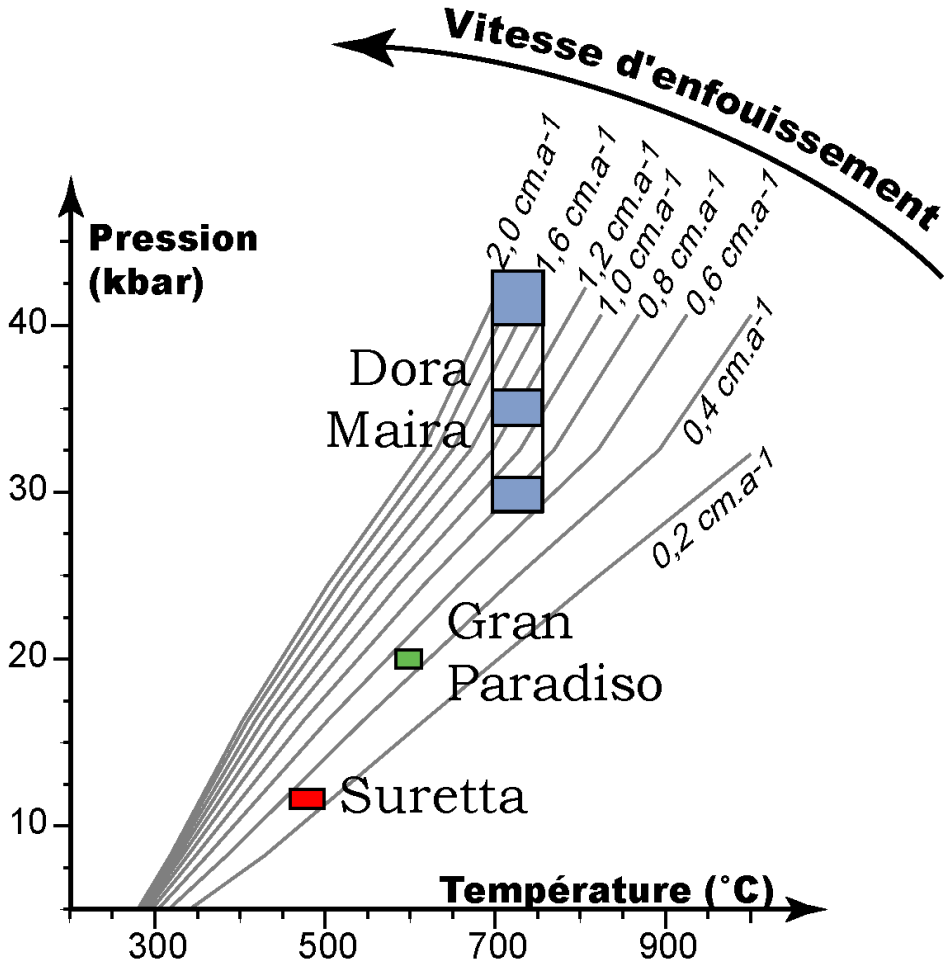


FIG. 19.2 – Gauche- Schéma présentant le modèle thermique 1D. La température est calculée pour chaque élément en fonction de la température appliquée au sommet (T_s) et de l'apport de chaleur à la base (Q_m). Droite- Graphique représentant les chemins Pression-Température modélisés pour différentes vitesses d'enfouissement ainsi que les pic de pression des unités Briançonnaises.

et de Suretta avec les chemins Pression-Température modélisés permet de déduire les vitesses d'enfouissement de ces unités lors de leur formation :

- 0,2 à 0,4 centimètres par an pour l'unité Suretta
- 0,4 à 0,6 centimètres par an pour l'unité Gran Paradiso
- 0,6 à 2,0 centimètres par an pour l'unité Dora Maira

Ces vitesses d'enfouissement (V_e) peuvent-être traduites en vitesse (V_s) et angle (α) de subduction par une relation trigonométrique simple ($\sin(\alpha) = V_e/V_s$). Supposant une vitesse de subduction constante égale à 0,5 cm/an [Schmid et al., 1997a], l'augmentation de la vitesse d'enfouissement de Suretta à Dora Maira correspond à une augmentation de l'angle de subduction (figure 19.3 - gauche). Pour l'unité Suretta, l'angle de subduction est estimé à 20-50^o. Pour l'unité Gran Paradiso, l'angle de subduction est supérieur à 50^o et dépasse, ainsi que pour l'unité Dora Maira, 90^o, ce qui est impossible. La vitesse de subduction supposée égale à 0,5 cm/an n'est pas suffisante pour expliquer les fortes valeurs de vitesse d'enfouissement.

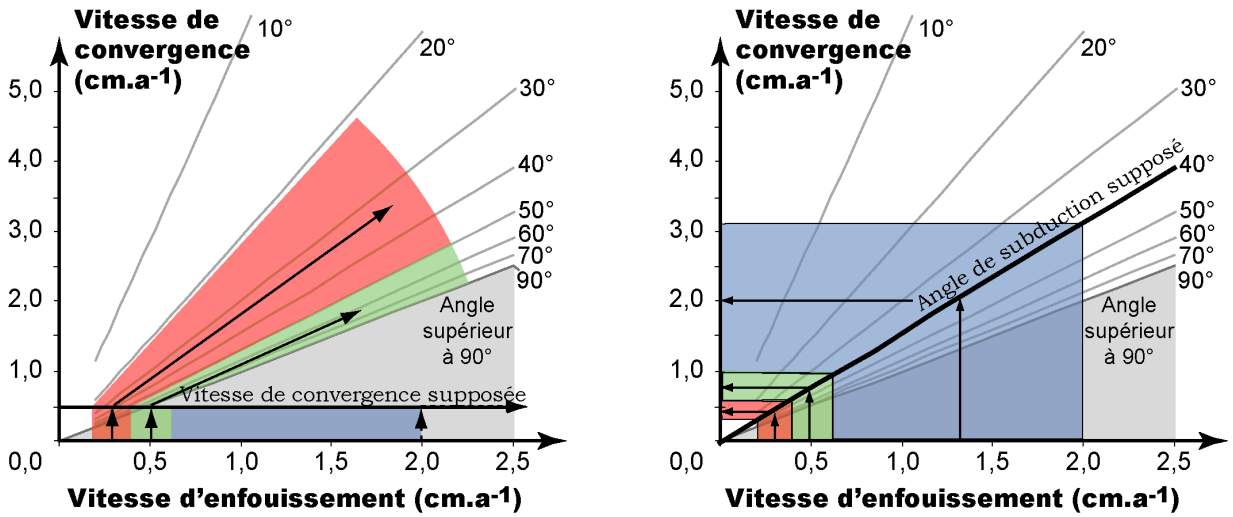


FIG. 19.3 – Gauche- Estimation de l'angle de la subduction à partir des vitesses d'enfouissement en supposant que la vitesse de subduction est égale à 0,5 cm/an. Droite- Estimation de la vitesse de subduction à partir des vitesses d'enfouissement en supposant que l'angle de subduction est égale à 40^o.

On peut alors supposer que la variation de vitesse d'enfouissement est liée à une augmentation de vitesse de subduction à un angle de subduction fixe égal à 40^o (figure 19.3 - droite). Les vitesses de subduction ainsi déduites sont de 0,5 cm/an pour l'unité Suretta, 0,8 cm/an pour l'unité Gran Paradiso, ce qui est cohérent avec les vitesses de convergence Afrique-Europe connues [Schmid et al., 1997a,b]. En revanche, la vitesse de subduction déduite pour l'unité Dora Maira, entre 1,0 et 3,0 cm/an, est beaucoup plus forte.
Ce modèle thermique 1D fourni de bonnes contraintes pour l'unité Suretta en accord avec d'autres études déjà menées [Schmid et al., 1997a; Dale and Holland, 2003] mais ne permet pas d'obtenir de conclusion pour les unités ayant une vitesse d'enfouissement plus importante (Gran Paradiso et Dora Maira). De façon plus générale, ce modèle montre qu'une augmentation de la vitesse d'enfouissement est corrélée à une augmentation couplée de l'angle et de la vitesse de subduction.

19.3 Apport de la longueur des unités

La réalisation d'un modèle thermique 2D permet, par rapport au modèle thermique 1D, de connaître les dimensions (épaisseur et longueur) des unités en fonction de l'angle et de la vitesse de subduction (au lieu de la vitesse d'enfouissement seule). Pour plus de détails, se référer à Carry et al., soumis. Le modèle 2D permet de calculer pour différents couples angle-vitesse de subduction l'évolution de la longueur en fonction de la profondeur de formation des unités (figure 19.4). La comparaison entre les longueurs prédites par le modèle et les longueurs estimées des unités Briançonnaises permet de déduire un couple angle-vitesse de subduction pour chacune des unités :

- Pour l'unité Suretta, un angle de subduction de 20^o et une vitesse de subduction de 0,5 à 1 cm/an, ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues avec les modèle thermique 1D ainsi qu'avec les études antérieures [Schmid et al., 1997a; Dale and Holland, 2003].
- Pour l'unité Gran Paradiso, un angle de subduction de 30^o et une vitesse de subduction de 1 à 2 cm/an comme le modèle thermique 1D le laissait présager.
- Pour l'unité Dora Maira, un angle de subduction de 40 à 50^o et une vitesse de subduction

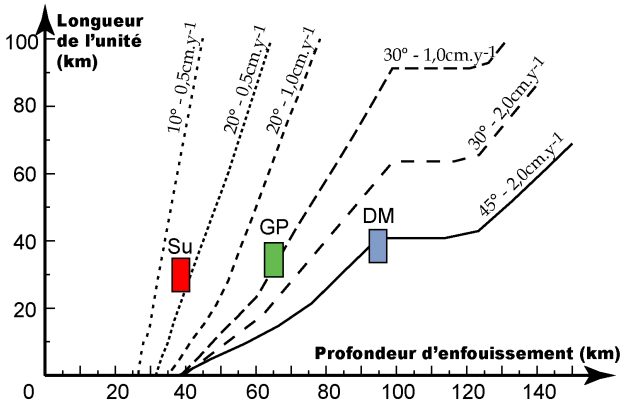


FIG. 19.4 – Comparaison entre les longueurs prédites par le modèle thermique 2D et les longueurs estimées des unités.

de 2 à 3 cm/an.
L'incertitude est plus grande sur les vitesses que sur les angles en raison des incertitudes existantes sur les valeurs du pic de pression. Toutefois, malgré ces incertitudes, la tendance dégagée du modèle thermique 1D s'avère confirmée et est plus précisément quantifiée par le modèle thermique 2D.

19.4 Géométrie et dynamique de la lithosphère briançonnaise au cours de sa subduction à l'Yprésien (Éocène - 45-40 Ma)

A partir des résultats précédents, il est possible de reconstruire la géométrie 3D du Briançonnais lors de la formation des unités Briançonnaises (autour de 45-40 Ma). Les variations latérales de la profondeur de formation des unités sont interprétées comme étant des variations latérales de l'angle et de la vitesse de subduction (figure 19.5). Du Sud-Ouest au Nord-Est, la subduction passe d'un angle de 40 à 50^o et une vitesse de 2 à 3 cm/an pour Dora Maira, à un angle de 20^o et une vitesse de 0,5 à 1 cm/an pour Suretta. La subduction à de façon cohérente un angle intermédiaire de 30^o et une vitesse intermédiaire de 1 à 2 cm/an au niveau de l'unité Gran Paradiso.
Ces résultats impliquent une géométrie latéralement hétérogène de la subduction à L'Eocène. L'augmentation d'angle et de vitesse en direction du Sud-Ouest sont à mettre en relation avec la géométrie de l'océan Liguro-Piémontais, plus vaste au Sud-Ouest avant sa fermeture. Cette différence de longueur explique la différence d'âge de subduction du Briançonnais entre le Nord-Est (46 Ma) et le Sud-Ouest (38 Ma). Par ailleurs, plus la longueur d'océan subducté est importante, plus la traction excercée par celui-ci est importante, ce qui explique probablement l'augmentation de vitesse et d'angle en direction du Sud-Ouest.

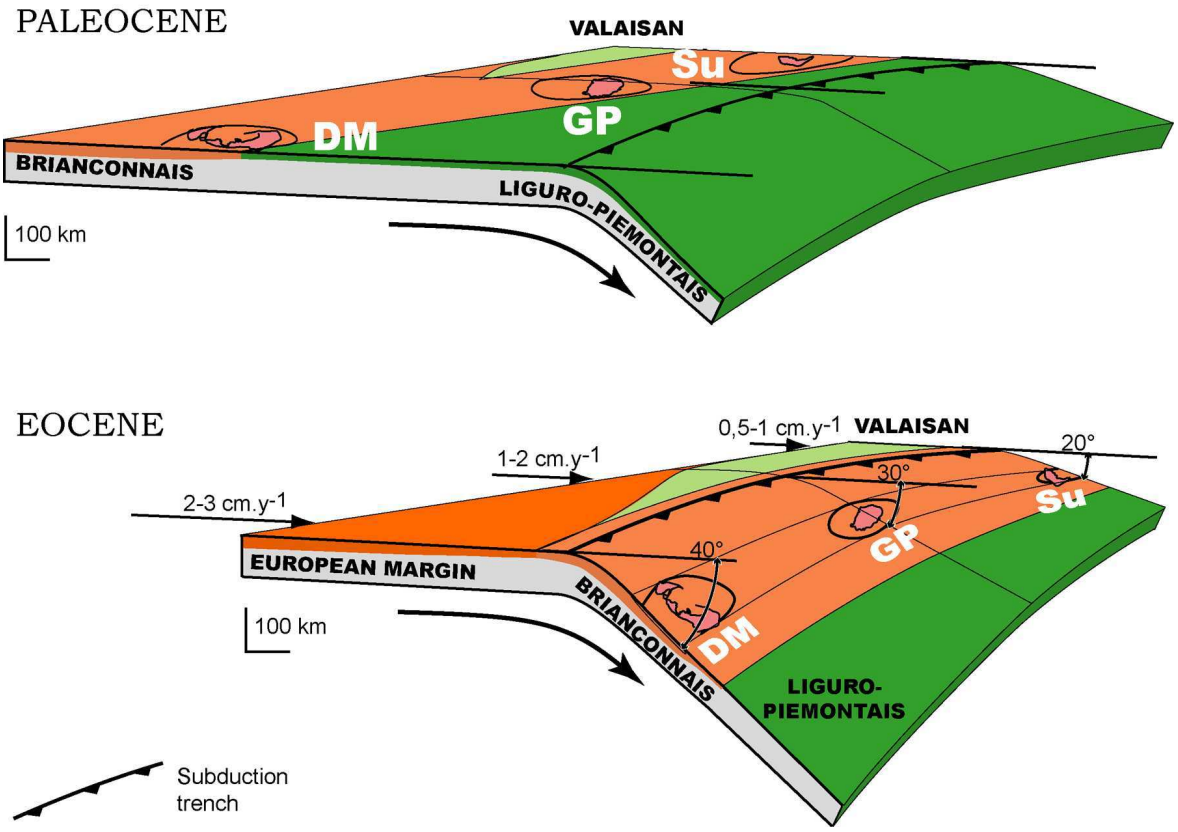


FIG. 19.5 – Géométrie 3D et cinétique de la subduction à l'Yprésien (45-40 Ma) déduite à partir des profondeurs de formation des unités et des modèles.

19.5 Conclusion

La géométrie et la dynamique d'anciennes zones de subduction peuvent être déduites à partir des pics de pressions enregistrés par les roches grâce à la modélisation thermique de la subduction. Une image 3D de la subduction du Briançonnais est quantitativement obtenue pour l'Eocène à partir des données disponibles pour les unités Briançonnaises Suretta, Gran Paradiso et Dora Maira situées dans le domaine interne des Alpes.
Dans les Alpes, la géométrie et la dynamique de la subduction au cours de l'enfouissement du Briançonnais explique les variations latérales du pic de pression métamorphique observées dans les unités internes. La modélisation thermique 1D des chemins Pression-Température [Gueydan et al., 2007] montre qu'une forte augmentation de la vitesse d'enfouissement est associée à l'augmentation couplée de l'angle et de la vitesse de subduction. La modélisation thermique 2D de l'individualisation en profondeur d'unités [Carry et al., 2007] montre que plus l'unité se forme profondément, plus l'angle et la vitesse de subduction sont importants.

Bibliographie

Baudin, T., Marquer, D., and Persoz, F. (1993). Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alp, Switzerland) : geometry, structure and kinematics. *journal of Structural Geology*, 15(3-5) :543–553.

Carry, N., Gueydan, F., Brun, J., and Marquer, D. (2007). From continental subduction to uppercrustal units stacking : a numerical analysis. *submitted.*

Challandes, N., Marquer, D., and Villa, I. (2003). Dating the evolution of C – S microstructures : a combined 39Ar / 40Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology*, 197(1-4) :3–19.

Dale, J. and Holland, J. (2003). Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradient of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21 :813–829.

Gueydan, F., Le Garzic, E., and Carry, N. (2007). Pt path 1d modelling. *in prep.*

Hermann, J. (2003). Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the dora-maira massif. *Lithos*, 70 :163–182.

Le Bayon, B. and Ballevre, M. (2006). Deformation history of a subducted continental crust (gran paradiso, western alps) : continuing crustal shortening during exhumation. *journal of Structural Geology*, 28 :793–815.

Marquer, D. (1991). Structures et cinématique des deformations alpines dans le granite de truzzo (nappe de tambo : Alpes centrales suisses). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84/1 :107–123.

Nussbaum, C., Marquer, D., and Biino, G. (1998). Two subduction events in a polycyclic basement : Alpine and pre-alpine high-pressure metamorphism in suretta nappe, swiss eastern alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(5) :591–605.

Schertl, H., Schreyer, W., and Chopin, C. (1991). The pyrope-coesite rocks and their country rocks at parigi, dora maira massif, western alps : detailed petrography, mineral chemistry and pt-path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 :1–21.

Schmid, S., Fugenschuh, B., Kissling, B., and Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae - Swiss journal of Geosciences*, 97(1) :93–117.

Schmid, S., Pfiffner, O., Schonborn, G., Froitzheim, N., and Kissling, E. (1997a). Integrated cross section and tectonic evolution of the alps along the eastern traverse. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :289–304.

Schmid, S., Pfiffner, O., and Schreurs, G. (1997b). Rifting and collision in the pennic zone of eastern switzerland. *Pfiffner et al. (Eds.) : Deep structure of the Swiss Alps*, Results of NRP20, Basel :60–185.

Stampfli, G. and Borel, G. (2002). A plate tectonic model for the paleozoic and mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letter*, 196 :16–33.

Tilton, G., Schreyer, W., and Schertl, H. (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 ?

Contributions to Mineralogy and Petrology,
108 :22–33.

.

ANNEXE 3
Historique

Chapitre 20

Court historique de l'étude des orogènes

20.1 Une Terre statique

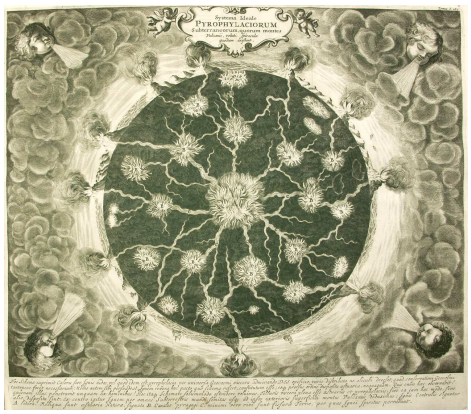


FIG. 20.1 – Kircher A., 1664 - Mundus subterraneus

Dès les débuts de la géologie, la question de la formation des montagnes est soulevée. Le terme orogénèse, du grec *oros* (montagne) et du latin *genesis* (naissance), dérive du mot "orogénie" créé par Emile Littré (1868) et désigne la formation d'une chaîne de montagne. Depuis 1907, date à laquelle Emile Haug donne au terme "orogénie" sa terminologie actuelle, le terme orogénèse est utilisé pour décrire l'ensemble de l'histoire d'une chaîne de montagne : origine, formation, surrection, érosion et disparition des reliefs ; la question de la formation ayant été au début du XX^{ème} siècle le centre d'intérêt plus que les questions de l'origine et du devenir des chaînes de montagne.

Ce désintérêt vis à vis de l'évolution au cours du temps des orogènes provient sans doute de la suprématie, à l'époque, des concepts immobilistes culturellement confortés par les *Ecrits* (*La Génèse*). Les premiers scientifiques s'intéressant à l'orogénèse sont nés au XIX^{ème} siècle, époque à laquelle les Sciences Naturelles sont axées dans la perspective des "révolutions terrestres" élaborées par Georges Cuvier. Les "révolutions terrestres" supposent que les bouleversements dans l'évolution du vivant ont été nécessairement provoqués par des transformations de la planète à même de changer la donne écologique globale. La géologie se cantonne à relier les connaissances botaniques et zoologiques avec les observations de strates et de "lignes de démarcations rocheuses".
En 1785, la théorie de Hutton décrivant l'origine endogène de la dynamique terrestre allant à l'encontre de la vision statique du Neptunisme [Hutton, 1785] reste ignorée ou détractée. La théorie du Neptunisme propose que les montagnes correspondent à des plissements formés lors du refroidissement de la Terre, par analogie avec les rides sur une pomme qui se dessèche (figure 20.2). A cette époque, quelques scientifiques minoritaires avancent des théories quant à une Terre creuse.
Quelques années après Hutton, von Buch met clairement en relation la formation des chaînes de montagnes et les intrusions plutoniques ainsi que le plissement des strates sédimentaires à proximité [Studer, 1851].
Opposé à ce point de vue, Léonce Elie de Beaumond privilégie la théorie du Neptunisme et décrivant avec détails les interactions entre surrection et dépôts sédimentaires (figure 20.3), conclut que l'évolution de la Terre était marquée par de longues périodes calmes entrecoupées de courtes périodes d'orogénèse chaotiques. De Beaumond décrit donc pour la première fois les discordances

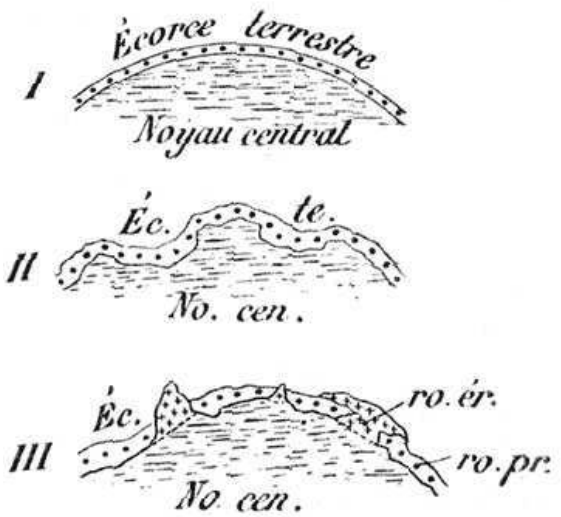


FIG. 20.2 – *Histoire naturelle élémentaire [Aubert, 1902]*
« Une fois isolée dans l'espace, la masse gazeuse de la Terre s'est refroidie en y rayonnant de la chaleur ; en son milieu s'est condensée une partie liquide, noyau central incandescent entouré d'une atmosphère gazeuse épaisse.
Puis la surface du noyau liquide, plus exposée au refroidissement que la partie profonde, s'est solidifiée en formant une croûte, l'écorce terrestre, composée alors de roches ignées ou cristallines. Cette écorce, primitivement sphérique, s'est plissée par la contraction lente du noyau central.»
No.cen : Noyau central - Éc.te : écorse terrestre - ro.ér : roches éruptives - ro.pr : roches primitives

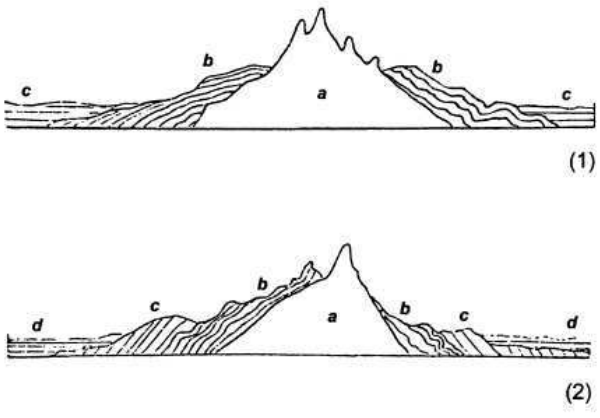


FIG. 20.3 – *Classes sédimentaires - de Beaumond 1852.*
Les deux classes de dépôts sédimentaires selon de Beaumond, 1852, permettent de dater la surrection des chaînes de montagne.
1- (a) ride en surrection, (b) couches initialement horizontales basculées sur les flancs de la ride, (c) couches horizontales croissant au pied de la chaîne. 2- (c) les couches ont été basculées (d) de nouvelles couches horizontales croissant au pied de la chaîne.

angulaires qui sont des contacts géométriques anguleux entre deux couches sédimentaires de nature et d'âges différents.
La question du mouvement est donc seule traitée à cette époque, laissant de côté la question de l'âge, n'ayant pas à l'époque de moyen technique pour dater les roches. La datation des orogénèses se cantonne à la théorie de René Descartes qui estime que les montagnes d'un même âge sont toutes orientées dans la même direction. Cette théorie se base sur l'hypothèse qu'à une époque donnée, la direction de surrection ou d'affaissement est unique pour l'ensemble du globe.

20.2 Une Terre en évolution - les théories mobilistes

A partir du milieu du XIX^{ème} siècle, des théories opposées aux concepts immobilistes émergent. Sir Charles Lyell (1867) défend l'idée que l'activité souterraine persistante et la gravité sont les forces responsables des mouvements verticaux. Lyell évoque des "pressions latérales importantes" pour expliquer la formation des failles, plis, séries sédimentaires inversées et parle de chevauchements ("sideway thrusts" [Dal Piaz, 2001]). Mais Lyell attribue ces "pressions latérales" à l'expansion précoce par la chaleur de grande quantité de roches solides. Eduard Suess en 1875 marque l'avènement des théories mobilistes en soutenant l'hypothèse de mouvements horizontaux à l'échelle du globe, et abandonne la théorie de Descarte d'uni-direction. Cette hypothèse constitue la base intellectuelle du concept de nappe dans les Alpes [Argand, 1911, 1924] et de la dérive des continents de Wegener (figure 20.4 - [Wegener, 1915]). Les travaux à travers les Alpes de

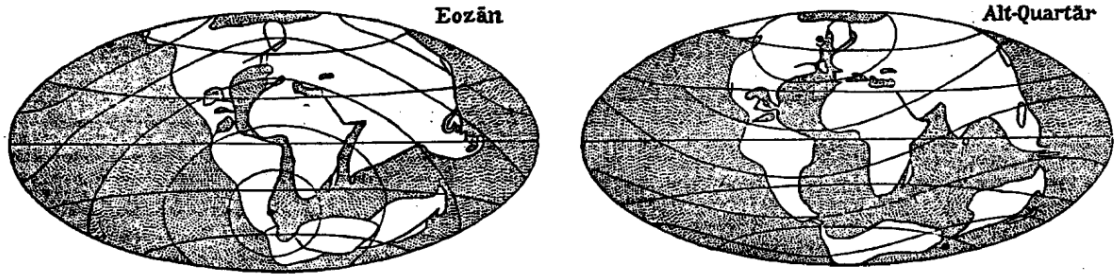


FIG. 20.4 – *Reconstructions par Wegener, 1915.*

Hans Schardt (1898), Maurice Lugeon (1902) et Pierre Tremier (1904) contribuent, à la fin du XIX^{ème} - début du XX^{ème} siècles, à l'acceptation générale des théories mobilistes [Dal Piaz, 2001]. En parallèle, malgré les détracteurs de Wegener, la théorie de la dérive des continents progresse rapidement permettant l'élaboration d'une nouvelle conceptualisation de l'orogénèse grâce aux progrès techniques dans les domaines de la datation, de la sismique et du forage.
Les orogènes sont alors étudiés avec un regard dynamique, cherchant leur origine et leur devenir. Dès 1924, Argand et Staub décrivent les unités Austro-Alpine comme appartenant au continent Africain et étant venues se placer au-dessus du domaine pennique ("promontoire africain" - [Argand, 1924; Staub, 1928]). La compréhension des zones de collision va croissante mais l'ignorance des zones d'expansion océanique (dorsales médio-océaniques) limite l'évolution des concepts relatifs à la tectonique des plaques. Les zones d'expansion océanique ne seront évoquées qu'après la première guerre mondiale [Holmes, 1931; Ampferer, 1941]. L'avant guerre (la seconde) voit apparaître le concept de sous-charriage [Ampferer, 1941] et la notion de subduction est formulée par Amstutz en 1955 alors qu'il travaillait dans les Alpes occidentales [Amstutz, 1955].

20.3 Une Terre en continuel mouvement - la théorie de la tectonique des plaques

A la fin des années 1950, une synthèse de l'ensemble des études géologiques (tectonique, pétrographique, sédimentologiques, paléontologiques,...) met en évidence de nombreuses contradictions dans les phénomènes observés et les différentes théories admises à cette époque. Un modèle capable d'expliquer l'ensemble des découvertes s'avère nécessaire.
En 1960, Harry Hammond Hess, reprenant le modèle de Arthur Holmes [Holmes, 1931], affirme que le manteau terrestre est animé de mouvements de convection (figure 20.5). Hess propose que les dorsales médio-océaniques correspondent aux courants ascendants et les fosses aux courants descendants, la croûte océanique, continuellement recyclée, est ainsi animée de mouvements horizontaux et constitue une sorte de tapis roulant qui entraîne les continents passifs. Cette théorie est aussitôt reprise par Robert Dietz en 1961 qui introduit le terme d'expansion océanique ("sea floor spreading" - [Deparis and Legros, 2000]).
Dès 1963, l'analyse par Lawrence Morley, Fred Vine et Drumond Matthews des anomalies magnétiques découvertes sur le plancher océanique conforte les idées de Hess et Dietz (figure 20.6). Les anomalies magnétiques, découvertes car elles perturbaient les boussoles des sous-marins, constituent des bandes parallèles et symétriques aux dorsales et dont les minéraux riches en fer indiquent alternativement des orientations normale ou inverse du champ magnétique actuel. Lors de la formation de croûte océanique au niveau des dorsales, les minéraux riches en fer s'alignent dans le champ magnétique terrestre présent lors de leur refroidissement. L'expansion océanique est alors prouvée, d'autan plus qu'en 1966, Lynn Sykes montrent que les séismes situés le long des dorsales sont associés à un mouvement d'ouverture (étude du mécanisme au foyer - [Deparis and Legros, 2000]).
En 1954, Beno Gutenberg et Charles Francis Richter établissent une carte mondiale de la ré-

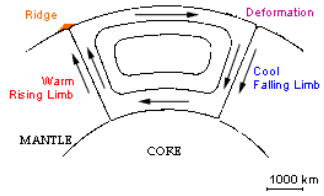


FIG. 20.5 – *La convection selon Hess, 1960*

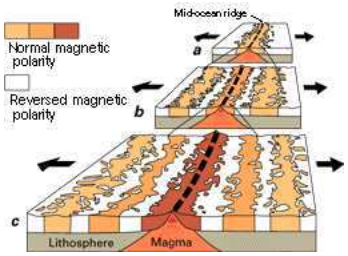


FIG. 20.6 – *Les anomalies magnétiques [Deparis and Legros, 2000]*

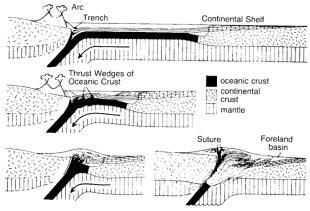


FIG. 20.7 – *Tectonique des plaques et Géologie, Dewey 1970 [Dewey and Bird, 1970]*

partition des séismes qui confirme une observation déjà formulée à la fin du XIX^{ème} : les chaînes de montagnes et les volcans sont répartis suivant des bandes étroites et les séismes sont confinés dans ces zones ainsi qu'aux niveau des dorsales. De plus, excepté au niveau des fosses océaniques, les séismes ne se produisent jamais à une profondeur supérieures à 100 km, déterminant ainsi une partie superficielle rigide (dans laquelle les séismes peuvent se produire) appelée lithosphère, surmontant l'asthénosphère, partie ductile. Se basant sur les travaux de Wadati (1930) et Benioff (1955), Jack Olivier et Bryan Isacks en 1967 interprétent les séismes observés à grande profondeur (plus de 100 km) au niveau des fosses comme la marque de la disparition de la lithosphère océanique. Appelées aujourd'hui zones de subduction, ces zones d'enfouissement sont nécessaires

à la théorie d'expansion océanique afin d'éviter de supposer l'expansion de la Terre [Deparis and Legros, 2000].
Tous les éléments sont alors en place pour permettre l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques fondée sur l'hypothèse de l'expansion océanique et la localisation de l'activité tectonique au niveau de la lithosphère et le long de "ceintures étroites". En 1967 Jason Morgan, synthétisant les différentes approches, développe la première hypothèse "plaquiste" qui propose que la lithosphère terrestre soit découpée en une série de "blocs" qui se déplacent les uns par rapport aux autres. De façon indépendante, Dan Mc Kenzie et Robert Parker formulent une hypothèse similaire et invente le terme de "plaque" [Deparis and Legros, 2000]. En 1968, Xavier Le Pichon utilise ces hypothèses pour retracer depuis 120 Ma le mouvement de six plaques tectoniques recouvrant la surface du globe [Le Pichon, 1968]. La même année, Bryan Isaks, Jack Oliver et Lynn Sykes formulent une nouvelle théorie de tectonique globale que Vine et Hess appellent "tectonique des plaques".
Si la théorie de la tectonique des plaques fut rapidement admise par les géophysiciens, elle se heurta à la communauté des géologues qui posèrent le problème de son application aux continents. En 1970, John Dewey et John Bird se basant sur les anciens concepts en définirent de nouveau compatibles avec la théorie de la tectonique des plaques (figure 20.7 - [Dewey and Bird, 1970]). Définissant les marges continentales passives et actives, les chaînes de collision, Dewey et Bird affirmaient que les montagnes anciennes, anciennes collisions, étaient les témoins d'océans disparus montrant ainsi l'intéret géologique de la théorie de la tectonique des plaques, schéma global permettant de réinterpréter l'ensemble des processus géologiques.

20.4 Une nouvelle approche des orogénèses

La théorie de la tectonique des plaques fait donc des orogènes des zones de convergence de plaque tectoniques. Les chaînes de montagnes sont depuis les années 1970 réinterprétées comme telles et de nouvelles questions ont émergé. Les mesures thermobarométriques[1] ont montré la présence au sein des orogènes de roches ayant été enfouies à grande profondeur (plus de 30 km pour la Haute Pression et plus de 100 km pour l'Ultra-Haute Pression) et se trouvant actuellement en altitude. La question de l'enfouissement des roches océanique à rapidement trouvé une réponse et la présence d'ancienne subduction à l'emplacement actuel de chaîne de collision fait l'unanimité. En revanche les questions de l'enfouissement à grande profondeur de roches continentales, et surtout de l'exhumation des roches (océaniques et continentales) depuis une grande profondeur restent débattues et ne trouvent pas actuellement de réponse faisant consensus.

[1] **mesures thermobarométriques :** estimation de la pression et de la température subies par une roche au cours de son histoire. Ces mesures se font soit grâce à l'étude des assemblages de minéraux constituants la roches, certains étant caractéristiques d'une pression ou d'une température ; soit grâce à la composition chimique des minéraux. Une roche peut présenter différents assemblages vestiges de plusieurs conditions pression, température et délivre ainsi son parcours à la surface ou dans le globe terrestre.

Bibliographie

Ampferer, O. (1941). Gedanken uber das bewegungsbild des atlantischen raumes. *Sitz. Akad. Wiss. Wien*, 150 :19–35.

Amstutz, A. (1955). Subductions successives dans l'ossola. *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, 241 :967–969.

Argand, E. (1911). Les nappes de recouvrement des alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*, 31 :1–26.

Argand, E. (1924). Des alpes et de l'afrique. *Bulletin de la Société Vaudoise de Science Naturelles*, 55 :233–236.

Aubert, A. (1902). Histoire naturelle élémentaire, 17 édition, à l'usage des élèves. *André, Paris*, page 381 pages.

Dal Piaz, G. (2001). History of tectonic interpretations of the Alps. *journal of Geodynamics*, 32 :99–114.

Deparis, V. and Legros, H. (2000). Voyage à l'intérieur de la terre. de la géographie antique à la géophysique actuelle. une histoire des idées. *Paris, CNRS Editions.*

Dewey, J. and Bird, . (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75 :2625–2647.

Holmes, A. (1931). Radioactivity and earth movements. *Trans. Geological Society Glasgow*, 18 :559–606.

Hutton, J. (1785). Abstract of a dissertation read in the royal society of einburgh, upon the seventh of march, and fourth of april, mdcclxxxv, concerning the system of the earth, its duration and stability. *Royal Society of Einburgh*, page 30 pages.

Le Pichon, X. (1968). Sea floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73 :3661–3697.

Staub, R. (1928). Der bewegungsmechanismus der erde. *Borntrager, Berlin*, page 270 pages.

Studer, B. (1851). Geologie der schweiz. *Stampfli - Bern-Zurich*, page 485 pages.

Wegener, A. (1915). La genese des continents et des oceans. *Librairie Nizet et Bastard*, page 163 p.

Curriculum Vitae

Nicolas CARRY

Géosciences Rennes
Université de Rennes 1 - CNRS – UMR 6118
Bâtiment 14B - bureau 109 – Campus de Beaulieu
263, av. du Général Leclerc - CS 74205
35042 Rennes cedex - France

nicolas.carry@univ-rennes1.fr +33 2 23 23 67 35
http ://nicolas.carry.free.fr/

Né le 17 avril 1978 à Besançon (25)	Marié

Formation

- **2003-2007, Doctorat en Sciences de la Terre (Université de Rennes 1)**
  De la subduction continentale à l'exhumation dans les Alpes Penniques.
  Modélisation thermo-mécanique et paléogéographique.
  Directeur de thèse, Jean Pierre BRUN (Professeur, Institut Universitaire de France), co-directeur Frédéric GUEYDAN (Maître de Conférence, Université de Rennes 1), collaboration Didier MARQUER (Professeur, Université de Franche-Comté) et Bruno VRIELYNCK (Chargé de Recherche, Université Pierre et Marie Curie).
  Obtenu le 19 janvier 2007 – Mention trés honorable
- **2003, Master en Sciences de la Terre et de l'Univers (Université Joseph Fourier, Grenoble)**
  D.E.A. Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement (M.M.G.E.)
  Encadrement Jérome MARS et Helle PEDERSEN
  Modules suivis : Traitement de Signal - Géotechnique et Environement - Risques Naturels - Dynamique du manteau - Sismologie - Stage de Terrain.
  Mention Bien.
- **2002, Maîtrise Sciences de la Terre (Université Claude Bernard - Lyon 1)**
  Modules suivis : Mathématique, Informatique et Statistiques - Géodynamique des Bassins et Chaînes de Montagnes - Histoire de la Terre et de la Vie - Cycle et Bilans Géochimiques - Tectonophysique - Ecole de Terrain et Mémoire.
  Mention Passable – Rang 5 sur 46.
- **2001, Licence Sciences de la Terre (Université Claude Bernard - Lyon 1)**
  Modules suivis : Mathématique, Informatique Imagerie - Minéralogie, Pétrologie, Géochimie - Géophysique Fondamentale et Appliquée - Ecole de Terrain.
  Mention Assez bien – Rang 9 sur 55.
- **1997-2000, DEUG et Licence Science de la Vie, option Géologie (Université de Franche-Comté, Besançon)**
  Modules suivis :

- En Licence : Géodynamique Externe - Géodynamique Interne - Biologie Cellulaire et Génétique - Biologie Moléculaire - Biologie et Physiologie Animale - Biologie et Physiologie Végétale.
  Année abandonnée pour raisons médicales.
- En DEUG 2 : Matériaux de la Lithosphère - Histoire de la Terre - Statistiques - Organisation du Monde Vivant - Biochimie, Biologie Moléculaire, Chimie Organique et Génétique - Physiologie Animale et Végétale - Biologie des Organismes - Préprofessionalistation aux métiers de l'enseignement.
  Mention Passable.
- En DEUG 1 : Géologie - Chimie, Physique et Mathématiques appliquées - Formation Générale et Anglais - Biologie et Physiologie Cellulaires - Précursus SVT.
  Mention Assez bien – Rang 40 sur 262.

Stages de recherche

- **Février - Juin 2003**
  D.E.A. : Analyse multicomposante-multicapteur de la polarisation d'une onde. Stage effectué au Laboratoire des Images et des Signaux (L.I.S.) de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, encadré par Helle PEDERSEN (Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble - L.G.I.T.) et Jérôme MARS (L.I.S.).
- **Avril - Juin 2002**
  Maîtrise : Modélisation 3D des cartes géologiques – Exemple du Massif du Pilat (69). Stage effectué au laboratoire de Tectonophysique de l'Université de Lyon 1, encadré par Pascal ALLEMAND et Christophe DELACOURT.
- **Juin - Septembre 2001**
  Elaboration d'un programme de modélisation 3D des cartes géologiques. Stage effectué au laboratoire de Tectonophysique de l'Université de Lyon 1, encadré par Pascal ALLEMAND et Christophe DELACOURT.

Articles et Présentations

- Subduction zone Geodynamic - Montpellier 2007 (poster) : Numerical analysis of the transition from continental subduction to uppercrustal unit stacking. Implication for geometry and kinematic of Alpine slab.
- E.G.U. 2006 (talk) : From Continental Subduction to Uppercrustal Units Stacking : a Numerical Analysis
- *Submitted.* From Continental Subduction to Uppercrustal Units Stacking : a Numerical Analysis
  N. CARRY, F. GUEYDAN, J.P. BRUN, D. MARQUER
- *In prep.* Significance of lateral variation in peak metamorphism within modern orogens.
  N. CARRY, F. GUEYDAN, J.P. BRUN, D. MARQUER
- *In prep.* Geometry and kinematics of continental subduction inferred by 1D thermal modelling of prograde PT path
  F. GUEYDAN, E. LE GARZIC, N. CARRY

Terrain

- **4 mois :** étude des unités cristallines internes Alpine (Nappes Penniques) - Alpes centrales, Lepontin, Suisse. Thèse - Rennes1.

- **5 jours :** études dans les Alpes de différents aspects des Géosciences. Géomorphologie et Glaciologie, Météorologie, Risques Naturels, Géologie Structurale et Pétrologie. DEA MMGE - Grenoble.
- **5 jours :** géophysique - Garchy (Nièvre). Apprentissage des différentes méthodes de prospections géophysiques (gravimétrie, sonde électrique, sismique, relevés topographiques, ...) Maîtrise ST - Lyon1
- **7 jours :** coupe dans les Alpes du Jura (Val de Fier) au Queras. Observations des déformations et grands ensembles dans les Alpes occidentales Maîtrise ST - Lyon1
- **7 jours :** cartographie du Massif du Chenaillet et du Synclinal de Barème. Réalisation de minute de carte, relevés GPS, numérisation des aquisitions (Massif du Chenaillet) Licence ST - Lyon1
- **2 journées :** approche topographique et géologique. Le Jura et les Vosges. DEUG SV - Besançon

Enseignement

Année en cours : A.T.E.R. (Université de Rennes 1 – 2006 - 2007)

- Géologie des Alpes - cartographie à des étudiants de Master 1 S.V.T. (18h T.P.)
- Terrain - Encadrement sur différents affleurements en Bretagne illustrants différentes notions de géologie structurales, pétrologie et déformation. Cisaillement Sud-Armoricain, Granites de Ploumanac'h, Cap Frehel. Etudiants de Licence 2 S.V.T. et S.T, de Master 1 S.V.T. et S.T. (12 journées)

Dans le cadre du Monitorat (Université de Rennes 1 – 2003 - 2006)

- Géologie structurale - cartographie à des étudiants de Licence 2 S.V.T. (16h T.P.), de Licence 3 S.V.T. (42h T.P.), et Master 1 S.V.T. (6h T.P.).
- Pétrologie - Travaux Pratiques de microscopie optique à des étudiants de Licence 2 S.V.T. (22h T.P.), de Licence 3 S.V.T. (8h T.P.), et de Master 1 S.V.T.(12h T.P.).
- Terrain - Encadrement sur différents affleurements en Bretagne illustrants différentes notions de géologie structurales, pétrologie et déformation. Cisaillement Sud-Armoricain, Granites de Ploumanac'h, Pointe de la Hussaye (Erquy), Carrière de la Marette... Etudiants de Licence 2 S.V.T. (4 journées), de Master 1 S.V.T. (5 journées), de Master 1 S.T. (2 journées) et de Préparation C.A.P.E.S. (4 journées).
- Terrain - Encadrement des étudiants de Master 2 Recherche S.T. durant la Transbreizh (De Crozon aux Sables d'Olonne), étude de la chaîne Hercynienne (6 jours).
- Animation d'une modélisation analogique d'avalanche au cours de T.P. sur les Risques Naturels. Master 1 S.V.T. (1h T.P.)
- Participation aux portes ouvertes (2005 et 2006) de l'Université de Rennes 1. Accueil des lycéens, étudiants et parents pour informer des cursus et des métiers en Géosciences.

Dans le cadre du Tutorat (Université de Lyon 1 – 2001 - 2002)

- Permanences de Géologie, Biologie, Mathématique à des étudiants de DEUG.
- Travaux Tutorés de Géologie par informatique (N.T.E.) à des étudiants de DEUG mention Sciences de la Vie ou Sciences de la Terre.
- Participation aux portes ouvertes (2003) de l'Université de Lyon 1. Accueil des lycéens et parents pour informer des cursus et des métiers en Géosciences.

Diffusion, vulgarisation scientifique

- Conception, organisation et animation du stand Géosciences dans le cadre de la Fête de la Science 2004 et 2005 (place de la mairie, Rennes).
- Conférence sur les risques naturels, pour des enfants d'école primaire, dans le cadre de la Fête de la Science 2005 (C.A.R.E.N., Rennes).
- Interventions sur les séismes et tremblement de Terre auprès d'enfants dans une école maternelle et primaire en 2005 (St-Sulpice - 35).
- Réalisation d'un ouvrage à destination de l'enseignement primaire : Les séismes expliqués aux enfants ; accompagné d'un illustré pour les enfants ("Dis Marion, c'est quoi un séisme ?").
- Accueil et présentation de la modélisation analogique à des lycéens au laboratoire de mécanique et modélisation analogiques de Géosciences Rennes.

Loisirs

- Musique : Diplômé du Concervatoire National de musique de Montbéliard : solfège et guitare classique
  Divers instruments (guitares, bombarde, percussions, flutes, claviers...), écriture et composition
- Sorties : Musées, théatre, cinéma,...
- Sports : Randonnée, vélo, tennis,...