



HAL
open science

Comportement mécanique des roches et dynamique des lithosphères dans les zones de convergence

Solenn Hertgen

► **To cite this version:**

Solenn Hertgen. Comportement mécanique des roches et dynamique des lithosphères dans les zones de convergence. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2018. Français. NNT : 2018REN1B070 . tel-02372938

HAL Id: tel-02372938

<https://theses.hal.science/tel-02372938v1>

Submitted on 20 Nov 2019

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par **Solenn HERTGEN**

Comportement mécanique des roches et dynamique des lithosphères dans les zones de convergence.

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 21 décembre
Unité de recherche: Géosciences Rennes UMR-CNRS 6118

Rapporteurs avant soutenance : **Taras GERYA**, Professeur, ETH Zürich
Nicolas BELLAHSEN, Maître de conférence, IStEP Paris

Composition du Jury :

Examineurs : **Stéphane GUILLOT**, Professeur, ISterre, Grenoble
Fanny GAREL, Maître de conférence, Géosciences Montpellier
Jean-Pierre BRUN, Professeur, Géosciences Rennes

Dir. de thèse : **Philippe YAMATO**, Professeur, Géosciences Rennes
Co-dir. de thèse : **Benjamin GUILLAUME**, Maître de conférence, Géosciences Rennes

Résumé

Les zones de convergence sont des objets clés à la compréhension de la dynamique de la lithosphère. Elles sont le siège de déformations majeures comme en témoignent la concentration et l'intensité des séismes qui leur sont associées. A plus grande échelle de temps et d'espace, ces déformations résultent généralement en un empilement d'unités dont l'étude offre l'accès aux différents niveaux structuraux mis en jeu dans l'organisation de la chaîne de montagnes. Caractériser précisément la dynamique de structuration de ces unités ainsi que les paramètres contrôlant cette dynamique constitue une étape cruciale permettant d'aller plus loin, notamment quantitativement, dans notre connaissance de la dynamique lithosphérique.

Cette thèse a comme double objectif (1) de préciser le comportement rhéologique des roches aux conditions Pressions-Température $P-T$ du faciès éclogitique au sein de l'interface de subduction et (2) de caractériser et quantifier l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure, et plus spécifiquement, le rôle de sa partie crustale, sur l'évolution spatio-temporelle des zones de convergence.

Pour cela, une approche multi-disciplinaire a été utilisée. Dans un premier temps, je présente une analyse multi-échelle couplant travail de terrain et de pétrologie métamorphique qui a permis d'étudier la déformation au sein de roches $HP-BT$ à l'interface de subduction au niveau de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie). Je détaille ensuite une étude quantitative alliant modélisation numérique thermo-mécanique 3D et 2D de zones de convergence. L'ensemble des modèles a permis d'analyser de nombreux paramètres influençant la structure rhéologique de la plaque supérieure tels que le géotherme initial, l'épaisseur de la lithosphère et de la croûte et la nature des matériaux impliqués. L'ensemble des modèles réalisés sont contraints/confrontés par/aux des données issues d'exemples naturels.

Les résultats de l'étude sur des roches déformées au sein de l'interface de subduction mettent en évidence le possible comportement cassant des roches à des conditions de pression et température de l'ordre de 2.15-2.40 GPa, 500-550 °C, *i.e.*, dans le faciès éclogitique. L'enregistrement d'un tel mode de déformation est d'une importance capitale car il remet en question le paradigme d'un comportement ductile sans résistance au niveau de l'interface de subduction. Les résultats obtenus *via* les modèles numériques montrent par ailleurs que la rhéologie de la plaque supérieure, ainsi que celle de sa seule partie crustale, a une influence de premier ordre sur la dynamique globale des zones de convergence en modifiant notamment le mode de subduction, la cinématique de la fosse, le mode d'exhumation lors d'une collision, le timing de la déchirure du slab et de la formation de bassins d'arrière-arc, la répartition et l'intensité de la déformation au sein de la plaque supérieure.

La combinaison des méthodes de pétrologie et de modélisation numérique a permis d'obtenir une analyse quantifiée de l'influence de la rhéologie des lithosphères impliquées dans les zones de convergence sur la dynamique de ces zones. Cette thèse présente ainsi de

nouvelles contraintes à notre compréhension de la réponse mécanique de la lithosphère, en fonction de sa structuration rhéologique et de sa place au sein des zones de convergence à petite et grande échelle. Les nouvelles données présentées révèlent l'impact majeur de la rhéologie de la lithosphère dans les zones de convergence. Ce paramètre amène ainsi à reconsidérer notre vision actuelle des zones de convergence.

mots-clés: *dynamique de la lithosphère, zones de convergence, rhéologie des roches, pétrologie métamorphique, modélisation numérique thermo-mécanique*

Abstract

Convergence zones are key objects to the understanding of the lithosphere dynamics. They are the location correspond to places of intense deformation as evidenced by the concentration and magnitude of recorded earthquakes. On a larger scale of time and space, these deformations generally result in nappes stacking whose study offers access to the different structural levels involved in the mountain belt structuration. Precisely characterizing the structuring dynamics of these units as well as the parameters controlling this dynamic is a crucial step that would allow in particular a better quantification of lithospheric dynamics.

The aim of this thesis is twofold: (1) clarifying the rheological behavior of rocks in the Pressure-Temperature (*P-T*) conditions of the eclogitic facies at the subduction interface and (2) characterizing and quantifying the influence of the overriding plate rheology, and more specifically, the role of its crustal part, on the spatio-temporal evolution of convergence zones.

For this, I used a multi-disciplinary approach. First, I present a multi-scale analysis combining fieldwork and metamorphic petrology, which allowed me to study the deformation within High Pressure-Low Temperature (*HP-LT*) rocks at the subduction interface in the Mont-Emilius klippe (Western Alps, Italy). Then, I show the results of a quantitative study combining 3D and 2D thermo-mechanical modeling of convergence zones. The entire set of models allowed me to analyze different parameters influencing the rheological structure of the overriding plate, such as the initial geotherm, the thicknesses of the lithosphere and the crust, and the nature of the involved materials. All the performed models are constrained/compared by/with data from natural examples.

The results of the study on deformed rocks within the subduction interface highlight the possible brittle behavior of rocks at pressure and temperature conditions on the order of 2.15-2.40 GPa and 500-550 °C, *i.e.*, in the eclogitic facies. The recording of such a deformation mode is of paramount importance because it challenges the paradigm of subduction interface characterized by ductile behavior without resistance. The results obtained with the numerical models show that the rheology of the overriding plate, as well as that of only its crustal part, has a first-order influence on the overall dynamics of the convergence zones by modifying the mode of subduction, trench kinematics, the mode of exhumation during collision, the timing for slab break-off and back-arc basin formation, the location and intensity of deformation within the overriding plate.

The combination of petrology and numerical modeling methods allowed me to obtain a quantified analysis of the influence of the rheology of the lithospheres involved in convergence zones on the dynamics of these zones. This thesis presents new constraints for our understanding of the mechanical response of the lithosphere at different spatial scales as a function of its rheological structure. The new data presented here reveal the major impact of

the lithosphere rheology in convergence zones. This parameter leads us to reconsider our current view of the convergence zones.

key-words: *lithosphere dynamics, convergence zones, rock rheology, metamorphic petrology, thermo-mechanical numerical modeling*

Table des matières

Chapitre 1: **Introduction générale**11

Chapitre 2:

Les zones de convergence: des marqueurs de la tectonique active18

1. La lithosphère: une enveloppe en mouvement..... 22

1.1. La tectonique des plaques 22

1.2. Vers les profondeurs de la Terre 24

2. Dynamique des zones de convergence..... 33

2.1. La plaque inférieure 38

2.2. La plaque supérieure 44

2.3. L'interface de subduction 52

3. La rhéologie de la lithosphère 56

3.1. Qu'est ce que la rhéologie ?..... 56

3.2. Construction d'un profil de résistance 60

3.3. Quel profil rhéologique pour la lithosphère ? 66

4. Bilan: Place de ce travail de thèse dans la compréhension de l'influence de la rhéologie des lithosphères au sein des zones de convergence..... 76

5. Références bibliographiques.....77

Chapitre 3

Rhéologie à l'interface de subduction: étude du comportement rhéologique des roches aux conditions <i>P-T</i> du faciès éclogitique	89
1. Introduction.....	91
2. Indices d'une déformation cassante aux conditions <i>P-T</i> du faciès éclogitique au sein de l'interface de subduction	92
2.1. Résumé de l'Article 1	92
2.2. " Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies <i>P-T</i> conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps). "# <i>Article 1</i>	93
3. Synthèse et perspectives	121
4. Références bibliographiques	123

Chapitre 4

<i>Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique des zones de convergence: apports de la modélisation numérique thermo-mécanique 3D</i>	<i>125</i>
1. Introduction	127
2. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent.....	128
2.1. Plaque supérieure homogène.....	128
2.2. Plaque supérieure hétérogène.....	134
2.3. Bilan	137
3. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # Article 2	138
3.1. Résumé de l'Article 2.....	138
3.2. "Influence of the rheology of the overriding plate on convergence zones dynamics" # Article 2	139
3.3. Modèles complémentaires.....	171
3.4. Bilan	181
4. Synthèse, limites et perspectives.....	182
5. Références bibliographiques	184

Chapitre 5

<i>Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la dynamique des zones de convergence : apports de la modélisation numérique thermo-mécanique 2D</i>	186
1. Introduction	188
2. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent	194
2.1. Conditions initiales et paramètres testés	194
2.2. Résultats	196
2.3. Bilan	200
3. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # <i>Article 3</i>	200
3.1. Résumé de l' <i>Article 3</i>	200
3.2. " Key role of the overriding plate crustal rheology on convergence zones deformation style " # <i>Article 3</i>	201
3.3. Modèles complémentaires	224
3.4. Bilan	227
4. Synthèse, limites et perspectives	227
5. Étude en cours: influence de l'entrée en subduction d'un bloc continental plus ou moins résistant	229
6. Références bibliographiques	233

Chapitre 6

Synthèse, discussions et perspectives	230
1. Synthèse : apports de ce travail pour la compréhension de la dynamique des zones de convergence	232
1.1. De la déformation cassante au sein de l'interface de subduction.....	232
1.2. ...à l'influence majeure de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale.....	233
2. Discussion sur l'importance de la rhéologie de la lithosphère sur la dynamique des zones de convergence	234
2.1. Limites des modèles numériques.....	234
2.2. Implications des résultats dans la compréhension de la dynamique des zones de convergence.....	235
3. Perspectives.....	239
4. Références bibliographiques	240
Chapitre 7: Conclusion générale	243
Annexes.....	246

Chapitre 1

Introduction générale

- Les zones de convergence

La tectonique des plaques a mis en évidence le fait que les plaques lithosphériques se déplacent continuellement relativement les unes par rapport aux autres. En fonction du mouvement relatif d'une plaque par rapport à celui de sa voisine, trois grands types de frontières peuvent être distingués: les **frontières divergentes**, les **frontières transformantes** et les **frontières convergentes**. A l'échelle humaine, la répartition de la sismicité le long des marges actives constitue la manifestation la plus marquante de la localisation de la déformation à la surface de la Terre. A beaucoup plus grande échelle de temps, la déformation lithosphérique résulte, par exemple, d'un empilement d'unités dont l'étude offre l'accès aux différents niveaux structuraux mis en jeu dans la l'organisation de la chaîne de montagnes. C'est donc sur ce dernier type de limite de plaque que se concentre plus particulièrement mon travail de thèse.

Les zones de convergence accommodent une partie des déplacements intra-plaques, sur une faible épaisseur relativement à l'échelle de la lithosphère. En fonction de la composition des plaques mises en jeu et du contexte tectonique, trois types de zones de convergence peuvent être définies :

- La **convergence intra-océanique**, impliquant deux lithosphères océaniques et conduisant généralement à l'initiation d'une subduction et la formation d'un arc insulaire. Les convergences intra-océaniques enregistrent en général une déformation de type extensive (*e.g.*, Tongas, Mariannes, Aléoutiennes).
- La **convergence entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale**, principalement accommodée par subduction (et parfois par obduction). Ce type de zone conduit généralement à la mise en place d'une chaîne de montagnes dont certaines des spécificités peuvent être remarquées. En effet, les convergences océan/continent se caractérisent par une déformation en raccourcissement (*e.g.*, Andes Centrales), en décrochement (*e.g.*, faille de San Andreas, Californie) ou en étirement (*e.g.*, Basins and Ranges, Californie). L'extension est parfois très significative dans la plaque supérieure et s'illustre alors par des bassins arrière-arc (*e.g.*, Egée).
- La **convergence entre deux lithosphères continentales**, accommodée par subduction puis collision et conduisant à la formation d'un orogène par empilement d'écaillés tectoniques. Au sein des zones de convergence continent/continent, la déformation, généralement en raccourcissement, peut être extrêmement différente. On observe ainsi de la déformation localisée à l'interface entre la plaque subduite et la plaque chevauchante (*e.g.*, Alpes) ou, au contraire, une déformation distribuée sur des milliers de kilomètres au travers de l'ensemble de la plaque supérieure (*e.g.*, Himalaya/Tibet).

Ainsi, des zones de convergence présentant un contexte tectonique similaire (*e.g.*, convergence océan/continent ou convergence continent/continent) peuvent présenter des régimes de déformation extrêmement différents.

A l'inverse, des zones avec des contextes tectoniques différents (*e.g.*, convergence océan/continent *vs.* convergence continent/continent) peuvent présenter des structures

similaires au premier ordre (*e.g.*, plateaux Altiplano et Puna dans les Andes et plateau du Tibet en Himalaya).

Au sein d' un même système de convergence, la déformation peut également être variable dans l' espace. Par exemple, le moyen Himalaya compressif jouxte la haute chaîne himalayenne et le plateau tibétain qui présentent des déformations décrochantes à extensives (*e.g.*, Armijo *et al.*, 1986). Enfin, la variation peut également être temporelle avec par exemple le cas de la marge sud-américaine qui a enregistré des périodes d' extension au Mésozoïque et au début du Cénozoïque (*e.g.*, Macellari, 1988; Lamb *et al.*, 1997) puis du raccourcissement au Cénozoïque (*e.g.*, Oncken *et al.*, 2006).

La variabilité du régime tectonique entre les différentes zones de convergence et au sein d' une même zone constitue une clef pour la compréhension de la dynamique des zones de convergence.

Ainsi, bien que chacun des cas soit associés à un processus de convergence et dont les moteurs sont essentiellement la traction du panneau plongeant (*e.g.*, Stephanick et Jurdy, 1992), la poussée de la ride (*e.g.*, Turcotte et Schubert, 1982; Richardson, 1992) et les flux mantelliques (*e.g.*, Yamato *et al.*, 2013) les structures obtenues à la surface (*e.g.*, Andes, Himalaya, Alpes) sont elles, uniques en termes d' état de contrainte (Zoback, 1992), de régime de déformation, de morphologies et de topographie. Le but de mon travail de thèse est alors de comprendre: ***comment le mécanisme de convergence, commun à l'ensemble des zones de convergence, résulte-t-il en des régimes tectoniques et des morphologiques aussi variés?***

- La rhéologie : un paramètre clef

La **rhéologie** d'un matériau correspond à la manière dont ce dernier se déforme sous l' application d'une contrainte. C' est donc la rhéologie qui contrôle, au premier ordre, la déformation de la lithosphère à la fois dans l' espace et dans le temps. Cependant, celle-ci reste difficile à définir. En effet, la résistance des roches, la manière dont elles se déforment et l' état des contraintes sont difficilement estimables et composent un ensemble à trois inconnues qui évoluent dans le temps et l' espace (Poirier, 1980). Malgré de nombreuses études (*cf.*, Chapitre 2), il n' y a pas encore de consensus sur le rôle joué par la rhéologie des lithosphères impliquées sur la dynamique globale des zones de convergence. *Plus particulièrement, deux aspects demeurent encore largement incompris.*

- Le problème de la rhéologie de l'interface de subduction et de la plaque supérieure

Si la plaque plongeante et l' interface de subduction (ou plus particulièrement l' enfouissement des roches en profondeur au cours de la subduction puis leur exhumation vers la surface), focalisent une grande partie des travaux réalisés sur les zones de convergence, le comportement rhéologique des roches à de hautes pressions et basses températures (*HP-BT*, faciès éclogitique) et les processus physico-chimiques (*e.g.*, détachement des écailles, circulation des fluides) liés sont encore mal compris et peu contraints.

Par ailleurs, si la plaque plongeante et l'interface de subduction font donc l'objet de nombreuses études (*cf.*, Chapitre 2 section 2), la plaque chevauchante reste très souvent négligée ou seulement étudiée comme un objet passif. Plus spécifiquement, s'il a été démontré que la rhéologie de la plaque plongeante et de l'interface peut influencer la dynamique des zones de subduction, le rôle spécifique de la rhéologie de la plaque supérieure sur le style de déformation aux frontières de plaques convergentes et la structuration des orogènes qui en découle sont là encore très mal contraints.

- Objectifs et démarches de la thèse

L'objectif principal de mon projet de thèse est double :

1- Préciser le **comportement rhéologique des roches aux conditions P - T du faciès éclogitique**;

Pour cela, une analyse multi-échelle couplant travail de terrain et pétrologie métamorphique et permettant l'acquisition d'informations directes sur les modes de déformation à l'interface de subduction a été réalisée. L'attention a été portée sur la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie) où affleurent des roches *HP-BT* constituant un enregistrement des conditions Pression-Température-temps-déformation (P - T - t - ϵ) au cours de leur enfouissement et exhumation le long de l'interface de subduction.

2- Caractériser et quantifier **l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure** et plus spécifiquement le rôle de sa **partie crustale**, sur l'évolution spatio-temporelle des **zones de convergence** (mode de subduction, style de déformation aux frontières de plaques, structuration des orogènes, chronologie des événements géodynamiques).

Ce second objectif a été abordé *via* une étude quantitative alliant modélisation numérique thermo-mécanique 3D et 2D de zones de convergence. Ces modèles permettent de tester l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure à grande échelle et d'appréhender les processus mis en jeu.

Le but ultime de mon projet de thèse est d'améliorer notre compréhension, à petite et grande échelle, de la réponse mécanique de la lithosphère, en fonction de sa structuration rhéologique, et de sa place au sein des zones de convergence.

La combinaison de ces deux méthodes, l'une basée sur l'observation et l'autre sur la modélisation, permet ainsi d'obtenir une analyse globale et quantifiée, de l'influence de la rhéologie des lithosphères impliquées dans les zones de convergence sur la dynamique globale de ces zones.

Plan du manuscrit :

Ce manuscrit de thèse présente une synthèse du travail que j'ai effectué au cours de ces trois dernières années sur les problématiques que je viens de présenter. Il est divisé en sept chapitres, avec ce présent chapitre introductif, dont les grandes lignes sont ici énoncées succinctement.

Chapitre 2 - Les zones de convergence

Le chapitre 2 dresse un état des connaissances sur la lithosphère et les zones de convergence en mettant en avant les points qui constituent encore un verrou dans notre compréhension des zones de convergence. Un état de l'art synthétique des connaissances actuelles sur un panel représentatif de l'hétérogénéité des zones de convergence est présenté en association avec la présentation des modèles analogiques et numériques préexistants. L'accent est mis sur les caractéristiques utiles à contraindre de la manière la plus rigoureuse possible les modèles, afin de pouvoir *in fine* confronter les résultats issus de ces modèles aux observations faites au sein des cas naturels. Ce chapitre dresse également les questions relatives à la rhéologie des roches impliquées au sein des zones de convergence. Ce chapitre bibliographique se conclue sur les motivations de mon travail de thèse replacées dans le cadre général et historique des études préexistantes.

Chapitre 3 - L'influence de la rhéologie de l'interface de subduction

Le chapitre 3 est consacré à une étude de terrain et de pétrologie métamorphique réalisée sur des brèches éclogitiques identifiées à la base de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie). Il fournit un exemple de caractérisation de la déformation des roches *HP-BT* autour du pic du métamorphisme à l'interface de subduction. Il est principalement constitué d'un article que j'ai publié à *Tectonophysics* en 2017 (Hertgen *et al.*, 2017).

Chapitre 4 - L'influence de la rhéologie de la plaque supérieure

Le chapitre 4 est consacré à l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure *via* la modélisation thermo-mécanique 3D. Il a pour but de tester l'effet de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique des zones de convergence. J'y présente des modèles au sein desquels la nature de la plaque supérieure et sa rhéologie (*via* des changements de profile

thermique) ont été testées. La première section illustre le cas de la convergence océan/continent. La seconde, traitant de la convergence continent/continent se présente sous la forme d'un article en préparation pour *G³*. Une dernière section présente ensuite des modèles complémentaires qui me paraissent important de discuter car ils permettent de tester l'influence de la plaque supérieure sur une plaque inférieure plus âgée et l'effet de variations latérales horizontales de rhéologie dans la plaque supérieure.

Chapitre 5 - L'influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure

Le chapitre 5, dernier volet de cette thèse, est dédié à l'influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure *via* la modélisation thermo-mécanique 2D. Dans les modèles réalisés, la nature de la croûte de la plaque supérieure et sa rhéologie (*via* des changements de matériaux associés à différentes lois de fluage) sont variées. Il est organisé de la même manière que le chapitre 4. Une première section illustre le cas de la convergence océan/continent. Puis une seconde traite de la convergence continent/continent et se présente sous la forme d'un article en préparation pour *Terra Nova*. Ce dernier est suivi d'une section présentant les résultats de modèles complémentaires testant des variation latérales verticales de rhéologie pour la croûte de la plaque supérieure. Enfin, la dernière section présente les tout premiers résultats d'une étude paramétrique plus complète portant sur l'influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure vis à vis de celle du bloc continental subduit.

Chapitre 6 - Synthèse, discussion et perspectives

L'ensemble des méthodes et résultats (pétrologiques et numériques) présentés dans ce travail de thèse sont ici synthétisés. Les limites de ces modèles et les implications de ces résultats pour les zones de convergence naturelles y sont discutées. Enfin, les nombreuses perspectives ouvertes par les différents travaux réalisés y sont détaillées.

Conclusions générales

Un dernier chapitre clôture ce travail et permet de mettre en avant les apports de mon travail de thèse. Ce dernier chapitre souligne également l'importance du couplage entre les observations naturelles et la modélisation.

Références

- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L., & Han, T. L. (1986). Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B14), 13803-13872.
- Hertgen, S., Yamato, P., Morales, L. F., & Angiboust, S. (2017). Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies PT conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps). *Tectonophysics*, 706, 1-13.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., & Dewey, J. (1997). Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 121(1), 237-264.
- Macellari, C. E. (1988). Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4), 373-418.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. In *The Andes* (pp. 3-27). Springer, Berlin, Heidelberg.
Stephanick et Jurdy, 1992
- POIRIER, J. (1980). Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2(1):135–142.
- Richardson, R. M. (1992). Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11739-11748.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (1982). *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*, 450 pp.
- Yamato, P., Husson, L., Becker, T. W., & Pedoja, K. (2013). Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. *Tectonics*, 32(6), 1559-1570.
- Zoback, M. L. (1992). First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11703-11728.

Chapitre 2

Les zones de convergence:

des marqueurs de la tectonique active

Sommaire:

1. La lithosphère: une enveloppe en mouvement	21
1.1. La tectonique des plaques.....	21
1.2. Vers les profondeurs de la Terre	23
1.2.1. Structure et composition.....	23
1.2.2. La lithosphère	24
1.2.2.1. Une structuration lithologique complexe	24
1.2.2.2. Une structure thermique complexe	26
1.2.3. La dynamique de la lithosphère	27
1.2.3.1. Les forces mises en jeu.....	27
1.2.3.2. Les mouvements résultants	28
1.2.3.3. Localisation de la déformation	30
2. Dynamique des zones de convergence.....	32
2.1. La plaque inférieure.....	37
2.1.1. Nature	37
2.1.2. La fosse de subduction	37
2.1.3. Le panneau plongeant.....	38
2.1.3.1. Evolution métamorphique du panneau plongeant et conséquences sur le volcanisme de subduction	38
2.1.3.2. Evolution de la sismicité autour du panneau plongeant	38
2.1.4. La plaque inférieure dans le manteau.....	39
2.1.4.1. Interaction slab/manteau	39
2.1.4.2 Flux mantelliques	41
2.1.5. Modélisation de la plaque inférieure et de son influence sur la dynamique de la convergence.....	41
2.2. La plaque supérieure	43
2.2.1. Structuration	43
2.2.2. Différents profils thermiques.....	44
2.2.3. Différents profils rhéologiques.....	44
2.2.4. Modélisation de la plaque supérieure dans les systèmes convergents	46
2.2.4.1. Influence de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence	46
2.2.4.2. Influence de la dynamique de convergence sur la plaque supérieure	49
2.3. L'interface de subduction.....	51
2.3.1. Subduction et augmentation des conditions P-T	51
2.3.2. Exhumation	52
2.3.3. Déformation	52
2.3.4. Sismicité à l'interface	53

2.3.5. Fluides	54
2.3.6. Problèmes à l'interface	54
3. La rhéologie de la lithosphère	55
3.1. Qu'est ce que la rhéologie ?	55
3.1.1. Sur le terrain	55
3.1.2. Au laboratoire	56
3.2. Construction d'un profil de résistance	59
3.2.1. Résistance frictionnelle	60
3.2.2. Résistance au fluage	60
3.2.3. Limites des expérimentations	62
3.2.4. Profil de résistance	63
3.3. Quel profil rhéologique pour la lithosphère ?	65
3.3.1. Zones de localisation de la déformation	66
3.3.2. Données à l'échelle de la lithosphère	68
3.3.3. Modèles thermomécaniques	72
3.3.4. Modèles conceptuels	73
3.3.4.1. Modèle de "jelly sandwich"	74
3.3.4.2. Modèle de "crème brûlée"	74
3.3.4.3. Modèle de "banana split"	74
4. Bilan: Place de ce travail de thèse dans la compréhension de l'influence de la rhéologie des lithosphères au sein des zones de convergence.	75
5. Références bibliographiques	76

Chapitre 2

Ce premier chapitre introductif dresse une présentation générale des zones de convergence regroupant les connaissances acquises au cours des soixante dernières années à la fois sur leur structuration et leur dynamique mais aussi sur les incertitudes qui y persistent.

La première section expose les principes fondateurs de la tectonique des plaques et présente la structuration de la Terre.

La seconde section brosse un tableau général des zones de convergence, objet d'intérêt de ce travail de thèse. Y sont décrits les différents éléments structuraux (i.e., plaque inférieure, manteau asthénosphérique, plaque supérieure et interface de subduction), illustrés par quelques cas naturels. L'impact de ces différents éléments structuraux au sein de la dynamique de convergence est présenté, étayé par un état de l'art de modélisations analogiques et numériques déjà menées.

La rhéologie des roches fait l'objet de la troisième section avec un bilan sur sa terminologie et la notion de profil de résistance. J'illustre le fait que malgré l'implication majeure de la rhéologie des roches dans la dynamique superficielle de la Terre, la conception d'un tel profil de résistance pour la lithosphère se heurte à de nombreuses difficultés.

La dernière section présente les questions que j'aborde dans ce travail de thèse. L'ensemble des études réalisées au cours de ces trois dernières années et exposées dans ce manuscrit y apporte de nombreuses réponses mais en soulève également de nouvelles.

1. La lithosphère: une enveloppe en mouvement

1.1. La tectonique des plaques

La théorie de la tectonique des plaques est née dans les années 60 (Mc Kenzie et Parker, 1967; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968) suite, notamment, à la découverte d'inversions successives du champ magnétique terrestre, fossilisées au sein des roches magmatiques composant le plancher océanique et disposées symétriquement de part et d'autre des dorsales océaniques. Cette découverte argumenta manifestement l'hypothèse d'expansion des fonds océaniques (Vine et Matthews, 1963) et confirma par là même l'hypothèse de la dérive des continents (Wegener, 1912, 1920). Une cartographie de l'âge des fonds océaniques (Figure 2.1) présente le caractère "juvénile" du plancher océanique (< 200 Ma) par rapport à l'âge de la Terre (4,5 Ga).

La théorie de la tectonique des plaques a permis de proposer une explication commune cohérente à un ensemble d'observations géologiques (e.g., chaînes de montagnes, expansion océanique) et géophysiques (e.g., anomalies magnétiques, renversement du champ magnétique, flux de chaleur) de premier-ordre (e.g., McKenzie et Parker, 1967; Heirtzler et

al., 1968; Isacks *et al.*, 1968; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968; Dewey et Bird, 1970; Sclater et Francheteau, 1970).

Les principes fondateurs de la tectonique des plaques

- La **lithosphère** (du grec, *lithos* la "pierre" et *sphaira* la "sphère") constitue l'écorce **résistante** et **rigide** du globe terrestre. Celle-ci repose sur l'**asthénosphère** (du grec, *asthenes*, "sans résistance" et *sphaira* la "sphère"; Barrell, 1914), une enveloppe aisément déformable grâce à laquelle l'équilibre isostatique, perturbé par l'épaisseur variable de la lithosphère sus-jacente, peut-être restitué.
- La **lithosphère** n'est pas immobile, mais est au contraire fragmentée en plusieurs **plaques**, considérées comme des entités rigides, capables de transmettre les **contraintes** sur de longues distances, **se déplaçant** continuellement relativement les unes par rapport aux autres dans un référentiel donné. Actuellement, une douzaine de plaques de tailles variables et de natures différentes (*i.e.*, océaniques et/ou continentales) composent le puzzle de l'écorce terrestre (Figure 2.1).

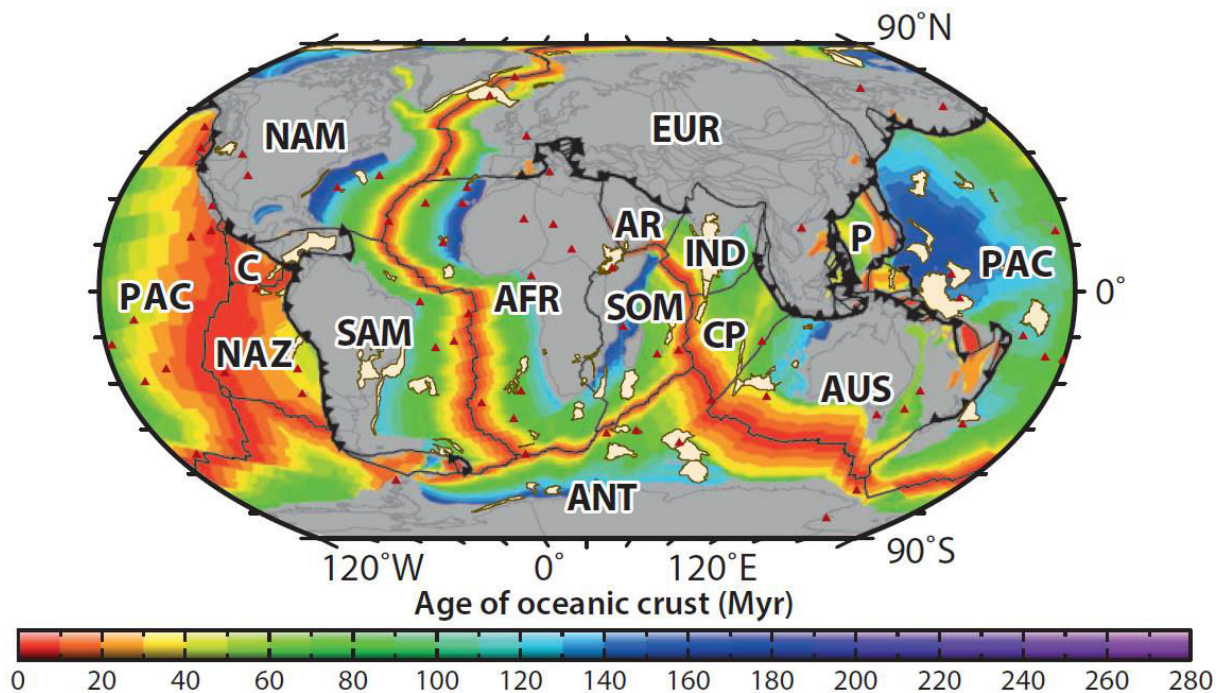


Figure 2.1. Carte globale présentant l'âge du plancher océanique (d'après Müller *et al.*, 2016). Les lignes dentées noires délimitent les zones de subduction, tandis que les lignes noires désignent les dorsales océaniques et failles transformantes. Les polygones beiges indiquent les produits d'un volcanisme excessif lié au panache d'après Whittaker *et al.*, (2015). Les triangles rouge foncé correspondent aux emplacements des points chauds actuels après Whittaker *et al.*, (2015). Les polygones gris indiquent les régions de la croûte non océanique, avec les côtes actuelles en gris foncé. Projection d'Hammer avec méridien central 30°E.

(Abbreviations: A, Aluk Plate; AFR, African Plate; ANT, Antarctic Plate; AR, Arabian Plate; AUS, Australian Plate; B, Bellingshausen Plate; C, Cocos Plate; CA, Caribbean Plate; CAT, Catequil Plate; CC, Cache Creek Oceanic Plate; CHZ, Chasca Plate; CP, Capricorn Plate; EGD, East Gondwana; EUR, Eurasian Plate; FAR, Farallon Plate; GON, Gondwana; GRN, Greenland Plate; HIK, Hikurangi Plateau; IND, Indian Plate; IZA,

Izanagi Plate; K, Kula Plate; LHR, Lord Howe Rise; M, Manihiki Plateau; ML, Proto-Molucca Plate; MOO, Mongol-Okhotsk Ocean; MT, Meso-Tethys Ocean; NAM, North American Plate; NAZ, Nazca Plate; NEA, northeast African Plate; NT, Neo-Tethys Ocean; NWA, northwest African Plate; PAC, Pacific Plate; PHO, Phoenix Plate; SAF, south African Plate; SAM, South American Plate; SOM, Somali Plate; SP, Sepik Plate; V, Vancouver Plate; VA, Vardar Plate; WAN, west Antarctic Plate; WGD, West Gondwana; WMT, west Meso-Tethys Ocean.)

1.2. Vers les profondeurs de la Terre

1.2.1. Structure et composition

L'étude de la distribution de la sismicité en profondeur ainsi que l'analyse des trajectoires et des vitesses de propagation des ondes sismiques et des profils d'inversion gravitaire, permettent de caractériser la composition interne de la Terre et de déterminer plusieurs discontinuités majeures en profondeur (Figure 2.2), témoins d'une variation de densité associée à une variation de température et/ou de composition chimique (Figure 2.3). De la surface vers le centre, la Terre est ainsi constituée:

- d'une **croûte** majoritairement composée de feldspath (croûte océanique) ou de quartz (croûte continentale) dont la limite basale se nomme le Moho;
- d'un **manteau** principalement composé d'olivine délimité à sa base par la discontinuité de Gutenberg;
- et d'un **noyau** ferreux, constitué d'une partie externe liquide et différenciée par la discontinuité de Lehmann d'un noyau interne solide (Figure 2.2).

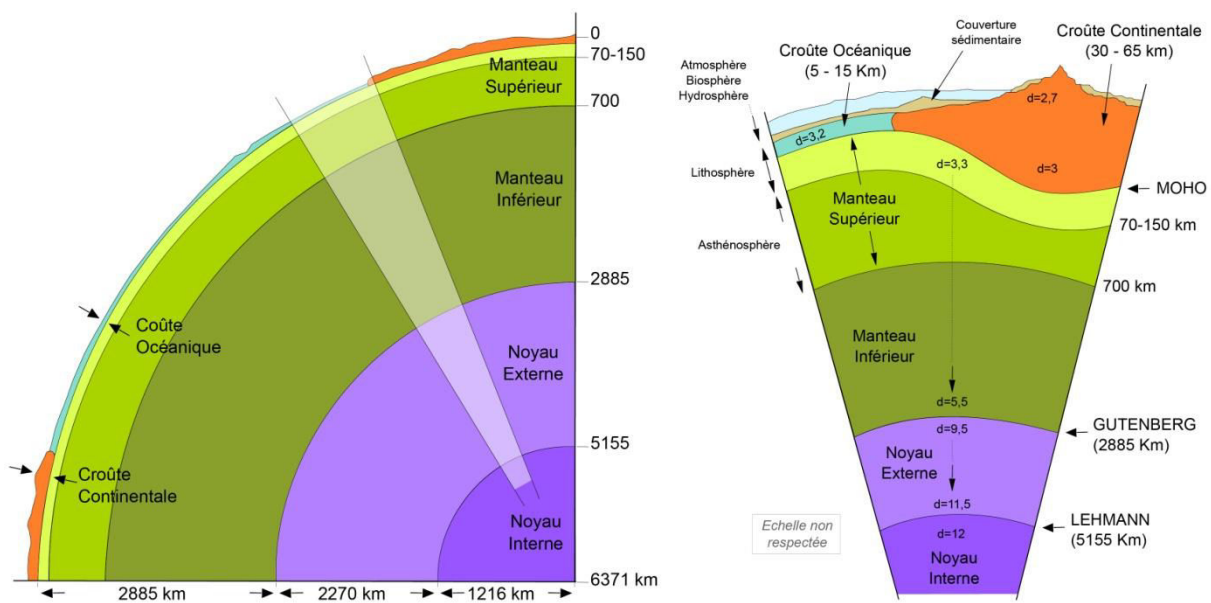


Figure 2.2. Illustration schématique de la structure interne de la Terre.

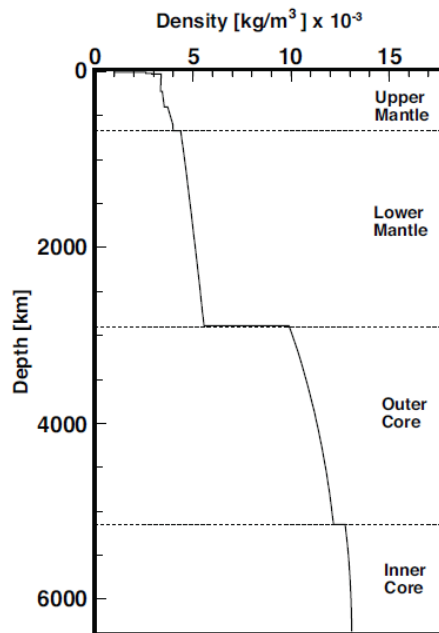


Figure 2.3. Evolution de la densité en fonction de la profondeur (d'après le modèle PREM; Dziewonski et Anderson, 1981).

1.2.2. La lithosphère

Structuralement, la lithosphère correspond à la **croûte** dans son ensemble et à la partie supérieure du manteau nommée **manteau lithosphérique**. Comparée à la lithosphère océanique, la lithosphère continentale est plus complexe en terme de stratification lithologique (e.g., Rudnick et Gao, 2003), d'état thermique et d'activité tectonique. Il s'agit là d'un point qui aura son importance dans mes modèles numériques (cf., Chapitres 4 et 5).

1.2.2.1. Une structuration lithologique complexe

Les études pétro-chimiques et géophysiques indiquent que la lithosphère océanique se compose d'environ 6-7 km de croûte à composition moyenne de basalte-gabbro et d'une partie mantellique résistante composée de péridotites et dont l'épaisseur varie en fonction de son âge (Sun et McDonough, 1989).

La **croûte continentale** est généralement composée de plusieurs enveloppes :

- une **croûte supérieure** d'une épaisseur moyenne d'environ 12 km, caractérisée par une composition moyenne de granite-granodiorite, riche en éléments incompatibles instables (K, Th, U; McLennan et Taylor, 1996) et dont la densité est comprise entre 2660 et 2800 kg.m^{-3} (Christensen et Mooney, 1995);
- une **croûte inférieure** d'une épaisseur moyenne d'environ 17 km (Rudnick et Fountain, 1995) caractérisée par une composition moyenne de granodiorite-diorite, pauvre en éléments incompatibles et dont la densité varie entre 2800 et 3100 kg.m^{-3} ;
- une **croûte moyenne** d'environ 11 km et de composition et de densité intermédiaires est parfois distinguée.

L'épaisseur moyenne de la croûte continentale est ainsi de 40 km (Christensen et Mooney, 1995). Cependant, elle peut s'affiner à l'extrême au niveau des marges en extension (*e.g.*, Egée; *e.g.*, Vigner, 2002), ou à l'inverse, atteindre des épaisseurs proches de 70 km au niveau des zones de convergence (*e.g.*, Himalaya; *e.g.*, Nelson *et al.*, 1996; *cf.*, section 2). De plus, les différents niveaux constitutifs de la croûte sont parfois marqués par une structure interne spatialement très hétérogène. En effet, la composition, l'âge, l'histoire thermique, le degré d'hydratation et la présence de roches dérivées de sédiments ou de matériel océanique, sont variables régionalement au sein d'un même niveau (Figure 2.4; Kearey *et al.*, 2009). Cette variabilité témoigne d'une histoire généralement complexe mêlant fusion partielle, cristallisation fractionnée, métamorphisme, sédimentation, érosion et déformation.

Localisation	Âge	Ép. crustale	Croûte moyenne	Croûte inférieure
Vredefort (craton du Kaapvaal)	2.6- 3.6 Ga	36 km	<i>faciès amphib.</i> gneiss granitique	<i>faciès granul.</i> charnokites, granulites felsiques, mafiques et ultramafiques
Kapuskasing (craton Supérieur)	2.5- 2.7 Ga	43 km	<i>faciès amphib.</i> 87% felsique, 8% mafique, 5% metasediments,	<i>faciès granul. inf.</i> 35% mafique-anorthosite, 20% diorite, 20% felsique 20% métasédiments,
Pikwitonei (craton Supérieur)	2.5- 3.1 Ga	37 km	<i>faciès amphib-granul. inf.</i> gneiss tonalitique ± quartzite, ± anorthosite, ± gneiss mafique	<i>faciès granul.</i> gneiss felsique-intermédiaire ± paragneiss, ± anorthosite ± mafique-ultramafique
Wutai-Jining (craton nord- chinois)	2.5- 2.8 Ga	40 km	<i>faciès amphib.-granul. inf.</i> 89% gneiss TTG-granitique, 8% amphibolite-granulite, 3% métapélite	<i>faciès granul.</i> 54% gneiss TTG-granitique, 32% granulite, 8% métagrès, 6% métapélite
Musgrave (Australie)	1.1- 2.0 Ga	40 km	gneiss quartzo-feldspathique, amphibolite, métapélite, marbre, gneiss à silicate calcique	gneiss felsique-intermédiaire, granulite, intrusion litée mafique-ultramafique
Bouclier Balte (Norvège)	1.5- 2.0 Ga	35 km	gneiss quartzo-feldspathique, amphibolite, métaédiments	granulite felsique, granulite mafique, métasédiments
zone d'Ivrée (Alpes)	250- 300 Ma	35 km	<i>faciès amphib.</i> gneiss felsique, amphibolite, kinzigite, marbre	<i>faciès granul.</i> intrusions mafiques, cumulats ultramafiques, métapélite fondue
Sierra Nevada (Californie)	65- 145 Ma	27-43 km	gneiss felsique à mafique, amphibolite, diorite, tonalite	granulite mafique, métasédiment à graphite
Kohistan (Pakistan)	35- 160 Ma	?	diorite, métadiorite, gabbro	amphibolite, métagabbro, gabbro à grenat, hornblendite à grenat, websterite
Talkeetna (Alaska)	145- 200 Ma	25-35 km	gabbro, tonalite, diorite	gabbro à grenat, gabbro à amphibole, dunite, wehrlite, pyroxénite

Figure 2.4. Composition chimique et pétrologique de coupes crustales archéennes à mésozoïques (d'après Rudnick et Gao, 2003).

Le manteau lithosphérique continental a une épaisseur variant également considérablement en fonction du contexte géologique. Sous les marges passives, il passe latéralement au manteau océanique et sous les crâtons il peut atteindre une épaisseur de 350 km (Artemieva et Mooney, 2002). **La lithosphère continentale présente donc une structuration multi-couche.**

1.2.2.2. Une structure thermique complexe

Contrairement au géotherme océanique (Figure 2.5) dépendant principalement de l'âge de la lithosphère, le géotherme continental (Figure 2.5) dépend des épaisseurs de la croûte et de la lithosphère et des teneurs en éléments radiogéniques (Turcotte et Schubert, 2002). De plus, dans le cas où la matière est advectée par la déformation, l'érosion ou l'enfouissement, les géothermes ne sont pas stationnaires et leur calcul est ainsi rendu plus complexe.

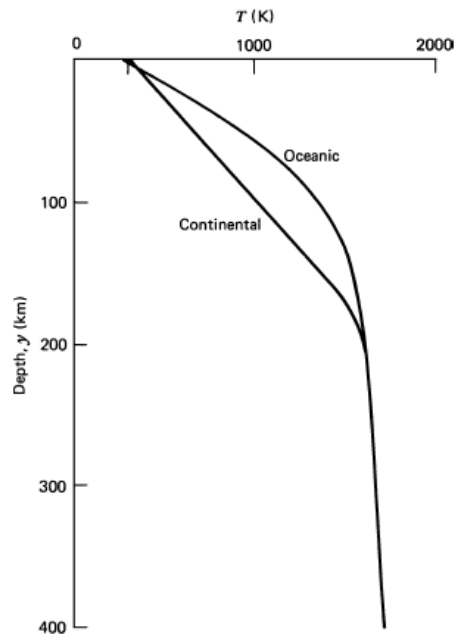


Figure 2.5. Géothermes représentatifs pour les lithosphères océanique et continentale et prolongement dans le manteau asthénosphérique (d'après Turcotte et Schubert, 2002).

Un paramètre couramment utilisé pour rendre compte de l'état thermique de la lithosphère est la température au Moho (Buck, 1991). Cette dernière est comprise entre ~200 °C et ~1000 °C (*e.g.*, Chapman et Pollack, 1977; Figure 2.6).

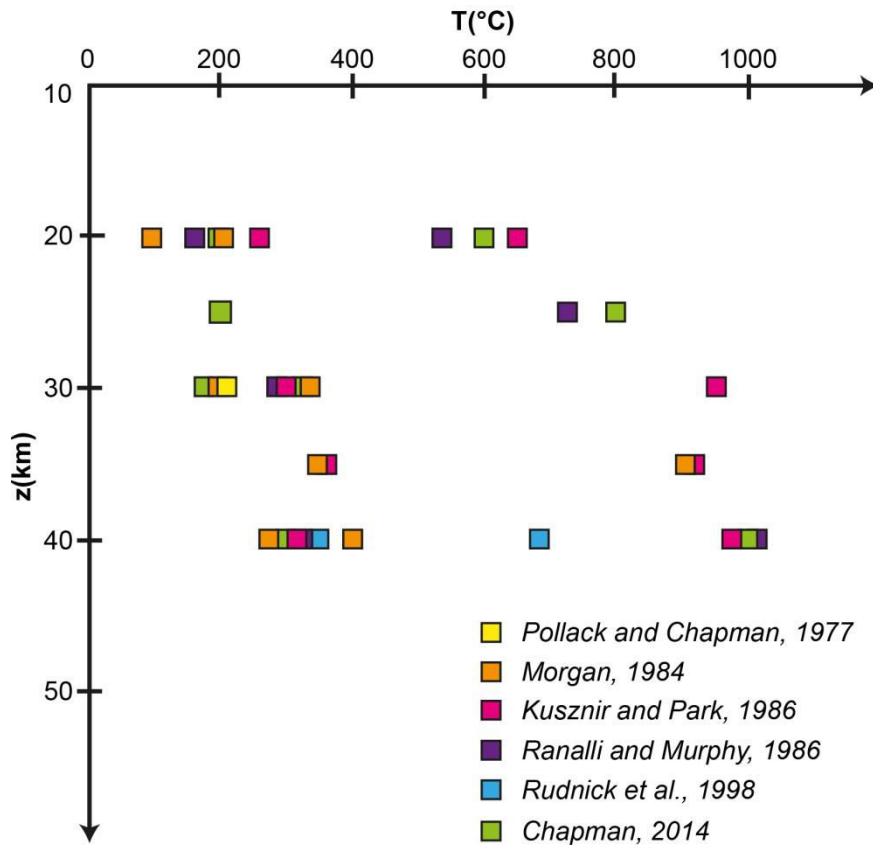


Figure 2.6. Compilation de valeurs de température et de profondeur au Moho mesurées dans la Nature.

Les différents niveaux structurels de la lithosphère présentent ainsi des propriétés thermiques différentes. De plus, pour une même "stratification" de roches, leur comportement mécanique sera bien différent en fonction du géotherme (*cf.*, section 3). **Le géotherme est donc un paramètre important contrôlant la résistance de la lithosphère.**

1.2.3. La dynamique de la lithosphère

1.2.3.1. Les forces mises en jeu

Les forces agissant sur la lithosphère (Figure 2.7) sont susceptibles de l'entraîner en mouvement, **forces motrices**, ou au contraire de résister au mouvement global, **forces résistantes** (Forsyth et Uyeda, 1975; Chapple et Tullis, 1977). Elles sont de deux types:

- Les **forces aux limites** : les forces motrices appliquées aux limites de plaques sont la traction du panneau plongeant (Stephanick et Jurdy, 1992) et la poussée à la ride (Turcotte et Schubert, 1982; Richardson, 1992). Les forces résistantes sont, le frottement de l'asthénosphère s'opposant au déplacement de la lithosphère (Wdowinski *et al.*, 1989; Russo et Silver, 1996), les forces de frottement à l'interface des plaques (Lallemand, 1999) et la force de résistance à la flexure de la plaque inférieure (Turcotte et Schubert, 1982).
- Les **forces de volume**: les différences latérales d'épaisseur, de température et/ou de densité de la lithosphère créent des gradients d'énergie potentielle de gravitation. Ceux-ci sont

interprétables comme des gradients de contrainte horizontale (England et Jackson, 1989). L'ensemble de ces différentes forces est décrit plus en détail dans la section 2.

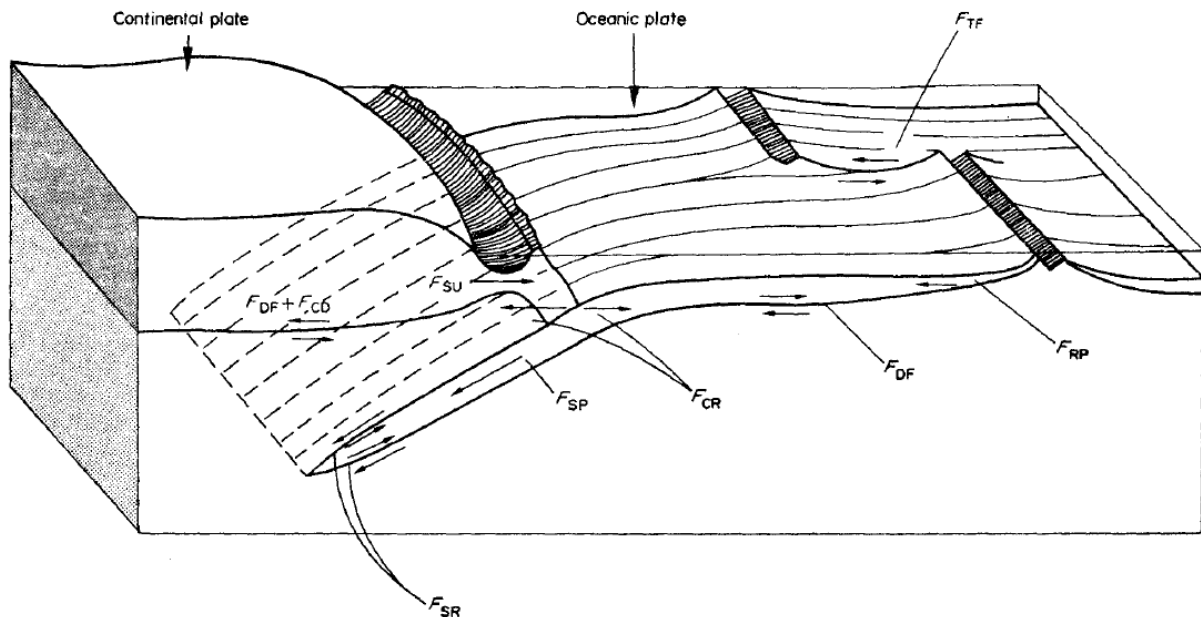


Figure 2.7. Bilan des forces agissant sur la lithosphère (d'après Forsyth et Uyeda, 1975). (Abréviations: F_{RP} , poussée à la ride; F_{TF} , force cisillante sur les failles transformantes; F_{DF} et F_{CD} , cisaillement basal provoqué par le déplacement de l'asthénosphère; F_{SP} , traction du panneau plongeant; F_{SR} , résistance à l'enfouissement du panneau plongeant; F_{CR} , résistance à la convergence induite par F_{SR} ; F_{SU} , force de succion de la subduction).

1.2.3.2. Les mouvements résultants

Par le principe de la conservation de la masse, toute génération de matériel lithosphérique aux zones d'accrétion (mouvements convectifs ascendants, entretenus par le refroidissement du noyau terrestre et par la radioactivité interne) est compensée par la disparition de lithosphère par enfouissement dans le domaine asthénosphérique (retombées du matériel refroidi et densifié en surface, au niveau des zones de subduction) et *vice versa*.

Ces mouvements lithosphériques verticaux sont compensés à la surface du globe terrestre par des mouvements horizontaux des plaques lithosphériques composant avec la translation et la rotation. Les plaques tectoniques se déplacent alors en absolu par rapport à un référentiel fixe de type "point chaud" mais également en relatif les unes par rapport aux autres avec des vitesses comprises entre quelques mm.an^{-1} et quelques cm.an^{-1} (Figure 2.8; *e.g.*, Somoza, 1998; Kendrick *et al.*, 2003; Somoza et Ghidella, 2005, 2012; Kreemer, 2009; DeMets *et al.*, 2010; Martinod *et al.*, 2010).

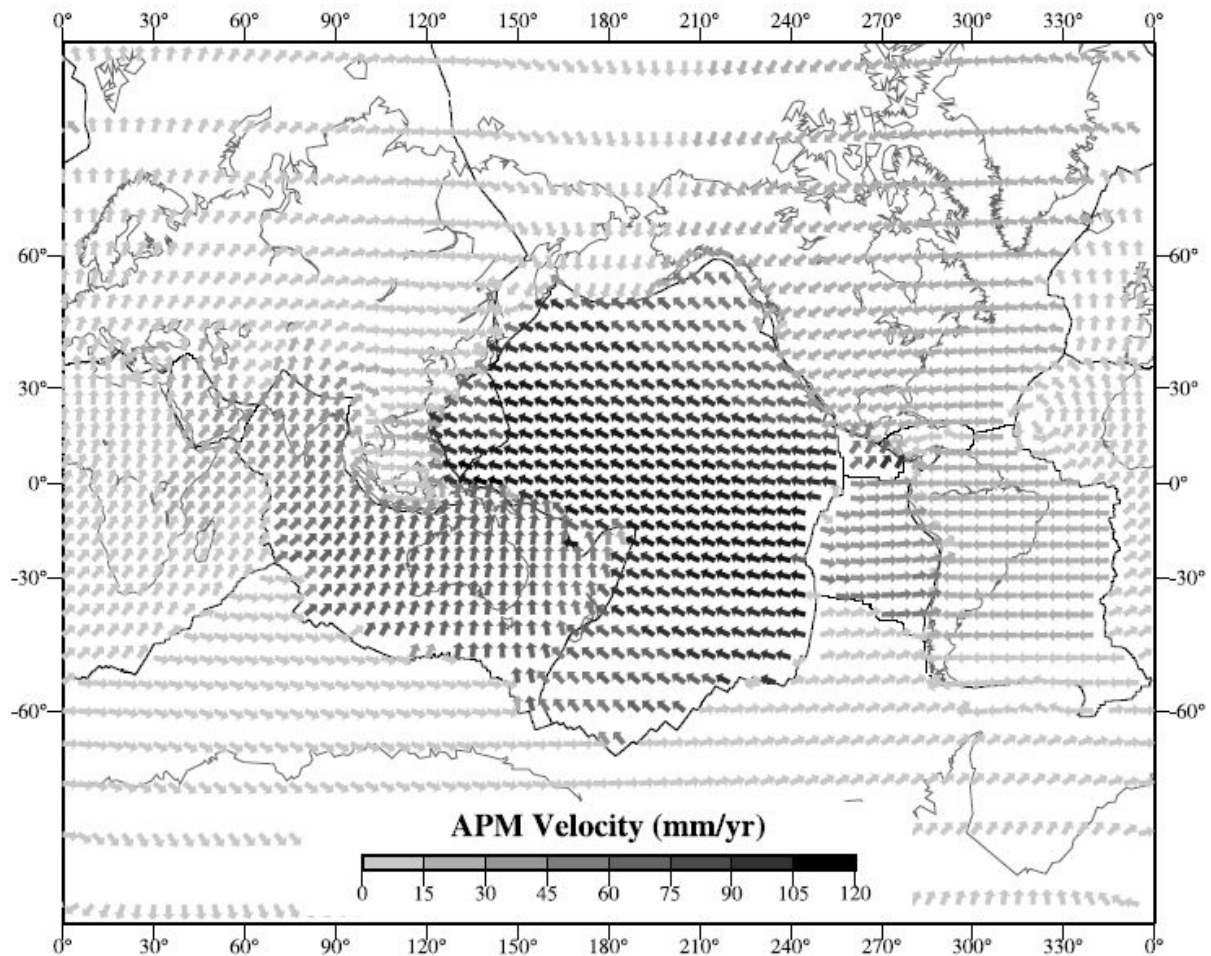


Figure 2.8. Champ global des vitesses associées aux mouvements absolus (APM, Absolute Plate Motions) des plaques tectoniques dont les limites principales sont dessinées par les lignes noires (interpolation, d'après Kreemer (2009)).

En fonction du mouvement relatif de deux plaques, trois grands types de frontières sont distingués (Figure 2.9):

- les frontières divergentes actives sur ~55000 km;
- les frontières transformantes et;
- les **frontières convergentes**, comprenant à la fois les zones de subduction océanique et continentale (~55000 km) et les zones de collision continentale (~12000 km). Les zones de convergence sont l'objet de la section 2.

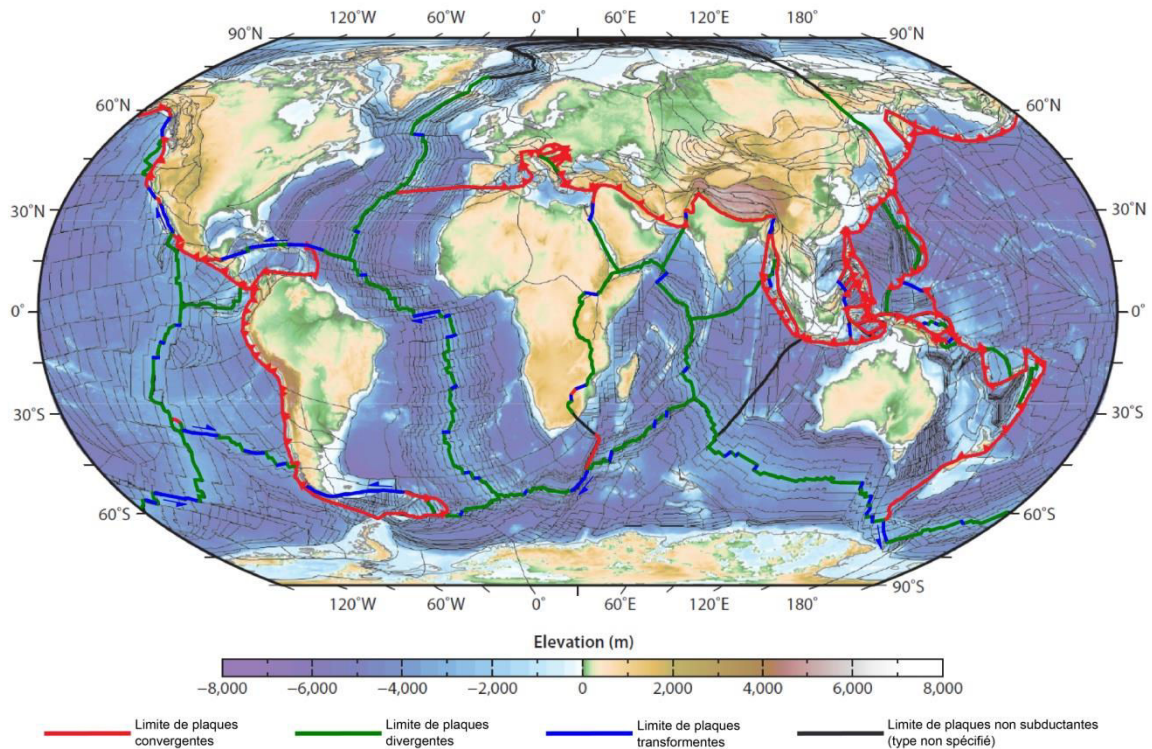


Figure 2.9. Les différents types de frontière délimitant les contours des limites des plaques lithosphériques actuelles. En rouge, sont les frontières divergentes; en noir, les frontières transformantes et en vert, les frontières convergentes. Les flèches bleu correspondent aux vitesses de divergence en cm.an^{-1} et les rouges aux vitesses de convergence en cm.an^{-1} . Modèle d'élévation global (ETOPO1; Amante et Eakins, 2009). Projection de marteau avec méridien central 30°E .

1.2.3.3. Localisation de la déformation

La sismicité à l'échelle du globe, reflet de la localisation de la déformation, présente une répartition singulière : la majorité de la déformation à la surface de la Terre est ainsi localisée aux frontières des plaques lithosphériques, comme l'atteste une carte mondiale des taux de déformations actuels (Figure 2.10; Kreemer *et al.*, 2003).

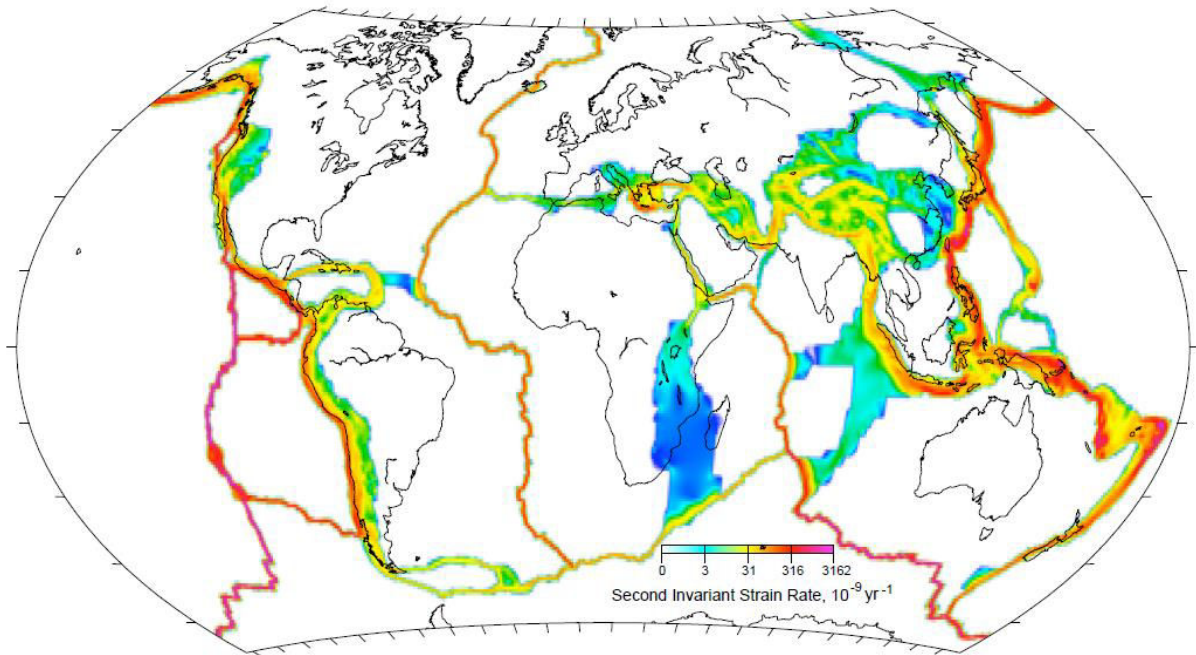


Figure 2.10. Carte globale du second invariant de la vitesse de déformation (d'après Kreemer et al., 2003). Les zones peu ou non déformées sont indiquées en blanc et les zones les plus déformées sont indiquées en rouge. La plupart des frontières impliquant uniquement deux plaques océaniques montrent une déformation localisée, mise à part la limite Inde-Australie. À l'inverse, lorsqu'au moins une plaque continentale est impliquée la déformation apparaît plus distribuée (e.g., chaîne alpine au sens large (de l'Atlantique à la Nouvelle-Zélande), l'Ouest du continent Nord-Américain, les Andes et l'Est de l'Afrique). Ces frontières de plaques impliquent toutes une ou deux plaques lithosphériques continentales.

La vision actuelle de la déformation des masses continentales prend appui sur les principes de la théorie de la tectonique des plaques (Condie, 1997). L'observation de la carte mondiale des taux de déformation actuels indique également que la rigidité des plaques n'est qu'approximative puisque celles-ci ne sont pas complètement indemnes de déformation. En effet, la déformation localement intense aux frontières de plaques peut se transférer de manière pénétrative dans le domaine chevauchant sur des surfaces larges de plusieurs centaines de kilomètres. L'exemple le plus frappant de ce phénomène est, dans le cas de la collision continentale, le système Inde-Asie (cf section 2). À l'échelle globale, les frontières de plaques constituent donc des zones de faiblesse de la lithosphère où se concentre la déformation sur des échelles spatiales horizontales très variables, de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres.

L'étude des zones déformées anciennes et modernes indique que la déformation affecte considérablement la lithosphère continentale en modifiant son épaisseur, sa structure lithologique et son état thermique. De plus, la déformation de la lithosphère a la particularité d'être verticalement hétérogène et associée à des processus de couplage et de découplage verticaux complexes (e.g., Burov et Diament, 1995; cf., section 3). Le style dominant de la déformation dans la lithosphère continentale (i.e., localisé vs., distribué), principalement dans les zones de raccourcissement/épaississement, demeure un sujet débattu (e.g., Davy et al.,

1995; Kirby, 1985). Ainsi, par exemple, l'évolution dans le temps et l'espace du large système orogénique issu de la collision Indo-Asiatique amène de nombreuses hypothèses oscillant entre un modèle de déformation fragmentée à grande échelle conduisant à l'individualisation de blocs rigides (*e.g.*, Avouac et Tapponnier, 1993; Royden *et al.*, 2008) et un modèle de déformation plus diffuse de la lithosphère intégrant néanmoins des zones de cisaillement majeures (*e.g.*, Tapponnier *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2004).

La lithosphère, résistante et rigide, est fragmentée en plusieurs plaques tectoniques mobiles les unes par rapport aux autres.

Les lithosphères océaniques et continentales présentent des structures bien différentes. La lithosphère continentale est plus complexe en termes de structure, composition et profil thermique.

La lithosphère est soumise à différentes forces motrices ou résistantes au déplacement des plaques tectoniques sur l'asthénosphère.

Au frontières de ces plaques en mouvement, la déformation est localisée ou diffuse sur des milliers de kilomètres au travers des plaques continentales chevauchantes (*e.g.*, Kreemer *et al.*, 2003).

Dans la prochaine section l'attention est portée sur les zones de convergence et leur diversité.

2. Dynamique des zones de convergence

Les zones de convergence correspondent, par définition, aux lieux où deux plaques tectoniques se rapprochent l'une de l'autre. La convergence s'accommode alors soit par subduction (l'une des plaques lithosphériques plonge sous l'autre vers les profondeurs du manteau), soit par collision. Les méthodes de tomographie sismique ou encore d'inversion gravimétrique permettent aujourd'hui d'imager ces zones et ce jusqu'à de grandes profondeurs (*i.e.*, plusieurs centaines de kilomètres). Une zone de convergence met ainsi en jeu quatre "acteurs" principaux : la **plaque inférieure**, la **plaque supérieure**, l'**interface de subduction** et le **manteau asthénosphérique** environnant. Ces quatre éléments interagissent ensemble en fonction de l'équilibre des forces en présence (*e.g.*, Forsyth et Uyeda, 1975; Chapple et Tullis, 1977; McKenzie, 1977; Conrad et Hager, 1999; Funicello *et al.*, 2003). Par conséquent, puisqu'ils présentent chacun des caractéristiques propres (*e.g.*, volume, densité, rhéologie), chaque zone de convergence possède une évolution unique (*e.g.*, géométrie du panneau plongeant, migration de la fosse, régime tectonique de la plaque supérieure, cinématique des plaques).

En contexte de convergence, trois types de zones peuvent être distingués en fonction des matériaux mis en jeu (*i.e.*, plaques océaniques ou continentales), et être classifiés comme

suit:

- 1) la **convergence intra-océanique**, impliquant deux lithosphères océaniques et conduisant généralement à l'initiation d'une subduction ou d'une obduction et la formation d'un arc insulaire (*e.g.*, Oman);
- 2) la **convergence entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale**, principalement accommodée par une subduction océanique et pouvant conduire à la mise en place d'une chaîne de montagnes en bordure de la plaque supérieure continentale (*e.g.*, Andes) ou à de l'extension (*e.g.*, Égée). Les subductions océaniques représentent environ 80 à 85% des marges actives (Lallemand, 1999);
- 3) la **convergence entre deux lithosphères continentales**, accommodée par la subduction puis la collision et conduisant, par empilement d'écailles tectoniques, à la formation d'un orogène (*e.g.*, Zagros, Himalaya, Alpes).

L'implication de différents matériaux (*i.e.*, croûte océanique, croûte continentale, sédiments) dans ces différents contextes tectoniques (*i.e.*, subduction océanique, subduction/collision continentale, obduction) conduit, par ailleurs, à la formation de structures contrastées, par exemple en termes de taille des unités ou de morphologie. Ainsi, bien que la convergence soit un processus commun à différentes zones (*e.g.*, Andes, Himalaya, Alpes), les structures orogéniques associées restent uniques.

Comment le mécanisme de convergence commun à l'ensemble des zones de convergence résulte-t-il en des régimes tectoniques et des morphologies aussi variées?

La comparaison des zones de convergence les unes par rapport aux autres permet de préciser leurs caractéristiques et d'en étayer la variété (*cf.*, Tableau 2.1). Retracer les processus intrinsèques à chaque orogène ayant permis cette diversité est par conséquent primordial pour comprendre la dynamique des zones de convergence. Les modèles analogiques et numériques apparaissent de fait comme des outils incontournables. Dans ce travail de thèse, l'attention a été portée sur différentes zones de convergence afin d'en synthétiser un ensemble de caractéristiques à la fois représentatives de la diversité de ces objets et nécessaires pour contraindre au mieux les modèles numériques réalisés.

Deux exemples permettent d'illustrer la **subduction océanique** (*cf.*, Tableau 2.1):

- les **Andes Centrales**, où la plaque supérieure présente un haut plateau et une déformation en raccourcissement;
- l'**Égée**, où la plaque supérieure expose des structures en extension.

La **subduction/collision continentale** peut s'illustrer au travers de trois exemples (*cf.*, Tableau 2.1):

- le **Zagros**, où la plaque supérieure présente de nombreux plis de faible longueur d'onde;
- la **collision Inde-Asie**, où la plaque supérieure est caractérisée par une déformation

- diffuse et un haut plateau (plateau du Tibet);
- les **Alpes**, où la déformation de la plaque supérieure reste localisée autour de la suture.

Le présent chapitre propose une présentation des zones de convergence et se focalise plus spécifiquement sur chacun des éléments qui les compose (i.e., plaque inférieure, manteau asthénosphérique, plaque supérieure et interface). Pour chacun d'eux est exposé l'état des connaissances de leur structure et l'apport que les modèles analogiques et numériques déjà existant ont pu donner à la compréhension de l'influence de ces éléments sur la dynamique globale des zones de convergence.

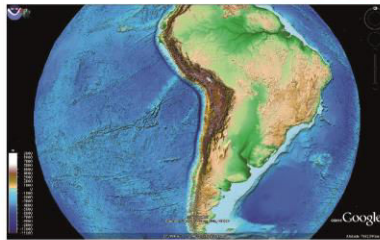
nature de la plaque inférieure

structures de surface

structures profondes

Andes

subduction océanique



Les cas naturels:

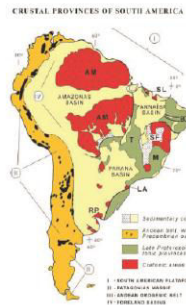
Egée



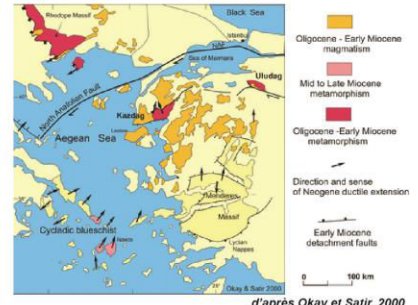
plateaux Altiplano et Puna

chaîne effondrée

cadres tectoniques différents ==> morphologies similaires



Cordani et Sato, 1999

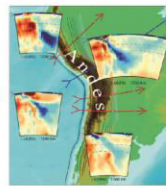


d'après Okay et Satir, 2000

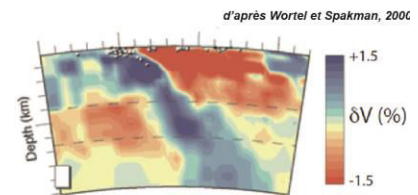
variations latérales de rhéologie perpendiculaires (Giese et al., 1999) et parallèles (Jordan et al., 1983)

cratons Achéens

structures extensives

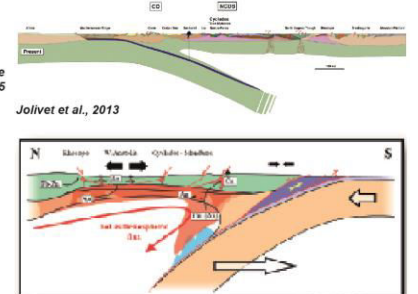
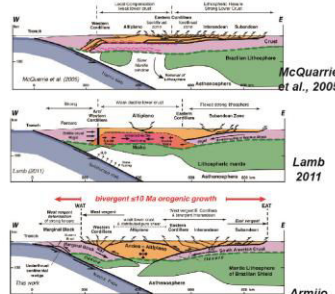


Li et al., 2008a



d'après Wortel et Spakman, 2000

variations latérales de pendage



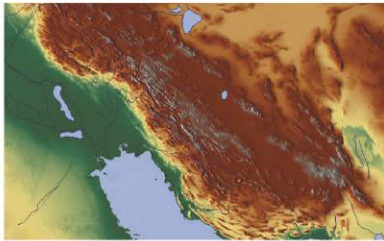
exemples de zones de convergence

Zagros

Himalaya

Alpes

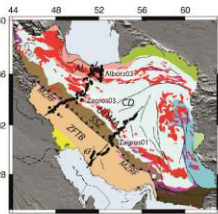
subduction/collision continentale



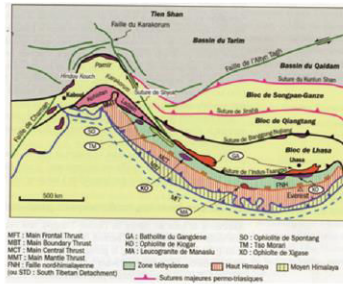
chaîne plissée

plateau du Tibet

chaîne localisée

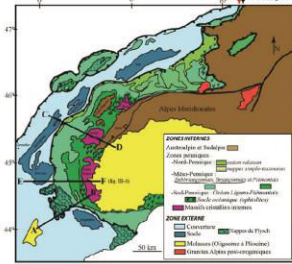


Paul et al., 2010



accrétion de blocs

d'après Hodges, 2000 et Yin et Harrison, 2000

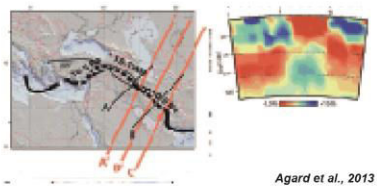


empilement d'écailles tectoniques

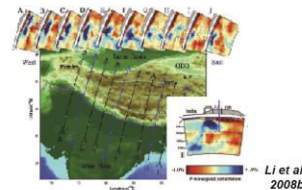
niveau rhéologique faible (sel d'Hormuz)



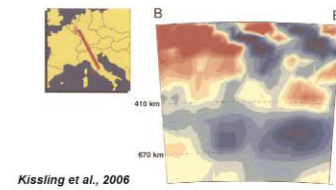
cadres tectoniques similaires ==> déformation différente



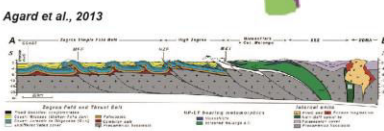
Agard et al., 2013



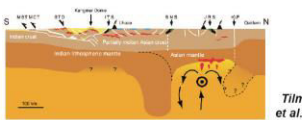
Li et al., 2008b



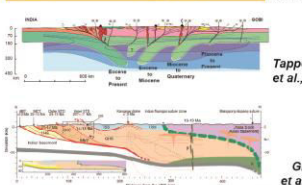
Kissling et al., 2006



Agard et al., 2013

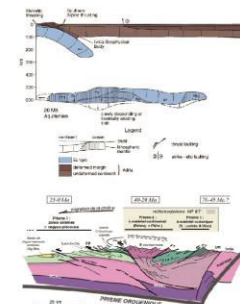


Tilmann et al., 2003



Tapponnier et al., 2001

Grujic et al., 2011



Handy et al., 2010

Agard et Lemoine, 2003

Tableau 2.1. Compilation d'exemples de données représentant la variabilité des zones de convergence au travers de cinq cibles d'intérêt: les Andes Centrales, l'Egée, le Zagros, la collision Inde/Asie et les Alpes.

2.1. La plaque inférieure

2.1.1. Nature

Né à l'aplomb des dorsales, le plancher océanique migre vers les zones de subduction. Au cours de cette migration, il se refroidit : la lithosphère océanique se forme et s'épaissit peu à peu au-dessus du manteau asthénosphérique chaud et mobile. Ce refroidissement s'effectue par diffusion thermique et est favorisé par les circulations hydrothermales affectant les premiers kilomètres de profondeur. Le refroidissement s'accompagne également d'une augmentation de la densité moyenne de la lithosphère océanique conduisant à une subsidence des fonds océaniques. En fonction de sa distance à la dorsale et de sa vitesse de migration, la lithosphère océanique atteint la fosse avec des températures, épaisseurs et densités variables. Ces différents paramètres sont susceptibles de moduler la dynamique de subduction du plancher océanique mais aussi, plus largement, celle de l'ensemble de la convergence (*cf.*, section 2.2.3).

La subduction d'un plancher océanique sous une plaque supérieure définit la **subduction océanique**. Ce phénomène est par exemple observable dans les Andes ou en Égée (Tableau 2.1). Lorsque l'océan est totalement refermé, la subduction océanique laisse place à une phase de **subduction continentale** puis de **collision continent/continent**. Ce phénomène est actif au Zagros, en Himalaya ou encore dans les Alpes (Tableau 2.1). Les plaques inférieures présentent une grande diversité par exemple en termes de nature (*i.e.*, océanique ou continentale) et de vitesse absolue. Parmi les cas présentés Table 2.1, les vitesses absolues de déplacement des plaques inférieures sont comprises entre des vitesses quasi nulles (*e.g.*, plaque Africaine sous l'Égée; Schellart *et al.*, 2008) et 5 cm.an⁻¹ (*e.g.*, plaque Nazca sous les Andes; Schellart *et al.*, 2008).

2.1.2. La fosse de subduction

La fosse de subduction correspond à la dépression résultant de la flexion de la plaque inférieure lors de son plongement sous la plaque supérieure. Elle marque ainsi la frontière entre les plaques tectoniques impliquées. Les fosses jalonnant la surface de la Terre présentent une large gamme de morphologies (Tableau 2.1). Une même fosse peut s'étendre sur des milliers de kilomètres (*e.g.*, Andes) ou être beaucoup moins longue, quelques centaines de kilomètres (*e.g.*, Sandwich). Certaines, vues en carte, sont courbes et convexes vers la plaque inférieure (*e.g.*, Mariannes, Égée), ou vers la plaque supérieure (*e.g.*, Andes). D'autres sont plus rectilignes (*e.g.*, Tonga).

Dans le cas de la subduction océanique, la fosse est parfois remplie d'écailles arrachées au plancher océanique à son entrée en subduction, contenant ainsi des sédiments océaniques (*e.g.*, turbidites) et des basaltes. L'ensemble, empilé et déformé constitue un prisme d'accrétion. Dans le cas de la subduction continentale, l'écaillage de la croûte continentale participe à la construction d'un prisme d'accrétion d'échelle crustale à l'origine de l'orogène, lequel sera marqué ultérieurement par l'exhumation de roches crustales de haute pression (*cf.*, section 3).

La flexure de la lithosphère avant d'être engagée sous la plaque supérieure engendre l'apparition d'un bombement lithosphérique de 500 à 800 mètres d'altitude par rapport au plancher océanique initial et qui se localise à une distance de 50 à 250 kilomètres de la fosse (*e.g.*, Houseman et Gubbins, 1997; Conrad et Hager, 1999). Ce bombement, parfois visible dans la topographie n'est pas systématique et est fonction de la rigidité flexurale de la plaque inférieure et donc de son épaisseur élastique (Watts, 1992).

2.1.3. Le panneau plongeant

À son arrivée à la fosse, la plaque inférieure, froide et dense, subducte dans le manteau asthénosphérique plus chaud (*e.g.*, Isacks et Molnar, 1969) et se réchauffe au fur et à mesure de sa descente. La diffusion étant plus lente que l'advection, la lithosphère plongeante – aussi appelée slab – conserve son caractère "froid" au cours de son enfoncement au sein de l'asthénosphère ce qui permet de la suivre par des méthodes de tomographie sismique (Tableau 2.1).

2.1.3.1. Evolution métamorphique du panneau plongeant et conséquences sur le volcanisme de subduction

L'augmentation des conditions de pression et de température au cours de la descente du slab implique un certain nombre de transformations minéralogiques. Au fur et à mesure que la plaque plonge dans le manteau asthénosphérique, sa température augmente tandis qu'elle se déshydrate. Cette perte en eau s'accompagne d'une série de transformations minéralogiques entraînant une forte augmentation de la densité de la lithosphère (*e.g.*, Bijwaard, 1999). Ainsi, au fur et à mesure de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme, les basaltes et gabbros hydratés de la lithosphère océanique (environ 5% d'eau) relâchent de l'eau en se transformant en schistes verts, schistes bleus et enfin, en éclogites (<1% d'eau). L'eau relâchée remonte au sein du coin mantellique entraînant la fusion partielle du manteau, produisant ainsi une diminution de sa viscosité (*e.g.*, Arcay *et al.*, 2005). Les produits de fusion remontent au travers de la lithosphère chevauchante pour aboutir à la mise en place d'un arc magmatique en surface, caractérisé par une chimie calco-alcaline typique des zones de subduction.

2.1.3.2. Evolution de la sismicité autour du panneau plongeant

90% de l'énergie sismique libérée sur Terre provient des zones de convergence (Pacheco et Sykes, 1992). Les mécanismes déclencheurs des séismes sont différents en fonction de la profondeur (jusqu'à ~300 km):

- flexion de la plaque à l'entrée de la subduction (séismes extensifs à la surface de la plaque et compressifs à la base);
- déflexion vers 50 km de profondeur (séismes compressifs à la surface de la plaque et extensifs à la base);
- friction à l'interface des plaques (séismes compressifs) jusqu'à une cinquantaine de kilomètres de profondeur (c'est la zone sismogénique);

- poids de la plaque puis résistance du manteau environnant (séismes intermédiaires, extensifs puis compressifs, entre 100 et 300 km de profondeur).

L'expression des séismes les plus profonds (>300 km, séismes compressifs) est quant à elle strictement contrôlée par l'état thermique du slab (Kirby *et al.*, 1996; Stein et Stein, 1996; Karato *et al.*, 2001).

Vers 660 km de profondeur, la présence de séismes dans certaines zones de subduction révèle la stagnation du panneau plongeant à la transition manteau supérieur/manteau inférieur et la résistance qu'oppose le manteau inférieur à sa pénétration (Isacks et Molnar, 1969, 1971; Fukao et Obayashi, 2013). Au-delà de 680-700 km aucun séisme ne semble se produire (*e.g.*, Stark et Frohlich, 1985).

L'ensemble des séismes définit un plan de quelques dizaines de kilomètres d'épaisseur, le plan de Wadati-Benioff, à partir duquel la géométrie du panneau plongeant peut être reconstruite (Gudmundsson et Sambridge, 1998; Hayes *et al.*, 2012).

La plaque inférieure, en se refroidissant, devient donc de plus en plus dense (section 2.1.1.1.), et au-delà d'un certain seuil, sa densité dépasse celle du manteau asthénosphérique sous-jacent, présentant alors une flottabilité négative. Ce contraste de densité entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique devient le moteur principal du processus de subduction. La force gravitaire associée est la force de traction du slab.

Dans le cas de l'arrivée à la fosse de subduction de matériel continental moins dense et aux propriétés mécaniques différentes de celles de la lithosphère océanique, une modification de l'équilibre des forces se produit au sein du système en convergence (Lallemand, 1999), la lithosphère continentale étant trop peu dense pour subduire spontanément. Ainsi, la subduction de matériel continental résulte soit d'un entraînement préalable par la présence d'un slab océanique soit par la présence latérale de subductions océaniques. La subduction continentale est donc dépendante de facteurs externes permettant de maintenir la convergence au cours du temps. Lorsque la force de flottabilité positive du matériel continental devient plus importante que la force de traction du panneau plongeant, ce dernier peut se déchirer (*e.g.*, van Hunen et Allen, 2011).

2.1.4. La plaque inférieure dans le manteau

2.1.4.1. Interaction slab/manteau

La discontinuité à 660 km de profondeur sépare le manteau supérieur du manteau inférieur. Ces deux enveloppes ne diffèrent pas seulement par la structure et la densité des minéraux qui les composent : elles ont aussi des viscosités très différentes (10^{19} à 10^{21} pour le manteau supérieur contre 10^{23} à 10^{24} pour le manteau inférieur (*e.g.*, Hager, 1984; Davies et Richards, 1992; King et Masters, 1992; Forte et Mitrovica, 1996; Mitrovica et Forte, 1997). Cette stratification n'est pas sans conséquences pour la dynamique des slabs. La viscosité élevée du manteau inférieur et les transformations de phase qui accompagnent le passage sous

les 660 km de profondeur, opposent une forte résistance à la pénétration du panneau plongeant. Une des conséquences est qu'un certain nombre de slabs ne franchissent pas cette profondeur : ils se défléchissent et s'aplatissent le long de la discontinuité des 660 km, ou plus profondément (jusqu'à environ 1200 km de profondeur; Fukao *et al.*, 2001) tandis que la subduction se poursuit en surface (Fukao *et al.*, 1992, 2009; Zhao *et al.*, 2009; Fukao et Obayashi, 2013), notamment au nord-ouest du Pacifique. Fukao et Obayashi (2013) suggèrent quatre étapes successives d'interaction entre la plaque plongeante et la discontinuité à 660 km de profondeur:

- 1) le slab stagne au-dessus de 660 km (*e.g.*, Chili);
- 2) le slab pénètre dans le manteau inférieur;
- 3) le slab est bloqué dans la partie supérieure du manteau inférieur (< 700 km; *e.g.*, Pérou);
- 4) le slab pénètre largement dans le manteau inférieur (*e.g.*, Amérique Centrale).

Les quelques slabs qui pénètrent le manteau inférieur sans dévier leur trajectoire (*e.g.*, le slab de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord et l'Amérique Centrale, le slab de la Téthys sous l'Himalaya et le Golfe de Bengale) sont des restes de slabs qui continuent leur descente indépendamment des slabs "actifs" plus près de la surface dont ils sont vraisemblablement déconnectés (*e.g.*, Van Der Meer *et al.*, 2010).

Les profils tomographiques et sismiques mettent en image la grande variabilité de formes que peut prendre la plaque en subduction à la fois entre deux zones de convergence mais également au sein d'une même zone (Tableau 2.1):

- variabilité de pendage:
 - pendage fort: Mariannes (*e.g.*, Heuret, 2006);
 - pendage faible: Egée (*e.g.*, Wortel et Spakman, 2000), Zagros (*e.g.*, Agard *et al.*, 2011), Himalaya (*e.g.*, Li *et al.*, 2008b) et Alpes (Kissling *et al.*, 2006);
 - variation latérale du pendage: Andes (*e.g.*, Allmendinger *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2008a);
- variabilité dans la profondeur de pénétration du slab
 - < 660 km: Egée (*e.g.*, Wortel et Spakman, 2000), Zagros (*e.g.*, Agard *et al.*, 2013), Himalaya (*e.g.*, Li *et al.*, 2008b), Alpes (Kissling *et al.*, 2006)
 - 660 km: Mariannes (*e.g.*, Heuret, 2006), Andes (*e.g.*, Allmendinger *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2008a);
- variabilité dans la direction de la déflexion au contact du manteau inférieur (*e.g.*, Heuret, 2006):
 - vers l'avant: Sumatra;
 - vers l'arrière: Scotia;
 - forme intermédiaire en "S": Mariannes;
- variabilité dans le mode de déchirement du slab:
 - fenêtre d'asthénosphère: Andes (*e.g.*, Guivel *et al.*, 2006)
 - déchirures latérales horizontales et/ou verticales: Egée (*e.g.*, Wortel et Spakman, 2000);

Cependant, la résolution des images tomographiques est parfois faible et rend difficile leur interprétation.

2.1.4.2 Flux mantelliques

A l'échelle du million d'année, le manteau peut être considéré comme un fluide visqueux. Le manteau peut ainsi être animé de flux mantelliques globaux (selon certains auteurs, le manteau terrestre pourrait être animé d'un flux global, dirigé vers l'Est; *e.g.*, Ricard *et al.*, 1991, Doglioni, 1993), ou régionaux (*e.g.*, sous l'influence d'un panache mantellique, d'une zone de subduction (*e.g.*, Király *et al.*, 2017); ou bien de courants de convection accompagnant le refroidissement de la Terre; *e.g.*, Doglioni *et al.*, 1991, Vinnik *et al.*, 1992). Ces flux sont susceptibles de modifier la géométrie du slab. En outre, la descente du panneau plongeant crée elle-même des mouvements dans le manteau. Les flux mantelliques engendrés sont de deux types:

- 1) Le flux poloïdal est associé à l'entraînement du manteau par le panneau plongeant dans un plan vertical perpendiculaire à la zone de subduction par cisaillement visqueux (Garfunkel *et al.*, 1986 ; Funicello *et al.*, 2004). C'est à ce flux poloïdal qu'est associé le fluage dans le coin mantellique (Turcotte et Schubert, 1982; Dvorkin *et al.*, 1993).
- 2) Le flux toroïdal, dans le plan horizontal, est associé aux migrations latérales du slab (*e.g.*, Funicello *et al.*, 2006).

2.1.5. Modélisation de la plaque inférieure et de son influence sur la dynamique de la convergence

De nombreux modèles analogiques et numériques ont été réalisés afin de comprendre l'influence de la plaque inférieure sur la dynamique de convergence. Le Tableau 2.2 présente quelques-uns de ces modèles, abordant à la fois les cas de subduction océanique et de subduction continentale/collision, et les principaux paramètres testés. Bien que non exhaustive, cette figure permet de synthétiser l'impact que peut avoir la plaque inférieure sur la dynamique de subduction.

Tableau 2.2. Exemples de modèles analogiques et numériques de la plaque inférieure et de son influence sur la dynamique de convergence.

Influence de la plaque inférieure sur la dynamique de convergence

- l'épaisseur, la largeur, la densité et la viscosité influencent le **mode de subduction** (*e.g.*, Bellashen *et al.*, 2005);
- une augmentation de l'épaisseur de la plaque inférieure conduit à une augmentation de son **rayon de courbure** et à une augmentation des **vitesse de subduction et de recul de la fosse** (*e.g.*, Irvine et Schellart, 2012);
- la densité de la plaque inférieure contrôle la **quantité de subduction continentale** et la **profondeur de la déchirure du panneau plongeant** (*e.g.*, van Hunen *et al.*, 2011);
- la viscosité influence le **déplacement de la fosse** (*e.g.*, Faccenna *et al.*, 2007), le **mode de subduction**, la **géométrie du slab**, la **courbure et la vitesse de la fosse** (*e.g.*, Stegman *et al.*, 2010) ainsi que le **timing du détachement du slab** et la **vitesse de propagation de la déchirure** (*e.g.*, van Hunen *et al.*, 2011);
- la subduction/collision d'un continent entraîne l'**avancée de la fosse** en direction de la plaque supérieure et la **distance d'avancée de la fosse** dépend du pendage du slab avant l'initiation de la collision (*e.g.*, Magni *et al.*, 2012);
- la structure rhéologique influence la **profondeur de subduction**, le **découplage et l'exhumation du matériel crustal continental** (*e.g.*, Chemenda *et al.*, 1995; Li *et al.*, 2018).

2.2. La plaque supérieure

2.2.1. Structuration

La composition et la structuration des plaques supérieures sont pour partie héritées de l'histoire de la lithosphère avant la convergence, mais sont également largement contrôlées par la phase de subduction océanique. En effet, les premières centaines de kilomètres de la plaque supérieure, perpendiculairement à la direction de la zone de subduction depuis la fosse de subduction, sont affectées par de multiples processus tectoniques et magmatiques. En profondeur sous la plaque supérieure, au fur et à mesure de son plongement dans le manteau, le slab se réchauffe en même temps qu'il se déshydrate (*cf.*, section 2.1.1.) L'hydratation du manteau sus-jacent abaisse sa température de fusion, entraînant la formation de liquides magmatiques qui tendent alors à migrer suivant un mouvement ascendant au travers de la plaque supérieure. L'arrivée en surface des magmas engendre un alignement d'édifices volcaniques parallèles à la fosse: l'arc volcanique. La position de l'arc volcanique par rapport à la fosse, *i.e.*, la largeur de la zone d'avant-arc, dépend du pendage du panneau plongeant et

de la taille du prisme d'accrétion. Ainsi, un pendage fort ou un prisme important favorise un avant-arc étroit, et *vice versa*.

La phase de subduction océanique s'achève lorsque l'océan s'est entièrement refermé. S'ensuit la mise en contact des marges opposées de deux continents par subduction continentale, aboutissant enfin à la collision continentale. Les chaînes de montagnes actuellement observables peuvent donc refléter plusieurs phases de déformation successives mais les produits caractéristiques des étapes ayant précédé la collision ont bien souvent disparu par le jeu de l'érosion, de la déformation et du métamorphisme enregistrés au cours des dernières phases.

Tout comme les plaques inférieures, les plaques supérieures présentent une grande diversité de composition, de géométrie, d'épaisseur, de structure thermique et de profil de déformation (Tableau 2.1). Elles peuvent aussi bien être océaniques (*e.g.*, Mariannes) que continentales (*e.g.*, Andes, Himalaya). Les valeurs de vitesse absolue des plaques supérieures sont comprises entre 1 et 5 cm.an⁻¹, certaines se déplaçant en direction de la fosse de subduction, les autres dans la direction opposée (*e.g.*, Kreemer, 2009). Les épaisseurs de croûte et de lithosphère sont très variables, à la fois entre les diverses zones de convergence mais également au sein d'une même zone. Dans les cas des Andes Centrales (*e.g.*, Oncken *et al.*, 2006), du Zagros (*e.g.*, Radjaee *et al.*, 2010) et de l'Himalaya (*e.g.*, Nelson *et al.*, 1996) par exemple, la croûte continentale est significativement épaissie avec un Moho situé à environ 70-80 km de profondeur tandis que la lithosphère atteint des épaisseurs d'environ 130 km sous les Andes (Giese *et al.*, 1999) et plus de 150 km dans les cas du Zagros (*e.g.*, Hatzfeld et Molnar, 2010) et de l'Himalaya (*e.g.*, Grujic *et al.*, 2011). Latéralement dans le cas des Andes, l'épaisseur de croûte et de lithosphère diminuent pour atteindre respectivement 30 km et 30-35 km dans les Andes de Patagonie (*e.g.*, Ávila et Dávila, 2018). Dans le cas de la subduction en Égée, la croûte (~22 km; *e.g.*, Tirel *et al.*, 2004b) et la lithosphère (~40 à 150 km; Sodouki *et al.*, 2006) sont amincies. À l'inverse, dans le cas de la collision alpine, la croûte (~50 km) et la lithosphère (~210 km) sont épaissies (Ebbing *et al.*, 2006).

2.2.2. Différents profils thermiques

L'arc volcanique se caractérise par d'importants flux thermiques en surface, contrastant nettement avec les faibles flux régnant dans les régions bordières d'avant- et d'arrière-arc (à l'exception des cas où un bassin d'arrière arc se forme).

Les gradients géothermiques des cinq cas présentés dans le Tableau 2.1 sont compris entre 17 et 30 °C/km (Lister *et al.*, 1984; Husson, 2001; Agard *et al.*, 2013). Ces différents gradients thermiques pour la plaque supérieure impliquent une variabilité de la stratification rhéologique entre zones de convergence.

2.2.3. Différents profils rhéologiques

Les plaques supérieures présentent donc une variabilité importante d'épaisseurs crustale et lithosphérique, associée à une diversité de composition de ces mêmes enveloppes

ainsi qu'à des profils thermiques différents. Par conséquent, les plaques supérieures présentent différents profils rhéologiques (*cf.*, section 3). Les exemples naturels montrent en effet cette variabilité:

- Andes: croûte partiellement fondue (Schmitz *et al.*, 1997; Beaumont *et al.*, 2001) et flux longitudinale de croûte inférieure depuis les zones épaissies du sud (Kley et Monaldi, 1998);
- Egée: délamination du manteau lithosphérique sous les dômes métamorphiques (*metamorphic core complex*, MCC; Abers *et al.*, 2002);
- Zagros: deux niveaux de décollement, l'un sous la croûte supérieure (sel d'Hormuz) et le second sous la croûte inférieure (Moho), délamination partielle de la lithosphère (*e.g.*, Hatzfeld et Molnar, 2010; Paul *et al.*, 2010) avec des indices de fusion partielle à <~80 km (Larson, 1991; Kheirkhah, Allen et Emami, 2009; Walker *et al.*, 2009);
- Himalaya: croûte moyenne de la plaque supérieure partiellement fondue sous le plateau tibétain et extrudée latéralement vers l'Est (Nelson *et al.*, 1996), croûte de la plaque inférieure éclogitisée sous le plateau tibétain;

Il reste donc à préciser si cette variabilité ne résulte pas de processus associés étant eux-même variables.

L'arc volcanique, résultant de la percolation de magmas, est associé à une advection de chaleur vers la surface. Il peut donc constituer une zone de faible résistance relative permettant de favoriser l'initiation et la localisation de la déformation dans la plaque supérieure. La présence d'un arc volcanique est l'une des causes pouvant induire une variation latérale des profil rhéologiques. Ces zones présentent ainsi un grand potentiel à la localisation de la déformation. Elles ont ainsi un fort impact sur la structuration de la plaque supérieure (facteur tectonique). La présence de bassins d'arrière arc, de crâtons ou encore la juxtaposition de terrains accrétés au cours de la subduction présentant des âges différents (*e.g.*, Egée, Himalaya) sont également d'autres exemples de variations latérales des profils rhéologiques pouvant impacter la localisation de la déformation dans la plaque supérieure, et donc sa structuration et son rôle dans la dynamique de convergence.

La région arrière-arc se caractérise dans la plupart des zones de subduction matures par une déformation active et très variable. Il existe en effet tout un continuum de styles tectoniques possibles entre les cas extrêmes que sont la création de bassins arrière-arc avec possible expansion océanique (régime extensif; *e.g.*, Mariannes, Tonga) et la formation de chaînes de montagnes par le biais de grands rétro-chevauchements d'échelle lithosphérique (régime compressif; *e.g.*, Andes). Les régimes intermédiaires correspondent à des déformations en raccourcissement/étirement plus diffuses ou même à l'absence de déformation.

Dans les zones de collision continentale, la déformation est plus ou moins localisée. Deux cas actuels illustrent des configurations extrêmes:

- 1) la déformation est localisée dans les Alpes avec une activité concentrée essentiellement le long de la suture;
- 2) la déformation est distribuée sur des milliers de kilomètres dans la chaîne Himalayenne (*e.g.*, Dewey, 1986; Tableau 2.1).

Les profils topographiques résultants sont par conséquent très diversifiés (haut plateau, Andes

et Himalaya; chaîne effondrée, Egée; chaîne plissée, Zagros).

2.2.4. Modélisation de la plaque supérieure dans les systèmes convergents

2.2.4.1. Influence de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence

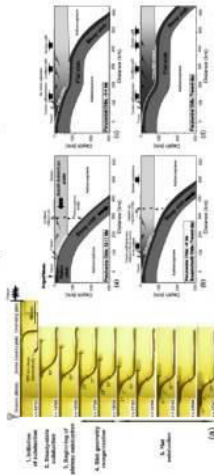
Les premiers modèles analogiques et numériques de zone de convergence ne prenaient pas en compte la plaque supérieure (*e.g.*, Kincaid et Olson, 1987; Christensen, 1996; Bellashen *et al.*, 2005; Enns *et al.*, 2005). Cette dernière a ensuite été introduite comme un objet passif (*e.g.*, Becker *et al.*, 1999; Toussaint *et al.*, 2004). Ce n'est que récemment, depuis la fin des années 2000, que plusieurs modèles ont spécifiquement ciblé l'influence de la dynamique de convergence sur la plaque supérieure. Depuis quelques années, l'intérêt est porté sur l'influence que peuvent avoir les plaques supérieures sur la dynamique de convergence. Le Tableau 2.3, non exhaustive, présente quelques-uns des modèles réalisés et des paramètres testés.

La plaque supérieure influence sur...

exemples analogiques

1- ...la dynamique de subduction de la plaque inférieure

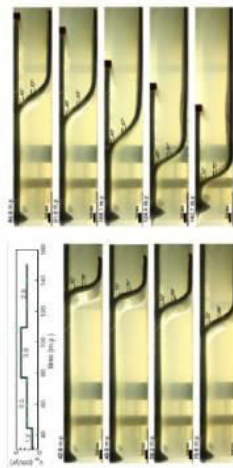
mouvement de la PS
subduction d'un plateau océanique



Esput et al., 2008

2- ...la géométrie du slab et la déformation de la PS

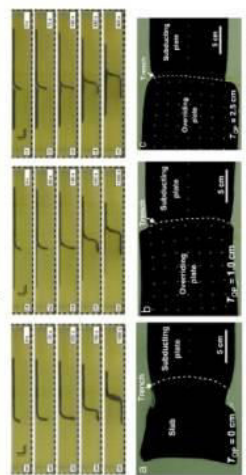
vitesse de la PS



Guillaume et al., 2018

3- ...la cinématique et la déformation de la PS

épaisseur de la PS

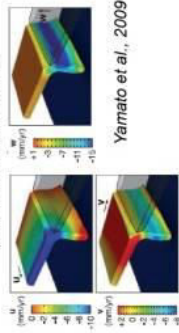


Meyer et Schellart, 2013

exemples numériques

1- ...le pendage, la fosse et la déformation de la PS

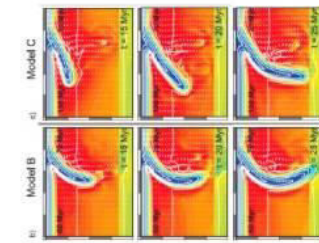
présence d'une PS, PL



Yamato et al., 2009

4- ...le pendage et le flux mantellique

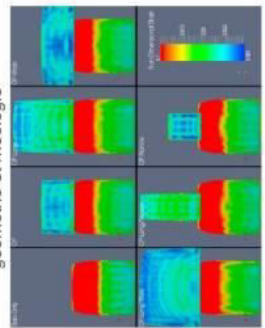
température PI et PS



Rodriguez-Gonzalez et al., 2012

7- ...le flux, la fosse, la déformation, et la vitesse de la PS

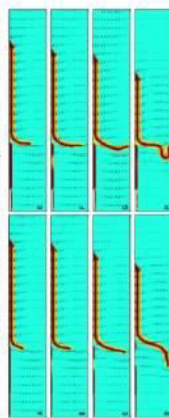
géométrie et rhéologie



Butterworth et al., 2012

2- ... la dynamique globale

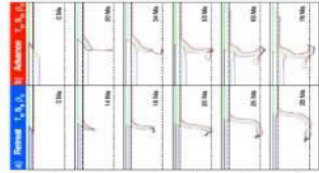
PI et PS libres ou fixées, densité, épaisseur et viscosité



Capitanio et al., 2010

5- ... la fosse

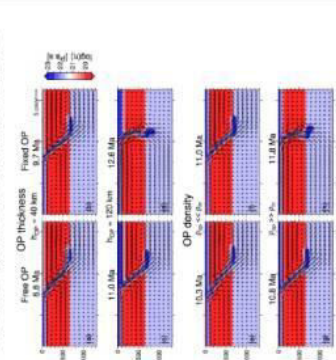
épaisseur, densité et résistance



Sharples et al., 2014

6- ...la déformation de la PS et la cinématique de convergence

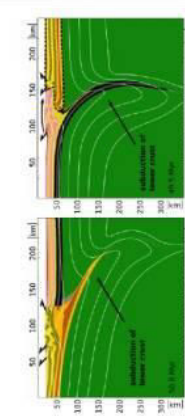
viscosité de la PI
viscosité, épaisseur et densité de la PS



Holt et al., 2015

9- ...la dynamique de collision et la géométrie des orogènes

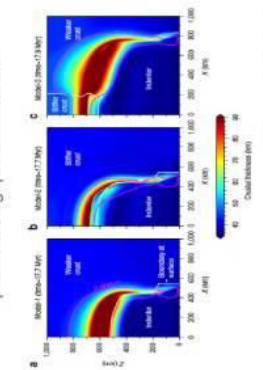
contraste latérale de rhéologie entre la croûte de la PI et la croûte de la PS



Vogt et al., 2017

8- ...la déformation de la PS

profil rhéologique de la croûte



Chen et al., 2017

Tableau 2.3. Exemples de modèles analogiques et numériques de la plaque inférieure et de son influence sur la dynamique de convergence

Influence de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence
<ul style="list-style-type: none"> – la présence d’une plaque supérieure influence le pendage et le raccourcissement latéral de la plaque inférieure et la vitesse de recul de la fosse (e.g., Yamato <i>et al.</i>, 2009; Butterwoth <i>et al.</i>, 2012); - la longueur contrôle le flux poloïdal (e.g., Butterwoth <i>et al.</i>, 2012); - l’épaisseur contrôle les vitesse de subduction et de la fosse et la déformation de la plaque supérieure (e.g., Meyer et Schellart, 2013); - la direction de déplacement influence la dynamique de subduction de la plaque inférieure (e.g., Espurt <i>et al.</i>, 2008); – la vitesse influence la géométrie du slab et son propre profil de déformation (e.g., Guillaume <i>et al.</i>, 2018*); - la résistance de la plaque supérieure contrôle: <ul style="list-style-type: none"> - la géométrie du slab (e.g., Garel <i>et al.</i>, 2014): une augmentation de la résistance conduit à une diminution de pendage (e.g., Rodriguez-Gonzalez <i>et al.</i>, 2012; Sharples <i>et al.</i>, 2014); - les interactions slab-discontinuité manteau supérieure/manteau inférieur (e.g., Capitanio <i>et al.</i>, 2010; Garel <i>et al.</i>, 2014; Sharples <i>et al.</i>, 2014); - la force de succion dans le coin mantellique: une augmentation de la résistance conduit à une augmentation de la force de succion dans le coin mantellique (e.g., Rodriguez-Gonzalez <i>et al.</i>, 2012); - le couplage intra-plaque (e.g., Sharples <i>et al.</i>, 2014); - l'avancé de la fosse (e.g., Sharples <i>et al.</i>, 2014); - la déformation de la plaque supérieure (e.g., Holt <i>et al.</i>, 2015); - la vitesse de subduction (e.g., Butterwoth <i>et al.</i>, 2012; Holt <i>et al.</i>, 2015); - la rhéologie de la croûte inférieure contrôle la dynamique de subduction: <ul style="list-style-type: none"> - une croûte inférieure faible conduit à la formation d'un plateau (e.g., Chen <i>et al.</i>, 2017); - un contraste latéral de viscosité entre les plaques supérieures et inférieures influence la dynamique de collision et la géométrie des orogènes (e.g., Vogt <i>et al.</i>, 2017).

* voir Article A présenté en Annexe:

Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., & Cerpa, N. G. (2018). Slab dip, surface tectonics: **How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate?**. *Tectonophysics*, 726, 110-120.

Si la plaque supérieure influence la dynamique des zones de convergence par sa participation au bilan des forces exercées, en retour, la zone de convergence peut également influencer la plaque supérieure.

2.2.4.2. Influence de la dynamique de convergence sur la plaque supérieure

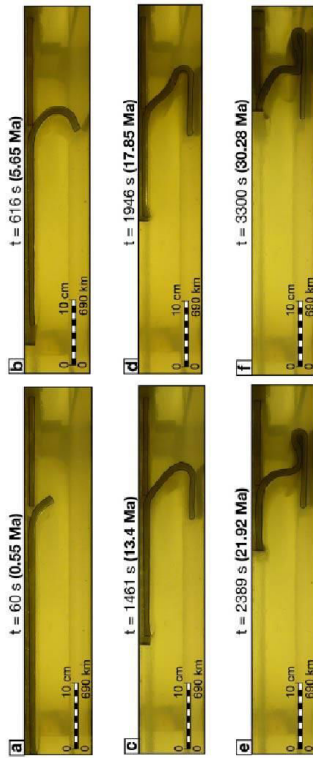
Le Tableau 2.4, non exhaustif, quelque uns des modèles testant l'influence de nombreux paramètres sur l'évolution tectonique de la plaque supérieure.

La plaque supérieure est influencée par...

exemples analogiques

1- ...la dynamique de subduction

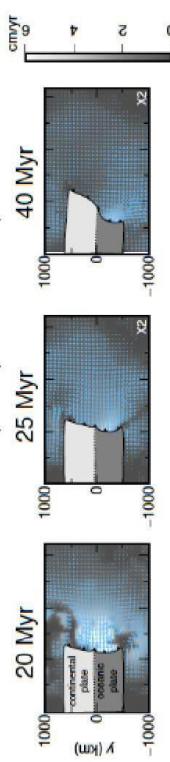
vitesse de la PS



Guillaume et al., 2009

2- ... la nature du slab

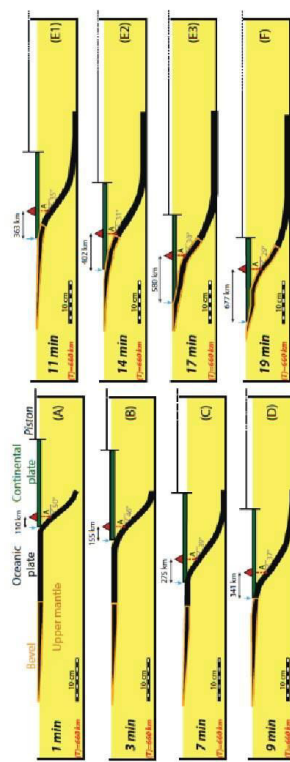
nature de la PI (océanique vs. continental)



Guillaume et al., 2013

3- ...la subduction d'une dorsale

géométrie de la PI

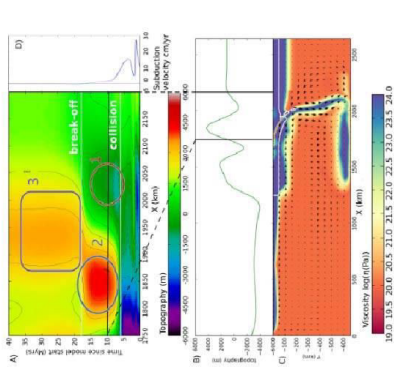


Saize et al., 2018

exemples numériques

1- ...les événements dynamiques

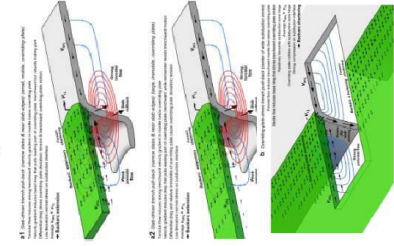
subduction / collision / détachement du slab



Bohrl et al., 2012

2- ...la longueur du slab et le flux mantellique

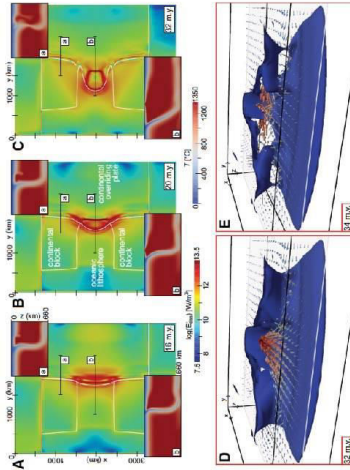
largeur du slab



Schellart et Moresi, 2013

3- ... la collision

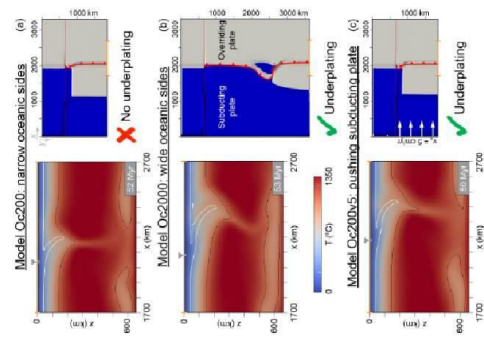
variation latérale de la nature du slab (océanique vs. continental)



Magri et al., 2014

4- ...le sous-plaquage de la plaque supérieure

largeur du coin océanique / vitesse de la PI



Magri et al., 2017

Tableau 2.4. Exemples de modèles analogiques et numériques sur l'influence de la dynamique des convergence sur la plaque supérieure

Influence de la dynamique de convergence sur la plaque supérieure

- la composition du slab, contrôlant sa flottabilité, ses caractéristiques géométriques (*e.g.*, largeur) et son comportement en atteignant la discontinuité des 660 km influencent le flux mantellique sous la plaque inférieure ainsi que la vitesse et la courbure de la fosse. Par conséquent, cela impacte la **déformation**, l'**ouverture de bassin d'arrière arc** et le **profil topographique** de la plaque supérieure (*e.g.*, Guillaume *et al.*, 2009; Guillaume *et al.*, 2013; Schellart et Moresi, 2013);
- l'entrée en subduction d'une aspérité influence la **déformation** et la **cinématique** de la plaque supérieure (*e.g.*, Salze *et al.*, 2018);
- la **topographie** de la plaque supérieure évolue au cours des différents événements géodynamiques (*i.e.*, subduction océanique, subduction continentale, détachement du slab; *e.g.*, Bottrill *et al.*, 2012);
- le sous-plaquage de croûte continentale contrôle la **localisation** de l'**activité magmatique** au sein de la plaque supérieure et son **soulèvement** (*e.g.*, Magni *et al.*, 2014, 2017).

2.3. L'interface de subduction

L'interface de subduction marque le contact et la zone de glissement entre la plaque inférieure et la plaque supérieure. C'est un lieu particulièrement intéressant pour deux raisons: i) on y retrouve le maximum de déformation et ii) on peut également y retrouver des reliques, témoins de l'histoire *Pression-Température-Temps-Déformation (P-T-t- ϵ)* des roches.

2.3.1. Subduction et augmentation des conditions P-T

Les roches métamorphiques de haute pression et basse température (*HP-BT*) constituent les seules reliques fournissant des contraintes sur l'évolution des zones de convergence dans le temps (*i.e.*, chemins *P-T-t- ϵ* , initiation de l'enfouissement et/ou de l'exhumation, vitesse de convergence et d'exhumation, ainsi que volumes de roches exhumées (*e.g.*, Jolivet *et al.*, 2003, 2005; Agard *et al.*, 2009; Angiboust *et al.*, 2009). Ces roches, aujourd'hui retrouvées en surface, ont déjà fait l'objet de nombreuses études qui ont tenté d'expliquer les processus de leurs enfouissement puis de leur exhumation.

Au cours de la convergence, les roches subissent une évolution dans l'espace et dans le temps. Les études pétro-chimiques et géochronologiques réalisées sur les roches métamorphiques permettent de quantifier ces changements de pression et de température au

cours du temps, en lien avec la déformation subie par les roches. Ces études fournissent ainsi des chemins P - T - t - \mathcal{E} caractéristiques de l'évolution géodynamique des unités impliquées dans la formation des ceintures orogéniques. Une orogénèse apparaît généralement caractérisée par la succession des phases suivantes:

- une phase d'enfouissement selon un gradient prograde où la pression (P) augmente plus que la température (T);
- une phase de rééquilibration thermique;
- une phase d'exhumation, caractérisée par une décompression souvent isotherme dans un premier temps puis associée à un fort refroidissement (chemin rétrograde).

2.3.2. *Exhumation*

Pendant longtemps, la structuration des chaînes de montagne était considérée comme le résultat d'un épaissement de la croûte qui, soulevée par isostasie pouvait être soumise aux processus d'érosion. Le cœur métamorphique était alors exhumé lentement, mis à nu par érosion jusqu'à la pénéplanation. Toutefois, ce mécanisme ne prend pas en compte de nombreuses observations et, en particulier, le fait que certaines roches métamorphiques semblent être exhumées vers la surface bien avant la pénéplanation. Même si l'érosion est un des mécanismes intervenant dans les processus d'exhumation, les processus tectoniques (extension, entre autres) jouent un rôle primordial dont l'importance ne fut appréhendée, qu'au milieu des années 1980 (Basin and Range). Cependant, le cas des roches métamorphiques de *HP-BT* (schistes bleus, éclogites) et surtout celui de l'*UHP* font encore l'objet de nombreuses discussions (e.g., Platt *et al.*, 1993; Brun et Faccena, 2008; Yamato *et al.*, 2008; Agard *et al.*, 2009; Angiboust et Agard, 2010, Warren *et al.*, 2013, Hacker et Gerya, 2013).

2.3.3. *Déformation*

Ainsi, dans les modèles (analogiques et/ou numériques) cette zone a souvent été considérée de façon empirique comme une couche de très faible viscosité (e.g., Heuret *et al.*, 2007 ; Espurt *et al.*, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2009), sans caractérisation rhéologique précise des matériaux utilisés pour modéliser cette interface. C'est seulement récemment que ce travail de caractérisation rhéologique a été amorcé. Il a ainsi été proposé par exemple, sur la base d'une série de modèles analogiques, que le couplage mécanique entre plaques devait être faible, possiblement inférieur à 35 MPa, afin que la subduction soit viable (Duarte *et al.*, 2013, 2015). Cependant cette étude considère un comportement rhéologique homogène à la fois le long de l'interface de subduction et le long de la fosse de subduction.

De la même façon, on peut s'interroger sur l'importance d'une variabilité du comportement rhéologique avec la profondeur le long de l'interface de subduction. Dans les modèles numériques, l'interface de subduction correspond également à une zone qui se trouve, la plupart du temps, négligée. Bien souvent, ces modèles focalisés sur la dynamique de la subduction considèrent cette interface comme une zone de très faible viscosité ("*weak zone*"), sans laquelle la subduction ne peut se dérouler mais dont la nature n'est pratiquement jamais testée ni discutée.

2.3.4. Sismicité à l'interface

Cette sismicité se concentre principalement dans la zone sismogénique (Brace et Byerlee, 1966; Ruff et Knamori, 1983; Bachmann *et al.*, 2009), correspondant à la portion de l'interface de subduction comprise entre 10 et 35 km de profondeur (entre 150 °C et 350-450 °C). Le couplage mécanique y est maximal et la rupture régulière de l'interface génère les très grands séismes de subduction ($M_w > 8$; *e.g.*, Sumatra, 2004; Tohoku, 2011). Des interprétations de données sismiques proposent que la croûte océanique en subduction, assez fortement hydratée, subisse de très fortes pressions de fluides, à cause d'une interface de subduction localement très imperméable (Audet *et al.*, 2009; Peacockk *et al.*, 2011). Ces fortes pressions de pore pourraient contribuer à l'affaiblissement mécanique requis pour le détachement de grands fragments de slab le long de l'interface (Singh *et al.*, 2008; Fagereng et Ellis, 2009).

Plus récemment, le développement de l'outil GPS et l'amélioration de la qualité des données sismiques a permis de mettre en évidence des évènements sismiques d'un nouveau genre: les "*Episodic Tremor and Slip events*" (ETS; Roger et Dragert, 2003), souvent localisés en base de zone sismogénique aux profondeurs du Moho (35-45km). L'origine de ces évènements pourrait être reliée à un changement brutal de couplage mécanique le long de l'interface dû à l'infiltration de fluides dans le coin mantellique et la cristallisation de phyllosilicates (*e.g.*, Peacock et Hyndman, 1999; Liu et Rices, 2007; Hippchen et Hyndman, 2008; Hirauchi *et al.*, 2010). Ces évènements sismiques particuliers sont potentiellement porteurs d'informations sur le cycle sismique et la récurrence des grands accidents sismiques le long de la zone sismogénique (*e.g.*, Chapman et Melbourne, 2009).

Au-delà de 45km, les observations géophysiques sont encore plus réduites car la résolution des modèles géophysiques diminue fortement à grande profondeur. Les mécanismes à l'origine de l'"*intermediate depth seismicity*" (50-300km) sont encore mal contraints et très discutés. L'hypothèse la plus récurrente concerne l'existence de processus de "*dehydration embrittlement*" (Raleigh et Paterson, 1965). Quand le fluide est libéré par déshydratation d'un minéral, la pression de pore locale augmenterait suffisamment pour s'opposer à la pression de confinement, permettant ainsi la rupture mécanique. Cette hypothèse a été notamment vérifiée par Dobson *et al.*, (2002), lesquels ont mis en évidence de la fracturation et des émissions acoustiques associées à la déformation de l'antigorite sous de fortes pressions de fluides. Les hypocentres des séismes semblent en effet être bien corrélés avec les profondeurs estimées pour les réactions de déshydratation (Hacker *et al.*, 2003; Yamasaki et Seno, 2003). L'abondance locale de fluides liée à la présence de réactions de déshydratation pourrait également contrôler le style et les caractéristiques de la rupture le long du plan de subduction (Kuge *et al.*, 2010).

L'enregistrement de séismes le long de l'interface des plaques et même plus en profondeur, à des conditions P-T où la déformation est classiquement envisagée comme ductile, questionne quant aux mécanismes responsables de cette sismicité.

2.3.5. Fluides

Présents dans les pores des roches et aux frontières des grains, les fluides exercent une pression qui joue un rôle important. Près de la surface, ces fluides sont expulsés le long de fractures. En profondeur, ils sont piégés dans les pores et soumis à la pression lithostatique. Ayant des coefficients de dilatation très différents des minéraux, les fluides peuvent subir de très fortes élévations de pression lors de l'augmentation de température des roches. Lorsque la pression de fluide P_f est supérieure à la pression lithosphérique P_l , il y a éclatement de la roche, fuite des fluides dans les fractures et formation de brèches hydrauliques. Les processus mécaniques à l'origine de la percolation des fluides à travers l'interface, aboutissant à la serpentinitisation et à la génération de fusion partielle, sont également potentiellement à relier à l'existence de processus d'hydrofracturation, capables d'advecter rapidement du fluide issu de la déshydratation des plaques vers l'intérieur du coin mantellique (Davies, 1999).

2.3.6. Problèmes à l'interface

Durant leur enfouissement et leur exhumation (*cf.*, Hacker et Gerya, 2013, pour une synthèse des modes d'exhumation), les roches subissent différents processus. Les roches sont soumises à des contraintes déviatoriques, pressions anisotropes essentiellement dues aux forces tectoniques et aux variations de volumes associées aux variations de températures des roches. En conditions crustales, les roches ne peuvent guère supporter des contraintes déviatoriques supérieures à quelques dizaines de MPa. Au delà, elles réagissent en se déformant et relâchent toute augmentation de la contrainte déviatorique. Il y a alors apparition de nouvelles structures (schistosité, linéation, foliation).

La déformation qui se produit à l'interface de subduction est largement contrôlée par l'enfouissement du slab en profondeur (*e.g.*, Jolivet *et al.*, 2005). Les réactions métamorphiques à l'origine de l'éclogitisation du protolithe sont assistées par la déformation et l'infiltration de fluides (Austrheim et Engvik, 1997). Cela conduit à une augmentation de densité (~10%) ainsi qu'à un large affaiblissement rhéologique, résultant dans la localisation de toute la déformation ductile profonde dans la partie éclogitique (Engvik *et al.*, 2001; Jolivet *et al.*, 2005; Raimbourg, 2007).

Les travaux réalisés au niveau des zones de subduction à affinités océaniques, sur les ophiolites (*e.g.*, Monviso, Zermatt-Saas) ont permis de révéler la coexistence de comportements cassants et ductiles à grandes profondeurs (~80 km; Angiboust *et al.*, 2012). Alors qu'à ces profondeurs la déformation ductile domine le long de grandes zones de cisaillement, un comportement local cassant est parfois également démontré par l'existence de nombreuses brèches d'éclogites de métagabbros ferro-titanés et de grenats fracturés, associables à de la micro-sismicité en faciès éclogitique de profondeur intermédiaire (Angiboust *et al.*, 2011). Ces brèches correspondent à des blocs d'échelle métrique constitués de fragments d'éclogites mylonitisées et cimentées par une matrice à grenat-omphacite-lawsonite (transformée en clinzoïsite au cours de l'exhumation). Cette bréchification possiblement sismique, se produisant dans la partie moyenne de la croûte océanique est

accompagnée par l'entrée de fluides issus de l'interface de subduction. La fracturation cassante en profondeur est généralement envisagée comme résultante de relâchements de fluides *in situ* impliquant de la fracturation hydraulique (Davies, 1999); de transformations métamorphiques conduisant à des changements de volume et densité (Engvik *et al.*, 2001); de fragilisations dues à la déshydratation du slab (Hacker *et al.*, 2003). Dans le cas du Mont-Viso (Alpes occidentales, Italie), une fragilisation due à la déshydratation de la croûte pourrait expliquer la présence de fentes de tension mais pas la bréchification (Angiboust *et al.*, 2011). En effet, la très faible teneur en eau (<0.5 wt%) des méta-gabbros à de telles profondeurs ne permet pas un relâchement suffisant de fluides *in situ* pour causer une bréchification hydraulique pure (Angiboust *et al.*, 2012). Ces brèches d'éclogites marquent ainsi plutôt le lieu d'une ancienne zone de failles associée à des séismes intra-slab de profondeur intermédiaire (Austrheim *et al.*, 1985; Angiboust *et al.*, 2012).

3. La rhéologie de la lithosphère

3.1. Qu'est ce que la rhéologie ?

En géosciences, et dans ce manuscrit, le terme rhéologie est utilisé pour décrire la manière dont se déforme une roche lorsque celle-ci est soumise à une contrainte. La rhéologie intéresse quatre communautés de chercheurs : les géologues de terrain, les expérimentateurs, les modélisateurs et les géodésiens. Cela rend la terminologie parfois ambiguë, d'autant plus que la rhéologie des géomatériaux, à grandes échelles de temps et d'espace, se situe à l'interface entre la mécanique du solide et la mécanique des fluides.

3.1.1. Sur le terrain

Au cours du temps, les roches peuvent se déformer selon divers mécanismes qui sont soit réversibles (déformation élastique), soit irréversibles (déformations cassante, plastique, visqueuse). L'observation de la répartition de cette déformation finie dans l'espace permet de caractériser son degré de localisation et son degré de continuité.

- Lorsque la déformation est hétérogène, elle est dite **localisée** : la majeure partie de la déformation se produit le long de structures restreintes (Figure 2.11.a-c).
- Lorsque la déformation est homogène, elle est dite **distribuée** : les variations de déformation sont progressives (Figure 2.11.b-d).

Le degré de localisation de la déformation observée dépend crucialement de l'échelle spatiale considérée. En effet, par exemple, la déformation peut être distribuée à l'échelle de l'affleurement, mais localisée à l'échelle de la lame mince. A l'inverse, la déformation peut être localisée à l'échelle de la lithosphère, mais distribuée à l'échelle de l'affleurement.

Lorsque la déformation est discontinue, elle se manifeste par l'individualisation de blocs séparés par des plans de glissement. La déformation est également dite **cassante** ou

fragile (Figure 2.11.a-b). Lorsque la déformation est continue, la déformation est dite **ductile** (Figure 2.11.c-d).

Certaines observations de terrain permettent de caractériser le type de mécanisme dominant associé à la déformation. La formation et le jeu des failles (Figure 2.11.a) sont associés à un **comportement frictionnel** et la formation des instabilités de cisaillement comme les boudins ou les plis (Figure 2.11.d) est associée à un **comportement visqueux**. Par extension, on associe souvent la déformation fragile au comportement frictionnel et la déformation ductile au comportement visqueux.

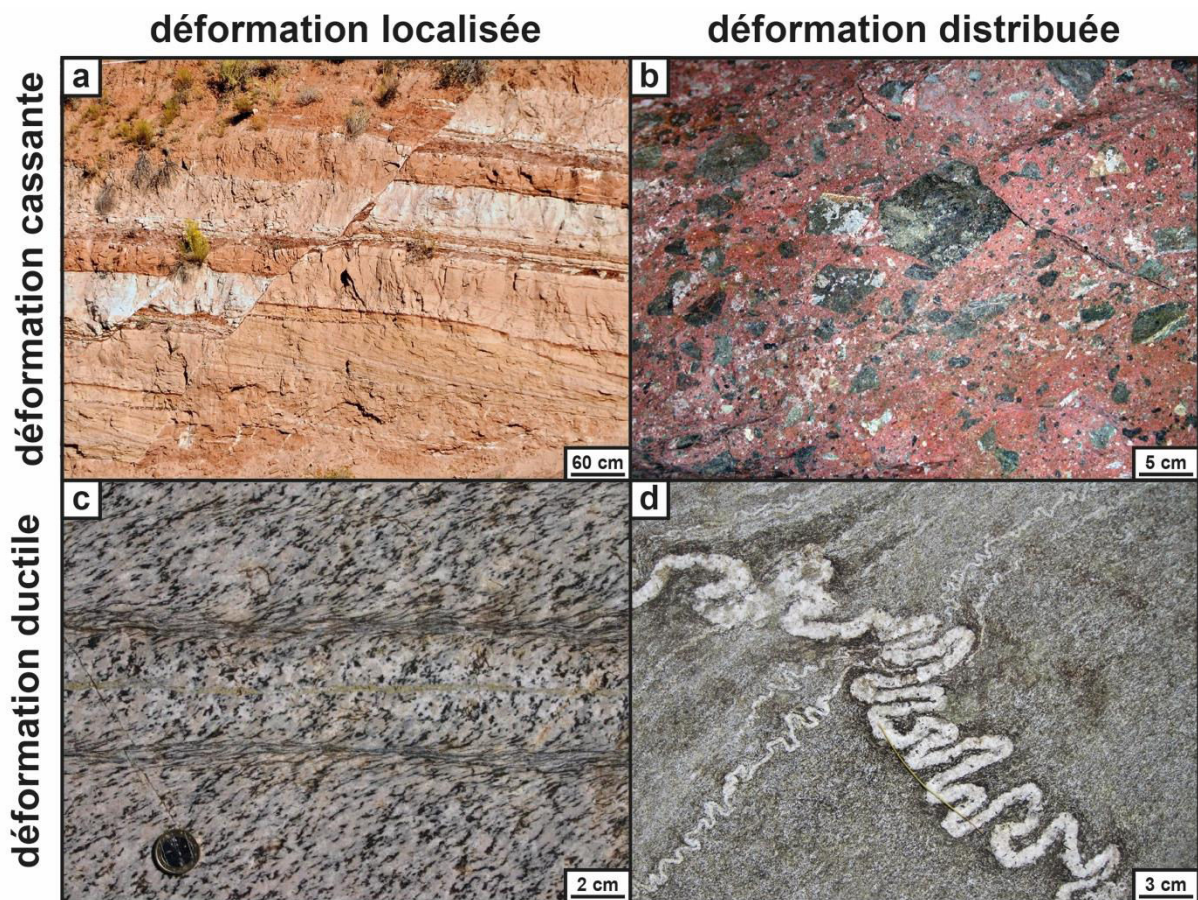


Figure 2.11. Caractérisation du degré de localisation et du degré de continuité de la déformation finie. a) Faille normale (Mont-Carmel Junction, Utah). b) Brèche de faille (Atløy, Norvège). c) Bandes de cisaillement dans un granitoïde (Tyrol, Autriche). d) Veines granitiques plissées (Rangeley Fm Gilead, Maine, USA). Les photographies a, b et d sont issues de Fossen (2016).

3.1.2. Au laboratoire

Les expériences en laboratoire de déformation de matériaux poly- ou mono-phasiques, naturels (échantillonnés sur le terrain) ou artificiels (agrégat minéral synthétique), consistent généralement à mesurer la résistance d'un échantillon au fur et à mesure qu'on le déforme. Cela permet d'estimer l'évolution rhéologique des roches sous différents états de contraintes, pour différentes quantités de déformation subies, pour différentes vitesses de déformation

imposées ou pour différentes températures (*e.g.*, Carter et Tsenn, 1987; Evans et Kohlstedt, 1995; Kirby, 1983; Ranalli et Murphy, 1987). Le catalogue de ces combinaisons empiriques des paramètres de fluage regroupe bon nombre d'analyses réalisées sur quelques roches fréquentes de la croûte (*e.g.*, granite, diabase), et principalement sur des matériaux monophasiques (*e.g.*, quartz, feldspath, olivine, pyroxène; *cf.e.g.*, annexe 1 de Bürgmann et Dresen (2008) rassemblant quelques combinaisons empiriques récentes).

Deux familles de comportements sont distinguées. En dessous d'un seuil de contrainte, la déformation est réversible, c'est-à-dire que l'échantillon reprend sa forme initiale quand il n'est plus contraint. Le domaine de déformation réversible correspond à un **comportement élastique** linéaire. Dans ce domaine, la résistance est proportionnelle à la déformation (Figure 2.12).

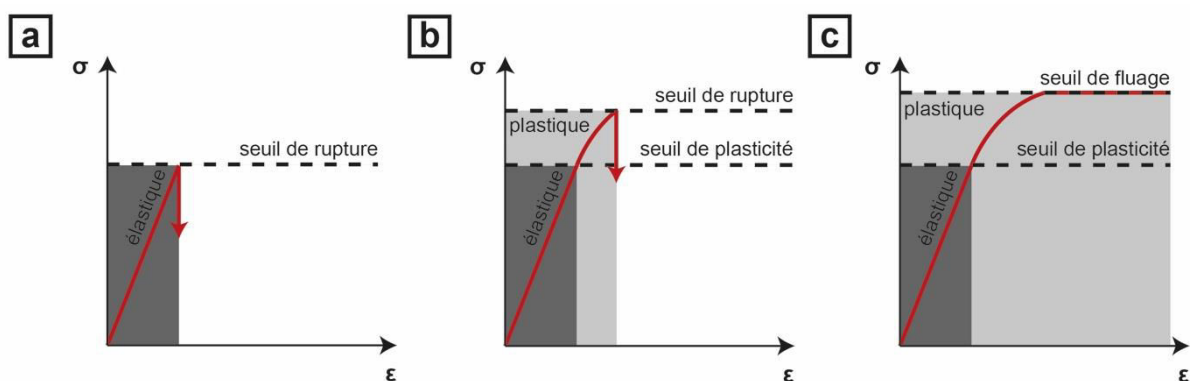


Figure 2.12. Courbes de résistance types en mécanique des roches en fonction de la déformation. La zone de déformation élastique est indiquée en gris foncé, la zone de déformation plastique est indiquée en gris clair. a) Au-delà du seuil de rupture, les fractures se propagent et la résistance de l'échantillon chute brutalement. b) Au-delà du seuil de plasticité, l'échantillon se déforme de manière plastique puis rompt au-delà du seuil de rupture. c) En régime stationnaire, la résistance de l'échantillon peut atteindre une valeur maximale, qui est le seuil de fluage.

Au-delà du seuil de contrainte, la déformation est irréversible et peut se produire sous la forme d'une **rupture** de l'échantillon par propagation de plans de cisaillement (comportement cassant). Le seuil de contrainte est alors appelé **seuil de rupture**. Suite à la rupture, les contraintes chutent.

La déformation irréversible peut aussi se produire sous la forme de déformation **plastique** sans rupture. Au-delà du **seuil de plasticité**, l'évolution de la contrainte est continue. Plusieurs configurations sont possibles :

- Le seuil de contrainte correspond au seuil de rupture (Figure 2.12.a),
- le seuil de contrainte correspond au seuil de plasticité suivi par un seuil de rupture (Figure 1.12.b),
- ou bien le seuil de contrainte correspond au seuil de plasticité et la résistance de l'échantillon atteint un maximum en régime stationnaire (Figure 2.12.c). On dit alors que l'échantillon **flue**.

Les expériences sur des roches de différentes natures, avec des conditions de vitesse de chargement, de température, de confinement différentes montrent qu'il existe au premier ordre deux types de comportements plastiques.

- Soit la valeur du seuil de plasticité et l'évolution de la contrainte dans le domaine irréversible sont surtout dépendantes de la pression de confinement et le **comportement est frictionnel**.
- Soit la valeur du seuil de plasticité et l'évolution de la contrainte dans le domaine irréversible sont surtout dépendantes de la vitesse de déformation et le **comportement est visqueux**.

En outre, on associe généralement la déformation cassante à un **comportement ruptuel** et la déformation ductile à un **comportement plastique**. Cette généralisation est abusive dans le cas des failles. Après la formation d'une faille, la déformation est décrite par une loi de fluage plastique (Vermeer et De Borst, 1984).

3.1.3. Dans les modèles et en géodésie

Pour reproduire l'évolution de la lithosphère, les modélisateurs émettent des hypothèses sur le comportement macroscopique des roches. Ils retiennent trois comportements mécaniques : le **comportement visqueux**, le **comportement élastique linéaire** et le **comportement frictionnel**. Les comportements mixtes sont décrits par des lois de milieu. Ainsi, les lois de milieu de Maxwell, Kelvin et Bürgers permettent de décrire le comportement visco-élastique des roches à différentes échelles de temps. Les géodésiens utilisent la même terminologie.

La **loi associée à l'élasticité linéaire** (ou loi de Hooke) lie contraintes et déformations par l'équation linéaire suivante:

$$\begin{cases} \sigma = 3K\varepsilon = P \\ \tau_{ij} = 2G\varepsilon_{ij} \end{cases} \quad (1)$$

où K est le module d'incompressibilité, P est la pression, G est le module de cisaillement et ε_{ij} est le tenseur des déformations.

Le tenseur total des contraintes s'exprime par la somme $\sigma_{ij} = \delta_{ij}P + \tau_{ij}$.

Le premier terme concerne la pression $P = \sigma = \sum_i \sigma_{ii}/3$ le second terme les contraintes déviatoriques τ_{ij} .

- La **loi de fluage visqueux** la plus simple que l'on puisse écrire pour les matériaux qui composent la lithosphère continentale est une loi de fluage isotrope et incompressible:

$$\tau_{ij} = 2\eta\dot{\varepsilon}_{ij} \quad (2)$$

η est le tenseur des contraintes déviatoriques, $\dot{\varepsilon}$ correspond au tenseur des vitesses de déformation et est la viscosité dynamique linéaire, dite viscosité newtonienne. Cette loi relie

la contrainte cisailante d'un matériau visqueux à sa vitesse de déformation. Cependant, la viscosité dépend généralement de la température et n'est donc pas véritablement linéaire.

- La résistance au glissement peut être modélisée par une **loi frictionnelle** de type Amanton-Coulomb gérée par un critère de Mohr-Coulomb. Le critère de glissement sur un plan s'exprime en fonction de la contrainte normale σ_n et de la contrainte cisailante τ sur ce plan:

$$\tau = C_0 + \mu\sigma_n \quad (3)$$

où C_0 est la cohésion et μ le coefficient de friction du matériau ($\mu = \tan(\varphi)$, où φ est l'angle de friction interne). La représentation dans l'espace de Mohr illustre bien la dépendance du glissement à la pression (qui est représenté par le centre du cercle; Figure 2.13).

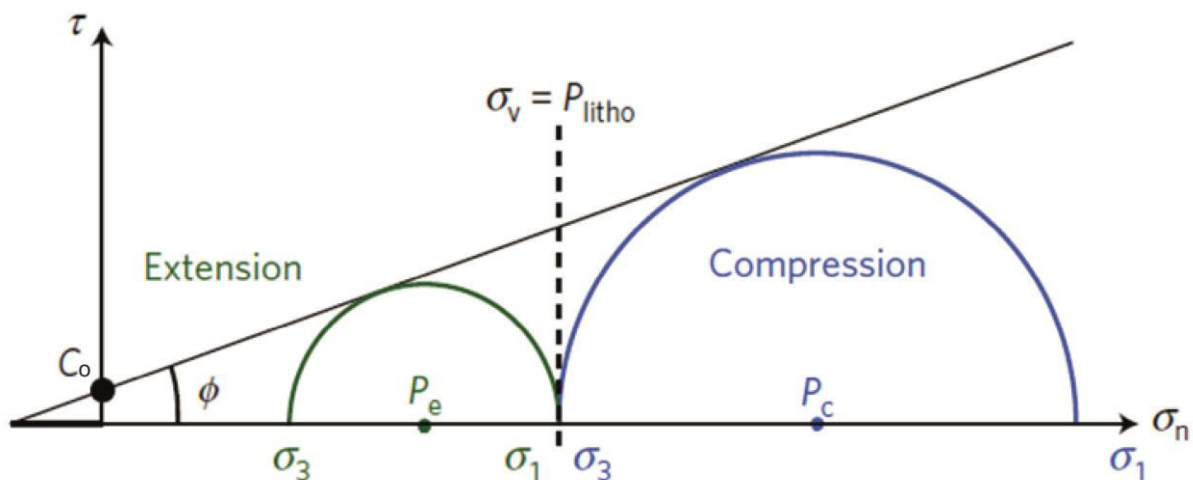


Figure 2.13. Représentation dans l'espace de Mohr (contrainte de cisaillement τ par rapport à la contrainte normale σ_n) d'un état de contrainte (C_0 est la cohésion et ϕ l'angle de friction interne). La contrainte verticale σ_v qui est σ_3 en compression (cercle bleu) devient σ_1 en extension (cercle vert). D'après Yamato et Brun (2017).

3.2. Construction d'un profil de résistance

Le comportement rhéologique de la lithosphère sur le long terme est complexe. Le caractériser passe par trois points :

- quantifier les paramètres rhéologiques associés aux différents modes de déformation (n , A , Q , E , v , C et ϕ) et leur sensibilité aux conditions environnantes (*i.e.*, P , T , vitesse de déformation),
- évaluer l'importance relative des différents mécanismes de déformation (*i.e.*, visco-élasto-plastique),
- comprendre les processus de localisation de la déformation ainsi que leurs effets.

Des méthodes variées ont permis d'apporter des informations sur chacun de ces points. Je propose ici une synthèse en séparant les résultats provenant des expériences de laboratoire et les résultats basés sur les observations de terrain intégrées sur plusieurs millions d'années, voire plusieurs dizaines de millions d'années.

3.2.1. Résistance frictionnelle

En 1978, les expériences de Byerlee ont montré que la résistance frictionnelle des roches pré-fracturées constituant la lithosphère s'écrit simplement avec une loi de type Mohr-Coulomb (Figure 2.14). Ces expériences indiquent que la résistance frictionnelle des roches dépend de la pression de confinement P . Pour les faibles pressions de confinement, elle est purement frictionnelle, c'est-à-dire strictement proportionnelle à un coefficient de friction μ estimé à 0.85 (soit un angle de friction interne $\varphi = 40^\circ$). Pour les forts confinements, elle est majoritairement frictionnelle ($\mu = 0.6$, soit un angle de friction interne $\varphi = 30^\circ$) mais comprend également une partie cohésive (avec une cohésion $C_0 = 50$ MPa).

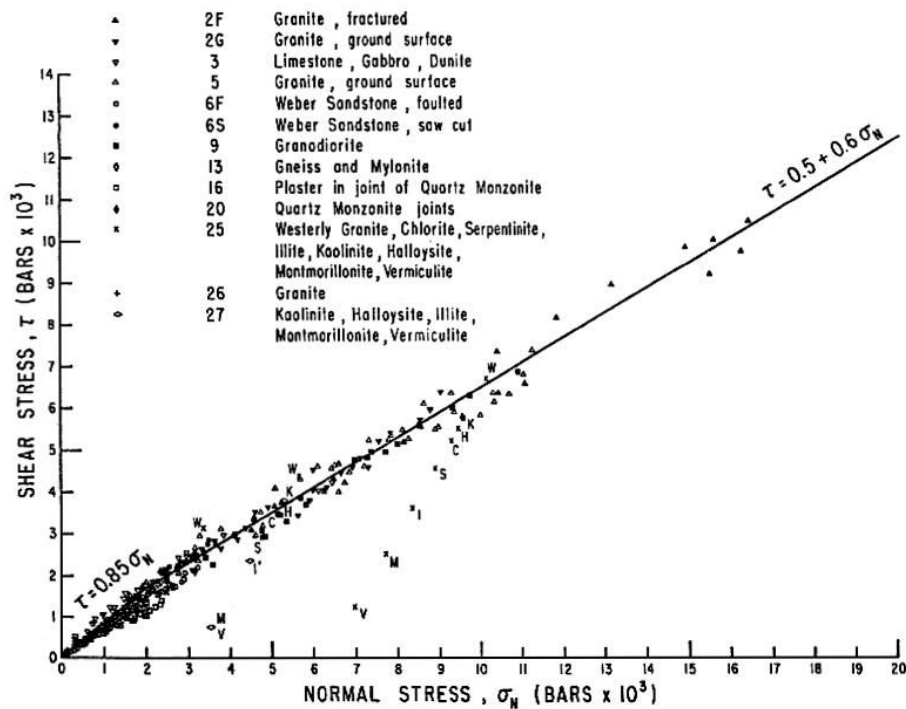


Figure 2.14. Régression des données expérimentales de résistance des roches pré-fracturées (Byerlee, 1978). A faible confinement, la résistance des roches est purement frictionnelle et, à plus fort confinement, elle est cohésive et frictionnelle.

3.2.2. Résistance au fluage

La résistance au fluage des roches de la lithosphère fait intervenir plusieurs processus à l'échelle microscopique : la migration des dislocations intra-cristallines, la diffusion des joints de grains ou le glissement aux joints de grains (Drury, 2005). Les expériences de laboratoire ont permis de calibrer les lois de fluage. Pour la plupart des matériaux lithosphériques, tous ces mécanismes s'expriment par une "loi-puissance", de la forme (e.g., Bürgmann et Dresen, 2008):

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n d^{-m} f_{H_2O}^r \exp\left(\frac{-Q+PV}{RT}\right) \quad (4)$$

où $\dot{\epsilon}$ est le second invariant du tenseur des vitesses de déformation, A est le facteur pré-exponentiel, τ est le second invariant du tenseur des contraintes déviatoriques, n est l'exposant

du déviateur, d est la taille de grain, m est l'exposant de la taille de grain, f_{H_2O} est la fugacité de l'eau, r est l'exposant de la fugacité de l'eau, Q est l'enthalpie d'activation du fluage, P est la pression, V est le volume d'activation du fluage, R est la constante des gaz parfaits et T est la température.

Pour l'olivine (constituant principal du manteau lithosphérique), à faible température, et haut niveau de contraintes, le fluage par dislocation s'exprime sous la forme d'une loi exponentielle (Goetze, 1978):

$$\dot{\epsilon} = A \exp\left(\frac{-Q + Pv}{RT} \left(1 - \frac{\tau}{\sigma p}\right)^n\right) \quad (5)$$

où σp est la contrainte de Peierls, qui représente la force nécessaire au déplacement d'une dislocation dans le plan atomique d'une maille unitaire.

La forme des lois de fluage repose sur la physique de la diffusion ($n = 1$ dans l'équation 4) ou des dislocations ($n = 2$ dans les équations 4 et 5 à l'échelle microscopique (Evans et Kohlstedt, 1995). En revanche, les valeurs des constantes dans les lois de fluage (ou paramètres rhéologiques) sont empiriques. Elles sont estimées par régression à partir d'expériences sur des échantillons macroscopiques synthétiques ou naturels. Elles ne sont donc pas indépendantes les unes des autres. Les données expérimentales permettant le calcul des paramètres m et r de l'équation 4 sont rares. L'effet de la taille de grain et de la fugacité de l'eau est donc souvent intégré dans le paramètre A , et les valeurs de m et r sont fixées à 0, en particulier pour le fluage par dislocation. De plus, dans la lithosphère, l'influence de la pression est souvent négligée devant celle de la température (Kohlstedt *et al.*, 1995). L'équation 4 est donc généralement simplifiée :

$$\dot{\epsilon} = A \tau^n \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \quad (6)$$

En combinant l'équation 2 et l'équation 6, on peut calculer la viscosité effective d'un matériau:

$$n = \frac{1}{2\dot{\epsilon}} \left[\frac{\dot{\epsilon}}{A} \exp\left(\frac{Q}{RT}\right) \right]^{1/n} \quad (7)$$

La viscosité effective est donc dépendante de la vitesse de déformation (ou du déviateur des contraintes) et de la température. Par ailleurs, les mécanismes de fluage exposés ci-dessus peuvent être activés dans la même roche en fonction de la vitesse de déformation, du niveau de contrainte, de la température et de la taille de grain. Les valeurs des paramètres rhéologiques déterminées expérimentalement permettent de prédire lequel des mécanismes est prépondérant, sous la forme de cartes de déformation (Figure 2.15).

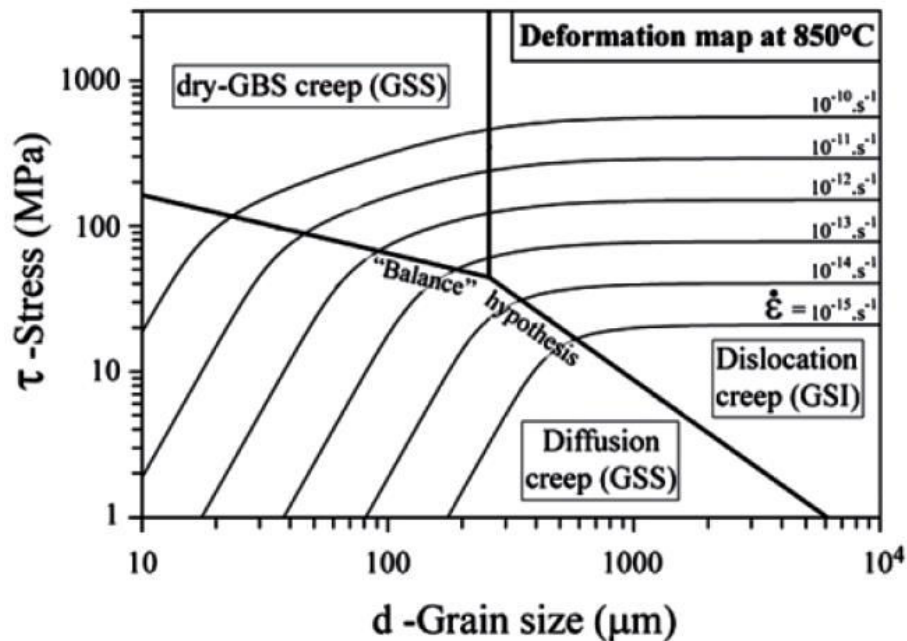


Figure 2.15. Carte de déformation de l'olivine à 850 °C en fonction de la taille de grain et de la contrainte déviatorique. Trois mécanismes de déformation sont considérés: le fluage diffusion ("diffusion creep"), le fluage par glissement aux joints de grains ("dry-GBS creep") et le fluage dislocation (dislocation creep). Les deux premiers sont sensibles à la taille de grain (GSS). D'après Précigout *et al.* (2007).

3.2.3. Limites des expérimentations

Les expériences de laboratoire sont effectuées dans des conditions éloignées des conditions réelles (Burov, 2010).

- La vitesse de déformation des expériences est constant (Brace et Kohlstedt, 1980) et comprise entre 10^{-4} et 10^{-9} s^{-1} (Dimanov *et al.*, 2003). Il est donc au minimum 4 ordres de grandeur plus grand que les vitesses de déformation naturelles qui, de plus, sont variables (Kohlstedt *et al.*, 1995).
- Seuls les moyens expérimentaux les plus modernes permettent d'atteindre une déformation finie de l'ordre de 1000% (Mackwell et Paterson, 2002). En comparaison, la déformation finie dans les zones de cisaillement ductiles peut atteindre 10000% (Grocott et Watterson, 1980; Handy et Stünitz, 2002).
- Afin d'empêcher l'activation des processus frictionnels, les expériences se déroulent à des températures nettement supérieures à celles des parties supérieures de la lithosphère (Kohlstedt *et al.*, 1995).
- La taille des échantillons étudiés ne dépasse pas quelques centimètres (Paterson et Olgaard, 2000) et il n'est pas sûr que la résistance soit indépendante de la taille (Paterson, 2002).
- La plupart des expériences de laboratoire sont effectuées sur des roches monominéraliques ou des agrégats synthétiques. Cette démarche ne rend pas forcément compte du comportement réel des roches composées de plusieurs minéraux (Burov, 2010). Un certain nombre de paramètres impliqués dans les lois de fluage (*e.g.*, loi de puissance) sont peu contraints. En particulier la taille des grains, le géotherme

(principalement dans les lithosphères continentales), la teneur en volatiles ou encore le volume d'activation ne sont pas bien déterminés dans les cas naturels (Burov, 2010; Karato et Wu, 1993).

3.2.4. Profil de résistance

En faisant l'hypothèse que les résultats obtenus en conditions expérimentales peuvent être transférés aux conditions naturelles, les données de laboratoire permettent de calculer la résistance visqueuse des roches lithosphériques pour un profil thermique et une vitesse de déformation donnés. La figure 2.16 compare la résistance visqueuse des principales roches qui composent la lithosphère continentale (Ranalli et Murphy, 1987). Elle met en évidence deux résultats:

1. La résistance des roches hydratées est plus faible que celle des roches sèches.
2. Les roches qui composent la croûte supérieure ont une résistance visqueuse moindre que celles composant la croûte inférieure, elles-mêmes étant moins résistantes que les roches du manteau lithosphérique.

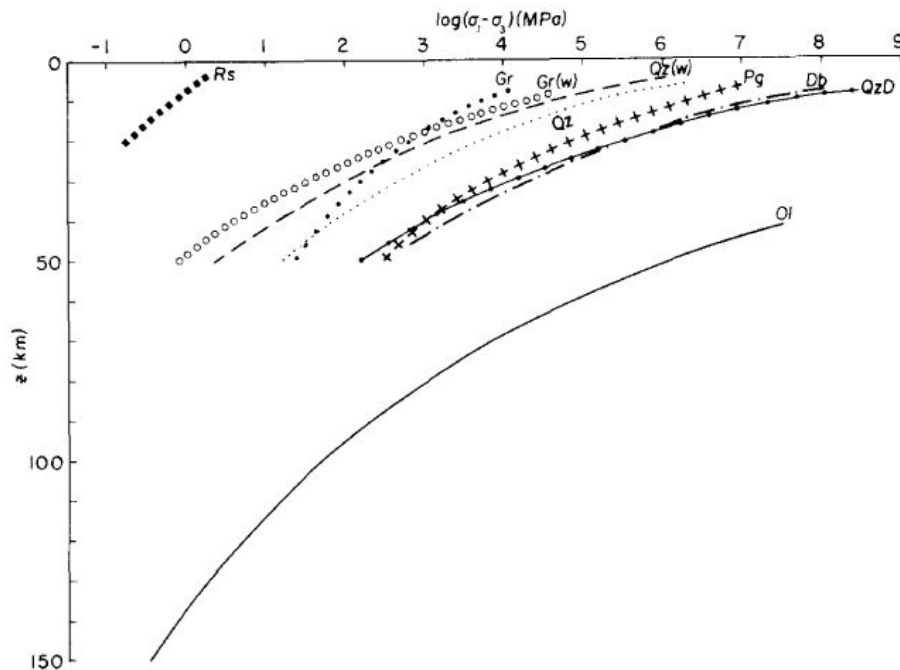


Figure 2.16. Comparaison de la résistance visqueuse de matériaux supra-crustaux (*Rs*: halite, *Gr*: granite, *Gr(w)*: granite humide, *Qz*: quartzite sèche, *Qz(w)*: quartzite humide), infracrustaux (*Pg*: anorthosite, *Db*: diabase, *QzD*: diorite quartzite) et mantellique (*Ol*: olivine). D'après Ranalli et Murphy (1987).

Les paramètres déterminés, les expérimentateurs considèrent des profils de température et de pression pour la lithosphère et établissent également des enveloppes de contraintes en supposant des vitesses de déformation constants (typiquement 10^{-16} à 10^{-14} s⁻¹; Goetze et Evans, 1979) pour l'extrapolation aux phénomènes géodynamiques). L'enveloppe de contrainte illustre les contraintes différentielles maximales qui pourraient être supportées par

les roches (*i.e.*, leur résistance mécanique) en fonction de la profondeur. Ces enveloppes se basent sur l'hypothèse que le mécanisme de déformation de moindre résistance est celui qui contrôle la déformation. Les enveloppes rhéologiques permettent de prédire le comportement rhéologique en fonction de la profondeur, d'identifier les zones de faible résistance de la lithosphère et d'estimer le degré de couplage entre les différents niveaux qui la constituent. En revanche, elles correspondent à une vision stationnaire de la déformation. Par exemple, elles ne rendent pas compte des variations de la vitesse de déformation par les processus de localisation qui impliquent notamment des changements de texture à plus petite échelle.

La figure 2.17 présente deux profils de résistance pour une lithosphère océanique et une continentale.

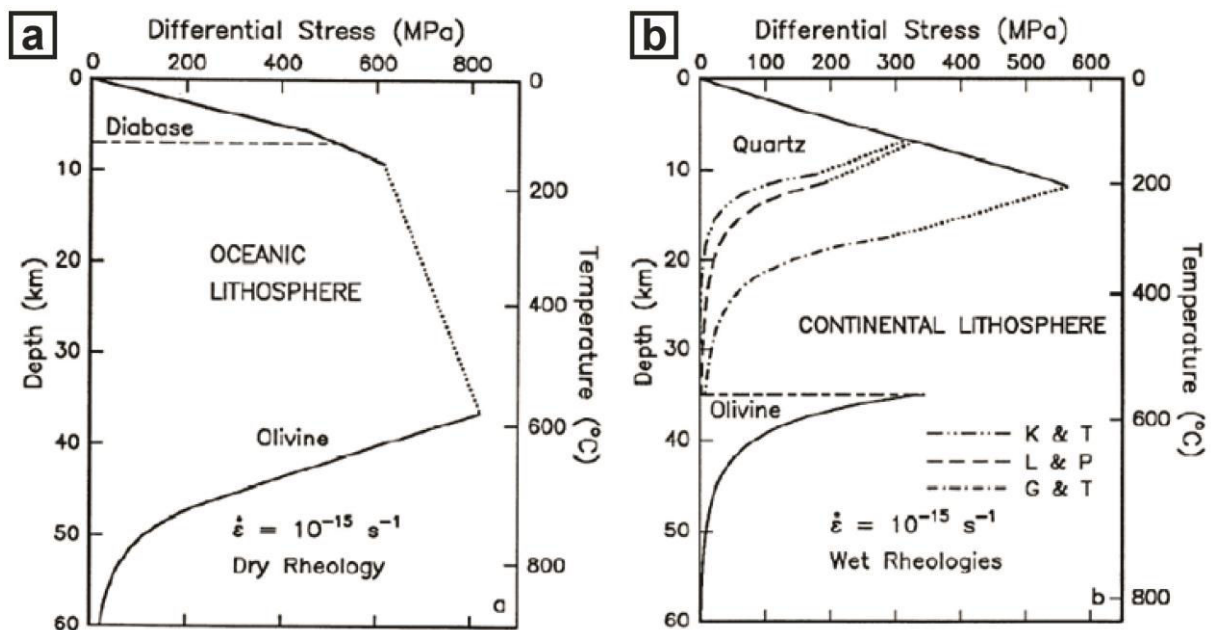


Figure 2.17. Profils de résistance pour la lithosphère océanique et continentale. a) Géotherme pour une lithosphère océanique âgée de 60Ma (e.g., Turcotte et Schubert, 1982). b) Géotherme pour une lithosphère continentale avec un flux de chaleur en surface de 60 mWm^{-1} (Chapman, 1986). Ces profils de résistance correspondent à une vitesse de déformation de 10^{-15} s^{-1} .

La figure 2.18 montre l'influence relative de la stratification lithologique et du profil thermique sur la résistance de la lithosphère continentale. Deux points importants sont illustrés par cette figure :

1. Plus le géotherme est chaud ou plus la croûte est fine, moins la partie frictionnelle de la résistance intégrée est importante. Cette tendance s'accompagne d'une baisse de la résistance intégrée (*i.e.*, moyenne par simplification).
2. La présence d'une croûte inférieure basique augmente significativement la résistance intégrée de la lithosphère. Par rapport à une lithosphère bi-couches, une lithosphère tri-couches est donc plus résistante.

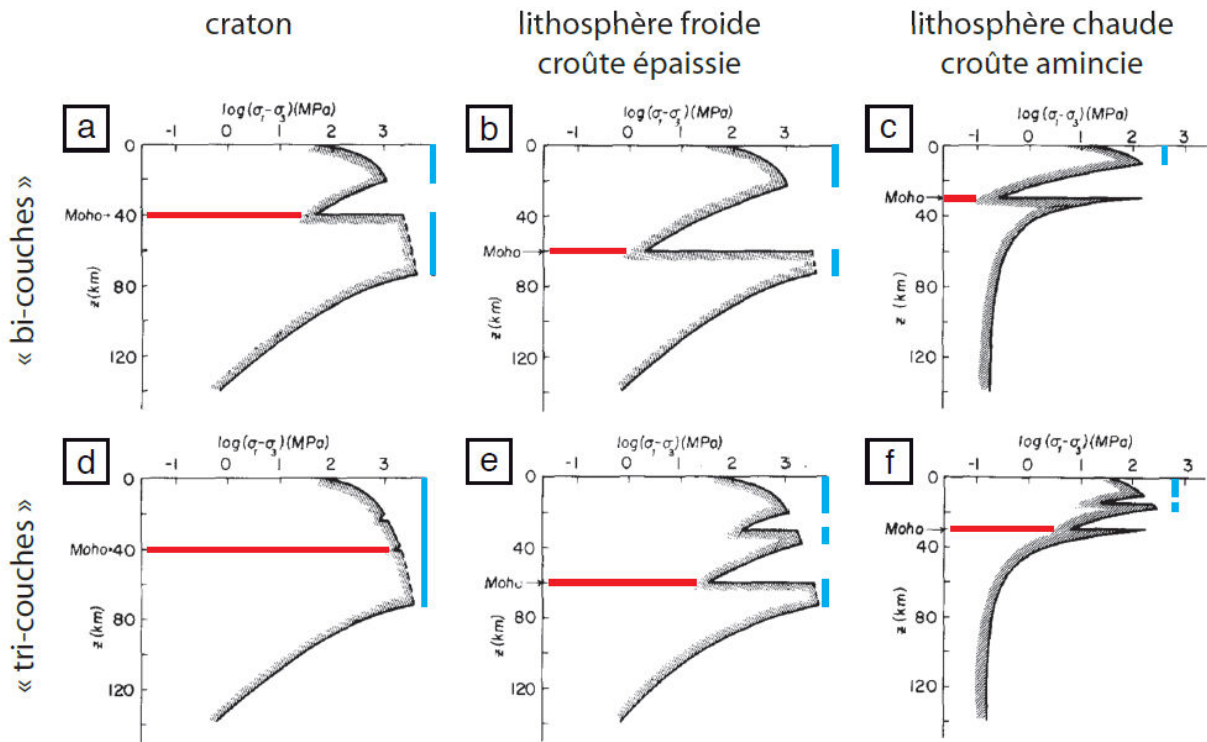


Figure 2.18. Profils rhéologiques de lithosphère continentale calculés pour une vitesse de déformation de 10^{-14} s^{-1} . Le Moho est indiqué par un trait rouge, les portions où la résistance de la lithosphère est frictionnelle sont indiquées en bleu. La première colonne (a, d) correspond à un craton (40 km de croûte, base de lithosphère à 120 km), la deuxième colonne (b, e) correspond à une lithosphère froide soumise à un épaississement (50 km de croûte, base de la lithosphère à 120 km) et la troisième colonne (c, f) correspond à une lithosphère chaude soumise à un amincissement (30 km de croûte, base de la lithosphère à 75 km). La première ligne correspond à une lithosphère bi-couches (croûte entièrement felsique et manteau en dunite) et la deuxième ligne correspond à une lithosphère tri-couches (croûte supérieure felsique, croûte inférieure basique et manteau en dunite). Plus le géotherme est chaud ou plus la croûte est fine, moins la résistance intégrée de la lithosphère est frictionnelle. De plus, la présence d'une croûte inférieure basique augmente significativement la résistance de la lithosphère. Modifié d'après Ranalli et Murphy (1987).

De façon générale, le style de déformation dans la lithosphère est contrôlé par sa stratification rhéologique (e.g., Carter et Tsenn, 1987), *i.e.*, le partitionnement de la lithosphère en domaines se comportant selon différents régimes mécaniques (ductile, fragile) face aux contraintes tectoniques. Dans ce sens, la compréhension de la rhéologie de la lithosphère, à savoir la distribution spatiale de l'intensité de la résistance mécanique et les facteurs la contrôlant, est la clé à la compréhension de la déformation inter-plaques.

3.3. Quel profil rhéologique pour la lithosphère ?

La rhéologie à long terme, c'est-à-dire celle qui contrôle la déformation de l'enveloppe lithosphérique à l'échelle temporelle de la tectonique des plaques, est difficile à appréhender. En effet, la résistance des roches, la manière dont elles se déforment et l'état des contraintes sont difficilement estimables et composent un ensemble à trois inconnues qui évoluent dans le temps et l'espace (Poirier, 1980). L'ensemble des études menées sur les zones de localisation de la déformation, à l'échelle de la lithosphère ou via la modélisation

thermomécanique ont fourni de nombreux résultats permettant de contraindre la rhéologie de la lithosphère sur le long terme. Les principaux résultats sont présentés ci-après.

3.3.1. Zones de localisation de la déformation

La résistance de la **partie supérieure** de la croûte supérieure est compatible avec la loi de **Byerlee**. Lacombe (2007) a proposé une compilation d'estimations de paléo-contraintes dans la croûte supérieure depuis le Paléozoïque (Figure 2.19). La majeure partie de ces estimations a été calculée par la méthode des mâcles de la calcite. Les données correspondent à un contexte décrochant ou compressif. Cette compilation montre que les estimations sont compatibles avec des coefficients de friction compris entre 0.6 et 0.9. Cette observation signifie que l'état des contraintes à long terme dans la croûte supérieure, jusqu'à environ 10 km de profondeur, correspond au seuil de rupture frictionnel avec un coefficient de friction élevé, c'est-à-dire la loi de Byerlee. Ce résultat est confirmé par les mesures de contraintes in situ actuelles dans les puits de forages provenant du monde entier (Zoback et Townend, 2001). La plupart des estimations de contraintes, actuelles ou anciennes, sont cependant inférieures à 100 MPa. Elles sont donc inférieures aux contraintes tectoniques moyennes (Karato, 2008). Il est ainsi raisonnable de considérer que la partie supérieure de la croûte supérieure est à son seuil de rupture.

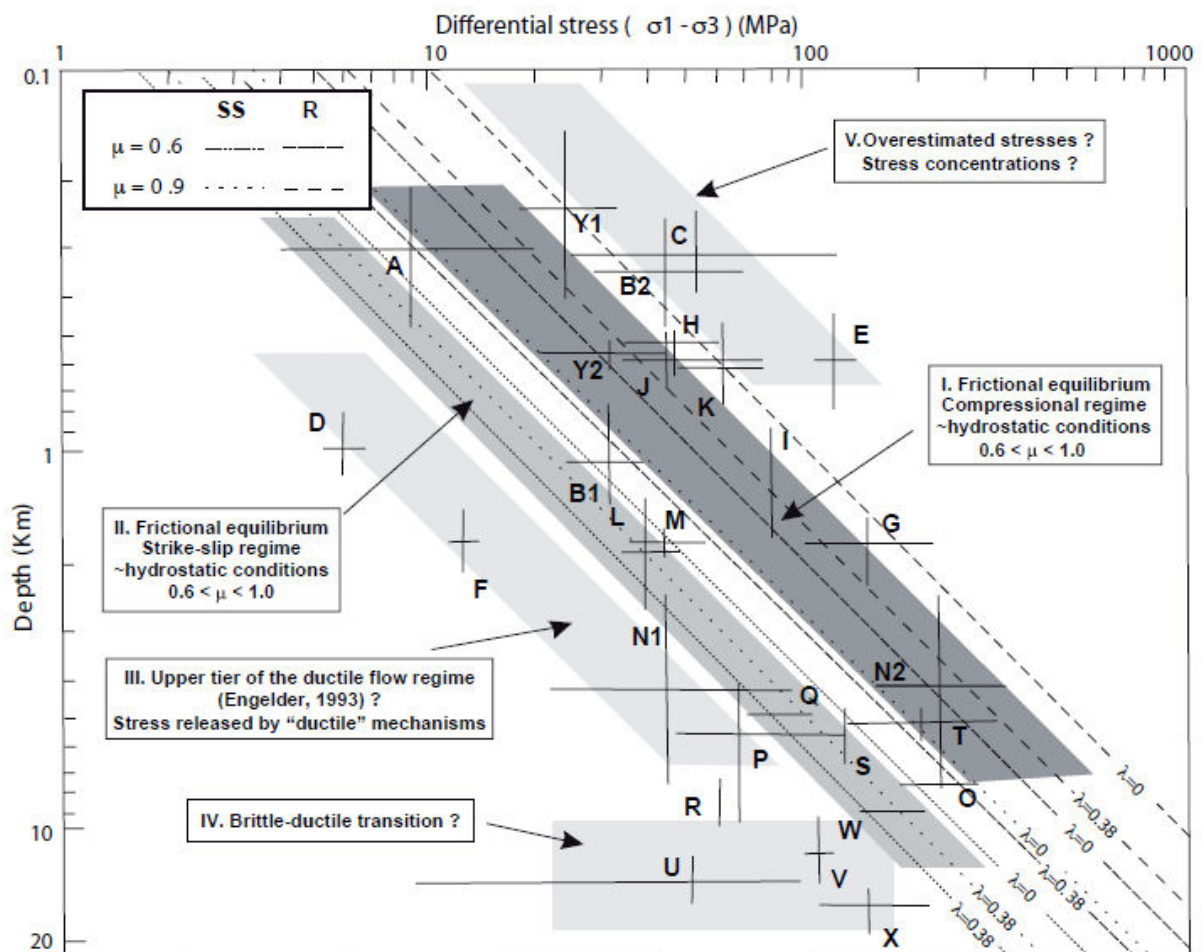


Figure 2.19. *Compilation de données de paléo-contraintes estimées dans des zones compressives ou décrochantes paléozoïques à actuelles. La plupart des données sont compatibles avec un régime de contraintes proche du seuil de rupture pour des conditions hydrostatiques et un coefficient de friction apparent compris entre 0,6 et 0,9. Les données en dehors de cette tendance sont interprétées en terme de concentration de contraintes ou de relaxation des contraintes par des processus visqueux. D'après Lacombe (2007).*

Au contraire, dans les domaines plus profonds, les sites la transition fragile/ductile sont plus difficiles à aborder en l'absence de témoignages cinématiques et manifestations rhéologiques directement mesurables. Rien ne permet d'extrapoler ce résultat jusqu'à la transition cassant-ductile (TCD, 12-15 km), où les profils rhéologiques prévoient le pic de résistance de la croûte (Brace et Kohlstedt, 1980). En effet, la résistance prédite pour la TCD est comprise entre 300 et 600 MPa (Kohlstedt *et al.*, 1995). Ces valeurs sont nettement supérieures à toutes les valeurs de paléo-contraintes ou de contraintes actuelles mesurées.

Les estimations de résistance dans les mylonites de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique sont compatibles avec les lois de laboratoire pour le fluage dislocation des roches hydratées. Dans les zones de cisaillement mylonitiques de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique, la localisation de la déformation s'accompagne de la réduction de la taille de grain (Kirby, 1985). Les paléo-contraintes dans ces structures peuvent être estimées par l'intermédiaire de relations piezo-métriques qui relie la contrainte dans la zone de cisaillement localisé à la taille de grain (Twiss, 1977; van der Wal *et al.*, 1993). La figure 2.20 est une compilation des données de paléo-contraintes estimées pour les zones de cisaillement mylonitiques de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique (Bürgmann et Dresen, 2008).

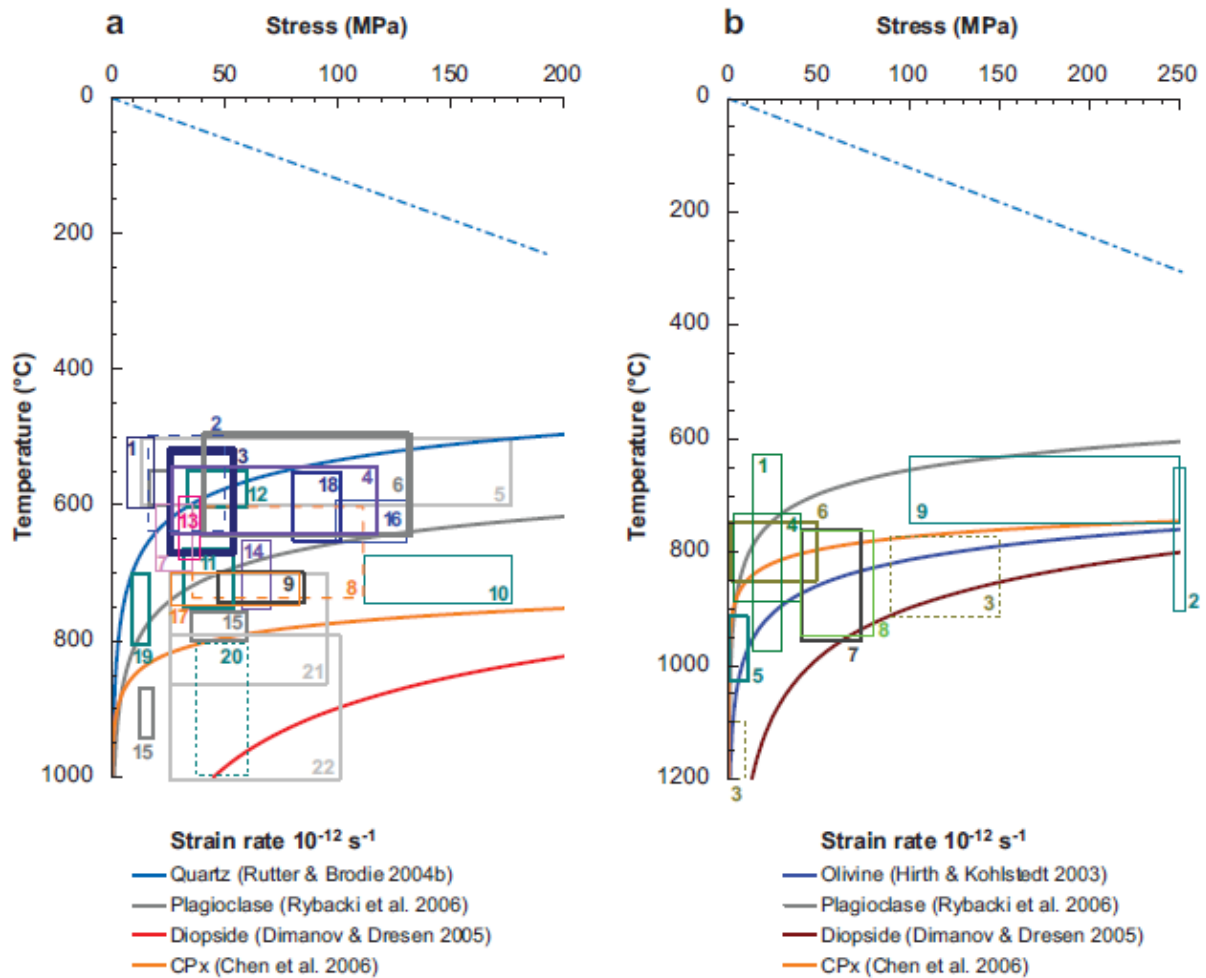


Figure 2.20. Compilation des données de paléo-contraintes estimées pour les zones de cisaillement mylonitiques a) de la croûte inférieure et b) du manteau lithosphérique. La résistance déduite des lois de laboratoire pour le fluage dislocation des roches hydratées est indiquée par les courbes de couleur. D'après Bürgmann et Dresen (2008).

3.3.2. Données à l'échelle de la lithosphère

Le profil rhéologique de la lithosphère continentale est contrôlé par son profil thermique et son profil lithologique. La structure des orogènes et des rifts continentaux permet d'évaluer la résistance relative entre les différentes couches qui composent la lithosphère.

Deux discontinuités mécaniques affectent la lithosphère continentale soumise à l'extension ou à la compression :

- Le Moho correspond à la transition entre les roches crustales quartzo-feldspathiques (\pm mica) et les roches mantelliques riches en olivine.

La limite entre la croûte supérieure et la croûte inférieure correspond à l'interface entre roches acides hydratées et roches basiques sèches.

Ces discontinuités peuvent devenir des niveaux de découplage avec l'augmentation de la déformation. Ces observations montrent que les limites lithologiques sont des limites rhéologiques importantes dans la lithosphère et des zones de localisation préférentielles de la déformation.

De plus, la localisation de la déformation à la base de la croûte supérieure et à la base de la croûte inférieure indique que ces zones ont une résistance faible et que le manteau lithosphérique est plus résistant que l'ensemble de la croûte (Handy et Brun, 2004).

Les estimations d'épaisseur élastique équivalente plaident en faveur d'un manteau lithosphérique résistant. La lithosphère répond aux chargements verticaux à long terme par la flexure. L'amplitude et la longueur d'onde de cette déformation (révélées par les anomalies gravimétriques) dépend de l'épaisseur élastique équivalente (Watts, 2001). Cette grandeur n'a pas de réalité physique mais correspond à l'épaisseur théorique d'une plaque élastique présentant la même courbure pour le même chargement.

Burov et Diament (1995) ont proposé une interprétation rhéologique de l'épaisseur élastique équivalente dans le cadre d'une lithosphère de rhéologie visco-élasto-plastique. Dans le cas de la lithosphère océanique, composée d'une seule couche mécaniquement résistante, la signification de l'épaisseur élastique équivalente est facilement appréhendable (Figure 2.21; Watts, 2001).

Le cas de la lithosphère continentale est plus délicat. Les profils rhéologiques montrent que la lithosphère continentale peut être constituée de couches rhéologiquement différentes et mécaniquement découplées (Figure 2.21; Burov et Diament, 1995). Le découplage des portions résistantes empêche le transfert vertical des contraintes flexurales. Ainsi, le niveau de contrainte flexurale est réduit par rapport à une plaque non stratifiée, et chaque noyau élastique participe indépendamment au support de la charge. L'épaisseur élastique équivalente d'une lithosphère prend donc en compte de manière implicite ses niveaux les plus faibles. C'est ainsi une indication de la résistance intégrée à long-terme d'une lithosphère flexurée prenant en compte tous les niveaux impliqués dans le support d'une charge. A ce titre, les estimations de l'épaisseur élastique équivalente sont précieuses.

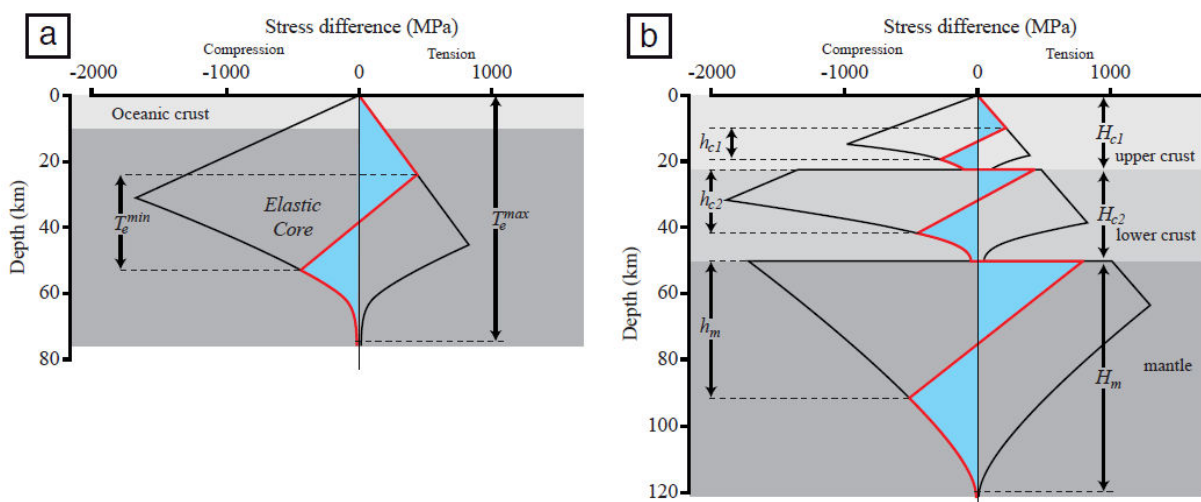


Figure 2.21. Calcul de l'épaisseur élastique équivalente pour a) la lithosphère océanique et b) la lithosphère continentale. Le profil de contrainte (en rouge) est calculé à partir de l'enveloppe rhéologique et du profil de contrainte flexurale pour une courbure donnée. Dans les domaines où la contrainte flexurale ne dépasse pas la résistance prévue par le profil rhéologique, le comportement effectif est élastique. Dans les domaines où la contrainte flexurale dépasse la résistance prévue par le profil rhéologique, le comportement effectif est plastique frictionnel ou visqueux. a) La lithosphère océanique est composée d'un seul noyau

élastique. L'interprétation de l'épaisseur élastique équivalente dans ce cas est directe. b) La lithosphère continentale est composée de plusieurs noyaux élastiques découplés. Dans ce cas, l'épaisseur élastique équivalente reflète la résistance de tous les niveaux impliqués dans le support d'une charge. L'épaisseur élastique équivalente est une indication de la résistance à long terme de la lithosphère. Modifié d'après Burov et Watts (2006).

Depuis une quinzaine d'années, la méthode d'estimation de l'épaisseur élastique équivalente fait débat (McKenzie et Fairhead, 1997; Jackson, 2002; Watts et Burov, 2003; Burov, 2010). Deux points sont largement discutés: les corrections apportées au signal gravimétrique (anomalie de Bouguer ou air libre) et l'ajustement aux données (méthode directe ou méthode inverse). En effet, suivant la méthode utilisée, les estimations diffèrent du simple au double voire plus. Cela a en particulier conduit certains auteurs à suggérer que l'utilisation d'une correction de Bouguer entraîne une surestimation de l'épaisseur élastique équivalente (McKenzie et Fairhead, 1997). Récemment, il a été montré que quelles que soit la correction et la méthode utilisées, si tous les chargements sont considérés dans le problème, les estimations convergent (Perez-Gussinye et Watts, 2005; Burov, 2010) et les valeurs élevées ne sont pas dues à un artefact.

Burov (2010) présente une compilation des estimations fiables d'épaisseur élastique équivalente pour la lithosphère continentale. Mises à part les valeurs relatives aux lithosphères d'âge thermique jeune, la plupart des valeurs sont supérieures à 40 km (soit un peu plus que l'épaisseur moyenne de la croûte continentale sur Terre). Dans ces cas, une part importante de la résistance de la lithosphère se trouve dans le manteau. Cela signifie que le manteau lithosphérique d'une lithosphère n'ayant pas subi d'épisode thermique récent est résistant. Ce résultat est compatible avec la résistance élevée du manteau de la lithosphère océanique (McAdoo *et al.*, 1985; Burov et Diament, 1995).

La lithosphère semble verticalement couplée. Les mesures de polarisation des ondes SKS permettent de déterminer l'orientation des anisotropies de vitesse dans le manteau supérieur (Mainprice, 2007; Karato, 2008). C'est donc un enregistrement indirect de la déformation finie dans les parties profondes de la lithosphère. En effet, la déformation provoque une orientation préférentielle du réseau cristallin de l'olivine, ce qui induit une anisotropie des propriétés physiques à l'échelle du manteau. On suppose ainsi que la direction de vitesse maximale des ondes SKS dans le manteau supérieur correspond à la direction de l'allongement des minéraux (l'axe X de la déformation finie).

La colinéarité à l'échelle régionale entre la direction d'anisotropie maximale dans le manteau d'une part, et la direction de l'axe X de la déformation finie dans la croûte supérieure ou dans la croûte inférieure d'autre part, a été mise en évidence dans des contextes géodynamiques variés: décrochements lithosphériques (Little *et al.*, 2002; Savage *et al.*, 2004), systèmes de collision (Flesch *et al.*, 2005; Vauchez et Tommasi, 2003) et domaines d'extension arrière-arc (Jolivet *et al.*, 2009).

Ces observations sont interprétées par un certain nombre d'auteurs comme la preuve que la croûte supérieure et le manteau lithosphérique sont couplés par la croûte inférieure (Figure 2.22; *cf.*, synthèse dans Tikoff *et al.*, 2004). Il existerait donc des zones de couplage sub-horizontales qui assurent la cohérence cinématique de l'ensemble de la lithosphère

(Tikoff *et al.*, 2002; Tikoff *et al.*, 2004). Cependant, ce serait plutôt l'absence de colinéarité qui serait une évidence de découplage vertical (Flesch *et al.*, 2005).

MANTLE-DRIVEN DEFORMATION OF OROGENS

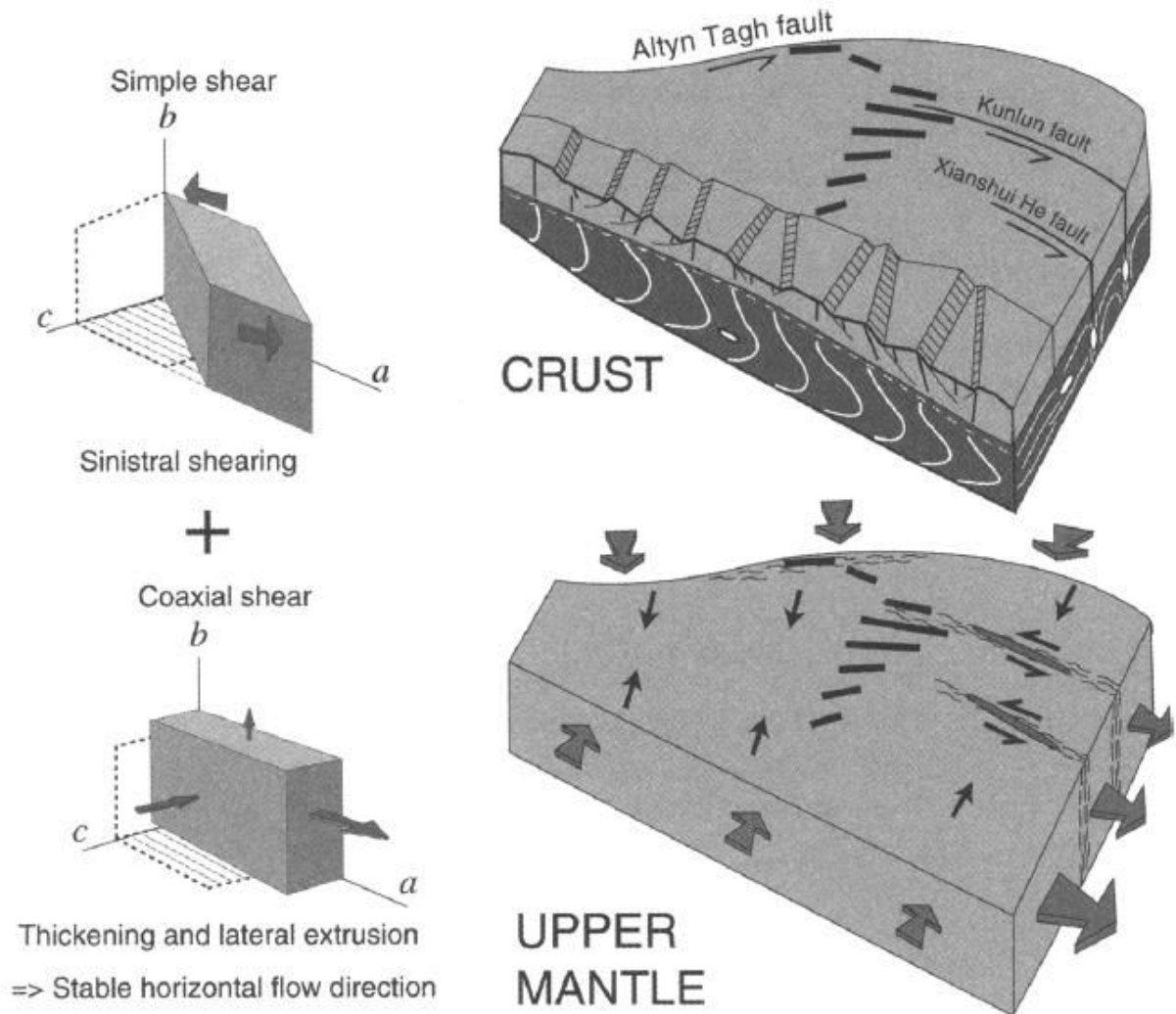


Figure 2.22. Schéma de la déformation de la lithosphère sous le Tibet (d'après Tikoff *et al.*, 2004). Les traits noirs indiquent l'orientation et la magnitude de l'anisotropie des ondes SKS dans le manteau. Les sigmoïdes indiquent les zones de cisaillement ductile dans le manteau lithosphérique. La déformation dans la croûte est caractérisée par des failles normales et des décrochements sénestres. La déformation dans le manteau déduite de l'anisotropie des ondes sismiques indique une composante sénestre localisée à proximité des décrochements et une composante d'extrusion coaxiale. Ces deux composantes sont représentées dans la partie gauche de la figure. La cohérence entre la déformation crustale déduite des observations géologiques et de la géodésie spatiale et la déformation mantellique est en faveur du couplage vertical de l'ensemble de la lithosphère.

La croûte inférieure peut avoir des viscosités faibles. La faiblesse des gradients de topographie et d'épaisseur crustale dans certains domaines épaissis suggère que la croûte inférieure flue en réponse aux gradients de pression (Block et Royden, 1990; Bird, 1991). Ce processus permet la réduction des variations de topographie et d'épaisseur crustale. Les modèles de flux chenalisé sur une épaisseur de 10-15 km ont permis de calculer une

fourchette de viscosité effective entre 10^{17} et 10^{19} Pa.s pour la province du Basin and Range (Kruse *et al.*, 1991 ; Kaufman et Royden, 1994). Pour le coeur du plateau tibétain, une borne supérieure de 10^{16} Pa.s a été proposée, ainsi qu'une fourchette entre 10^{18} et 10^{21} Pa.s pour ses bordures (Figure 2.23; Clark et Royden, 2000).

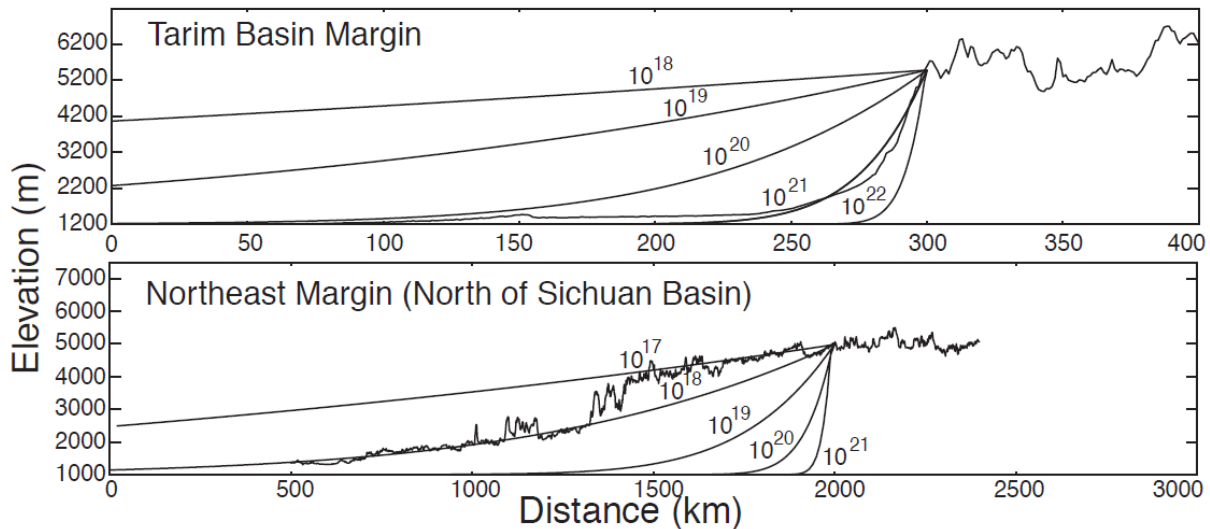


Figure 2.23. Modélisation de la topographie des bordures du plateau tibétain par des modèles de croûte contenant un chenal visqueux. La bordure nord est la plus abrupte. Elle est compatible avec un chenal de viscosité de l'ordre de 10^{21} Pa.s. La topographie de la bordure nord-est est plus douce. Elle est compatible avec un chenal de viscosité comprise entre 10^{17} et 10^{18} Pa.s. D'après Clark et Royden (2000).

Ces valeurs définissent des bornes inférieures de la viscosité de la croûte ductile. En effet, les modèles de flux chenalisé ne considèrent que la viscosité d'un chenal d'épaisseur réduite par rapport à l'ensemble de la croûte. Les valeurs de viscosité obtenues ne sont pas applicables à l'ensemble de la croûte ductile. Par ailleurs, les valeurs de viscosité de l'ordre de 10^{16} Pa.s correspondent à des temps de relaxation visco-élastique extrêmement faibles de quelques jours. Elles ne semblent pas compatibles avec le maintien d'une topographie forte à long terme (en particulier pour le plateau du Tibet). Enfin, l'érosion, qui n'est pas prise en compte dans les modèles de chenal visqueux, a pour effet d'adoucir les gradients de topographie. Les valeurs faibles de viscosité peuvent donc être simplement un effet de l'érosion.

3.3.3. Modèles thermomécaniques

La modélisation de la convergence nécessite un manteau résistant. La résistance du manteau lithosphérique est un facteur essentiel à la modélisation des structures de la convergence (Davy et Cobbold, 1991; Burov et Watts, 2006; Burov et Yamato, 2007). Les modèles montrent qu'un manteau lithosphérique résistant est nécessaire pour que d'une part une topographie élevée et la racine qui la compense soient stables (Figure 2.24) et d'autre part pour reproduire les structures caractéristiques de la collision et de la subduction. En fait, un manteau peu résistant ne peut ni transmettre les contraintes aux limites, ni supporter la charge

crustale a long terme. Incapable de résister aux contraintes tectoniques, un manteau faible a donc tendance a se délaminer de la croûte.

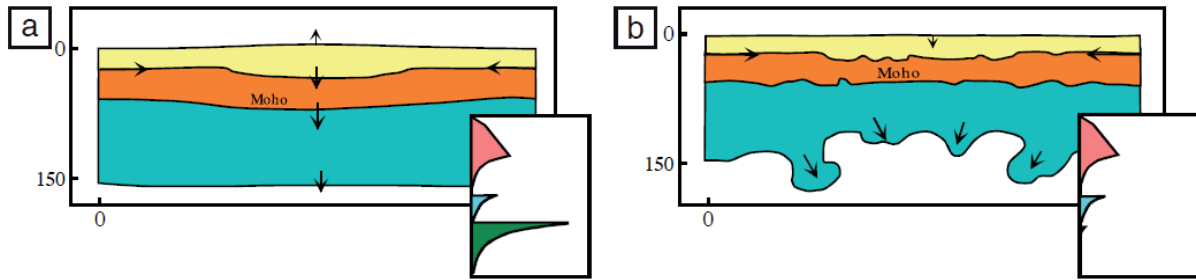


Figure 2.24. Modélisation de l'influence de la résistance du manteau lithosphérique sur la structure à long terme des zones de convergence continentale. Deux rhéologies différentes de manteau lithosphérique sont considérées: a) olivine sèche pour le manteau résistant et b) olivine hydratée pour le manteau peu résistant. Ce modèle teste la stabilité d'une croûte épaissie soumise à la convergence. Si le manteau est résistant, les contraintes aux limites sont transmises au centre du modèle qui continue son épaississement. En l'absence de manteau résistant, des instabilités convectives se créent dans le manteau lithosphérique, le Moho s'horizontalise et la topographie s'aplanit. Un manteau résistant est donc nécessaire à la transmission des contraintes aux limites et au soutien de la topographie, caractéristiques de la formation des orogènes. D'après Burov et Watts (2006).

3.3.4. Modèles conceptuels

Ce panorama des principaux résultats concernant la rhéologie de la lithosphère fait ressortir les grands débats qui animent la communauté scientifique. Je me concentre ici sur deux points dans lesquels mon travail s'inscrit.

1) Comment expliquer le couplage vertical de la lithosphère ?

Les estimations de la viscosité à long terme de la croûte inférieure peuvent atteindre des valeurs très faibles dans les zones où la croûte est épaissie (jusqu'à 10^{16} Pa.s (Clark et Royden, 2000)). Ces valeurs, peut-être sous-estimées, seraient associées à un processus d'écoulement chenalisé entre la croûte supérieure et le manteau lithosphérique. En outre, l'observation des orogènes et des rifts indique que la déformation se localise le long de zones de détachement situées entre la croûte supérieure et la croûte inférieure, d'une part, et la croûte inférieure et le manteau, d'autre part.

Ces résultats sont donc incompatibles avec l'idée que la lithosphère est verticalement couplée, déduite de l'observation conjointe de la déformation finie dans la croûte et de l'anisotropie des ondes SKS.

2) Ou se trouve la résistance a long terme de la lithosphère ?

Trois types de modèles de premier ordre ont été proposés pour rendre compte de la rhéologie de la lithosphère continentale (Figure 2.25). Tous les trois considèrent que la lithosphère est composée de trois couches : croûte supérieure (quartz), croûte inférieure (feldspath), et manteau lithosphérique (olivine). Les différences se situent dans:

- le coefficient de friction qui contrôle la résistance des portions frictionnelles de ces enveloppes;
- le degré d'hydratation des différentes couches;
- la température du Moho.

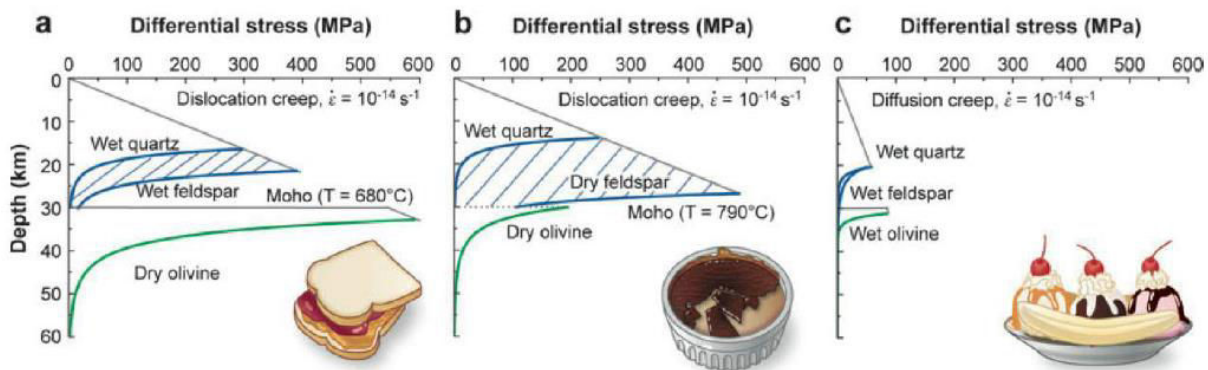


Figure 2.25. Représentation des trois modèles rhéologiques de premier ordre: a) le modèle de "jelly sandwich", b) le modèle de "crème brûlée" et c) le modèle de "banana split". D'après Bürgmann et Dresen (2008).

3.3.4.1. Modèle de "jelly sandwich"

Le modèle de "jelly sandwich" (Chen et Molnar, 1983; Burov et Watts, 2006) est formé d'une croûte composée de lithologies hydratées et d'un manteau lithosphérique anhydre (Figure 2.25.a). Selon ce modèle, les processus frictionnels sont associés à un coefficient de friction élevé. En conséquence, une partie importante de la résistance à long terme de la lithosphère se trouve dans le manteau lithosphérique. La croûte inférieure (la "jelly") peut potentiellement servir de niveau de découplage entre la croûte supérieure et le manteau (les deux tranches de pain de mie). Le modèle de "jelly sandwich" est compatible avec tous les résultats mettant en évidence un manteau résistant. Il offre aussi un cadre conceptuel pour comprendre le couplage (croûte inférieure résistante) et le découplage (croûte inférieure faible) de la lithosphère.

3.3.4.2. Modèle de "crème brûlée"

Le modèle de "crème brûlée" (Jackson, 2002) est formé d'une croûte supérieure hydratée, d'une croûte inférieure et d'un manteau lithosphérique anhydres (Figure 2.25.b). Selon ce modèle, les processus frictionnels sont associés à un coefficient de friction élevé. En conséquence, la majeure partie de la résistance à long terme de la lithosphère se trouve dans la croûte (la partie supérieure caramélisée) et le manteau possède une résistance faible (la crème). Le modèle de "crème brûlée" a été développé pour rendre compte de deux observations : les épaisseurs élastiques équivalentes réduites (McKenzie et Fairhead, 1997; Jackson, 2002) et l'absence de sismicité dans le manteau (Maggi et al., 2000; Jackson et al., 2008).

3.3.4.3. Modèle de "banana split"

Le modèle de "banana split"(Bürgmann et Dresen, 2008) est formé de lithologies hydratées avec une taille de grain réduite (Figure 2.25.c). Les processus frictionnels sont associés à un coefficient de friction faible. Ce modèle part du constat que la lithosphère continentale est hétérogène (la banane, les boules de glaces et la crème chantilly) et que la résistance de la lithosphère est considérablement réduite aux frontières de plaques. En conséquence, le profil rhéologique associé ne présente ni pic de résistance majeur ni saut de résistance important au Moho. Le modèle de "banana split"répond donc à une observation principale: la résistance réduite des zones de cisaillement localisé. C'est donc un modèle à part qui peut aussi bien dériver du modèle de "jelly sandwich"que du modèle de "crème brûlée".

Chacun de ces modèles est donc applicable à des contextes géodynamiques bien particuliers. Le modèle de "jelly sandwich", dont l'applicabilité semble la plus large, semble valide pour les **orogènes intra-continentaux**, les orogènes anciens, les bassins d'avant pays, les crâtons et les bassins post-rift (Burov, 2010). En revanche, le modèle de "crème brûlée"serait applicable aux bassins syn-rift, aux marges et aux orogènes jeunes, et le modèle de "banana split"serait applicable aux limites de plaques "évoluées".

Il n'existe donc pas de modèle universel applicable à tous les contextes géodynamiques, et, aux limites de plaques, le comportement rhéologique de la lithosphère est aussi contrôlé par les hétérogénéités résultant de son histoire complexe. Il est donc essentiel de contraindre la rhéologie de la lithosphère par un ensemble de données le plus large possible.

4. Bilan: Place de ce travail de thèse dans la compréhension de l'influence de la rhéologie des lithosphères au sein des zones de convergence.

Comme présenté au cours de ce Chapitre 2, les zones de convergence sont extrêmement étudiées. Elles ont fait l'objet de nombreux travaux de modélisation analogique et numérique. De plus, la rhéologie de la lithosphère à l'échelle des temps géologiques est difficilement appréhendable et constitue actuellement un objet de débats au sein de la communauté. Ainsi, l'objectif de ce travail est double.

1) Les connaissances actuelles sur **la rhéologie de l'interface de subduction** sont relativement limitées. Pour preuve, les valeurs des contraintes cisailantes estimées varient de plus d'un ordre de grandeur, entre environ 10 et 300 MPa (Duarte *et al.*, 2015). Classiquement, l'interface de subduction est **envisagée comme ayant un comportement ductile**. Dans les modèles, il est généralement représenté par une simple couche de matériel de faible viscosité afin d'initier et maintenir dans le temps le processus de subduction. Cependant, plusieurs études ont révélé la présence de **brèches éclogitiques**, formées proches des conditions du pic du métamorphisme, en profondeur, le long de l'interface de subduction (*e.g.*, Philippot et van Roermund, 1992; John et Schenk 2003; Austrheim et Andersen 2004). Ces premières occurrences décrites concernent principalement des roches à affinité océanique.

Le premier objectif de ce travail de thèse consiste donc à étudier le comportement des roches de l'interface de subduction au travers d'un exemple de terrain (Emilius) par la **réalisation d'une étude pétrologique sur des roches à affinités continentales**. Ce travail permet de compléter les observations déjà obtenues sur des occurrences océaniques (différences de lieux, de composition du matériel déformé et de conditions *P-T*). Le but de cette étude est également de décrire les modes de déformation associés à l'évolution des conditions *P-T* ainsi que les potentielles circulations de fluide associées à la déformation.

2) Les zones de convergence ont fait l'objet de nombreux travaux de modélisation. Cependant, la **plaque supérieure** n'est pas toujours prise en compte, ou bien simplement considérée comme un objet passif. De plus, si de nombreux modèles examinent la façon dont cette plaque supérieure répond à divers facteurs (*e.g.*, Magni *et al.*, 2017; Salze *et al.*, 2018), peu d'études se sont intéressées à son influence directe sur la dynamique des zones de convergence. Parmi elles, certaines ont interrogé le rôle de sa **rhéologie**, mais dans un contexte de subduction océanique (*e.g.*, Capitanio *et al.*, 2010; Butterworth *et al.*, 2012; Sharples *et al.*, 2014; Holt *et al.*, 2015) ou de subduction/collision continentale mais en deux dimensions (2D) et n'ont pas regardé, in fine, comment se déforme la plaque supérieure et comment l'analyse de sa déformation pourrait nous donner des contraintes pour remonter à la rhéologie de la lithosphère.

Dans ce travail de thèse, j'ai dans un premier temps utilisé un code en 3 dimensions (3D) pour tester l'influence de la résistance de la lithosphère au cours de processus de **subduction** puis de **collision continentale**. Par la suite, j'ai précisé mon investigation en étudiant plus spécifiquement l'influence de la rhéologie de la partie crustale de la lithosphère continentale. Cela s'est fait par l'intermédiaire d'une modélisation numérique en 2 dimensions (2D), permettant de travailler à des résolutions plus élevées qu'en 3D et suffisamment fine pour traiter cette problématique.

Si ces modèles se veulent généraux, l'étude de quelques cas naturels présentée précédemment est utile pour contraindre ces modèles. Les résultats issus de mes modélisations serviront également à faire un retour sur les cas naturels pour voir si, à l'inverse, nos modèles ne peuvent pas être utilisés pour remonter vers la rhéologie des matériaux impliqués dans les zones de convergence.

5. Références bibliographiques

Abers, G. A., Ferris, A., Craig, M., Davies, H., Lerner-Lam, A. L., Mutter, J. C., & Taylor, B. (2002). Mantle compensation of active metamorphic core complexes at Woodlark rift in Papua New Guinea. *Nature*, 418(6900), 862.

Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., & Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 53-79.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., ... & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725.

- Allmendinger, R. W., Reilinger, R., & Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, 26(3).
- Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. NOAA-National Geophysical Data Center, doi, 10.
- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L., & Beyssac, O. (2009). The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone?. *Terra Nova*, 21(3), 171-180.
- Angiboust, S., & Agard, P. (2010). Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel?. *Lithos*, 120(3-4), 453-474.
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., & Huet, B. (2011). Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos*, 127(1-2), 222-238.
- Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P., & Raimbourg, H. (2012). Eclogite breccias in a subducted ophiolite: A record of intermediate-depth earthquakes?. *Geology*, 40(8), 707-710.
- Arcay, D., Tric, E., & Doin, M. P. (2005). Numerical simulations of subduction zones: effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1-2), 133-153.
- Artemieva, I. M., & Mooney, W. D. (2002). On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag. *Tectonophysics*, 358(1-4), 211-231.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., & Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225), 76.
- Austrheim, H., & Engvik, A. K. (1997). Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In *Fluid flow and transport in rocks* (pp. 123-137). Springer, Dordrecht.
- Austrheim, H., & Andersen, T. B. (2004). Pseudotachylytes from Corsica: fossil earthquakes from a subduction complex. *Terra nova*, 16(4), 193-197.
- Ávila, P., & Dávila, F. M. (2018). Heat flow and lithospheric thickness analysis in the Patagonian asthenospheric windows, southern South America. *Tectonophysics*, 747, 99-107.
- Avouac, J. P., & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10), 895-898.
- Barrell, J. (1914). The strength of the Earth's crust. *The Journal of Geology*, 22(7), 655-683.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865), 738.
- Becker, T. W., Faccenna, C., O'Connell, R. J., & Giardini, D. (1999). The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), 15207-15226.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., & Funiciello, F. (2005). Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1).
- Bijwaard, H. (1999). *Seismic travel-time tomography for detailed global mantle structure*. Faculteit Aardwetenschappen.
- Bird, P. (1991). Lateral extrusion of lower crust from under high topography in the isostatic limit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6), 10275-10286.

- Block, L., & Royden, L. H. (1990). Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4), 557-567.
- Brace, W. F., & Byerlee, J. D. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739), 990-992.
- Brace, W. F., & Byerlee, J. D. (1966, January). Recent experimental studies of brittle fracture of rocks. In *The 8th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*. American Rock Mechanics Association.
- Brace, W. F., & Kohlstedt, D. L. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), 6248-6252.
- Brun, J. P., & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 1-7.
- Buck, W. R. (1991). Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 20161-20178.
- Bürgmann, R., & Dresen, G. (2008). Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36.
- Burov, E. B., & Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: what does it really mean?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3), 3905-3927.
- Burov, E. B., & Watts, A. B. (2006). The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"? *GSA today*, 16(1), 4.
- Burov, E., & Yamato, P. (2008). Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling. *Lithos*, 103(1-2), 178-204.
- Burov, E. B. (2010). The equivalent elastic thickness (T_e), seismicity and the long-term rheology of continental lithosphere: Time to burn-out "crème brûlée"? Insights from large-scale geodynamic modeling. *Tectonophysics*, 484(1-4), 4-26.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction* (pp. 615-626). Birkhäuser, Basel.
- Carter, N. L., & Tsenn, M. C. (1987). Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136(1-2), 27-63.
- Chapman, D. S., & Pollack, H. N. (1977). Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology*, 5(5), 265-268.
- Chapman, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 63-70.
- Chapman, J. S., & Melbourne, T. I. (2009). Future Cascadia megathrust rupture delineated by episodic tremor and slip. *Geophysical Research Letters*, 36(22).
- Chapple, W. M. and Tullis, T. E. Evaluation of the forces that drive the plates. *Journal of geophysical research*, 82(14) :1967–1984, 1977.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., & Bokun, A. N. (1995). A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1), 225-232.
- Chen, W. P., & Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B5), 4183-4214.

- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788.
- Clark, M. K., & Royden, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703-706.
- Condie, K. C. (1997). Plate tectonics and continental evolution.
- Conrad, C. P. and Hager, B. H. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 104(B8) : 17551–17571, 1999.
- Conrad, C. P., & Lithgow-Bertelloni, C. (2002). How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 298(5591), 207-209.
- Davies, G. F., & Richards, M. A. (1992). Mantle convection. *The Journal of Geology*, 100(2), 151-206.
- Davies, P. (1999). What is evidence-based education?. *British journal of educational studies*, 47(2), 108-121.
- Davy, P., & Cobbold, P. R. (1991). Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188(1-2), 1-25.
- Davy, P., Hansen, A., Bonnet, E., & Zhang, S. Z. (1995). Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: Implications for deformations of the continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6281-6294.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., & Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 1-36.
- Dewey, J. F., & Bird, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14), 2625-2647.
- Dimanov, A., Lavie, M. P., Dresen, G., Ingrin, J., & Jaoul, O. (2003). Creep of polycrystalline anorthite and diopside. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Dogliani, C., Moretti, I., & Roure, F. (1991). Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: a discussion. *Journal of Geodynamics*, 13(1), 47-65.
- Dogliani, C. (1993). Geological evidence for a global tectonic polarity. *Journal of the Geological Society*, 150(5), 991-1002.
- Drury, M. R. (2005). Dynamic recrystallization and strain softening of olivine aggregates in the laboratory and the lithosphere. *Geological Society, London, Special Publications*, 243(1), 143-158.
- Duarte, M. F., & Baraniuk, R. G. (2013). Spectral compressive sensing. *Applied and Computational Harmonic Analysis*, 35(1), 111-129.
- Dvorkin, J., Nur, A., Mavko, G., and Ben-Avraham, Z. Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins. *Tectonophysics*, 227(1) :63–79, 1993
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4) :297–356, 1981.
- England, P., & Jackson, J. (1989). Active deformation of the continents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 197-226.

- Engvik, A. K., Austrheim, H., & Erambert, M. (2001). Interaction between fluid flow, fracturing and mineral growth during eclogitization, an example from the Sunnfjord area, Western Gneiss Region, Norway. *Lithos*, 57(2-3), 111-141.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., & Brusset, S. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27(3).
- Evans, B., & Kohlstedt, D. L. (1995). Rheology of rocks. *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants, AGU Ref. Shelf*, 3, 148-165.
- Fagereng, A., & Ellis, S. (2009). On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1-2), 120-130.
- Faccenna, C., Heuret, A., Funicello, F., Lallemand, S., & Becker, T. W. (2007). Predicting trench and plate motion from the dynamics of a strong slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1-2), 29-36.
- Flesch, L. M., Holt, W. E., Silver, P. G., Stephenson, M., Wang, C. Y., & Chan, W. W. (2005). Constraining the extent of crust–mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1-2), 248-268.
- Forsyth, D., & Uyedaf, S. (1975). On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43(1), 163-200.
- Forte, A. M., & Mitrovica, J. X. (1996). New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post-glacial rebound data. *Geophysical Research Letters*, 23(10), 1147-1150.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Inoue, H., and Nenbai, M. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B4) :4809– 4822, 1992.
- Fukao, Y., Widiyantoro, S., & Obayashi, M. (2001). Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Reviews of Geophysics*, 39(3), 291-323.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T., & Deep Slab Project Group. (2009). Stagnant slab: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 19-46.
- Fukao, Y., & Obayashi, M. (2013). Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5920-5938.
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., & Regenauer-Lieb, K. (2003). Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- Funicello, F., Morra, G., Regenauer-Lieb, K., & Giardini, D. (2003a). Dynamics of retreating slabs: 1. Insights from two-dimensional numerical experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- Funicello, F., Faccenna, C., & Giardini, D. (2004). Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International*, 157(3), 1393-1406.
- Funicello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., & Bui, H. A. (2006). Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analyzed by feature tracking. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Garfunkel, Z., Anderson, C., and Schubert, G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 91(B7) : 7205–7223, 1986.
- Goetze, C. (1978). The mechanisms of creep in olivine. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 288(1350), 99-119.

- Goetze, C., & Evans, B. (1979). Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*, 59(3), 463-478.
- Grocott, J., & Watterson, J. (1980). Strain profile of a boundary within a large ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 111-117.
- Grujic, D., Warren, C. J., & Wooden, J. L. (2011). Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. *Lithosphere*, 3(5), 346-366.
- Gudmundsson, Ó. and Sambridge, M. A regionalized upper mantle (rum) seismic model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 103(B4) :7121–7136, 1998.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R. C., Lagabrielle, Y., ... & Suárez, M. (2006). Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47 S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(3), 346-370.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., & Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Hacker, B. R., & Gerya, T. V. (2013). Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics*, 603, 79-88.
- Hager, B. H. (1984). Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6003-6015.
- Hager, B. H., & Richards, M. A. (1989). Long-wavelength variations in Earth's geoid: physical models and dynamical implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 328(1599), 309-327.
- Handy, M. R., & Stünitz, H. (2002). Strain localization by fracturing and reaction weakening—a mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 387-407.
- Handy, M. R., & Brun, J. P. (2004). Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4), 427-441.
- Hatzfeld, D., & Molnar, P. (2010). Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Reviews of Geophysics*, 48(2).
- Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. Slab1.0 : A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117 (B1), 2012.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 2119-2136.
- Heuret, A. (2005). *Dynamique des zones de subduction: étude statistique globale et approche analogique* (Doctoral dissertation, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc).
- Heuret, A., Funicello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4), 473-483.
- Hippchen, S., & Hyndman, R. D. (2008). Thermal and structural models of the Sumatra subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B12).

- Hirauchi, K. I., Katayama, I., Uehara, S., Miyahara, M., & Takai, Y. (2010). Inhibition of subduction thrust earthquakes by low-temperature plastic flow in serpentine. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3-4), 349-357.
- Houseman, G. A. and Gubbins, D. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International*, 131(3) :535–551, 1997.
- Husson, L. (2001). *dynamique et regime thermique des chaines de montagnes-application aux Andes Centrales* (Doctoral dissertation, Ecole normale supérieure de lyon-ENS LYON).
- Irvine, D. N., & Schellart, W. P. (2012). Effect of plate thickness on bending radius and energy dissipation at the subduction zone hinge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Isacks, B., Oliver, J., & Sykes, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 5855-5899.
- Isacks, B., & Molnar, P. (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 223(5211), 1121.
- Isacks, B., & Molnar, P. (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of Geophysics*, 9(1), 103-174.
- Jackson, J. A. (2002). Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich?. *GSA today*, 12, 4-10.
- Jackson, J., McKenzie, D. A. N., Priestley, K., & Emmerson, B. (2008). New views on the structure and rheology of the lithosphere. *Journal of the Geological Society*, 165(2), 453-465.
- John, T., & Schenk, V. (2003). Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(2), 174-191.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., & Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303(5), 353-409.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., & Andersen, T. B. (2005). Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 532-547.
- Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1-2), 198-209.
- Kanamori, H., & Astiz, L. (1985). The 1983 Akita-Oki earthquake (M_w = 7.8) and its implications for systematics of subduction earthquakes. In *Practical Approaches to Earthquake Prediction and Warning* (pp. 305-317). Springer, Dordrecht.
- Karato, S. I., Riedel, M. R., & Yuen, D. A. (2001). Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1-4), 83-108.
- Karato, S. I. (2012). *Deformation of earth materials: an introduction to the rheology of solid earth*. Cambridge University Press.
- Kaufman, P. S., & Royden, L. H. (1994). Lower crustal flow in an extensional setting: Constraints from the Halloran Hills region, eastern Mojave Desert, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8), 15723-15739.
- Kearey, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2013). *Global tectonics*. John Wiley & Sons.

- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, *16*(2), 125-131.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B., & Emami, M. (2009). Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *182*(1-2), 1-12.
- King, S. D., & Masters, G. (1992). An inversion for radial viscosity structure using seismic tomography. *Geophysical Research Letters*, *19*(15), 1551-1554.
- King, S. D., & Hager, B. H. (1994). Subducted slabs and the geoid: 1. Numerical experiments with temperature-dependent viscosity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B10), 19843-19852.
- Király, Á., Capitanio, F. A., Funicello, F., & Faccenna, C. (2017). Subduction induced mantle flow: Length-scales and orientation of the toroidal cell. *Earth and Planetary Science Letters*, *479*, 284-297.
- Kirby, S. H. (1983). Rheology of the lithosphere. *Reviews of Geophysics*, *21*(6), 1458-1487.
- Kirby, S. H. (1985). Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, *119*(1-4), 1-27.
- Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A., & Rubie, D. C. (1996). Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Reviews of geophysics*, *34*(2), 261-306.
- Kley, J., & Monaldi, C. R. (1998). Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?. *Geology*, *26*(8), 723-726.
- Kissling, E., Schmid, S. M., Lippitsch, R., Ansoerge, J., & Fügenschuh, B. (2006). Lithosphere structure and tectonic evolution of the Alpine arc: new evidence from high-resolution teleseismic tomography. *Geological Society, London, Memoirs*, *32*(1), 129-145.
- Kohlstedt, D. L., Evans, B., & Mackwell, S. J. (1995). Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B9), 17587-17602.
- Kreemer, C., Holt, W. E., & Haines, A. J. (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, *154*(1), 8-34.
- Kreemer, C. (2009). Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B10).
- Kruse, S., McNutt, M., Phipps-Morgan, J., Royden, L., & Wernicke, B. (1991). Lithospheric extension near Lake Mead, Nevada: A model for ductile flow in the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *96*(B3), 4435-4456.
- Kuge, K., Kase, Y., Urata, Y., Campos, J., & Perez, A. (2010). Rupture characteristics of the 2005 Tarapaca, northern Chile, intermediate-depth earthquake: Evidence for heterogeneous fluid distribution across the subducting oceanic plate?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B9).
- Lacombe, O. (2007). Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology*, *29*(1), 86-99.
- Lallemand, S. (1999). La subduction océanique. *Pour la Science*, (259), 108.
- Le Pichon, X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, *73*(12), 3661-3697.
- Li, C., van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R., & Burdick, S. (2008). A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(5).

- Li, C., Van der Hilst, R. D., Meltzer, A. S., & Engdahl, E. R. (2008). Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1-2), 157-168.
- Little, T. A., Savage, M. K., & Tikoff, B. (2002). Relationship between crustal finite strain and seismic anisotropy in the mantle, Pacific–Australia plate boundary zone, South Island, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 151(1), 106-116.
- Liu, Y., & Rice, J. R. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Mackwell, S. J., & Paterson, M. S. (2002). New developments in deformation studies: high-strain deformation. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 51(1), 1-19.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., & Baker, C. (2000). A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the 馮 Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in 馮 the continental mantle?. *Geophysical Journal International*, 143(3), 629-661.
- Mainprice, D. (2010). 2.16 Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. *Mineral Physics: Treatise on Geophysics*, 437.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299-309.
- McAdoo, D. C., Martin, C. F., & Poulouse, S. (1985). Seasat observations of flexure: Evidence for a strong lithosphere. *Tectonophysics*, 116(3-4), 209-222.
- McKenzie, D. P., & Parker, R. L. (1967). The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216(5122), 1276.
- McKenzie, D. P. The initiation of trenches. *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, pages 57–61, 1977.
- McKenzie, D., & Fairhead, D. (1997). Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B12), 27523-27552.
- McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1996). Heat flow and the chemical composition of continental crust. *The Journal of Geology*, 104(4), 369-377.
- Mitrovica, J. X., & Forte, A. M. (1997). Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2751-2769.
- Morgan, W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 1959-1982.
- Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., ... & Bower, D. J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 107-138.
- Nelson, K. D., Zhao, W., Brown, L. D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., ... & Kind, R. (1996). Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274(5293), 1684-1688.
- Okaya, N., Cloetingh, S. A. P. L., & Mueller, S. (1996). A lithospheric cross-section through the Swiss Alps—II. Constraints on the mechanical structure of a continent-continent collision zone. *Geophysical Journal International*, 127(2), 399-414.

- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. In *The Andes* (pp. 3-27). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Pacheco, J. F., & Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1306-1349.
- Paterson, M. S., & Olgaard, D. L. (2000). Rock deformation tests to large shear strains in torsion. *Journal of Structural Geology*, 22(9), 1341-1358.
- Paterson, M. (2001). Relating experimental and geological rheology. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 157-167.
- Peacock, S. M., & Hyndman, R. D. (1999). Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 26(16), 2517-2520.
- Peacock, S. M., Christensen, N. I., Bostock, M. G., & Audet, P. (2011). High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, 39(5), 471-474.
- Pérez-Gussinyé, M., & Watts, A. B. (2005). The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436(7049), 381.
- Philippot, P., & van Roermund, H. L. (1992). Deformation processes in eclogitic rocks: evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones. *Journal of structural geology*, 14(8-9), 1059-1077.
- Platt, J. P. (1993). Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra nova*, 5(2), 119-133.
- Poirier, J. P. (1980). Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 135-142.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., & Hatzfeld, D. (2010). Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran. *Geophysical Journal International*, 181(1), 173-184.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., & Leroy, Y. (2007). Consequences of progressive eclogitization on crustal exhumation, a mechanical study. *Geophysical Journal International*, 168(1), 379-401.
- Raleigh, C. B., & Paterson, M. S. (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 70(16), 3965-3985.
- Ranalli, G., & Murphy, D. C. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4), 281-295.
- Ricard, Y., Doglioni, C., & Sabadini, R. (1991). Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), 8407-8415.
- Richardson, R. M. (1992). Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11739-11748.
- Rogers, G., & Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627), 1942-1943.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., & van der Hilst, R. D. (2008). The geological evolution of the Tibetan Plateau. *science*, 321(5892), 1054-1058.
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309.

- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.
- Russo, R. M., & Silver, P. G. (1996). Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*, 24(6), 511-514.
- Savage, M. K., Fischer, K. M., & Hall, C. E. (2004). Strain modelling, seismic anisotropy and coupling at strike-slip boundaries: applications in New Zealand and the San Andreas fault. *Geological Society, London, Special Publications*, 227(1), 9-39.
- Schellart, W. P., Stegman, D. R., & Freeman, J. (2008). Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. *Earth-Science Reviews*, 88(1-2), 118-144.
- Slater, J. G., & Francheteau, J. (1970). The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20(5), 509-542.
- Singh, S. C., Carton, H., Tapponnier, P., Hananto, N. D., Chauhan, A. P., Hartoyo, D., ... & Lubis, H. (2008). Seismic evidence for broken oceanic crust in the 2004 Sumatra earthquake epicentral region. *Nature Geoscience*, 1(11), 777.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797-809.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.
- Stark, P. B. and Frohlich, C. The depths of the deepest deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 90(B2) :1859–1869, 1985.
- Stefanick, M., & Jurdy, D. M. (1992). Stress observations and driving force models for the South American plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11905-11913.
- Stein, S., & Stein, C. A. (1996). Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implications for the subduction process and deep earthquakes. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 96, 1-17.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., & Jingsui, Y. (2001). Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *science*, 294(5547), 1671-1677.
- Tikoff, B., Teyssier, C., & Waters, C. (2002). Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 57-73.
- Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, C., & Tommasi, A. (2004). Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, 227(1), 41-64.
- Tirel, C., Gueydan, F., Tiberi, C., & Brun, J. P. (2004). Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4), 267-280.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (1982). *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*, 450 pp.

- Turcotte, D., and G. Schubert (2002), *Geodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Twiss, R. J. (1977). Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. In *Stress in the Earth* (pp. 227-244). Birkhäuser, Basel.
- Van Der Meer, D. G., Spakman, W., Van Hinsbergen, D. J., Amaru, M. L., & Torsvik, T. H. (2010). Towards absolute plate motions constrained by lower-mantle slab remnants. *Nature Geoscience*, 3(1), 36.
- Van der Wal, D., Chopra, P., Drury, M., & Gerald, J. F. (1993). Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophysical Research Letters*, 20(14), 1479-1482.
- van Hunen, J., & Allen, M. B. (2011). Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 27-37.
- Vauchez, A., & Tommasi, A. (2003). Wrench faults down to the asthenosphere: Geological and geophysical evidence and thermomechanical effects. *Geological Society, London, Special Publications*, 210(1), 15-34.
- Vermeer, P. A., & De Borst, R. (1984). Non-associated plasticity for soils, concrete and rock. *HERON*, 29 (3), 1984.
- Vine, F. J., & Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199(4897), 947-949.
- Vigner, A. (2002). *Images sismiques par réflexions verticale et grand-angle de la croûte en contexte extensif: les Cyclades et le Fossé Nord-Egéen* (Doctoral dissertation, Paris, Institut de physique du globe).
- Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A., & Usenko, A. Y. (1992). Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophysical Journal International*, 111(3), 433-447.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., & Zarrinkoub, M. (2009). Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Warren, C. J. (2013). Exhumation of (ultra-) high-pressure terranes: concepts and mechanisms. *Solid Earth*, 4(1), 75-92.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.
- Watts, A. B., & Burov, E. B. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1-2), 113-131.
- Wdowinski, S., O'Connell, R. J., & England, P. (1989). A continuum model of continental deformation above subduction zones: Application to the Andes and the Aegean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8), 10331-10346.
- Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4), 276-292.
- Wegener, A. (1920). *Die entstehung der kontinente und ozeane*. Рипол Классик.
- Whittaker, J. M., Afonso, J. C., Masterton, S., Müller, R. D., Wessel, P., Williams, S. E., & Seton, M. (2015). Long-term interaction between mid-ocean ridges and mantle plumes. *Nature Geoscience*, 8(6), 479.
- Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290(5498), 1910-1917.
- Yamasaki, T., & Seno, T. (2003). Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).

- Yamato, P., & Brun, J. P. (2017). Metamorphic record of catastrophic pressure drops in subduction zones. *Nature Geoscience*, 10(1), 46.
- Zhang, P. Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., ... & Hanrong, S. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9), 809-812.
- Zhao, D., Tian, Y., Lei, J., Liu, L., and Zheng, S. Seismic image and origin of the changbai intraplate volcano in east asia : role of big mantle wedge above the stagnant pacific slab. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(3) :197–206, 2009.
- Zoback, M. D., & Townend, J. (2001). Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics*, 336(1-4), 19-30.

Chapitre 3

*Rhéologie à l'interface de subduction: étude du comportement
rhéologique des roches aux conditions P - T du faciès
éclogitique.*

Sommaire:

1. Introduction	91
2. Indices d'une déformation cassante aux conditions P-T du faciès éclogitique au sein de l'interface de subduction.....	92
2.1. Résumé de l'Article 1	92
2.2. "Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies P-T conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps)."># Article 1	93
3. Synthèse et perspectives	121
4. Références bibliographiques	123

1. Introduction

Le précédent chapitre a mis l'accent sur le manque de contraintes concernant la rhéologie des roches au sein de l'interface de subduction. Et plus particulièrement, sur son évolution en fonction des conditions P - T - t - ε et ses implications potentielles.

En effet, si l'interface de subduction a fait l'objet de nombreuses études, ces dernières se sont principalement focalisées sur les processus de subduction, de découplage et d'exhumation des unités (*e.g.*, Platt *et al.*, 1993; Jolivet *et al.*, 2003, 2005; Brun et Faccena, 2008; Yamato *et al.*, 2008; Agard *et al.*, 2009; Angiboust *et al.*, 2009; Angiboust et Agard, 2010; Hacker et Gerya, 2013; Warren *et al.*, 2013). En revanche, peu d'entre elles se sont intéressées aux mécanismes de déformation des roches impliquées dans cette zone et la déformation y est ainsi classiquement considérée comme ductile.

Cependant, plusieurs études ont rapporté l'occurrence de brèches éclogitiques (*e.g.*, Philippot et van Roermund, 1992; John et Schenk 2003; Austrheim et Andersen 2004). Par exemple, Angiboust *et al.*, (2012) ont démontré que les matériaux de croûte océanique peuvent localement se comporter de manière cassante, dans les conditions du faciès éclogitique et jusqu'à 60-80 km de profondeur. Les mécanismes d'exhumation des roches métamorphiques étant dépendants du contexte géodynamique et des matériaux impliqués (*e.g.*, Yamato *et al.*, 2006), on peut dès lors s'interroger sur le comportement des matériaux à affinité continentale lors des processus de subduction:

(1) Quel est le mode de déformation des roches HP-BT à affinité continentale dans le faciès des éclogites, en profondeur, le long de l'interface de subduction?

(2) Quelles en sont les causes (e.g., augmentation des contraintes frictionnelles, augmentation des pressions de fluide)? Quelles en sont les conséquences à la fois en terme de mécanisme de déformation impliqués (i.e., cassant, ductile) mais également, plus largement, sur les processus actifs à l'interface de subduction (i.e., découplage, détachement d'écailles crustales, exhumation)?

Le présent chapitre discute, suivant une approche pétrologique, la problématique du comportement rhéologique des roches aux conditions éclogitiques. Cette étude, réalisée dans la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie), caractérise les modes de déformation enregistrés par les roches HP-BT et leurs conséquences en terme de rhéologie. Les différentes

*phases de déformation se produisant en association avec des circulations de fluides et leurs mécanismes dominants (i.e., fracturation ou fluage par dislocation) sont présentées dans un modèle conceptuel évolutif, en lien avec les changements des conditions P-T. Ce chapitre est principalement constitué d'un article publié à **Tectonophysics** en 2017 (# Article 1).*

2. Indices d'une déformation cassante aux conditions P-T du faciès éclogitique au sein de l'interface de subduction

2.1. Résumé de l'Article 1

Les roches éclogitiques fournissent par combinaison des analyses structurales multi-échelles et des méthodes de pétrologie et de géochronologie des contraintes clés à la fois sur l'évolution des conditions Pression-Température-temps-déformation (chemins $P-T-t-\varepsilon$) et sur les modes de déformation (*i.e.*, cassant ou ductile) actifs à l'interface de subduction (*cf.*, Chapitre 2, section 2). Elles sont, par conséquent, cruciales à notre compréhension des zones de convergence.

Dans cette étude, l'attention est portée sur des boudins mafiques éclogitisés affleurant au sein de granulites du socle continental à la base de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie). Nous en présentons une analyse pétro-structurale visant à définir les mécanismes de déformation enregistrés, en association avec les évolutions de composition chimique, de l'échelle de l'affleurement à l'échelle microscopique.

Ces éclogites présentent une alternance de niveaux fortement déformés de grenatite et de clinopyroxénite. Localement, ces roches déformées présentent un aspect mylonitique et sont parfois rencontrées sous forme de clastes dans des brèches de failles d'épaisseur métrique formées à des conditions proches du pic du métamorphisme, dans le faciès des éclogites à lawsonite ($P \sim 2.2-2.4$ GPa et $T \sim 500-550^\circ\text{C}$). Les grenatites présentent des caractéristiques de déformation cassante, tandis que la déformation dans les niveaux de clinopyroxènes est accommodée à la fois par du fluage par dislocation et par de la fracturation.

Nous proposons un nouveau modèle tectono-métamorphique de la déformation de ces roches au stade éclogitique alpin. Ce modèle est cohérent avec la coexistence de mécanismes ductiles mais aussi cassants, se développant dans le même faciès métamorphique, en association avec des circulations de fluides.

Notre étude révèle ainsi que le matériel crustal, le long de l'interface de subduction et aux conditions HP-BT, peut enregistrer plusieurs événements cassants successifs, à l'encontre d'une déformation qui y est classiquement envisagée comme seulement ductile. Ce résultat de premier ordre apporte de nouvelles contraintes à notre compréhension des processus mécaniques se déroulant en profondeur, à l'interface des zones de subduction.

2.2. "Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies P-T conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps)." # Article 1

Les résultats obtenus lors de l'étude pétrologique font l'objet de l'*Article 1* qui suit, publié à *Tectonophysics* en 2017.

Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies P-T conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps).

Solenn Hertgen^{a,b,*}, Philippe Yamato^{a,b}, Luiz F.G. Morales^c and Samuel Angiboust^{d,e}

^a Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes F-35042, France

^b CNRS, UMR 6118, Rennes F-35042, France

^c Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Auguste-Piccard-Hof 1, CH-8093 Zürich, Switzerland

^d Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne-Paris-Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, F-75005 Paris, France

^e German Research Center for Geosciences (GFZ), Helmholtz Zentrum, Potsdam D-14473, Germany

* Corresponding author: solenn.hertgen@univ-rennes1.fr

Abstract

Eclogitic rocks are crucial for the understanding of tectonic processes as they provide key constraints on both the P - T - t evolutions and the deformation modes sustained by rocks in subduction zones. Here we focus on eclogitised and deformed mafic bodies that are exposed within granulites from the continental basement slice of the Mt. Emilius klippe (Western Alps, Italy). These eclogites exhibit highly deformed garnetite and clinopyroxenite layers. In some places, these deformed rocks (up to mylonitic grade) can be found as clasts within meter-thick brecciated fault rocks that formed close to the lawsonite-eclogite facies peak P - T conditions. Garnet-rich layers are dominated by brittle features, whereas deformation within clinopyroxene-rich layers is accommodated by both creep and fracturing. We present a petro-structural study of these eclogites, that allows to track the brittle deformation history associated with chemical evolution. Based on these data, we propose a new tectono-metamorphic model for these rocks, related to the alpine eclogitic stage. This model is consistent with the coexistence of both ductile and brittle features that developed at similar P - T conditions (*i.e.*, at $P \sim 2.15$ - 2.40 GPa and $T \sim 500$ - 550 °C), and closely associated with fluid circulations. Our study demonstrates that crustal material, buried along the subduction interface at HP - LT conditions, can record several successive brittle events in places where deformation is classically envisioned as ductile. We suggest, based on our observations, that strain-rate increase along plate interface shear zones may trigger fracturing and fluid infiltration which in turn enables brittle-ductile instabilities along these deformation networks.

keywords: *brittle-ductile deformation, eclogite breccias, fluid-rock interaction, subduction interface*

1. Introduction

The rocks constituting Earth's crust are traditionally thought to deform in a brittle manner at shallow depths and by ductile flow at deeper levels (*e.g.*, Brace and Kohlstedt, 1980; Ranalli and Murphy, 1987). The transition between the brittle crust, affected by discontinuous deformation (*i.e.*, fracture-dominated), and the ductile crust, affected by continuous deformation (*i.e.*, flow-dominated), known as the brittle-ductile transition, is characterised by networks of shear zones where both modes of deformation coexist (*e.g.*, Handy and Brun, 2004; Hobbs *et al.*, 1986; Passchier, 1984).

However, field observations, geophysical studies, and laboratory experiments indicate that brittle and ductile deformation mechanisms can actually affect rocks at all crustal levels (*e.g.*, Abers *et al.*, 2006; Angiboust *et al.*, 2011, 2012; Austrheim and Andersen, 2004; Mancktelow, 2009; Pennacchioni and Cesare, 1997; Simpson, 1985). For instance, the formation of brittle features of various length scale, such as breccias, pseudotachylytes and fractured garnets, has been documented for pressure (P) and temperature (T) conditions up to eclogite-facies conditions, in both hydrated oceanic crust (*e.g.*, Austrheim and Andersen, 2004; Angiboust *et al.*, 2012; John and Schenk, 2003) and dry continental crust (*e.g.*, Austrheim *et al.*, 1996). The origin of these brittle structures can be related to seismic faulting,

intermediate-depth earthquakes, and/or fluid percolation (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012; Austrheim and Boundy, 1994; Austrheim *et al.*, 1997; Engviket *et al.*, 2001; Hacker *et al.*, 2003; John and Schenk, 2006; Lund and Austrheim, 2003; Rietbrock and Waldhauser, 2004). In many cases, these brittle structures are precursors on which ductile shear zones nucleated (*e.g.*, Brodie and Rutter, 1987; Lund and Austrheim, 2003; Pennacchioni, 2005; Pennacchioni and Mancktelow, 2007; Segall and Simpson, 1986).

In addition, field evidence, microstructural observations, and chemical data show that both brittle and ductile deformation modes can occur simultaneously up to eclogite-facies conditions (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012; Lund and Austrheim, 2003). However, there is a need to explain the coexistence (both in space and time) of these two deformation modes at identical *P-T* conditions. In order to address this issue, we present the results of a petro-structural study performed on eclogites exposed within the continental-derived tectonic slice of the Mt. Emilius klippe (Western Alps, Italy). These rocks have been highly deformed in a ductile manner, but also exhibit brecciated features (Pennacchioni, 1996). Therefore, they constitute an excellent opportunity for improving our understanding of deformation mechanisms affecting rocks buried in subduction zones.

Based on a multi-scale (*i.e.*, from outcrop- to grain-scale) and a multi-method analytical approach (*i.e.*, optical and electron microscopy, electron microprobe and electron backscatter diffraction analyses), we propose a new tectono-metamorphic model for the formation of the eclogites located within a major shear zone (Arbolle shear zone) at the base of the Mt. Emilius klippe, which involves concomitant brittle and ductile deformation at the metamorphic peak, in the eclogite-facies *P-T* conditions, and associated with multiple fluid circulation events. We finally discuss possible implications for deformation mechanisms, fluid circulations and fluid/rock interactions taking place in subduction zones under high pressure (*HP*) conditions.

2. Geological setting of the Mt. Emilius klippe

2.1. Origin and affinity

The Mt. Emilius klippe is exposed in the southern Aosta valley (Piemonte units, Italy) and overlies the Piemonte meta-ophiolites (Fig. 1a). This klippe corresponds to a continental basement unit, belonging to the austro-alpine nappe-stack (Ballèvre *et al.*, 1986) and connected to the Jurassic margin of the Adriatic plate. The continental basement slices (*e.g.*, Mt. Emilius klippe, Glacier-Raffray unit, Etirol-Levaz slice, Theodul Glacier unit) constitute the "inferior austro-alpine units" (Ballèvre *et al.*, 1986; Weber and Bucher, 2015) or "eclogitic lower austro-alpine outliers" (Dal Piaz *et al.*, 1999). They crop out between the lower grade Combin unit, and the higher grade Zermatt-Saas unit (Dal Piaz *et al.*, 2001). These continental slices contain both mafic and felsic intrusions (*e.g.*, Beltrando *et al.*, 2010; Dal Piaz and Nervo, 1971), and record a multi-stage metamorphic history, pervasive deformation, and numerous reactivated pre-alpine contacts during alpine subduction and exhumation (Compagnon *et al.*, 1977; Beltrando *et al.*, 2014). Hence, these continental basement slices could correspond to extensional allochthons of the hyper-extended continental margin that surrounded the Piemonte-Ligurian ocean (Beltrando *et al.*, 2010; Beltrando *et al.*, 2014; Dal

Piazet *et al.*, 2001).

2.2. A polymetamorphic history

The protoliths of the Mt. Emilius klippe rocks are pre-alpine in age, and mostly correspond to granitoids and sillimanite-biotite-garnet-plagioclase paragneisses, which include dykes and pegmatitic quartz-plagioclase veins, calc-silicates, marbles and mafic rocks. The mafic rocks correspond to garnet-clinopyroxene-plagioclase-hornblende granulites and banded gabbros (Dal Piazet *et al.*, 1983; Pennacchioni, 1996). The Mt. Emilius klippe rocks underwent a first stage of metamorphism at medium pressure-high temperature (*MP-HT*) conditions (*i.e.*, 0.6-0.8 GPa and 700 °C; Dal Piazet *et al.*, 1983; Fig. 1b, point 1). The *MP-HT* assemblages are preserved as relics similar to those found in the Sesia-Lanzo unit (Dal Piazet *et al.*, 1983). This was followed by a first stage of retrogression under amphibolite-facies *P-T* conditions (Fig. 1b, point 2), prior to the high pressure-low temperature (*HP-LT*) alpine metamorphism (Dal Piazet *et al.*, 1983).

Rocks of the Mt. Emilius klippe suffered a later alpine tectono-metamorphic overprint, that essentially occurred under *HP* conditions (Dal Piazet *et al.*, 1983; Pennacchioni, 1996). The *P-T* conditions of this eclogitic event (Fig. 1b, point 3a) were initially estimated at 1.1-1.3 GPa and 460-470 °C by Dal Piazet *et al.* (1983). However, the *P-T* conditions for the Mt. Emilius eclogites have been re-estimated at 2.15-2.40 GPa and 500-550 °C (Angiboust *et al.*, 2017; see dark star in Fig. 1b). These conditions are consistent with peak pressures of 2.2-2.4 GPa (Angiboust *et al.*, 2009; Fig. 1b, point 3b), 2.1-2.3 GPa (Weber and Bucher, 2015; see dark circle in Fig. 1b) and 2.0-2.5 GPa (Fassner *et al.*, 2016; see square in Fig. 1b) estimated for the underlying Zermatt-Saasophiolitic unit, the Theodul Glacier unit and the Etirol-Levaz slice, respectively.

The alpine metamorphic evolution was accompanied by polyphased deformations, as attested by various mineral relics and structures (Dal Piazet *et al.*, 1983; Pennacchioni, 1991, 1996). Two main deformation episodes affected the mafic lithologies at eclogite-facies conditions. The first one induced development of foliation parallel to the protolith layering, incomplete transformation of the granulites and ended up by a brittle deformation event that produced veins at eclogite-facies *P-T* conditions. The second deformation event led to the formation of *S-L*tectonites and mylonites (according to Pennacchioni, 1996). Salt-rich aqueous fluids infiltrated the rocks during deformation (Scambelluri *et al.*, 1998). These fluids seem to have played a key role during eclogitization of the granulite protoliths, deformation localization and enhanced metamorphic re-equilibration (Pennacchioni, 1996; Angiboust *et al.*, 2017).

Finally, the eclogitic facies assemblages underwent a retrograde overprint, first under blueschist conditions and later under greenschist-facies *P-T* conditions, associated with late alpine exhumation (Bearth *et al.*, 1980; Dal Piaz *et al.*, 1983; Pennacchioni, 1996; Fig. 1b, point 4). The late greenschist-facies overprint, of relatively moderate intensity inside the Mt. Emilius unit, is mainly visible in the 100-200 meters basal part of the klippe, *i.e.*, at the contact with the underlying *HP* ophiolites that belong to the Zermatt-Saas unit.

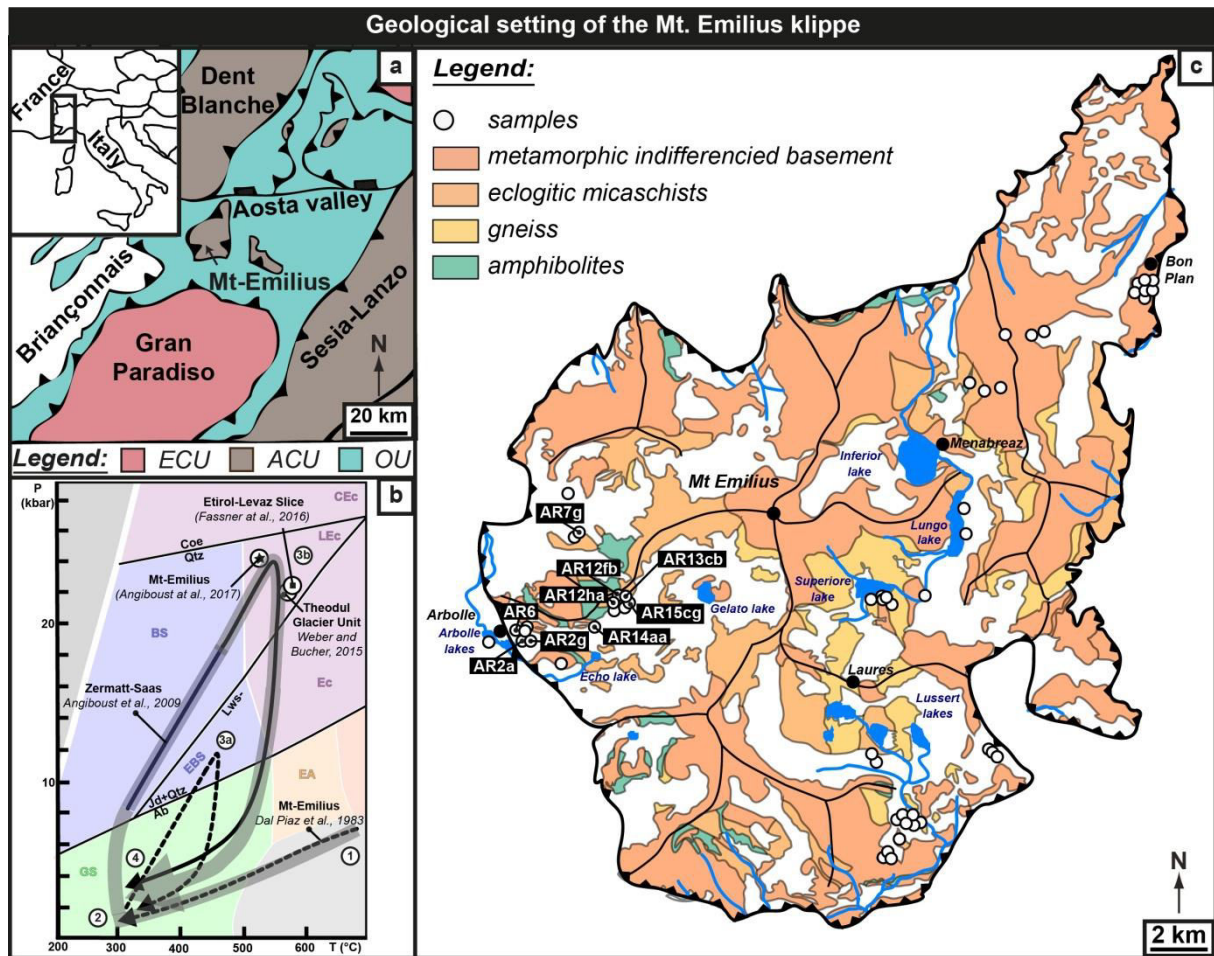


Figure 1: a) Simplified geological map of the Western Alps showing the study area (ECU, European Continental Units; ACU, Austro-alpine Continental Units; OU, Oceanic units). b) Pressure-Temperature diagram showing a compilation of published P-T paths (dashed line: Mt. Emilius klippe, Dal Piaz et al., (1983), solid line: Zermatt-Saas zone, Angiboust et al., (2009)), and of peak P-T conditions (dark circle: Theodul Glacier unit, Weber and Bucher, (2015), dark square: Etnol-Levaz Slice unit, Fassmer et al., (2016), dark star: Mt-Emilius unit, Angiboust et al., (2017)). The wide grey path represent the P-T path considered in this study for the Mt. Emilius klippe. Thin dark lines correspond to main mineral reactions. (Abbreviations: Ab, Albite; Jd, Jadeite; Qtz, Quartz; Coe, Coesite; Lws, lawsonite; BS, blueschist facies; CEC, coesite eclogite facies; EA, epidote amphibolite facies; EBS, epidoteblueschist facies; Ec, eclogite facies; GS, greenschist facies; LEC, lawsonite eclogite facies / Numbers 1 to 4: see text for details). c) Geological map of the Mt. Emilius klippe (modified after the Chatillon geological map, Dal Piaz et al., 2010) where the location and names of new samples are reported.

3. Sampling strategy and analytical methods

3.1. Sampling strategy

150 samples were collected in the Mt. Emilius klippe (Fig. 1a), from which 75 polished thin sections were made. The samples come from different localities (e.g., Arbolle, Menabreaz, Laures, Bon Plan) and are distributed over the whole klippe (Fig. 1c). In this study, we focus on the Arbolle area, located along the western side of the Mt. Emilius klippe, above the Echo lake (N45°40'6.2"-E007°21'43.8"; Fig. 1c). Indeed, although brittle structures

have been observed in other localities, the Arbolle area shows the largest amount of these deformation features and the most complete record of cross-cutting relationships.

3.2. Scanning electron microscopy and microprobe

Mineral characterisation, study of their spatial distribution and semi-quantitative chemical analyses were carried out with an Ultra 55 Plus Carl Zeiss Scanning Electron Microscope (SEM) equipped with an energy-dispersive spectrometer and operating at an accelerating voltage of 20 kV at the German Research Centre for Geosciences (GFZ) of Potsdam. The quantification of Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na and K was performed with a JEOL JXA 8230 Electron Probe Micro-Analyser (EPMA) at the GFZ, using 15 kV acceleration voltage, a beam current of 20 nA and a beam diameter of 10 μm and the following standards: orthoclase (Al, Si, K), rutile (Ti), wollastonite (Ca), albite (Na), periclase (Mg), hematite (Fe) and rhodonite (Mn). X-ray element maps were acquired using a 15 kV acceleration voltage, a beam current of 30 nA and a beam size of 2 μm .

3.3. Electron backscatter diffraction

Crystallographic-preferred orientation (CPO) of *HP* clinopyroxene was determined *via* automatic indexation of Electron BackScatter Diffraction (EBSD) patterns (Adams *et al.*, 1993; Prior *et al.*, 1999). Measurements were performed in two samples sectioned normal to the foliation and parallel to the stretching lineation. These thin sections were polished with diamond paste down to a 0.25 μm grain size in an alkaline solution of colloidal silica for two hours. The EBSD measurements were conducted using a FEI Quanta 3D FEG dual-beam machine installed at the GFZ, and equipped with an EDAX-TSL EBSD Digiview camera and the OIM/TSL version 5.31 software. Uncoated samples were analysed under low-vacuum conditions of 5 Pa of H_2O , an accelerating voltage of 20 kV, a beam current of 8 nA, a working distance of 10 mm and step sizes of 1 μm . Post-indexation processing included the standardisation of the confidence index (CI) and the CI correlation between neighbour points, assuming a value of 0.1. The orientation distribution functions, misorientations and pole figures were calculated and plotted using the MTEX toolbox for Matlab, version 4.2.1 (Hielscher and Schaeben, 2008; Mainprice *et al.*, 2011), considering only measurements with $\text{CI} > 0.2$. All the pole figures were plotted in the tectonic reference frame, with vertical foliations oriented E-W and horizontal lineations in the same direction.

4. Field observations and main rock-types

In the Arbolle area, we observed a large shear zone within the granulites (Fig. 2a), which comprises i) granulite clasts (Fig. 2b) representing undeformed host rock slices, ii) eclogitised and foliated mafic granulites (Fig. 2c), iii) mafic boudins (Fig. 2d), comprising garnet, clinopyroxene, epidote, white micas, quartz, pyrite and calcite, and iv) eclogite breccias (Fig. 2e), composed of garnet, clinopyroxene, and/or epidote broken fragments. The clasts within breccias have variable sizes, are randomly oriented, and generally present a mylonitic foliation. A fine-grained eclogitic matrix formed by clinopyroxene, epidote and garnet envelops the clasts. Breccias crop out as fractured metric

boudins, sometimes surrounded by 10-15 centimeters thick layers formed by almost 100% garnet. These garnetites are fractured, cemented by a first clinopyroxene foliation and embedded, in some places, in a second eclogitic foliation containing clinopyroxene, epidote and garnet (Fig. 2f). All rock-types are crosscut by different types of *HP* veins (*e.g.*, garnet or clinopyroxene; Fig. 2g).

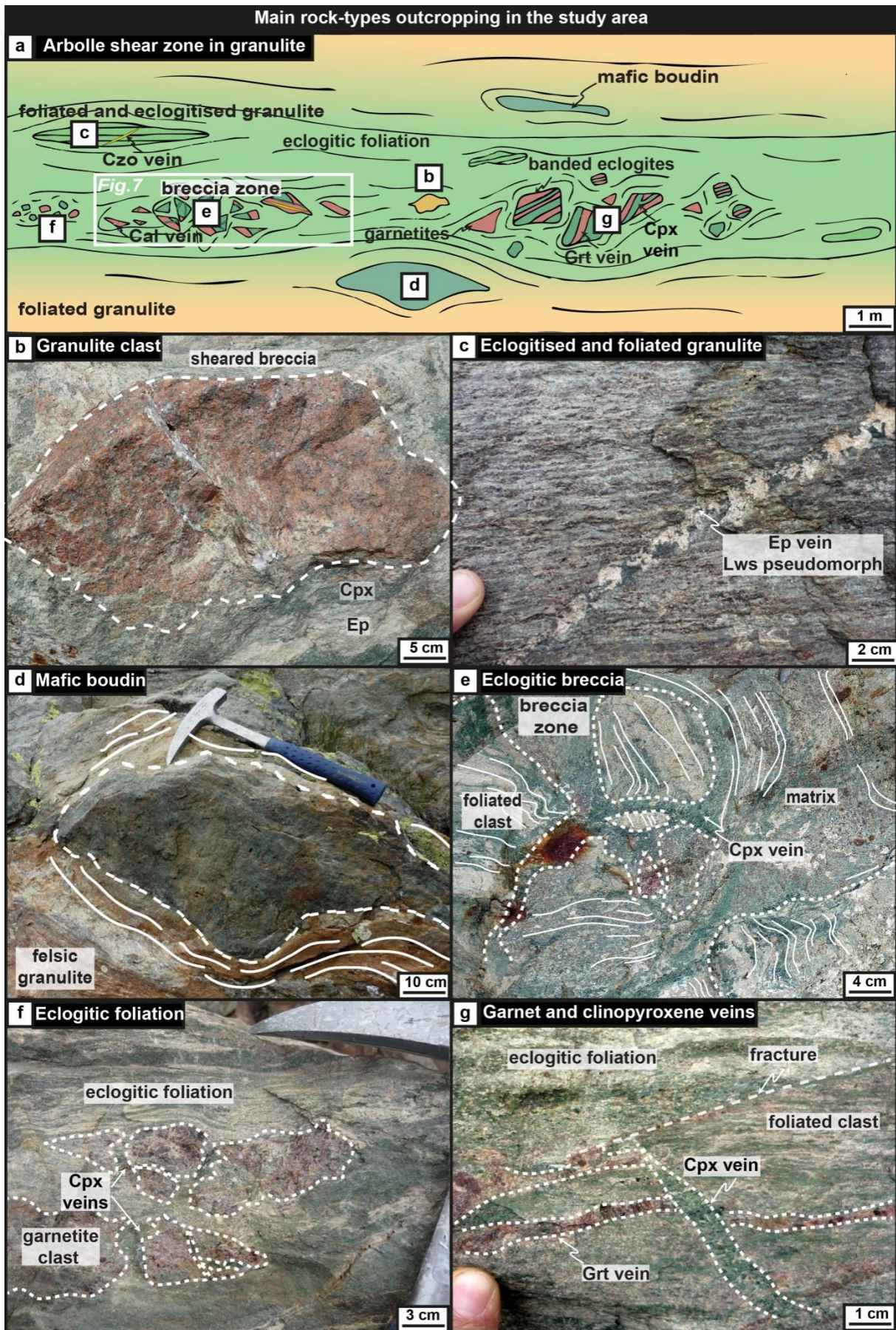


Figure 2: a) Schematic representation of the Arbolle shear zone presenting the different

lithologies and their respective locations. b) Granulite clast embedded within the shear zone. c) Eclogitised and foliated granulite crosscut by an epidote vein (lawsonite pseudomorphs). d) Mafic boudin embedded in sheared felsic granulite. e) Eclogitic breccia showing centimeter-sized, randomly oriented and internally foliated eclogite clasts that are cemented by a matrix comprising clinopyroxene (Cpx), epidote and garnet. f) Boudinaged garnetite clasts embedded in foliation marked by Cpx, epidote and garnet. g) Internally foliated clast displaying a garnet vein that is in turn crosscut by a Cpx vein. The clast is embedded in eclogite with foliation made up by Cpx, epidote and garnet. All these field photographs have been taken in the Arbolle area above the Echo lake (N45°40'6.2"-E007°21'43.8"). (Abbreviations: Cpx, clinopyroxene; Ep, epidote; Grt, garnet; Lws, lawsonite).

5. Deformation styles and petro-chemical constraints

The main rock-types and structures observed in the field are here described in more detail, in relationship with the chemical composition of the rock-forming minerals they host (mainly garnet and clinopyroxene, which are ubiquitous in these rocks). Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

5.1. Eclogitised granulites

The eclogitised granulites (Fig. 2c) are composed of garnet, clinopyroxene, clinozoisite (Tab. 1) and titanite, with lower abundance of calcic amphibole, white mica, chlorite, quartz, calcite, apatite, rutile and pyrite. They are often crosscut by clinozoisite veins (Fig. 3a-b; see section 5.4 for more details).

EPMA analyses carried out on garnet reveal two generations marked by distinct compositions (Fig. 3d). The fractured garnet cores (*Grt0*) are richer in magnesium ($X_{Py} = 0.43-0.44$; Fig. 3d). Their high X_{Mg} ratios ($X_{Mg} = 0.52-0.54$; see Tab. A in supplementary material) indicate that garnet grew at high temperatures (~750 °C, calculated using the methods of Ai (1994) and Ravna (2000); see Tab. C in supplementary material). Garnet rims (*Grt1*), also found as smaller idiomorphic garnet grains in the clinopyroxene-rich matrix, present a lower Mg content ($X_{Py} = 0.06-0.39$; Fig. 3d). Such a low X_{Mg} ratio ($X_{Mg} = 0.10-0.48$; see Tab. A in supplementary material) suggests growth at lower temperature than *Grt0* (~550 °C; see Tab. C in supplementary material). From *Grt0* to *Grt1*, the concentration changes are sharp, with decreasing Mg content while the Fe, Ca and Mn contents increase (Fig. 3d; see also Angiboust *et al.*, 2017).

Two different types of clinopyroxene can be identified microscopically, according to the occurrence of titanite inclusions. They have a composition ranging between diopside (Di 100-Jd 0) and omphacite (Di 50-Jd 50, see Fig. 3d and Tab. B in the supplementary material).

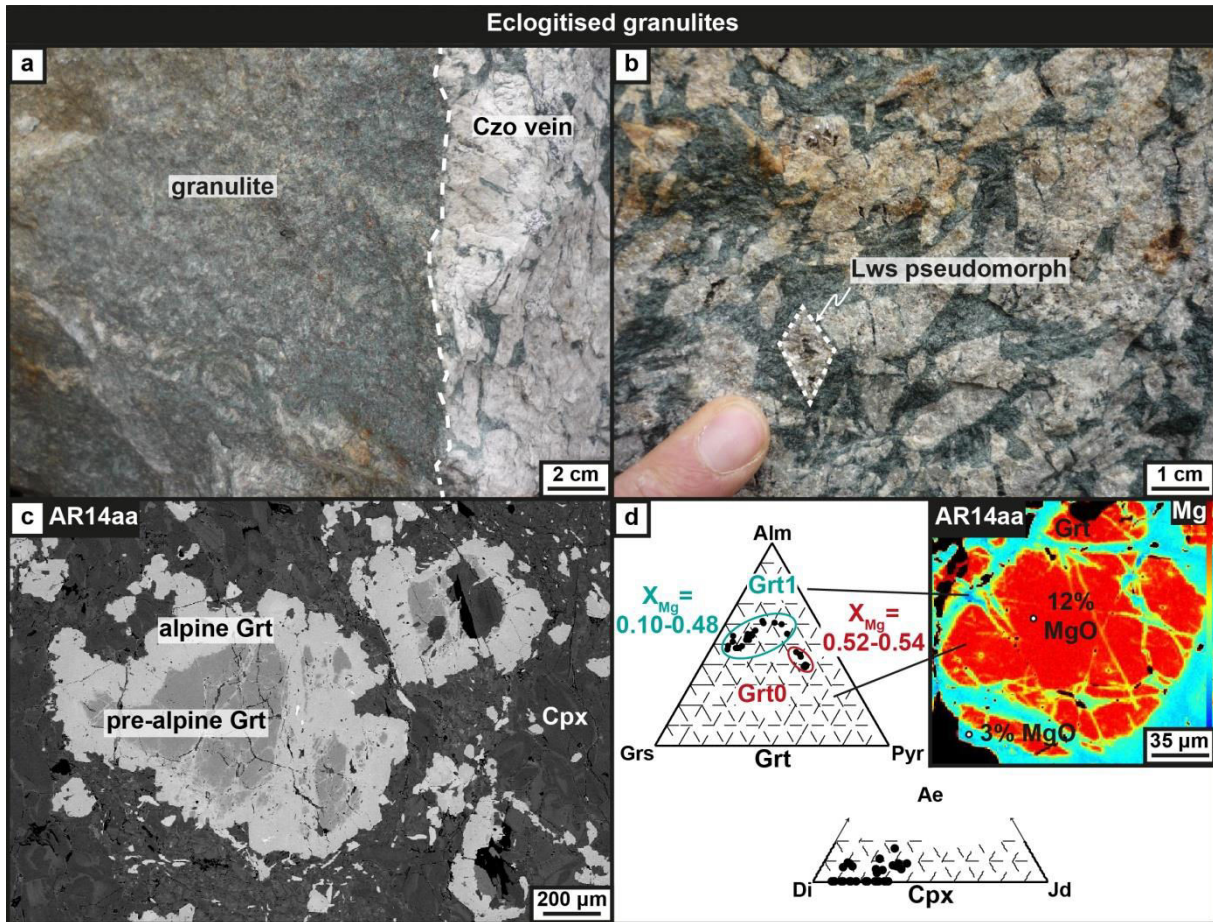


Figure 3: a) Field photograph of eclogitised granulite crosscut by a clinozoisite vein. b) Zoom on the clinozoisite vein from a) showing lozenge shaped lawsonite pseudomorphs in a matrix of calcic amphiboles. c) Back-scattered electron (BSE) image displaying fractured garnet cores (Grt0; dark grey) cemented and rimmed by Grt1 (light grey) in a clinopyroxene-rich matrix. d) Top-left inlay on d): compositional ternary diagram showing Grt0 and Grt1 chemical compositions. (Abbreviations: Pyr, pyrope; Alm, almandine; Grs, grossular). Top-right inlay on d): X-ray chemical map presenting the Mg content (mol%) of high-Mg fractured Grt0 replaced by low-Mg Grt1. Bottom inlay on d): Detail of a compositional ternary diagram showing clinopyroxene compositions. (Abbreviations: Jd, jadeite; Ae, aegyrine; Di, diopside).

5.2. Eclogitic breccias

The eclogitic breccias are composed of garnetite clasts cemented by clinopyroxene (Fig. 4a). At the microscopic scale, the garnetite clasts show an internal foliation formed by clinopyroxene (*HPCpx1*) and clinozoisite (*Czo1*), and are embedded in an external foliation (Fig. 4b) also composed of clinopyroxene (*HP Cpx2*) and clinozoisite (*Czo2*), and characterised by a different orientation compared to the older foliation (Fig. 4b-c).

Chemical analyses carried out on garnet (see Tab. 1 and Tab. A in supplementary material) from garnetite clasts reveal a single generation of garnet (*Grt1*) with homogeneous X_{Mg} ratios, but highly variable Ca abundances ($X_{Gro} = 0.43-0.94$; Fig. 4d). Garnet crystals from garnetite clasts are sometimes fractured and cemented by a newer garnet generation characterised by slightly higher Fe, Mn and Mg contents, and lower Ca contents (Fig. 4d). The chemical analyses performed in clinopyroxene from garnetite clasts reveal two clusters with different composition (Tab. 1). The first one corresponds to diopside compositions ($X_{Di} =$

0.76-1, $X_{Jd}= 0-0.24$, $X_{Ae}= 0-0.13$; left Fig.4d, Tab. B in supplementary content) and the second one corresponds to omphacite compositions in the Morimoto (1988) classification ($X_{Di}= 0.52-0.57$, $X_{Jd}= 0.39-0.48$, $X_{Ae}= 0-0.09$; right Fig. 4d, Tab. B in supplementary material).

We carried out EBSD crystallographic orientation measurements on clinopyroxene occurring as an interstitial phase in a garnetite clast (Fig. 4e). The poles (100) of the clinopyroxene are distributed along a discontinuous band parallel to the foliation, with two maxima parallel to X and Y, whereas the poles of (010) and (001) are concentrated at low angles from the lineation and pole of the foliation, respectively (Fig. 4f). The misorientation angle distribution shows a major peak for low misorientation angles from 2 to 5°, followed by minor peaks with higher misorientation angles (Fig. 4g). Although only determined on a few clinopyroxene grains in this sample (clinopyroxene is a minor phase here), the CPO appears to be very strong. The major peaks for low misorientation angles either indicate that clinopyroxene crystallised with a slightly distorted lattice, or that the grains were reworked, since they display evidence of minor amounts of crystal plasticity after crystallisation. Note that similarly to CPO, the occurrence of most peaks at low misorientation angles could also be related to the limited number of pyroxene crystals analysed in this sample.

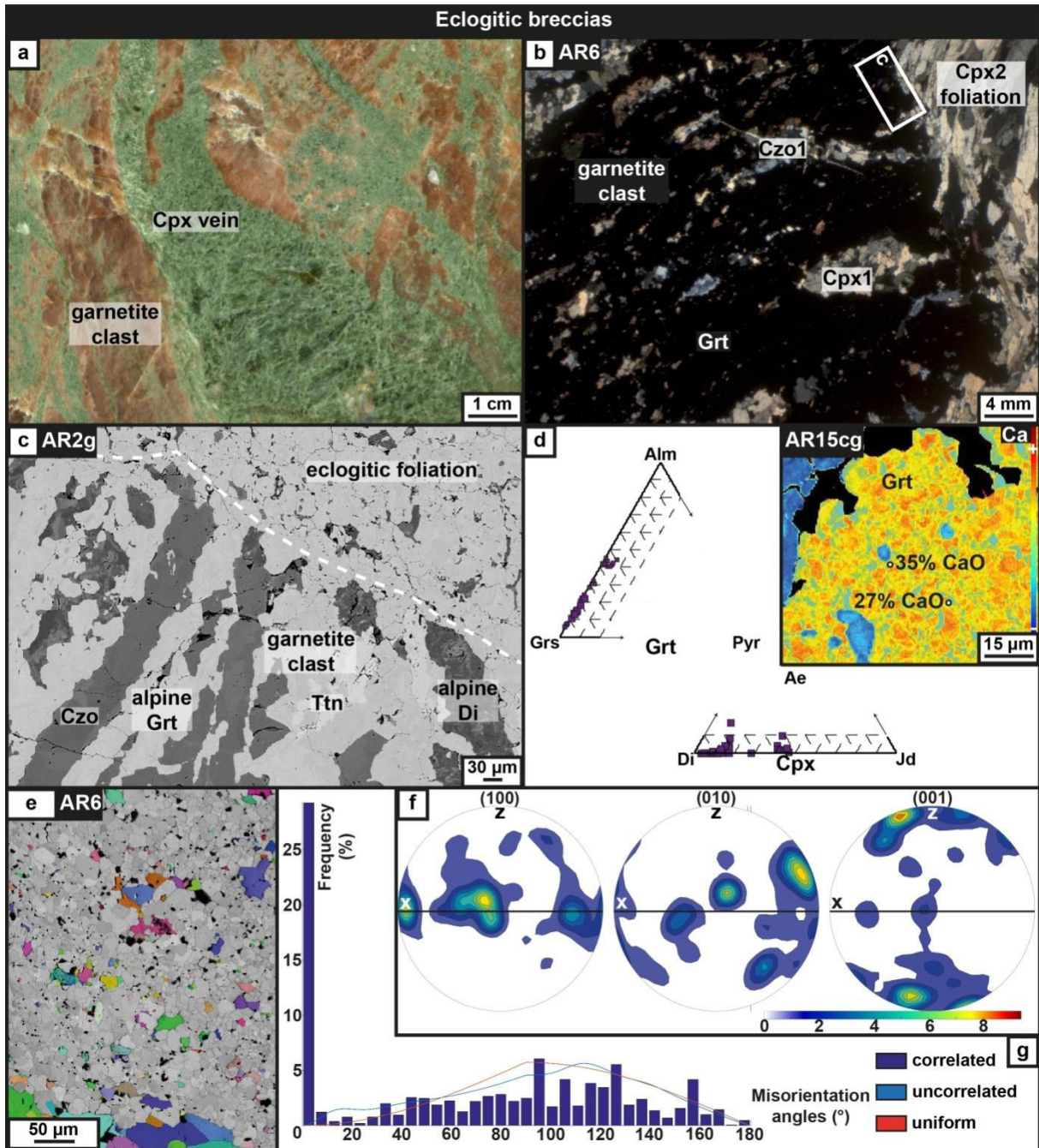


Figure 4: a) Polished rock section showing fractured garnetite clasts cemented by Cpx. b) Thin-section photomicrograph under cross-polarised light showing a garnet clast with internal Cpx (Cpx1) and clinozoisite (Czo1) foliation, embedded in a second foliation with Cpx (Cpx2) and clinozoisite (Czo2) foliation sub-perpendicular to the Cpx1-Czo1 foliation. c) BSE image of a garnet clast with an internal Cpx and clinozoisite foliation (bottom part), surrounded by an eclogitic foliation (upper right part). d) Garnet and Cpx compositional ternary diagrams, showing, respectively, one group of garnet (Grt1) and two groups of Cpx (>80% Di and ~50% Jd). Top right inlay in d): X-ray chemical map presenting the Ca content variations of a garnet assemblage. (Mineral abbreviations are the same than in Fig. 3d). e) EBSD map presenting Cpx interstitial grains (in colour) within a garnetite clast (the grey matrix is made of garnet). Similar colours mean similar crystal orientations. f) Misorientation angle distribution (% area) performed on the map shown in e). Crystallographic preferred orientations of Cpx are plotted in the upper hemisphere of equal-area net. Scale is given in multiples of uniform distribution. X, Y and Z represent the tectonic reference frame. The foliation is vertical and oriented E-W (black line); the lineation is horizontal and oriented E-W. ((100) and (001): pole of the plans (100) and (001) respectively; [010], direction of the plan (010)). g) Histogram of

misorientation angles displaying the misorientation between two neighbouring Cpx crystals (blue bars), misorientation of uncorrelated boundaries (blue line) and theoretical random distribution (red line).

5.3. Eclogitic foliation surrounding eclogite breccias

The eclogite clasts are embedded in a metamorphic foliation composed of clinopyroxene, clinozoisite and garnet (Fig. 5a, Tab. 1) and developed in the eclogite-facies P - T conditions. At the microscopic scale, the clinopyroxene grains defining this foliation are stretched and rotated (Fig. 5b-c-e). Chemical analyses performed on garnet crystals that are part of this foliation reveal only one type of garnet composition ($Grt1$; Fig. 4d, Tab. A in supplementary material). Analyses performed on clinopyroxene display two clusters with different chemical compositions. The first one corresponds to diopside compositions ($X_{Di} = 0.82-1$, $X_{Jd} = 0-0.18$; left Fig. 4d, Tab. B in supplementary material) and the second one to omphacite compositions ($X_{Di} = 0.53-0.56$, $X_{Jd} = 0.44-0.47$; right Fig. 4d, Tab. B in supplementary material).

EBSD crystallographic orientation measurements have been conducted along this pervasive eclogitic foliation, where clinopyroxene occurs as discontinuous bands interleaved with garnet and/or clinozoisite-rich bands (Fig. 5e). The intensity of the CPO is moderate. The poles of (100) are distributed along a broad band normal to the foliation and with a maximum concentration at low angles to the pole of the foliation. The poles of (001) are also spread along a continuous band, this time sub parallel to the foliation and with maxima lying at low angles to the lineation of reference. The poles of (010) are poorly aligned (Fig. 5f). The misorientation angle between clinopyroxene neighbour crystals displays a small peak for low misorientation angles (*i.e.*, 2-5°) and otherwise an almost normal distribution of misorientation angles that tend to follow the uncorrelated and random distribution lines (Fig. 5g).

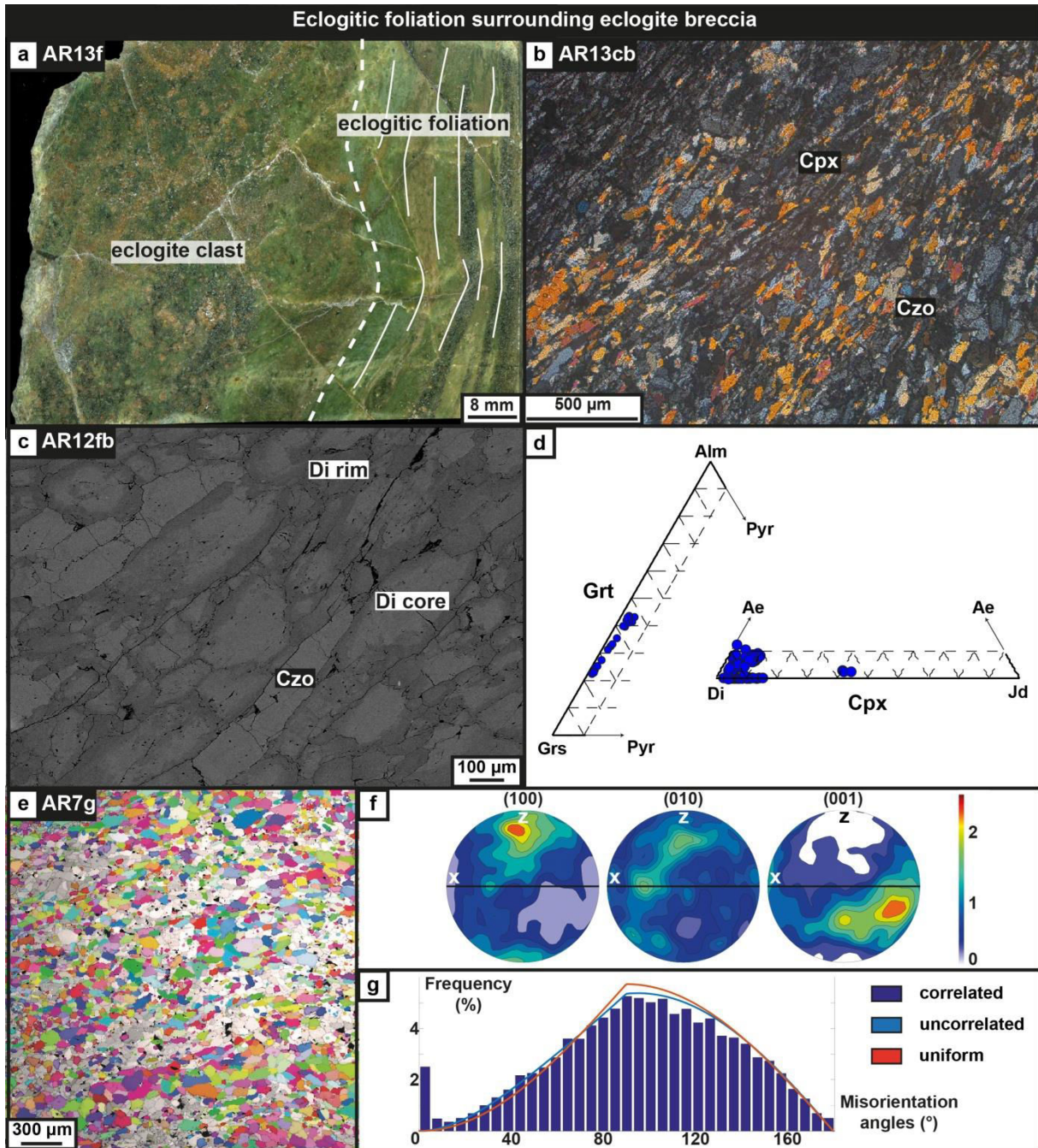


Figure 5: a) Polished rock section showing an eclogite clast embedded in an eclogitic foliation. b) Thin-section photomicrograph under cross-polarised light presenting a Cpx and clinozoisite foliation. c) BSE image displaying a foliation defined by zoned diopside and clinozoisite. d) Details of garnet and Cpx compositional ternary diagrams showing one group of Grt1 and two groups of Cpx (>80% Di and ~50% Jd), respectively. (Mineral abbreviations are for the same than in Fig. 3d). e) EBSD map presenting the Cpx grains (in colour) within the eclogite foliation located around a garnetite clast (other minerals, mainly garnet and clinozosoite, appear in grey). Similar colours mean similar crystal orientations. f) Misorientation angle distribution (% area) performed on the map shown in e). (Legend is the same than in Fig. 4f). g) Histogram of misorientation angles displaying the misorientation of neighbouring Cpx crystals (blue bars), misorientation of uncorrelated boundaries (blue line) and theoretical random distribution (red line).

5.4. Vein types

Different veins types (*i.e.*, garnet-, clinopyroxene-, clinozoisite- chlorite- and calcite-rich veins) have been observed at various spatial scales (*i.e.*, from outcrop to thin section scale). Macroscopic clinopyroxene veins crosscut the eclogitic foliation (Fig. 6a) and are composed of clinopyroxene, clinozoisite and garnet. Clinopyroxene filling fractures does not show any growing preferential orientation (minerals can be parallel, perpendicular or randomly oriented compared to the edges of the fractures). Clinozoisite veins, in which white micas can be also found, cut through the eclogitised granulite (Fig. 3a). In these clinozoisite veins, undeformed, perfectly rhombic sections are well identifiable (Fig. 3b). These sections are now replaced by clinozoisite and white micas, suggesting that these sections correspond to lawsonite pseudomorphs. In garnetite clasts, clinopyroxene veins are crosscut by both clinozoisite veins and chlorite veins (Fig. 6b). Garnetite clasts are also crosscut by calcite veins (Fig. 6c; Angiboust *et al.*, 2017). These various vein families do not exhibit any preferential orientation.

Garnet veins cut through clinopyroxene crystals (Fig. 6d). Clinopyroxene veins have also been identified (Fig. 6e), sometimes associated with clinozoisite. The chemical analyses carried out on garnet and clinopyroxene veins reveal homogeneous garnet compositions (*Grt1*; Fig. 6f, Tab. A in supplementary material) and clinopyroxene compositions ranging from diopside to omphacite (Fig. 6f, Tab. B in supplementary material). Vein-type garnet shows minor internal chemical variations, in Fe content for example (Fig. 6f).

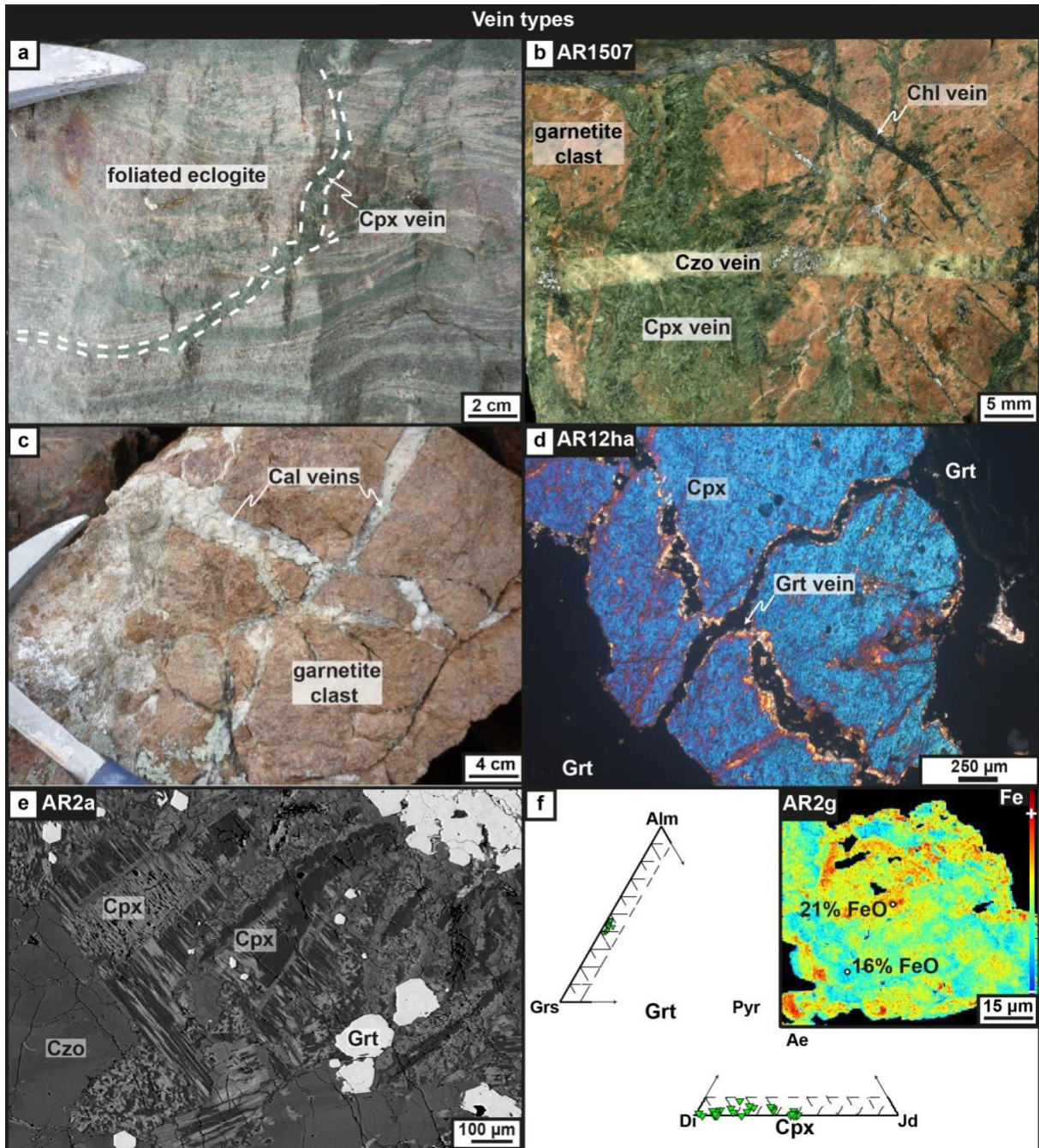


Figure 6: a) Field view of a fracture filled by Cpx cutting through an eclogitic foliation with Cpx, clinozoisite and garnet. b) Polished rock section showing garnetite clasts successively crosscut by Cpx veins, clinozoisite vein and chlorite vein. c) Field view of calcite veins cutting through a garnetite clast. d) Thin section photomicrograph under cross-polarised light presenting a fractured Cpx filled by garnet in a garnet matrix. e) BSE image showing a detail of a Cpx vein. f) Details of garnet and Cpx compositional ternary diagrams showing respectively one group of Grt1 and one group of Cpx forming a solid solution between Di and Jd end-members (>80% Di and ~50% Jd). Top right inlay on d): X-ray chemical map presenting variations of Fe content (mol%) in Grt1. (Mineral abbreviations are the same than in Fig. 4d).

6. Implications for the tectono-metamorphic history of the Mt. Emilius eclogites

Based on our petro-structural analyses associated with both micro-chemical and EBSD data, we propose a model for the tectono-metamorphic history of the eclogites from the Arbolle shear zone located at the base of the Mt. Emilius klippe. This model highlights the link between the P - T history, the deformation processes and the fluid circulations that possibly led to the formation of the brecciated eclogites of the Arbolle region. This model is presented in figure 7.

6.1. Age of the eclogite deformation

Before going further into the description of the deformation, it is important to first clarify its age: i) in the eclogitic structures, pre-alpine garnet crystals have not been clearly identified. Our chemical analyses (section 5) show that all garnet crystals growing in breccias, along the foliation and in veins, are *Grt1* type, which thus crystallised during the alpine stage. ii) Most of clinopyroxene crystals are *HP* clinopyroxene crystals (see Angiboust *et al.*, 2017), and, therefore, also formed during the alpine stage. The composition of both diopside and omphacite can be analysed within a single grain without any real structural difference: some grains have diopside-rich cores and omphacite-rich rims but the opposite is also observed. The presence of diopside instead of omphacite at *HP* could be due to the high calcium concentrations present in these rocks (Angiboust *et al.*, 2017). iii) Associated diopside- and omphacite are indifferently observed in fractures cutting through alpine garnetite clasts (see section 5.2; Fig. 4a), parallel to the alpine foliation embedding these clasts (Fig. 5a-b-c), or even, in fractures cutting through this latter foliation (Fig. 6 a). iv) The CPO obtained for *HP* clinopyroxene, which does not require *HT* conditions (Piepenbreier and Stöckhert, 2001), is caused by ductile deformation in eclogite-facies P - T conditions. v) Finally, brittle events implying *HP* clinopyroxene also occurred during this stage. This is evidenced by clasts of *HP* clinopyroxene, which present the same chemical compositions than those from the eclogitic foliation (see section 5.2, Fig. 5d-6d-f, Tab. 1, Angiboust *et al.*, 2017). Therefore, even if pre-alpine deformation and mineral relics (*i.e.*, garnet and clinopyroxene) may be preserved in the host granulite (Fig. 3), the brittle and ductile deformations observed in the eclogites from the Arbolle region, and summarised in figure 7, are undoubtedly related to the alpine orogeny. The deformation occurred close to the *HP-LT* metamorphic peak in the lawsonite-eclogite facies P - T conditions and in successive steps summarised as:

6.2. Eclogitisation and fluid-rock interaction (t1)

In the eclogite-facies P - T conditions, garnetite layers formed at the interface between mafic boudins and granulites. Considering the presence of heterogeneous chemical zoning in garnet (*e.g.*, Fig. 4d) as well as the entrapment of oriented *HP* clinopyroxene inclusions (Fig. 4b-c), garnetite layers probably resulted from fluid-rock interaction processes during deformation. The rheological contrast existing at the interface between mafic boudins and the host granulite could be responsible for a preferential localisation of deformation, which could have been initiated by a first fracturing event that then allowed pumping of fluids.

In some mafic boudins, eclogitic banding (alternation of garnetite and clinopyroxenite layers; Fig. 2a-g) attests to a rather intense ductile deformation leading to the formation of

mylonitic eclogites. A foliation is also present and defined by the *HP* clinopyroxene in garnetite layers. The CPO patterns observed in the *HP* clinopyroxene (Fig. 4f), together with predominant low misorientation angles (Fig. 4g), probably results from orientated growth under tectonic stress in *HP-LT* conditions.

6.3. Formation of eclogite clasts by fracturing event (t2)

The more or less layered eclogitised mafic boudins and the associated garnetite levels (when present) are locally fractured as evidenced by the presence of *HP* clinopyroxene and/or garnet fractures (Fig. 2f-g and 4a). Such brittle behaviour is also observed at the microscopic scale where fractured garnet (Fig. 4d) and fractured *HP* clinopyroxene (Fig. 6d) are sealed by alpine minerals.

6.4. Ductile deformation and eclogitic breccias evolution (t3)

The eclogite clasts, which are in some places layered (Fig. 2a-g), form boudins embedded in an eclogitic foliation defined by *HP* clinopyroxene, clinozoisite and garnet (Fig. 2f and 5a). The foliation around the clasts (Fig. 5b-c) indicates a ductile deformation process also described by Dal Piazet *al.* (1983), Pennacchionni (1996) and Scambelluriet *al.* (1998). The CPO patterns observed in *HP* clinopyroxene crystals (Fig. 5f) are very close in shape and intensity to the omphacite CPO patterns from other alpine eclogites (*e.g.*, Bascouet *al.*, 2001). As demonstrated by Bascouet *al.* (2001) and Godard and Van Roermund (1995), omphacite CPO patterns are normally related to the strain regime. Considering the above alignment and comparison between natural examples and numerical modelling results (Bascouet *al.*, 2002), our *HP* clinopyroxene CPO probably results from LS-type strain regime (Helmstaedt *al.*, 1972), with foliation and lineation relatively well developed (Fig. 5f). This is in agreement with field evidence and microstructures (*e.g.*, Fig. 5b-c-e). The fabric is also slightly oblique with respect to the main reference frame (foliation/lineation), suggesting a component of non-coaxial deformation during the CPO development (*e.g.*, Abalos, 1997). The presence of undulose extinction and subgrain boundaries in the *HP* clinopyroxene, coupled with the low misorientation angles observed in the histogram (Fig. 5g), both suggest that deformation was mainly accommodated by intra-crystalline plasticity. Assuming a predominant slip system where the slip plane aligns with the flow plane and the slip direction with the flow direction (*e.g.*, Nicolas and Poirier, 1976), then the main slip system in the *HP* clinopyroxene during ductile deformation was [001] (100).

6.5. New fracturing events and formation of HP veins (t4)

Both the elements within the shear zone (*i.e.*, boudins and clasts) and the eclogitic foliation (presented above; *t3*) are crosscut by *HP* clinopyroxene veins (Fig. 6a), attesting to a brittle event after ductile deformation (*t3*). Furthermore, the co-stability of garnet and clinozoisite in these veins (*t4*) indicates that these two minerals grew under the same *P-T* conditions as the ductile deformation event (*t3*). Clinozoisite veins cut through all the structures described above (Fig. 2c, 3a and 6b). These veins include brown rhombic mm-sized crystals of clinozoisite associated with white micas, interpreted as lawsonite pseudomorphs

(Fig. 3b). This would imply that these veins, corresponding to former lawsonite veins, were formed in the lawsonite-bearing eclogite field close to P - T conditions of the metamorphic peak. Finally, calcite is present either as veins (Fig. 6c) or in the matrix in direct contact with garnetite boudins and clasts. The fact that all these veins have different chemical compositions (Fig. 6), and that they include garnet and HP clinopyroxene zoning patterns (Fig. 4d and 6f), point to the existence of multiple fracturing/healing events in the presence of a fluid phase during deformation at HP - LT conditions that involved a cyclic repetition of the phases $t3$ and $t4$.

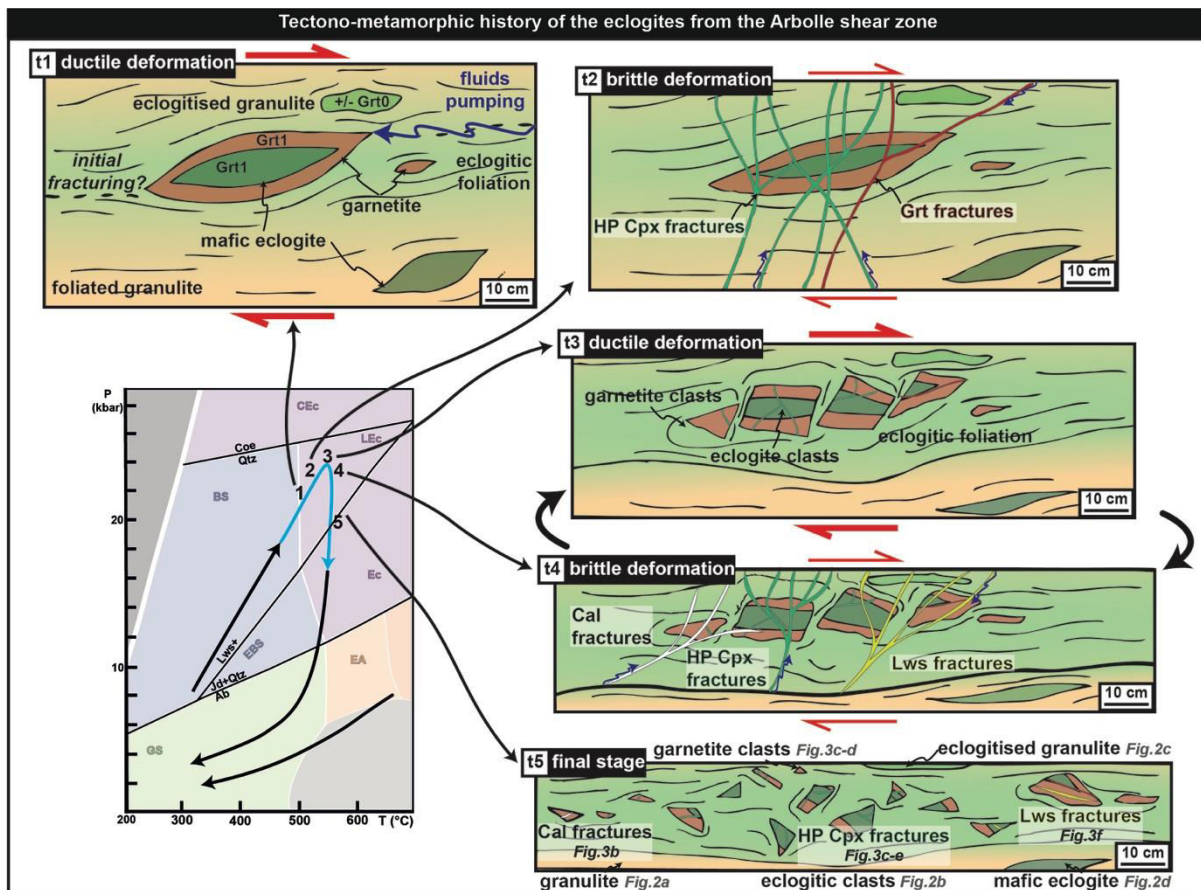


Figure 7: *t1*) Shear deformation triggered by a first fracturing event and associated with fluid infiltration and metasomatic processes, formation of an eclogitic foliation and garnetite layer around mafic eclogite. *t2*) Fracturing across the entire shear zone in the eclogite-facies conditions. Fractures are filled by HP Cpx and/or garnet and lead to the formation of eclogitic clasts. *t3*) Eclogitic breccias formation: clasts are embedded in a foliation comprising HP Cpx, clinozoisite and garnet. *t4*) New fracturing event through the entire shear zone in the eclogite-facies conditions. Fractures are filled by HP Cpx, lawsonite (statically replaced by clinozoisite and white micas during the retrograde path) and calcite. *t5*) Present-day structure summarising all the observations presented in this study. Blue arrows correspond to fluid flow into fractures occurring during the brittle events.

7. Implications for the deformation of rocks in subduction zones and the role of fluids

This study confirms the importance of brittle deformation processes during metamorphism at HP - LT conditions. The tectono-metamorphic history proposed here shows

that the rocks from the Mt. Emilius klippe underwent successive switches between brittle and ductile deformation at (or close to) the metamorphic peak pressure, in the lawsonite-eclogite facies P - T conditions. This example, close to peak metamorphic conditions, allows us to discuss i) possible processes leading to such a dual deformation mode at depth, along the subduction interface as well as ii) the role of fluids, which are indubitably present in this case.

7.1. Brittle behaviour during eclogite-facies metamorphism

In subduction zones, brecciation and formation of HP fractures could be explained *via* different processes that could be either external (*i.e.*, related to the tectonic stresses) or internal (*i.e.*, linked to the intrinsic properties of eclogites). When buried under HP - LT conditions, rocks undergo high shear stresses linked to subduction dynamics. At the onset of exhumation, when the metamorphic units detach from the subducting slab, the state of stresses sustained by the rocks changes (Yamato and Brun, 2017). This switch could be responsible for fracturing at depth and could possibly lead to breccias formation (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012; Godard and Van Roermund, 1995; Van Roermund and Boland, 1981). However, these clasts formed during brecciation do not systematically show large displacements (Fig. 2f), and the HP clinopyroxene, lawsonite and calcite-filled fractures present random orientations (Fig. 6). Yet, the clasts may have been quickly sealed by matrix garnet or HP clinopyroxene that would have prevented their mutual displacements and frozen the post-brecciation texture. If the evolution and the amount of shearing remain difficult to estimate, differential stress was high enough for failure criteria to be met. Furthermore, shearing appears to have been non-negligible as evidenced by differential rotation of the mafic clasts and development of the eclogitic foliation both within the clasts and wrapping around the clusters of clasts.

To trigger fracturing, the eclogitisation process itself can also be invoked (*e.g.*, Bjornerud *et al.*, 2002, Philippot & Van Roermund, 1992). The modification of chemical and physical properties of the buried material significantly affects how rocks respond to stress at depth. In particular, the progressive eclogitisation, which is assisted by deformation and fluid infiltration leads to mineralogical changes. The consequence of this could affect subduction zone dynamics by modifying both the density and the rheology of the progressively subducting crustal material (*e.g.*, Austrheim and Engvik, 1997). The associated volume change can then be large enough to generate stresses allowing fracturing (*e.g.*, Jamtveit *et al.*, 2016). However, even if local stresses during metamorphic reactions may be high and cause localised fracturing, the amount of eclogitic mafic rocks observed in this area is very low (see Fig. 1c). Consequently, even though the amount of stress variations due to volume changes should not be neglected, especially during formation of the thick garnetite layer (*i.e.*, at the onset of the eclogitisation, stage $t1$), it does not seem to be the key process at the scale of the entire Mt. Emilius klippe.

7.2. Role of fluids at eclogite-facies conditions

Fluid circulation along the subduction interface need to be considered because it enhances strain localisation and critically controls the rheology of rocks (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2015; Austrheim and Engvik, 1997; Bjornerud *et al.*, 2002; Hacker *et al.*, 2003). On the

one hand, it has been shown that fluid release during prograde breakdown of hydrous minerals with increasing temperature may generate brittle features such as veins (*e.g.*, Gao *et al.*, 2007; Philippot and Selverstone, 1991) and tectonic breccias (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012). In particular, fluids can be responsible for an increase of internal fluid pressure, leading to brittle deformation by hydro-fracturing processes (*e.g.*, Davies, 1999; Healy *et al.*, 2009). Fluids can thus be responsible for the switch from ductile to brittle behaviour as we observed in the Mt. Emilius area. On the other hand, fracturing allows the pumping and the localisation of fluid circulation (*e.g.*, Sibson, 1981, Mancktelow, 2006). This process could then help for the re-equilibration of the pre-alpine minerals during the alpine tectono-metamorphic events (Austrheim *et al.*, 1996) and facilitate, by strain weakening, ductile deformation between two brittle events. Hence, a fundamental problem that remains to be solved, and that is common to all subduction zones interfaces worldwide, is how to decipher if fluids induced fracturing or, alternatively, if fracturing is responsible for fluid circulation. The Mt. Emilius case study provide important insights to discuss this point because, whether they are a cause or a consequence of the deformation, fluids play an important role in this system.

Fracturing triggered by high fluid overpressure requires the production or arrival of fluids in a volume of rocks that is sealed by a sufficiently impermeable cap. In our case, fluids were probably initially absent because the Mt. Emilius unit is dry (mainly made of granulites). The main source that can provide an important amount of fluid is the oceanic Zermatt-Saas unit located just below the Mt. Emilius tectonic slice (Fig. 1). The main question that arises is the significance of the numerous vein systems that are ubiquitous within the Mt. Emilius klippe. While they can reflect the presence of lithostatic to transient supra-lithostatic pore fluid pressures, it remains unsure how these fluids percolated through the Mt. Emilius klippe massif. Hydro-fracturing of the hanging wall (Davies, 1999) or propagation of porosity waves (*e.g.*, Connolly, 2010) could be envisioned as possible processes. Alternatively, breccias formation and creation of porosity along the Arbolle shear zone may have enabled fluid pumping, channelizing various chemical contributions from the subduction interface region. By considering that the influx of fluid is, initially, linked to a fracturing event triggered by an increase of differential stresses, it is possible to reconcile all our observations. The composition of the fluids pumped during each fracturing event could vary, depending on the pathways followed by fluids through the rocks. All the processes mentioned above (*i.e.*, metamorphic reactions and their rheological impact) can then be activated afterwards and self-maintained by the introduction of fluids in the system.

8. Conclusion

This study provides new field evidence shedding light on deformation processes that occur along the subduction interface in *HP-LT* conditions. The structural record observed here is of key importance because it witnesses of processes associated with slicing of metamorphic units at the metamorphic peak from a downgoing slab in a subduction zone. Understanding the significance of *HP* brittle deformation at eclogite-facies metamorphic conditions thus paves the way for further rheological and geophysical studies focused on mechanical processes rooted in the plate interface region of subduction zones. We have shown here, that ductile behaviour is not the only rule at eclogite-facies conditions as multiple successive

brittle events can exist. These findings highlight the fact that lithological heterogeneities (such as mafic dykes or sills, for instance) are important since they facilitate the localisation of the deformation as well as fluid channelling. We suggest that embrittlement of the Arbolle shear zone was triggered by strain rate increase along the subduction interface possibly under lithostatic pore fluid pressure conditions. Enhanced fluid channelization enables then metamorphic reaction to proceed, leading to volume change and further fracturing. Nevertheless, all these observations raise the more general question of how pervasive fluid circulations initiated in an initially dry rocks, pervasively metamorphosed, when clear localised drains connecting the different garnetite- and breccia-bearing mafic lenses are not observed. This therefore raise the need to i) better understand the complex link between fluid circulation, eclogitisation and deformation localization under *HP-LT* conditions and to ii) decipher whether the brecciation reported here occurred at seismic strain rates. Further documentation of similar natural examples will help better imaging deep fault zones and improve our understanding of the origin of intermediate-depth seismicity in subduction zones.

Acknowledgements

M.A. Smit and an anonymous reviewer are highly thanked for their thoughtful comments and suggestions that greatly improved the quality of the manuscript. K. Joy, J. Lehmann and R. Tartèse are also highly thanked for style checking. The authors thank the INSU SYSTER program that funded a part of this work. LFGM and SA thank the GFZ for the financial support for fieldwork. This is IGP contribution #38XX.

References

- Abers, G.A., van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A., Stachnik, J.C., 2006. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3), 387-397.
- Abalos, B., 1997. Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): relationships with strain symmetry during high-pressure deformation. *J. Struct. Geol.* 19, 621–637.
- Adams B.L., Wright S.I., Kunze, K., 1993. Orientation imaging: the emergence of a new microscopy. *Metallurgical Transactions A* 24:819–831
- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L., Beyssac, O., 2009. The Zermatt- Saas ophiolite: the largest (60- km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone?. *Terra Nova*, 21(3), 171-180.
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P., Huet, B., 2011. Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos*, 127(1), 222-238.
- Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P., Raimbourg, H., 2012. Eclogite breccias in a subducted ophiolite: a record of intermediate-depth earthquakes?. *Geology*, 40, p. 707-710.
- Angiboust, S., Kirsch, J., Oncken, O., Glodny, J., Monié, P., and Rybacki, E., 2015. Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1905-1922.

- Angiboust, S., Yamato, P., Hertgen, S., Hyppolito, T., Bebout, G. E., and Morales, L., 2017. Fluid pathways and high pressure metasomatism in a subducted continental slice (Mt. Emilius klippe, W. Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, in press.
- Ai, Y., 1994. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4), 467-473.
- Austrheim, H., Boundy, T.M., 1994. Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust. *Science*, 265(5168), 82-83.
- Austrheim, H., Erambert, M., Boundy, T.M., 1996. Garnets recording deep crustal earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(1), 223-238.
- Austrheim, H., Engvik, A.K., 1997. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In: *Fluid flow and transport in rocks: mechanisms and effects*. Ed: B. Jamtveit & B.W.D. Yardley. Chapman & Hall, 123-138.
- Austrheim, H., Erambert, M., Engvik, A.K., 1997. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization. *Tectonophysics*, 273(1), 129-153.
- Austrheim, H., Andersen, T.B., 2004. Pseudotachylytes from Corsica: fossil earthquakes from a subduction complex. *Terra nova*, 16(4), 193-197.
- Ballèvre, M., Kienast, J.R., Vuichard, J.P., 1986. La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 79(1), 57-74.
- Bascou, J., Barruol, G., Vauchez, A., Mainprice, D., Eglydio-Silva, M., 2001. EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, 342(1), 61-80.
- Bascou, J., Tommasi, A., Mainprice, D., 2002. Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites. *Journal of Structural Geology*, 24(8), 1357-1368.
- Bearth, P., Dal Piaz, G.V., Elter, G., Gosso, G., Nervo, R., 1980. Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l. Osservazioni preliminari, *Acad. Sci. Torino Mem.*, 144, 227-241.
- Beltrando, M., Rubatto, D., Manatschal, G., 2010. From passive margins to orogens: the link between ocean continent transition zones and (ultra-)high-pressure metamorphism, *Geology*, 38, 559-562.
- Beltrando, M., Manatschal, G., Mohn, G., Dal Piaz, G.V., Brovarone, A.V., Masini, E., 2014. Recognizing remnants of magma-poor rifted margins in high-pressure orogenic belts: The Alpine case study. *Earth-Science Reviews*, 131, 88-115.
- Bjørnerud, M.G., Austrheim, H., Lund, M.G., 2002. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10).
- Brace, W.F., Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithostatic stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 6248-6252.
- Brodie, K.H., Rutter, E.H., 1987. Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of northern Italy. *Tectonophysics*, 140(2), 193-212.
- Compagnoni, R., 1977. The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin, *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33, 335-374.
- Connolly, J.A.D., 2010. The mechanics of metamorphic fluid expulsion. *Elements*, 6(3), 165-172.
- Dal Piaz, G.V., Nervo, R., 1971. Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche Is). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 90(4), 401-414.

- Dal Piaz, G.V., Gosso, G., Lombardo, B., 1983. Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe, Dent Blanche nappe, western Alps.
- Dal Piaz, G.V., 1999. The Austroalpine–Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys, *Mem. Sci. Geol. Padova*, 51, 155–176.
- Dal Piaz, G., Cortiana, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G., Tartarotti, P., 2001. Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt–Saasophiolite, western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 90(3), 668–684.
- Dal Piaz, G.V., Gianotti, F., Monopoli, B., Pennacchioni, G., Schiavo, A., Tartarotti, P., 2010. Foglio 091 Chatillon e note illustrative. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000
- Davies, J.H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism, *Nature*, v. 398, p. 142–145.
- Engvik, A.K., Austrheim, H., Erambert, M., 2001. Interaction between fluid flow, fracturing and mineral growth during eclogitization, an example from the Sunnfjord area, Western Gneiss Region, Norway. *Lithos*, 57(2), 111–141.
- Fassmer, K., Obermüller, G., Nagel, T. J., Kirst, F., 2016. High-pressure metamorphic age and 691 significance of eclogite-facies continental fragments associated with oceanic lithosphere in the 692 Western Alps (Etirol-Levaz Slice, Valtournenche, Italy). *Lithos*, 252, 145–159.
- Gao, J., John, T., Klemd, R., Xiong, X., 2007. Mobilization of Ti–Nb–Ta during subduction: evidence from rutile-bearing dehydration segregations and veins hosted in eclogite, Tianshan, NW China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(20), 4974–4996.
- Godard, G., Van Roermund, H.L.M., 1995. Deformation-induced clinopyroxene from eclogites. *Journal of Structural Geology* 17, 1425–1443.
- Hacker, B. R., Peacock, S.M., Abers, G.A., Holloway, S.D., 2003. Subduction factory 2. Are intermediate- depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Handy, M.R., Brun, J.P., 2004. Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3), 427–441.
- Healy, D., Reddy, S.M., Timms, N.E., Gray, E.M., Brovarone, A.V., 2009. Trench-parallel fast axes of seismic anisotropy due to fluid-filled cracks in subducting slabs, *Earth and Planetary Science Letters*, 283, p. 75–86.
- Helmstaedt, H., Anderson, O.L., Gavasci, A.T., 1972. Petrofabric studies of eclogite, spinel-websterite, and spinel–hercynite xenoliths from kimberlite-bearing breccia pipes in southeastern Utah and northeastern Arizona. *J. Geophys. Res.* 77, 4350 – 4365.
- Hielscher, R., Schaeben, H., 2008. A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm. *Journal of Applied Crystallography* 41, 1024–1037. [http:// dx.doi.org/10.1107/S0021889808030112](http://dx.doi.org/10.1107/S0021889808030112).
- Hobbs, B. E., Ord, A., Teyssier, C., 1986. Earthquakes in the ductile regime?. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 309–336.
- Jamtveit, B., Austrheim, H., Putnis, A., 2016. Disequilibrium metamorphism of stressed lithosphere. *Earth-Science Reviews*, 154, 1–13.
- John, T., Schenk, V., 2003. Partial eclogitization of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(2), 174–191.

- John, T., Schenk, V., 2006. Interrelations between intermediate-depth earthquakes and fluid flow within subducting oceanic plates: Constraints from eclogite facies pseudotachylytes, *Geology*, 34, 557–560.
- Lund, M.G., Austrheim, H., 2003. High-pressure metamorphism and deep-crustal seismicity: evidence from contemporaneous formation of pseudotachylytes and eclogite facies coronas. *Tectonophysics*, 372(1), 59-83.
- Mainprice, D., Hielscher, R., Schaeben, H., 2011. Calculating anisotropic physical properties from texture data using the MTEX open-source package. Geological Society, London, Special Publications, 360(1), 175-192.
- Mancktelow, N.S., 2006. How ductile are ductile shear zones? *Geology*, 34, 345-348.
- Mancktelow, N.S., 2009. Fracture and flow in natural rock deformation. *Trabajos de geología*, 29(29).
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Nicolas, A., Poirier, J.P., 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. Wiley, New York.
- Passchier, C.W., 1984. The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *Journal of Structural Geology*, 6(3), 273-281.
- Pennacchioni, G., 1991. Evoluzione strutturale del M. Emilius (Austroalpino, Alpi occidentali). *Rend. Soc. Geol. It.* 14, 97-100.
- Pennacchioni, G., 1996. Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 18(5), 549-561.
- Pennacchioni, G., Cesare, B., 1997. Ductile- brittle transition in pre- Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water- present to water- deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 15(6), 777-791.
- Pennacchioni, G., 2005. Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy). *Journal of Structural Geology*, 27(4), 627-644.
- Pennacchioni, G., Mancktelow, N. S., 2007. Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, 29(11), 1757-1780.
- Philippot, P., Selverstone, J., 1991. Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(4), 417-430.
- Philippot, P., van Roermund, H.L., 1992. Deformation processes in eclogitic rocks: evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones. *Journal of structural geology*, 14(8), 1059-1077.
- Piepenbreier, D., Stöckhert, B., 2001. Plastic flow of omphacite in eclogites at temperatures below 500 C— implications for interplate coupling in subduction zones. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1), 197-210.
- Prior D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Austin, D., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G.J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P.W., Wheeler, J., Zetterström, L., 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* 84, 1741–1759.
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.

- Ravna, K., 2000. The garnet–clinopyroxene Fe²⁺–Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of metamorphic Geology*, 18(2), 211-219.
- Rietbrock, A., Waldhauser, F., 2004. A narrowly spaced double- seismic zone in the subducting Nazca Plate. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Scambelluri, M., Pennacchioni, G., Philippot, P., 1998. Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps). *Lithos*, 43(3), 151-167.
- Segall, P., Simpson, C., 1986. Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures. *Geology*, 14(1), 56-59.
- Sibson, R. H., 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. *Earthquake prediction*, 593-603.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5), 503-511.
- Van Roermund, H.L.M., Boland, J.N., 1981. The dislocation substructures of naturally deformed omphacites. *Tectonophysics* 78,403–418.
- Weber, S., Bucher, K., 2015. An eclogite-bearing continental tectonic slice in the Zermatt–Saas high-pressure ophiolites at Trockener Steg (Zermatt, Swiss Western Alps). *Lithos*, 232, 336-359.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 854, 95(1), 185.
- Yamato, P., Brun, J.P., 2017. Metamorphic record of catastrophic pressure drops in subduction zones. *Nature Geoscience*, 10(1), 46-50.

Supplementary data

Table mineral	Garnet				HP Clinopyroxene				Clinzoisite				
	location	granulite	clast	foliatio	vein	granulite	clast	foliation	vein	granulite	foliatio		
sample	AR1414aa	AR15c	AR2g	AR7	AR1414aa	AR2g	AR6	AR6	AR2a	AR1414aa	AR6		
%SiO₂	40.0	38.4	38.49	38.30	39.30	55.48	53.71	55.62	54.19	54.80	55.66	40.08	39.61
%TiO₂	0.07	0.12	0.09	0.25	0.15	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.12
%Al₂O₃	22.2	21.2	20.58	21.28	20.29	3.30	2.91	10.51	0.97	2.18	8.41	29.08	28.07
%FeO	19.0	23.4	8.78	17.87	11.00	7.10	8.29	6.99	5.36	4.62	5.35	5.25	6.94
%MnO	0.65	1.08	1.13	1.52	1.64	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.05
%MgO	11.7	3.48	0.25	1.00	0.23	19.78	12.14	5.89	14.94	14.52	8.70	0.04	0.06
%CaO	5.89	11.8	30.62	18.05	26.18	12.55	20.50	13.19	22.87	21.65	15.41	23.74	23.33
%Na₂O	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	1.28	2.37	6.93	1.07	1.71	5.88	0.00	0.02
%K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
sum	99.7	99.6	99.98	98.27	98.79	99.59	99.97	99.13	99.40	99.48	99.41	98.67	98.21
oxygen	12	12	12	12	12	4	4	4	4	4	4	12	12
Si	3.01	3.02	2.95	3.04	3.07	2.00	1.98	2.02	2.03	2.07	2.01	3.08	3.04
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Al	1.96	1.96	1.86	1.99	1.87	0.14	0.13	0.45	0.04	0.10	0.36	2.63	2.54
Fe	1.20	1.54	0.56	1.19	0.72	0.21	0.25	0.21	0.17	0.15	0.16	0.34	0.45
Mn	0.04	0.07	0.07	0.10	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.31	0.41	0.03	0.12	0.03	1.06	0.67	0.32	0.84	0.82	0.47	0.00	0.01
Ca	0.47	1.00	2.51	1.54	2.19	0.49	0.81	0.51	0.92	0.87	0.60	1.95	1.92
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.17	0.49	0.00	0.00	0.41	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 1: Representative analyses of garnet, HP clinopyroxene and clinozoisite from granulites, clasts, foliations and veins (Mt. Emilius klippe).

3. Synthèse et perspectives

Les résultats présentés au sein de l'*Article 1* ci-dessus indiquent que la déformation cassante se produisant dans la klippe du Mont-Emilius est clairement associée à des circulations de fluides. Cela conduit immédiatement à se questionner sur la source de ces fluides et les mécanismes permettant leur circulation et leur localisation, en profondeur, au sein de granulites anhydres. Ces aspects, non traités dans ce premier article, font l'objet d'une seconde publication, l'*Article B* présenté en Annexe:

Angiboust, S., Yamato, P., Hertgen, S., Hyppolito, T., Bebout, G. E., & Morales, L. (2017). "**Fluid pathways and high-P metasomatism in a subducted continental slice (Mt. Emilius klippe, W. Alps).**" *Journal of Metamorphic Geology*, 35(5), 471-492.

Cette étude pétrologique, micro-texturale et géochimique révèle la multiplicité et la variabilité chimique des sources des fluides riches en H₂O circulant au cours de la phase prograde et du pic du métamorphisme dans le champs des éclogites à lawsonites. Ces fluides traversant des marbres situés à l'interface de subduction subissent une décarbonatation suivie par un transport sur une faible distance et une re-précipitation le long des fractures enregistrées par les niveaux de grenatite.

(1) Ces études ont donc permis de mettre en évidence que des roches d'origine continentale, tout comme certains exemples d'affinité océanique (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012), peuvent se **déformer de manière cassante à de hautes pressions aux conditions P-T proches d'un pic de métamorphisme éclogitique**. Cette déformation cassante se produit en association avec des circulations de fluides.

(2) Ce résultat conduit à des perspectives variées visant tout d'abord à multiplier les occurrences de terrain puis à identifier les **causes** et **conséquences** de la déformation **cassante**.

Tout d'abord, il apparaît donc désormais crucial de multiplier les évidences de terrain. Elargir l'étude dans le cas alpin (*e.g.*, au sein de la klippe voisine du Glacier-Raffray) permettrait d'améliorer nos connaissances spécifiques de cette zone de convergence. Ce type d'étude, porté sur le(s) mode(s) de déformation des roches *HP-BT* à l'interface dans d'autres orogènes (*e.g.*, Arc de Bergen en Norvège (Austrheim et Boundy, 1994), Sistân en Iran, île de Groix en France ou encore Suture Franciscaine en Californie), permettrait de mieux comprendre le comportement rhéologique de l'interface ainsi que les mécanismes de détachement et d'exhumation des écailles crustales, en balayant un plus large spectre de contextes tectoniques. *In fine*, cela pourrait aboutir à définir des mécanismes communs à ces différents cas spécifiques, qui pourraient s'intégrer dans un modèle conceptuel plus générique.

Ensuite, il apparaît également fondamental de déterminer les paramètres contrôlant la déformation cassante aux conditions *HP-BT* et d'en appréhender les conséquences. Plusieurs pistes à ce point sont présentées ci-suit.

Quantifier l'importance des réactions métamorphiques (*e.g.*, John et Schenk, 2006; Healy *et al.*, 2009; Wada et Wang, 2009; Faccenda *et al.*, 2012) permettrait d'appréhender leur influence dans le processus de bréchiation, notamment en terme de variations de densité et de déshydratation au cours de l'éclogitisation.

De même, quantifier l'influence potentielle des circulations de fluides sur le comportement mécanique du système permettrait de savoir si les fluides sont une cause ou une conséquence de la déformation cassante.

Les données issues des études de quantification permettraient d'évaluer les paramètres mécaniques (*e.g.*, vitesse de déformation, niveau de contraintes, pression de fluides) responsables de cette déformation cassante.

Les paramètres mécaniques évalués et quantifiés permettraient de remonter à des profils de résistance. Ces derniers seraient utiles à appréhender l'évolution des contraintes tectoniques et des comportements rhéologiques avec la profondeur.

Des modèles numériques permettraient alors de tester mécaniquement si le modèle conceptuel proposé (*Article 1*) pour la formation des brèches éclogitiques et plus largement le comportement rhéologique cassant de la croûte en faciès éclogitique est mécaniquement viable.

Comprendre l'évolution rhéologique de l'interface est également crucial pour estimer le couplage entre les plaques tectoniques et améliorer notre compréhension des mécanismes de détachement des unités du panneau plongeant avant exhumation et ceux à l'origine des séismes le long de l'interface.

En effet, la sismicité est abondamment décrite au niveau des zones de subduction actives à travers le monde (*e.g.*, Green and Houston, 1995; Zhao *et al.*, 2002; Hacker *et al.*, 2003; Oncken *et al.*, 2003; Yamasaki and Seno, 2003; Abers *et al.*, 2006). Cependant, l'ensemble des processus contraignant cette sismicité (*e.g.*, John *et al.*, 2009; Angiboust *et al.*, 2012) est encore mal compris.

Nos résultats révèlent des **épisodes de déformation cassante aux conditions du pic du métamorphisme éclogitique à *HP* et *BT***. Ces évidences constituent des contraintes clés pour l'étude de la rhéologie des roches en profondeur à l'interface des zones de convergence.

Ces résultats questionnent la justification des zones de faible viscosité placées à l'interface dans les modèles analogiques et numériques.

Le comportement mécanique au niveau de l'interface évolue au cours de la subduction et de l'exhumation. Est-il influencé par la rhéologie du manteau environnant et de la plaque chevauchante? Dans le chapitre suivant, je propose ainsi de se déplacer au sein de la zone de convergence, en augmentant l'échelle d'étude, pour s'intéresser à la plaque chevauchante. Avant de voir précisément si la rhéologie de la plaque chevauchante influence le comportement mécanique des roches de l'interface, voyons déjà si la rhéologie de la plaque supérieure influence la dynamique globale de convergence.

4. Références bibliographiques

- Abers G.A., van Keken P.E., Kneller E.A., Ferris A., & Stachnik J.C., 2006. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, v.241(3-4), p.387–397.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., Burov, E., (2009), Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms, *Earth-Science Reviews*
- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L., and Beyssac, O., (2009), The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone?, *Terra Nova*, v.21, p.171–180.
- Angiboust, S., and Agard, P., (2010), Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel?, *Lithos*, **120**(3), 453-474.
- Angiboust S., Agard P., Yamato P., & Raimbourg H., 2012a. Eclogite breccias in a subducted ophiolite: a record of intermediate-depth earthquakes?, *Geology*, v.40, p.707-710, doi:10.1130/G32925.1
- Angiboust, S., Yamato, P., Hertgen, S., Hyppolito, T., Bebout, G. E., & Morales, L. (2017). Fluid pathways and high-P metasomatism in a subducted continental slice (Mt. Emilius klippe, W. Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 35(5), 471-492.
- Austrheim H., & Boundy T.M., 1994. Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust, *Science*, v.265, p.82-83.
- Austrheim, H., Andersen, T.B., 2004. Pseudotachylytes from Corsica: fossil earthquakes from a subduction complex. *Terra Nova* 16 (4), 193–197.
- Brun, J.P., and Faccenna, C., (2008), Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 1–7.
- Faccenda M., Gerya T.V., Mancktelow N.S., Moresi L., 2012. Fluid flow during slab unbending and dehydration: implications for intermediate-depth seismicity, slab weakening and deep water recycling, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v.13, Q01010.
- Green H.W.I., & Houston H., 1995. The mechanics of deep earthquakes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.23, p.169–213, doi:10.1146/annurev.earth.23.050195.001125.
- Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., & Holloway S.D., 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *Journal of Geophysical Research*, v.108, p.2030, doi:10.1029/2001JB001129.
- Hacker, B. R., & Gerya, T. V. (2013). Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics*, 603, 79-88.
- Healy D., Reddy S.M., Timms N.E., Gray E.M., Brovarone A.V., 2009. Trench-parallel fast axes of seismic anisotropy due to fluid-filled cracks in subducting slabs, *Earth and Planetary Science Letters*, v.283(1–4), p.75–86.

- Hertgen, S., Yamato, P., Morales, L. F., & Angiboust, S. (2017). Evidence for brittle deformation events at eclogite-facies PT conditions (example of the Mt. Emilius klippe, Western Alps). *Tectonophysics*, *706*, 1-13.
- John, T., Schenk, V., 2003. Partial eclogitization of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *146*(2), 174-191.
- John, T., Schenk, V., 2006. Interrelations between intermediate-depth earthquakes and fluid flow within subducting oceanic plates: constraints from eclogite facies pseudotachylytes, *Geology*, *v.34*(7), p.557–560.
- John, T., Medvedev, S., Rüpke, L.H., Podladchikov, Y., Andersen, T.B. & Austrheim, H. (2009). Generation of intermediate-depth earthquakes by self-localizing thermal runaway. *Nature Geoscience*, *2*, 137-140.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, 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** (5), 353–409.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H., and Andersen, T. B., (2005), Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction, *Earth and Planetary Science Letters*, **237**(3), 532-547.
- Oncken, O., & ANCORP working group, 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)), *Journal of Geophysical Research*, *v.108*(B7), p.2328.
- Philippot, P., and van Roermund, H.L.M., 1992, Deformation processes in eclogitic rocks: Evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones, *Journal of Structural Geology*, *14*:1059–1077
- Platt, J. P., (1993), Exhumation of high-pressure rocks: A review of concepts and processes, *Terra nova*, **5**(2), 119-133.
- Wada, I., & Wang, K., 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(10).
- Warren, C. J. (2013). Exhumation of (ultra-) high-pressure terranes: concepts and mechanisms. *Solid Earth*, *4*(1), 75-92.
- Yamasaki T., and Seno T., 2003, Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *Journal of Geophysical Research*, *v.108*, p.2212, doi:10.1029/2002JB001918.
- Yamato P., 2006. Des contraintes pour les zones de convergence : confrontation des données du métamorphisme et des modélisations numériques thermomécaniques – application aux Alpes et à l’Oman. Thèse de 3ème cycle. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L., and Jolivet, L., (2008), HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, **271**(1), 63-74.
- Zhao D., Mishra O.P., Sanda R., 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *v.132*(4), p.249–267.

Chapitre 4

Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique des zones de convergence: apports de la modélisation numérique thermo-mécanique 3D.

Sommaire:

1. Introduction	127
2. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent.....	128
2.1. Plaque supérieure homogène.....	128
2.1.1. Conditions initiales et paramètres testés	128
2.1.2. Résultats	130
2.1.2.1. Evolution morphologique du panneau plongeant en lien avec le flux mantellique	130
2.1.2.2. Déformation de la plaque supérieure.....	131
2.1.2.3. Topographie de la plaque supérieure.....	133
2.2. Plaque supérieure hétérogène	134
2.3. Bilan	137
3. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # <i>Article 2</i>	138
3.1. Résumé de l' <i>Article 2</i>	138
3.2. "Influence of the rheology of the overriding plate on convergence zones dynamics" # <i>Article 2</i>	138
3.3. Modèles complémentaires	171
3.3.1. Quid de l'effet d'une plaque inférieure plus âgée?	171
3.3.2. Variations latérales de rhéologie dans la plaque supérieure	174
3.3.2.1. Effet d'une variation dans la direction perpendiculaire à la fosse	174
3.3.2.2. Effet d'une variation dans la direction parallèle à la fosse.....	178
3.4. Bilan	180
4. Synthèse, limites et perspectives	181
5. Références bibliographiques	184

1. Introduction

De nombreuses études se sont focalisées sur le rôle important joué par la plaque inférieure sur la dynamique de convergence (Tableau 2; Chapitre 2) et sur les paramètres influençant la plaque supérieure, ses mouvements (vers la fosse ou dans la direction opposée), sa déformation, sa topographie ou encore sa vitesse de déplacement (Tableau 4; Chapitre 2). En revanche, l'influence de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence n'a été que très peu abordée (Tableau; Chapitre 2). En particulier, un aspect reste méconnu :

Quelle est l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique globale des zones de convergence?

Son influence sur un certain nombre de phénomènes/processus nécessite donc d'être évaluée:

- 1) le mode de subduction (*i.e.*, vers l'avant, en recul);
- 2) le pendage et le détachement du panneau plongeant;
- 3) l'organisation du flux mantellique;
- 4) la dynamique du matériel crustal enfoui en subduction et son exhumation;
- 5) l'évolution de la fosse de subduction (déplacement, vitesse, courbure);
- 6) le style de déformation aux limites de plaques et au sein de la plaque supérieure;
- 7) la topographie de la plaque supérieure;
- 8) la cinématique de la convergence;
- 9) la chronologie des événements géodynamiques (*e.g.*, arrivée du panneau plongeant à 660 km de profondeur, collision, détachement du panneau plongeant, ouverture de bassin d'arrière arc) et leurs interactions.

Afin d'estimer les diverses répercussions de la rhéologie de la plaque supérieure, une étude paramétrique réalisée avec l'aide de modèles numériques a été menée et fait l'objet de ce chapitre. Le code en éléments finis CITCOM (*cf.*, section 3.2. et Moresi et Gurnis, 1996; Zhong *et al.*, 2000; van Hunen *et al.*, 2005) a été utilisé. Il permet de réaliser des modèles thermo-mécaniques en 3 dimensions (3D) testant l'effet de paramètres dans toutes les directions de l'espace, notamment le long de la fosse de subduction.

Dans ce présent chapitre, j'expose en premier lieu le cas de la convergence océan/continent. La section suivante est consacrée à la convergence continent/continent. Elle est constituée d'un article en préparation pour G³(# Article 2) suivi de la présentation de quelques modèles complémentaires testant une plaque inférieure avec un âge thermique plus

élevé ainsi que l'effet de variations de rhéologie dans la plaque supérieure. La dernière section fait le bilan de l'ensemble des résultats, et discute les perspectives qui en découlent.

2. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent

L'influence de la rhéologie de la plaque supérieure est tout d'abord testée dans le cas de la convergence océan/continent. Cette première étape permet de tester des modèles relativement "simple" avant de complexifier la configuration par l'addition d'un indenteur continental.

2.1. Plaque supérieure homogène

2.1.1. Conditions initiales et paramètres testés

La configuration réalisée est présentée Figure 4.1.a. Les dimensions sont de 3300 km (longueur, axe-X) sur 3960 km (largeur, axe-Y) sur 660 km (profondeur, axe-Z) avec une résolution spatiale maximale de 20 km, affinée à 8 km autour du panneau plongeant. Elle se compose d'une plaque supérieure continentale et d'une plaque inférieure océanique séparées par une zone mobile de 26 km de large de faible viscosité (10^{20} Pa.s), pour une analogie à la rhéologie du manteau supérieur facilitant les processus de subduction (*cf.*, Magni *et al.*, 2012 pour plus de détails concernant cette zone). Un panneau plongeant, long de 200 km, est initialement présent, avec un rayon de courbure initial de 500 km, afin d'initier la subduction sans imposer de forces externes. Le panneau plongeant est ensuite libre d'évoluer au cours de la subduction. Au début de l'expérience, la fosse est fixée à $X = 1650$ km puis est libre de se déplacer au cours de la simulation (Magni *et al.*, 2012). Les plaques supérieure et inférieure sont latéralement bordées par deux plaques océaniques horizontales permettant au flux mantellique de contourner les bords du panneau plongeant dans la direction Y toute en minimisant les artéfacts dues aux conditions limites latérales (*e.g.*, Yamato *et al.*, 2009; Rodriguez Gonzalez *et al.*, 2012). Ces deux plaques océaniques latérales sont séparées du système de subduction par deux failles transformantes, simulées par deux zones de faible viscosité (10^{20} Pa.s) de 20 km de large à $Y = 660$ km et $Y = 3300$ km, respectivement (Figure 4.1.a). La densité du manteau (densité de référence) est de 3300 kg.m^{-3} tandis que la croûte continentale est modélisée *via* un contraste de densité de 600 kg.m^{-3} (2700 kg.m^{-3}).

Les conditions limites thermiques sont fixées en surface à $T = 0$ °C. A la base du modèle et au niveau des bords parallèles à la fosse (*i.e.*, à $X = 0$ km et $X = 3300$ km) la température est fixée à $T = 1350$ °C. Sur les bords avant et arrière (*i.e.*, à $Y = 0$ km et $Y = 3960$ km) une condition de flux nul est appliquée ($dT/dy = 0$ °C.m⁻¹). Les conditions limites mécaniques sont toutes en glissement libre (*angl. free slip*) à l'exception de la base de la boîte où une condition de vitesse nulle est appliquée afin de modéliser l'effet du contraste de viscosité entre les manteaux supérieur et inférieur. Ces modèles simulent donc des zones de convergence pour

lesquelles la subduction est restreinte au manteau supérieur et le panneau plongeant ancré lors de son arrivée à la transition manteau supérieur/manteau inférieur.

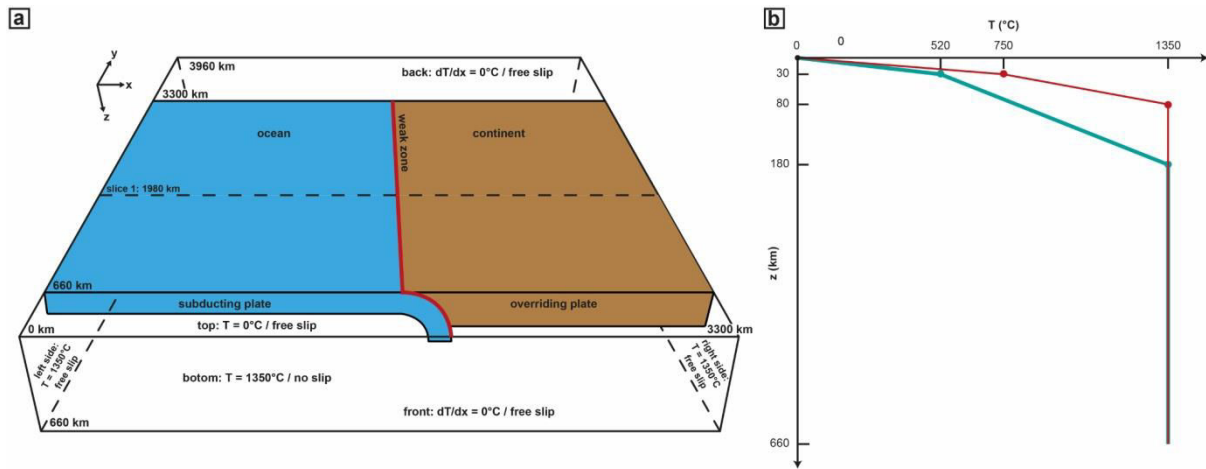


Figure 4.1. a) Configuration initiale des modèles de convergence océan/continent avec une plaque supérieure homogène et illustrant les conditions limites géométriques, thermiques et mécaniques. b) Profils thermiques des plaques supérieures utilisés pour les deux modèles de convergence océan/continent.

Le champ initial de température pour la lithosphère océanique est calculé en suivant une solution analytique de refroidissement d'un demi-espace pour une plaque de 50 Ma (Turcotte et Schubert, 2002), correspondant à une épaisseur lithosphérique thermique de ~80 km. La résistance mécanique de la plaque supérieure est contrôlée par le profil thermique imposé au début de l'expérience. Ce profil thermique initial est segmenté en deux tronçons linéaires en fonction de la profondeur z , dans la croûte et le manteau lithosphérique respectivement:

$$T_{PS}(z) = T_{surf} + \left(\frac{z}{h_c}\right) \times (T_{Moho} - T_{surf}) \quad \text{pour } z < h_c \quad (1)$$

$$T_{PS}(z) = T_{Moho} + \left(\frac{z-h_c}{h_l-h_c}\right) \times (T_{asth} - T_{Moho}) \quad \text{pour } h_c < z < h_l \quad (2)$$

où T_{surf} , T_{Moho} et T_{asth} correspondent aux températures à la surface de la plaque supérieure (PS), au Moho et au sein de l'asthénosphère et h_c et h_l sont les épaisseurs crustales et lithosphériques. L'épaisseur de la croûte continentale est fixée à $h_c = 30$ km.

Pour investiguer l'influence de la résistance de la plaque supérieure sur la dynamique de subduction océanique, deux profils thermiques initiaux ont été testés (Figure 4.2.b) :

- une plaque supérieure "chaude" et de faible épaisseur ($T_{Moho} = 750$ °C, $h_l = 80$ km), présentant une faible résistance mécanique et nommée "WOP" (angl. *Weak Overriding Plate*) ;
- une plaque supérieure "froide" et épaisse ($T_{Moho} = 520$ °C, $h_l = 180$ km), présentant une forte résistance mécanique et nommée "SOP" (angl. *Strong Overriding Plate*).

Ces valeurs de température au Moho sont dans la gamme des valeurs proposées par les études portant sur le flux de chaleur de la lithosphère continentale pour des cas naturels (*e.g* Chapman and Pollack, 1977; Morgan, 1984; ; Chapman, 1986; Kuszir and Park, 1986; Ranalli and Murphy, 1987; Rudnick *et al.*, 1998).

2.1.2. Résultats

2.1.2.1. Evolution morphologique du panneau plongeant en lien avec le flux mantellique

La figure 4.2 présente une vue en coupe des champs de viscosité obtenus au centre des deux modèles (WOP et SOP), perpendiculairement à la fosse, au bout de 0.1, 3, 6 et 13 Ma et permet de décrire la géométrie du système. Les simulations sont arrêtées à 13 Ma, ce qui correspond, dans le modèle WOP au moment où la lithosphère océanique initialement présente est entièrement entrée en subduction. Au delà de 13 Ma, arrive en subduction une lithosphère océanique d'âge thermique plus faible présentant des températures plus élevées et pouvant perturber le système. Cela est lié à la condition thermique initiale ($T = 1350\text{ °C}$) et au fait que la vitesse de subduction soit plus rapide que la diffusion de la chaleur dans le manteau.

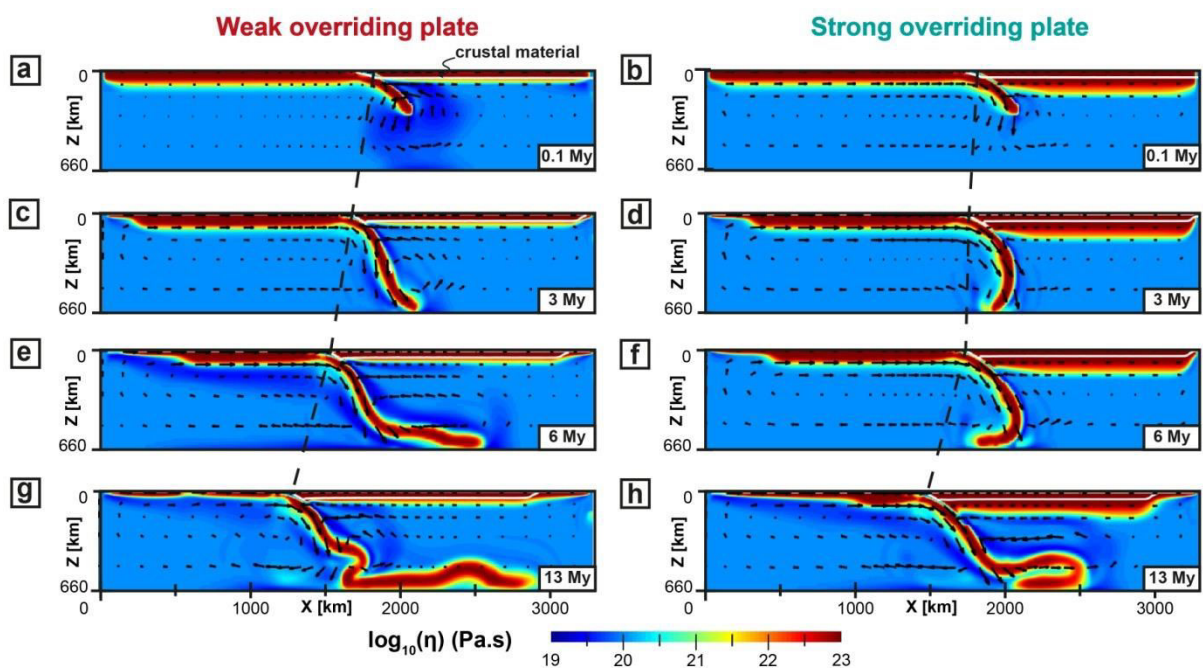


Figure 4.2. Évolution de la viscosité dans le temps le long de coupes X-Z traversant la fosse en son centre ($Y = 1980\text{ km}$; voir Figure 4.1.a, ligne pleine) avec à gauche une plaque supérieure à faible résistance mécanique (WOP) et à droite une plaque supérieure à forte résistance mécanique (SOP). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Lorsque la plaque supérieure présente une faible résistance (WOP), la lithosphère océanique s'enfouit en profondeur, dans le manteau asthénosphérique et engendre un flux

mantellique poloïdal. Ce flux mantellique suit une rotation antihoraire autour de l'extrémité du panneau plongeant, apportant du matériel de faible viscosité dans le coin mantellique, sous la plaque supérieure, et accompagnant le recul du panneau plongeant (Figure 4.2.a). Puis, le panneau plongeant atteint la limite manteau supérieur/manteau inférieur à 660 km de profondeur. Il continue à reculer, accompagné par un flux mantellique poloïdal formant deux cellules cylindriques, une large (~1800 km) sous la plaque inférieure avec une rotation horaire et une moins étendue (~400 km) sous la plaque supérieure avec une rotation antihoraire (Figure 4.2.c). Après 6 Ma, le flux mantellique est toujours vigoureux sous la plaque supérieure (Figure 4.2.e). Après 13 Ma, la fosse a reculé d'environ 400 km par rapport au référentiel manteau inférieur (Figure 4.2.g).

Lorsque la plaque supérieure a une forte résistance (SOP), la lithosphère océanique s'enfouit en profondeur en créant un flux poloïdal moins vigoureux autour du panneau plongeant et qui remonte moins en surface, tandis que la fosse est quasi immobile (Figure 4.2.b). Quand le panneau plongeant atteint 660 km de profondeur, le flux mantellique présente une seule grande cellule de convection sous la plaque inférieure, accompagnant le panneau plongeant vers l'avant, tandis que sa vitesse est faible sous la plaque supérieure. Ces deux effets favorisent le plissement du panneau plongeant vers l'avant, en direction de la plaque chevauchante (Figure 4.2.d). Après 6 Ma, le flux mantellique sous la plaque supérieure est moins vigoureux et plus localisé à l'avant du panneau plongeant (Figure 4.2.f) tandis qu'après 13 Ma, il est plus vigoureux, lié aux effets combinés du recul de la fosse et de la partie basale plissée du panneau plongeant qui avance sous la plaque supérieure (Figure 4.2.h) en comparaison avec le modèle WOP. La fosse a alors également moins reculé (~180 km; Figure 4.2.h) qu'avec une plaque supérieure peu résistante en raison de sa très faible mobilité durant les premiers 6 Ma.

2.1.2.2. Déformation de la plaque supérieure

L'évolution temporelle de la distribution du second invariant de la vitesse de déformation à la surface et à $Y = 1980$ km, tout au long de l'expérience, est présentée en Figure 4.3.

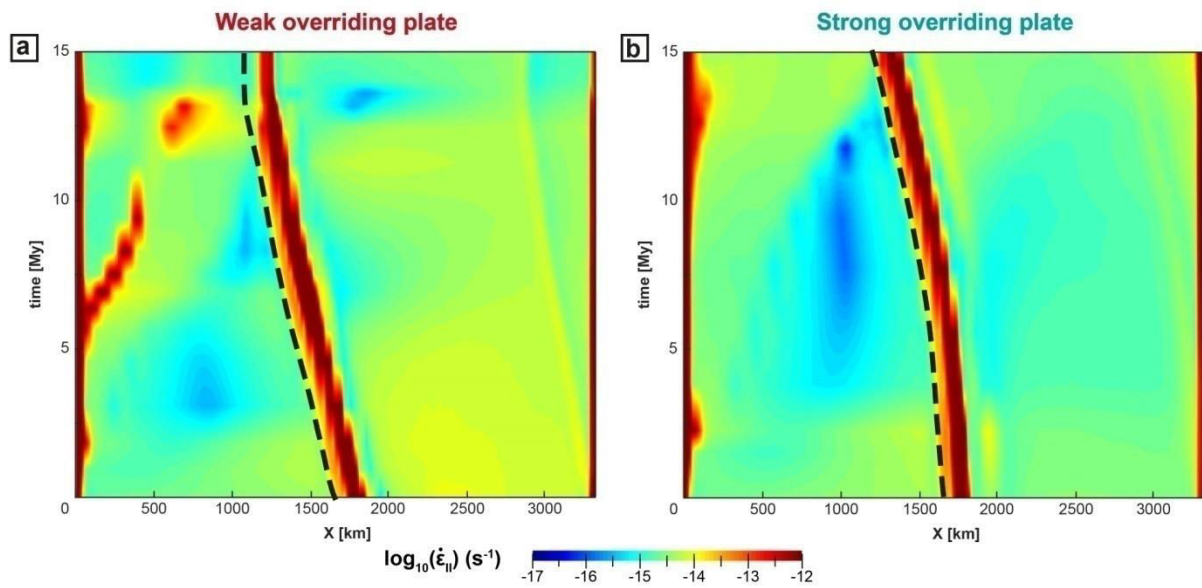


Figure 4.3. Evolution au cours du temps de la distribution du second invariant de la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}_{II}$) à la surface de la zone de subduction pour les modèles WOP (à gauche) et SOP (à droite). Les profils sont calculés au milieu de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; ligne pleine, Figure 4.1.a). La ligne en pointillés indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Les deux modèles WOP et SOP présentent une zone de déformation principale d'environ 140 km de large à l'avant de la plaque supérieure. Avec une faible résistance mécanique (WOP), la plaque supérieure présente une déformation diffuse dans l'ensemble de la plaque supérieure ($\dot{\epsilon}_{II} = \sim 10^{-14} \text{ s}^{-1}$; Figure 4.3.a). Au contraire, avec une plaque supérieure plus résistante (SOP), sa surface présente une déformation moins diffuse en s'éloignant de la fosse ($\dot{\epsilon}_{II} = \sim 10^{-15} \text{ s}^{-1}$; Figure 4.3.b).

L'évolution temporelle de la distribution de la composante horizontale de la vitesse de déformation dans la direction de l'axe X, en surface et à $Y = 1980$ km est présentée figure 4.4.

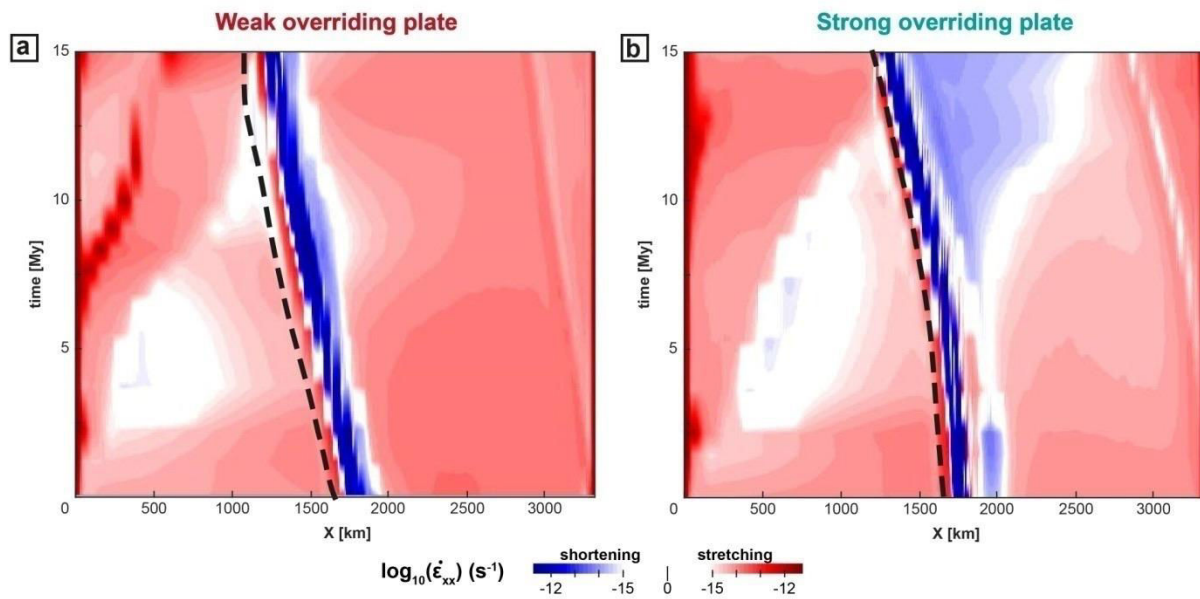


Figure 4.4. Evolution au cours du temps de la distribution de la composante horizontale de la vitesse de déformation dans la direction de X (ϵ_{xx}), à la surface de la zone de subduction pour les modèles WOP (à gauche) et SOP (à droite). Les profils sont calculés au milieu de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; ligne pleine, Figure 4.1.a). Les couleurs rouges indiquent que la plaque supérieure est soumise à une déformation en étirement et les bleues en raccourcissement. La ligne en pointillés indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Au premier ordre, la plaque supérieure peu résistante (WOP) présente, tout au long de l'expérience, une déformation en étirement liée au recul du panneau plongeant et de la fosse (Figure 4.4.a). La plaque supérieure plus résistante (SOP) présente une déformation en raccourcissement à proximité de la fosse de plus en plus étendue au cours du temps (Figure 4.4.b). Cette zone en raccourcissement présente des valeurs faibles de $\dot{\epsilon}_{xx}$ entre $\sim 10^{-14}$ et $\sim 10^{-15}$ s^{-1} et est liée au plissement vers l'avant du panneau plongeant. Cela induit une cellule de flux mantellique avec des vitesses allant jusqu'à 12 cm.an^{-1} (vs., 4 cm.an^{-1} avec une plaque supérieure peu résistante) et crée un gradient de vitesses horizontales avec des vitesses dans l'asthénosphère, sous la lithosphère de la plaque supérieure, plus élevées que les vitesses de recul du panneau plongeant. Ce différentiel de vitesse est alors à l'origine de contraintes cisailantes sous la plaque supérieure (Figure 4.2.g-h).

2.1.2.3. Topographie de la plaque supérieure

L'évolution temporelle de la topographie sur l'axe X-Z au centre du modèle est présentée Figure 4.5.

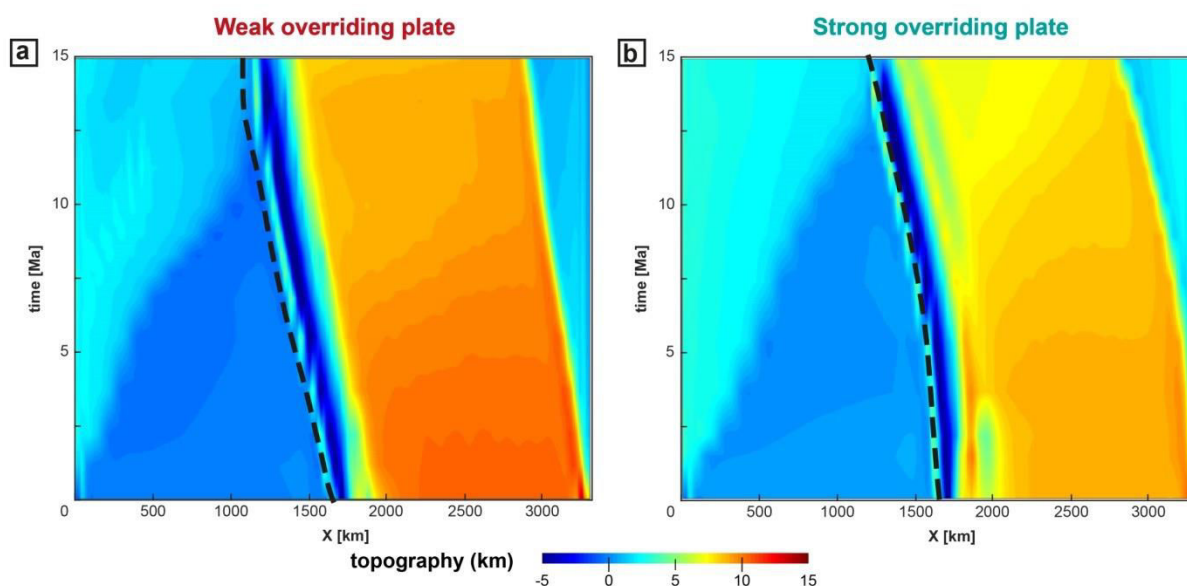


Figure 4.5. Evolution au cours du temps de la topographie pour les modèles WOP (à gauche) et SOP (à droite). Les profils sont mesurés au milieu de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; ligne pleine, Figure 4.1.a). La ligne en pointillés indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

La plaque supérieure de faible résistance (WOP) présente une topographie plus élevée (~12 km) et plus diffuse que la plaque supérieure très résistante (SOP ; ~9 km). La diminution de la topographie dans le modèle SOP au cours du temps, où la plaque supérieure présente une déformation en raccourcissement (Figure 4.4.b), peut être liée à une répartition de l'épaississement dans la troisième dimension (direction de Y) et/ou lié à la topographie dynamique.

Au premier ordre, j'ai considéré que la rhéologie de la plaque supérieure était homogène. Cependant, dans la Nature, la présence d'arcs volcaniques, de bassins d'arrière arc, de crâtons, ou encore la juxtaposition de terrains accrétés peuvent conduire à des variations latérales de rhéologie au sein de la plaque supérieure sur des échelles de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. L'influence de la présence d'une variation latérale de rhéologie sur la dynamique de convergence océan/océan est donc testée dans la section suivante.

2.2. Plaque supérieure hétérogène

La configuration du modèle est identique à celle utilisée dans la section précédente. Seule une variation latérale de rhéologie a été implémentée au sein de la plaque supérieure, perpendiculairement à la fosse (Figure 4.6.). La zone en rouge présente les caractéristiques de la plaque supérieure peu résistante (WOP) décrite précédemment tandis que la zone en turquoise correspond à une plaque supérieure très résistante (SOP).

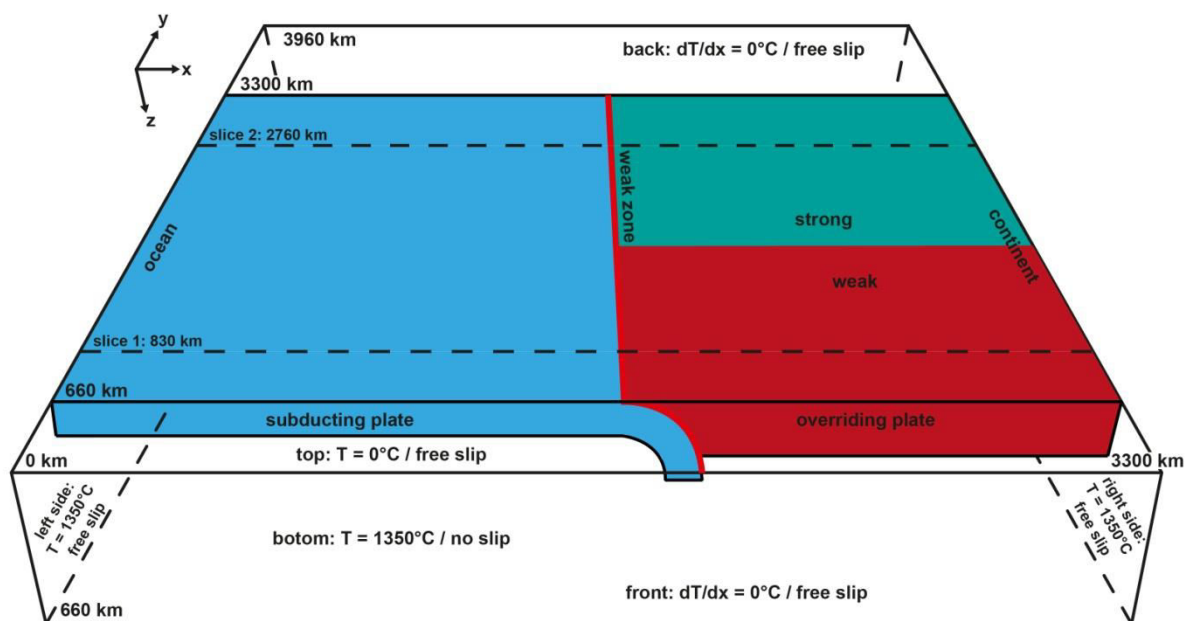


Figure 4.6. Configuration initiale des modèles de convergence océan/continent avec une plaque supérieure présentant des variations latérales de rhéologie dans la direction perpendiculaire à la fosse et illustrant les conditions limites géométriques, thermiques et mécaniques.

La figure 4.6 présente une vue en coupe des champs de viscosité obtenus dans la partie faible de la plaque supérieure (coupe 1: $Y = 830$ km) et dans la partie résistante (coupe 2: $Y = 2760$ km) au bout de 0.1, 3, 8 et 17 Ma.

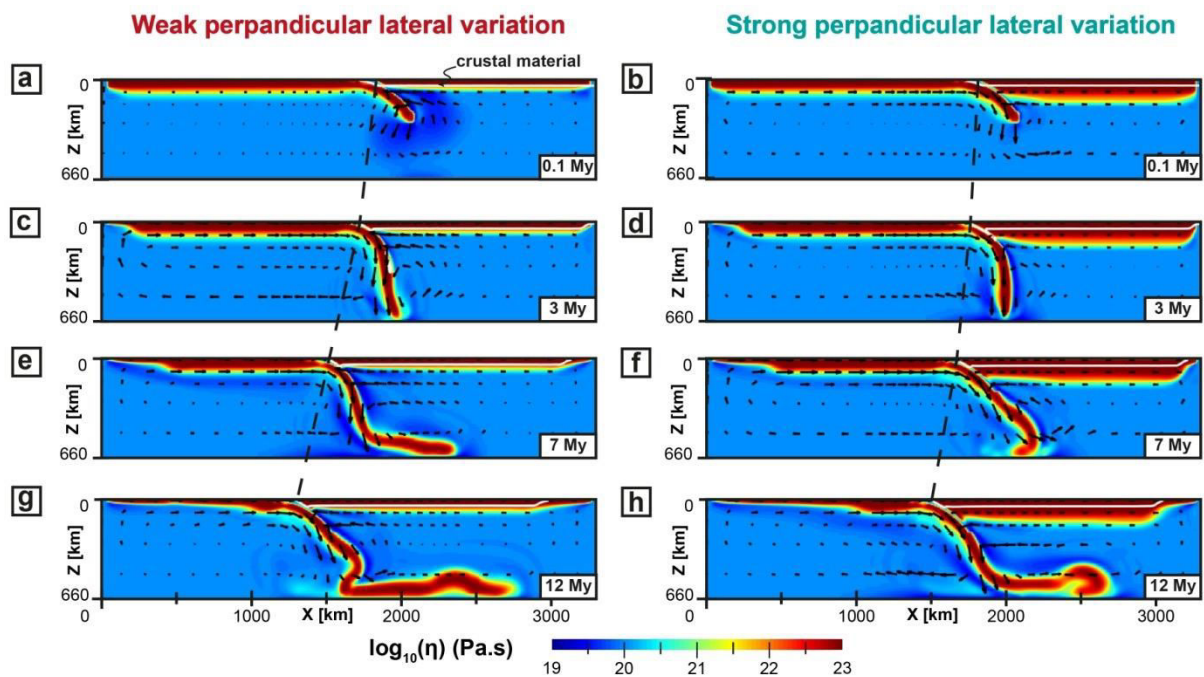


Figure 4.7. Coupes X-Z présentant le champ de viscosité avec à gauche la partie présentant une faible résistance (WOP; $Y = 830$ km, voir Figure 4.6, rouge) et à droite la partie

présentant une forte résistance (SOP; $Y = 2760$ km, voir Figure 4.6, turquoise). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique.

Au premier ordre, sous la zone de faible résistance de la plaque supérieure (diagrammes de gauche; Figure 4.7), le panneau plongeant présente une évolution en recul, similaire au modèle WOP. Sous la zone à forte résistance de la plaque chevauchante (diagrammes de droite; Figure 4.7), le panneau plongeant présente une évolution en plissement vers l'avant. La transition entre les deux modes s'effectue de manière progressive.

Cependant, et plus particulièrement dans le domaine SOP, la géométrie de la zone de subduction n'évolue pas exactement comme dans le modèle précédent qui impliquait une plaque supérieure homogène (section 2.1.1.). En effet, en comparaison avec le panneau de gauche de la Figure 4.2, des différences de géométrie apparaissent. Sous la partie où la plaque supérieure est résistante, le panneau plongeant est par exemple moins plissé et ce plissement se localise plus vers le bas (Figure 4.7.f vs., Figure 4.2.f).

La figure 4.8 présente une vue en coupe du champ de viscosité à la surface du modèle (coupe XY) à 18 Ma.

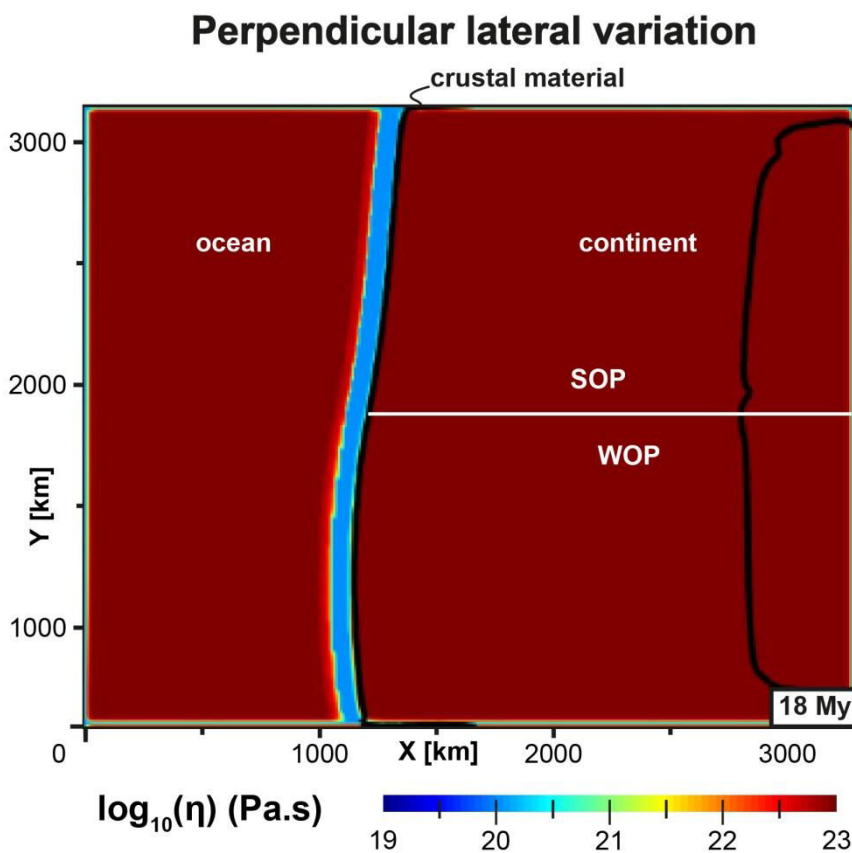


Figure 4.8. Coupe X-Y présentant le champ de viscosité effective à la surface du modèle.

Après 18 Ma de convergence, la variabilité de l'emplacement de la fosse le long de l'axe Y témoigne de l'influence de la variation latérale de la rhéologie de la plaque supérieure (Figure 4.8). Dans la partie SOP, la fosse recule sur une distance deux fois moins importante (~ 300 km) qu'au niveau de la partie WOP (~ 650 km).

2.3. Bilan

Les résultats issus des modèles de **convergence océan/continent** révèlent donc que la rhéologie de la plaque supérieure influence de manière significative la dynamique de la subduction. Ainsi, une **augmentation de la résistance de la plaque supérieure** modifie plusieurs paramètres:

- le **mode de subduction** est en **plissement vers l'avant** (vs., en **recul** sous une **plaque supérieure faible**);
- le **pendage augmente** lors du plongement du panneau plongeant;
- le **flux mantellique** est **moins vigoureux** lors du plongement du panneau plongeant;
- la **fosse recule moins** et est par conséquent **moins courbée** lors du plongement du panneau plongeant;
- la **déformation** est **plus localisée** le long de l'interface et la plaque supérieure présente à la fois des phases d'**extension** et des phases de **compression au cours de la convergence**;
- la **topographie** de la plaque supérieure est **plus élevée** proche de la fosse et **moins diffuse** vers l'arrière de la plaque supérieure.

De plus, une **variation latérale de rhéologie**, perpendiculaire à la fosse entraîne une **variation latérale du mode de subduction du panneau plongeant** aboutissant à une **géométrie 3D complexe du panneau plongeant** et une **variation latérale du recul de la fosse**.

Dans le cas où une marge passive continentale arrive au niveau de la zone de subduction, la subduction océanique laisse place à une phase de subduction continentale puis à la collision continent/continent (e.g., Zagros, Himalaya, Alpes). L'arrivée à la fosse de subduction de matériel continental moins dense, plus épais et aux propriétés mécaniques différentes de celles de la lithosphère océanique entraîne un déséquilibre important au sein du système en convergence (Lallemand, 1999). La section suivante s'attaque à ce cas de figure tout d'abord dans le cas d'une plaque supérieure homogène.

3. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # Article 2

3.1. Résumé de l'Article 2

Dans cette étude sont présentés les résultats de modèles numériques thermo-mécaniques 3D (code CITCOM) simulant la subduction d'une plaque océanique de plus de 2500 km de large suivie par l'arrivée d'un bloc continental placé au centre de la zone de subduction. Les profils thermiques qui contrôlent les profils rhéologiques de la plaque supérieure sont établis comme précédemment sur la base d'un géotherme initial linéaire. La rhéologie des matériaux est visco-plastique. Le profil rhéologique de la plaque supérieure est homogène et modifié de manière systématique entre chaque modèle. Pour cela, l'épaisseur crustale de la plaque supérieure varie de 20 à 40 km et la température au Moho de 300 à 750 °C. Ces gammes de valeurs conduisent à des épaisseurs pour la plaque supérieure allant de 80 à 180 km.

Alors que tous les modèles partagent une évolution globale commune (*i.e.*, plongement du panneau plongeant, interaction entre le panneau plongeant et la limite manteau supérieur/manteau inférieur, subduction/collision continentale et détachement du panneau plongeant associé à une diminution de la vitesse de subduction), nos résultats mettent en évidence des différences majeures résultant de la variation de résistance de la plaque supérieure. Ainsi, lorsque la résistance de la plaque supérieure augmente, le flux mantellique est moins vigoureux et plus localisé autour du panneau plongeant tandis que la mobilité, la vitesse et la courbure de la fosse (convexe vers la plaque supérieure) diminuent.

Nous observons qu'un changement de température au Moho de seulement 10 °C, équivalent à un changement d'épaisseur lithosphérique de 10 km, est suffisant pour modifier:

- le mode de subduction pendant la subduction océanique, *i.e.*, évolution en recul ou plissement vers l'avant;
- la chronologie et la cinématique des événements de subduction: par exemple, le détachement du panneau plongeant successif à la subduction continentale se produit plus tôt dans les modèles impliquant une plaque supérieure peu résistante que dans ceux avec une plaque supérieure très résistante. La différence peut atteindre jusqu'à 15 Ma dans la gamme des paramètres testés;
- le style de déformation de la plaque supérieure: les plaques supérieures peu résistantes présentent une déformation, en étirement ou raccourcissement au cours du temps, diffuse et active moins de 25 Ma. Les PS plus résistantes, présentent une déformation, principalement en raccourcissement, localisée à proximité de la fosse et active pendant plus de 50 Ma.

Nos résultats mettent en évidence le rôle de premier ordre joué par la plaque supérieure et plus particulièrement par sa rhéologie, sur la dynamique des zones de convergence.

3.2."Influence of the rheology of the overriding plate on convergence zones dynamics"# Article 2

Les résultats obtenus lors de la modélisation numérique de la subduction/collision, font l'objet de l'*Article 2* qui suit en préparation.

Influence of the strength of the overriding plate on convergence zones dynamics

Solenn Hertgen^{a*}, Philippe Yamato^{a,b}, Benjamin Guillaume^a,
Valentina Magni^c, Nicholas Schliffke^d, and Jeroen van Hunen^d

^a Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 06118, F-35000 Rennes, France;

^b Institut Universitaire de France, Paris, France;

^c University of Oslo-CEED, N-0371 Oslo, Norway;

^d Durham University, Earth Sciences, Durham, UK.

* Corresponding author: solenn.hertgen@univ-rennes1.fr

Highlights

We present 3D thermo-mechanical models of oceanic subduction followed by continental subduction/collision.

We show that the overriding plate strength strongly impacts the convergence zone dynamics.

The overriding plate strength controls the subduction mode (slab rollback *vs.* slab forward folding).

Stronger overriding plate decreases mantle flow, trench mobility, velocity and curvature, and modifies the overriding plate deformation and topography and the kinematics of the subduction events.

Our results highlight the need, in future models of convergence zones, to account for the strength of the overriding plate.

Abstract

We present results from 3D thermo-mechanical numerical simulations of oceanic subduction followed by continental subduction/collision, in which we vary the rheological profile of the overriding plate. For this, we systematically modify the crustal thickness of the overriding lithosphere and the temperature at the Moho to obtain a thermal thickness of the overriding lithosphere ranging from 80 km to 180 km. While all models share a common global evolution (*i.e.*, slab sinking, interaction between slab and the 660 km discontinuity, continental subduction/collision, and slab breakoff associated to a decrease of the subduction velocity), they also highlight first-order differences arising from the variation in the overriding plate strength. Thin overriding plate favors slab rollback, overestimates shallow slab dip, mantle flow vigor, trench migration and curvature and underestimates slab dip at depth. In addition, slab breakoff and back-arc basins formation events occurs significantly earlier than in models involving a thick overriding plate. We also show that the lithospheric thickness of the overriding plate controls the subduction mode. For lithospheric thinner than ~150 km, subduction occurs by slab rollback whereas a forward folding of the subducting slab is observed for overriding plate thicker than ~150 km. Our results evidence the major role played by the strength of the overriding plate, on the convergence zone dynamics. Because at the surface of the Earth, overriding plates present a large range of thermal gradients, thicknesses and viscosities, these parameters should not be ignored in future convergence zone models.

keywords: *convergence zones dynamics; overriding plate; rheology of the lithosphere; subduction/collision processes; mantle dynamics; 3D numerical modeling*

1. Introduction

At the surface of the Earth, convergence zones display a significant variation in terms of tectonic context (*i.e.*, oceanic subduction *vs.* continental subduction/collision), subduction mode, exhumed units, trench shape, and deformation distribution. In particular, convergence zones exhibit overriding plates (OP) with variable compositions, sizes, morphologies, thicknesses, thermal structures and deformation patterns. Within the same tectonic context (*e.g.*, continent-continent convergence), some convergent zones can show very different slab dips, metamorphic rocks, trench curvatures, deformation styles, or topographies. For instance, a very localized deformation is observed in the Alps (Dewey *et al.*, 1986), whereas deformation is distributed over thousands of kilometers through the Tibetan plateau (Beaumont *et al.*, 2001, 2004; Clark and Royden, 2000; Dewey *et al.*, 1986; Godin *et al.*, 2006; Nabelek *et al.*, 2009; Powell, 1986; Pusok and Kaus, 2015; Royden *et al.*, 1997). On the other hand, convergent zones can share similar structures (*e.g.*, orogenic plateaus in Tibet and in the Central Andes) despite their different tectonic settings (oceanic subduction *vs.* continental collision, respectively).

Convergence zones are the most active zones on Earth in terms of tectonics. The mechanisms controlling their dynamics have therefore been the subject of many studies, especially through a large number of analogue and numerical models. In some of these models, the OP is not taken into account assuming that it does not affect the mantle flow, which passively accompanies the trench migration (*e.g.*, Bellashen *et al.*, 2005; Capitanio *et al.*, 2007, 2009; Christensen, 1996; Di Giuseppe *et al.*, 2008, 2009; Enns *et al.*, 2005; Funicello *et al.*, 2003, 2008; Goes *et al.*, 2008; Guillaume *et al.*, 2010; Irvine and Schellart, 2012; Kincaid and Olson, 1987; Ribe *et al.*, 2010; Schellart, 2004, 2007, 2010; Stegman *et al.*, 2006, 2010). Studies considering the subducting plate (SP) in isolation show that slabs preferentially rollback (*e.g.*, Funicello *et al.*, 2003, 2008; Kincaid and Olson, 1987; Morra *et al.*, 2006; Schellart, 2004a, 2007, 2008b; Stegman *et al.*, 2006) and that the viscosity of the subducting slab relative to that of the surrounding mantle exerts a strong control on slab evolution, particularly the velocity at which the slab hinge retreats (*e.g.*, Bellashen *et al.*, 2005; Di Giuseppe *et al.*, 2008; Enns *et al.*, 2005; Faccenna *et al.*, 2007; Funicello *et al.*, 2003, 2008; Ribe, 2010). However, these studies did not take into account the role of the overriding lithospheric plate, which has been considered to have a major influence on the convergence zones dynamics (*e.g.*, Arcay *et al.*, 2008; Butterworth *et al.*, 2012; Clark *et al.*, 2008; Garel *et al.*, 2014; Guillaume *et al.*, 2009; Heuret *et al.*, 2007; Lallemand *et al.*, 2005; Meyer and Schellart, 2013; Rodriguez-Gonzalez *et al.*, 2012; Schellart, 2008a, van Dinther *et al.*, 2010; Yamato *et al.*, 2009). Indeed, as lithospheric material is stiffer and has a density contrast with the underlying upper mantle, the interactions between the subducting plate (SP) and the overriding plate (OP) therefore necessarily affect the mantle flow and the whole subduction system dynamics.

Hence, most of the mantle-scale models used to investigate the impact of the slab on the dynamics of convergence zones now include an OP (*e.g.*, Becker *et al.*, 1999; Magni *et al.*, 2012; Toussaint *et al.*, 2004; van Hunen and Allen, 2011). However, in these studies the attention remains mainly focused on the SP and the role of the OP is often neglected.

The OP has been studied both in isolation (*e.g.*, Gautier *et al.*, 1999; Hatzfeld *et al.*,

1997; Martinod *et al.*, 2000; Schellart *et al.*, 2002) and through mantle scale models. These studies focused on the influence of the convergence dynamics on the deformation of the OP, looking in particular the effect of the trench kinematics (Holt *et al.*, 2015; Stegman *et al.*, 2006), the SP properties (*i.e.*, rheology, buoyancy) and the processes affecting the slab and the OP at depth (breakoff, under-plating; *e.g.*, Botrill *et al.*, 2012; Capitanio and Replumaz, 2013; Guillaume *et al.*, 2013; Magni *et al.*, 2014, 2017). Numerous physical parameters have been proposed to control the OP deformation:

- subducting plate change of geometry (*e.g.*, subduction of an aseismic ridge, slab tearing; Clark *et al.*, 2008; Espurt *et al.*, 2008; Martinod *et al.*, 2013), slab age at trench (Molnar and Atwater, 1978; Salze *et al.*, 2018);
- active diapirism in the mantle wedge under the back-arc region (Karig, 1971);
- basal shear tractions resulting from subduction-induced poloidal flow in the mantle wedge (*e.g.*, Holt *et al.*, 2015; Meyer and Schellart, 2013; Sleep and Toksöz, 1971; Toksöz and Hsui, 1978);
- shear coupling along the subduction zone interface (*e.g.*, Lamb and Davis, 2003); slab rollback/advance and trench migration rate (*e.g.*, Elsasser, 1971; Guillaume *et al.*, 2009; Lonergan and White, 1997; Molnar and Atwater, 1978; Schellart, 2008a);
- convergence rate (*e.g.*, Somoza, 1998).

However, in these studies, the OP is generally envisioned as a passive plate, while other studies highlighted the major importance of the OP on the convergence zone dynamics. For instance, the presence of an overriding plate modifies the subduction dynamics by significantly reducing slab rollback velocities (*e.g.*, Capitanio *et al.*, 2010; Holt *et al.*, 2015; Leng and Gurnis, 2011, Butterworth *et al.*, 2012; Clark *et al.*, 2008; Yamato *et al.*, 2009). Its absolute motion and changes in its velocity also appear to control slab geometry and overriding plate deformation regime, an OP accelerating toward the trench producing a flatter slab and promoting shortening (*e.g.*, Carlson and Melia 1984; Cerpa *et al.*, 2018; Guillaume *et al.*, 2018; Heuret *et al.*, 2007). The geometry of the overriding plate and its thickness in particular influence the slab dip angle (Meyer *et al.*, 2013) and the trench retreat velocity (Sharples *et al.*, 2014). The OP length and width also has an influence on the strain localization within the OP (Butterworth *et al.*, 2012). Finally, the OP temperature profile influences the slab dip (Rodriguez-Gonzalez *et al.*, 2012; Garel *et al.*, 2014) and the rheology of the overriding plate is also a key parameter as the crustal rheology impacts on the deformation localization within the OP (Chen *et al.*, 2017). A recent study also showed that depending on the employed rheological law, slab morphology, trench migration rates and topography of the overriding plate may largely differ (Pusok *et al.*, *in press*).

The important role of the overriding lithosphere is therefore no longer to demonstrate. However, some aspects, such as the influence of its strength on the slab dynamics and deformation, the overriding plate deformation, the subduction kinematics, still deserve to be quantified in three dimensions. In addition, its role during the transition from oceanic subduction to continental collision still remains to be explored. The aim of this study is therefore to perform 3D thermo-mechanical numerical models to investigate how the initial OP rheological profile influences the convergence zone dynamics. For this, we tested a large range of possible strengths for the OP, and show that it has a significant influence on the mode of

subduction, the deformation pattern of the OP, the subduction kinematics and the timing of deformation events both in the subducting and overriding plates.

2. Numerical approach

2.1. Code description

To investigate the impact of the OP on the dynamics of convergence zones, we designed 3D thermo-mechanical numerical models of oceanic subduction followed by continental subduction/collision. Models were performed by using the finite element code CITCOM (Moresi and Gurnis, 1996; van Hunen *et al.*, 2005; Zhong *et al.*, 2000). This code solves for conservation of mass, momentum and energy. As we consider an incompressible viscous medium and ignore density variations everywhere but in the driving force of the momentum equation (Boussinesq approximation), the conservation of mass is therefore described with a divergence-free velocity field:

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

where V_x , V_y , and V_z corresponds to the three components of the material velocity vector in the 3D (x,y,z) Cartesian coordinate system. The conservation of momentum is described as follows:

$$\frac{-\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{-\partial P}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{-\partial P}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} = -\rho g \quad (4)$$

and represents the balance between the pressure P , the deviatoric stress tensor τ_{ij} , and buoyancy forces acting in the system (with ρ and g that correspond to the density and the gravitational acceleration, respectively).

The relation between the stress tensor components and the velocity field is computed by using the constitutive relationship expressed as:

$$\tau_{ij} = 2\eta \varepsilon_{ij} \quad (5)$$

where η is the effective shear viscosity and ε_{ij} the strain rate tensor, defined as:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_i}{\partial x_j} + \frac{\partial V_j}{\partial x_i} \right). \quad (6)$$

The density is temperature (T) dependent and is computed from a reference mantle density ρ_0 such that:

$$\rho = \rho_0 - \alpha \rho_0 (T - T_0) + \Delta \rho_c \quad (7)$$

where α is the thermal expansivity, T_0 the reference temperature (set to the surface temperature here) and $\Delta \rho_c$, the density contrast between the mantle and the material considered (see Table 1). The conservation of energy is used to compute the temperature field evolution with time such as:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V_x \frac{\partial T}{\partial x} + V_y \frac{\partial T}{\partial y} + V_z \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (8)$$

where κ is the diffusivity (see Table 1). Note that, in this equation, the heat production rate is set to 0.

At each time step, the compositional field (*i.e.*, how material moves) is then advected by a particle-tracing technique, where a dense set of particles is advected with the computed flow, and carries the compositional information.

The materials constituting the model are considered as visco-plastic. Such a visco-plastic rheology combines a flow law for dislocation creep and diffusion creep, to simulate the viscous behavior of rocks, with a flow law simulating Byerlee's law to account for their brittle feature (van Hunen and Allen, 2011).

Considering the viscous part, both dislocation creep law and diffusion creep law are defined as:

$$\dot{\varepsilon}_{II} = A \tau_{II}^n d^{-m} \exp\left(\frac{-E+PV}{RT}\right) \quad (9)$$

where $\dot{\varepsilon}_{II}$, τ_{II} , d , m , n , A , E , P , V and R correspond to the second invariant of strain rate, second invariant of deviatoric stress, the grain size, the grain size exponent, the power law exponent, the power law pre-exponent, the activation energy, the pressure, the activation volume, and the gas constant, respectively. The main differences come from the fact that in dislocation creep mode, grain size effect is neglected ($m=0$) and in diffusion mode, the power law exponent n is equal to one.

By using this formulation, a viscosity related to dislocation creep η_{dis} can then be defined as:

$$\eta_{dis} = \frac{\tau_{II}}{\dot{\varepsilon}_{II}} = A^{-1/n} \tau_{II}^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{E+PV}{nRT}\right), \quad (10)$$

which can be simplified as:

$$\eta_{dis} = A \tau_{II}^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right), \quad (11)$$

considering an activation volume equal to zero and that the pre-factor A^* is expressed in Pa.s^{1/n} (see Table 1).

In the same manner, a viscosity related to the diffusion creep, can be expressed such as:

$$\eta_{dif} = B \exp\left(\frac{E}{RT}\right), \quad (12)$$

where B^* is expressed in Pa.s, with $n = 1$ and by assuming a constant grain size.

The values used in our model for n , E^* , A^* and B^* are provided in Table 1. The chosen values do not directly correspond to precise experimental data but are in the range of the classical published values (*e.g.*, Hirth and Kohlstedt, 2003; Karato and Wu, 1993; Korenaga and Karato, 2008). Moreover, these values allow to model the dominance of diffusion/dislocation creep observed from seismic anisotropy patterns (*i.e.*, dislocation creep for shallow upper mantle and in/around lithosphere/slabs, and diffusion creep for deeper upper mantle and away from vigorous convection). The obtained values for absolute viscosity also fit estimates for upper mantle values ($\sim 10^{20}$ Pa.s) from post-glacial rebound studies (*e.g.*, Lambeck *et al.*, 1998) and geoid estimates (*e.g.*, Hager, 1991). In our models, a composite viscosity η_v is then computed from eqs. (11) and (12), such as:

$$\frac{1}{\eta_v} = \frac{1}{\eta_{dis}} + \frac{1}{\eta_{dif}}. \quad (13)$$

The brittle behavior is simulated by computing an apparent viscosity defined as:

$$\eta_p = \frac{\tau_y}{2\varepsilon} \quad (14)$$

where τ_y is the yield stress described as:

$$\tau_y = \min(\tau_0 + \mu P_0, \tau_{max}) \quad (15)$$

where τ_{max} is the maximum yield stress (set to 400 MPa) and $\tau_0 + \mu P_0$ is Byerlee's law (Byerlee, 1978), where τ_0 and μ are the cohesion and the friction coefficients, respectively, and P_0 is the lithostatic pressure. In each point of the model, the effective viscosity η corresponds to the minimum of viscosity values derived from each mechanism (*i.e.*, $\eta = \min(\eta_v, \eta_p)$). The resulting viscosity is however limited by the maximum viscosity η_{max} (set to 10^{23} Pa.s) to avoid too large viscosity contrasts, for computational convenience.

Parameters and units	Symbol	Default value	Units
Viscous power law exponent	n	3.5(dis) / 1 (dif)	-
Dislocation creep pre-factor	A^*	6.52e6	Pa.s ^{1/n}
Diffusion creep pre-factor	B^*	2.48e8	Pa.s
Activation volume	V	0	m ³ .mol ⁻¹
Activation energy	E^*	360	kJ.mol ⁻¹
Gravitational acceleration	g	9.8	m.s ⁻²
Gas constant	R	8.3	J.K ⁻¹ .mol ⁻¹
Thermal diffusivity	κ	1.0e-5	m ² .s ⁻¹
Thermal expansion coefficient	α	3.5e-5	K ⁻¹
Pressure	P	-	Pa
Lithostatic pressure	P_0	-	Pa
Temperature	T	-	°C
Surface temperature	T_{surf}	0	°C
Asthenospheric temperature	T_{asth}	1350	°C
Velocity (and components)	$u (V_x, V_y, V_z)$		m.s ⁻¹
Compositional density contrast between the continental crust and the mantle material	$\Delta\rho_C$	-600	kg.m ⁻³
Strain rate	$\dot{\varepsilon}$		s ⁻¹
Second invariant of the strain rate	$\dot{\varepsilon}_{II}$		s ⁻¹
Effective viscosity	η		Pa.s

Maximum viscosity	η_{max}	10^{23}	Pa.s
Friction coefficient	μ	0.1	
Reference density	ρ_0	3300	kg.m ⁻³
Deviatoric stress	τ	-	MPa
Yield stress	τ_y		MPa
cohesion	τ_0	40	MPa
Maximum yield stress	τ_{max}	400	MPa
<i>Model geometry</i>			
Domain depth	H	660	km
Domain length	L	3300	km
Domain width	W	3960	km
Mesh resolution		from 8*8*8 to 20*20*20	km ³
Continental block width	-	1320	km
Oceanic side width	-	660	km
Continental crust thickness	h_c	40	km
<i>Variables parameters</i>			
Overriding plate crust temperature	T_{OPc}		°C
Overriding plate lithosphere temperature	T_{OPl}		°C
Moho temperature	T_{Moho}		°C
Crust thickness	h_c		km
Lithosphere thickness	h_l		km

Table 1. Model parameters, symbols and units.

2.2. Model setup

The initial model setup is presented in Figure 1a, and closely follows the one used in Magni *et al.*, (2014). The dimensions of the box are 3300 km (length, X-axis), 3960 km (width, Y-axis) and 660 km (depth, Z-axis), with a spatial mesh resolution from $8 \times 8 \times 8 \text{ km}^3$ around the slab to $20 \times 20 \times 20 \text{ km}^3$ deeper in the model box. The model involves both an homogeneous continental OP and an oceanic SP including a continental block placed at the center of the subduction zone (Figure 1a). In that way, the continental block reaches the trench after 500 km of oceanic subduction. In order to initiate subduction without imposing any external forces, a 200 km-long slab is initially introduced. The dip of the initial oceanic subduction is constrained by the imposed initial curvature radius of 500 km and is then free to evolve afterwards. The initial position of the trench is set to $X = 1650 \text{ km}$. The position of the trench is then also free to move during the model evolution (Magni *et al.*, 2012). The OP and the SP are separated by a mobile weak zone (Magni *et al.*, 2012), *i.e.*, a zone constituted by a low viscosity material with upper mantle rheology, which facilitates the subduction processes. To allow mantle flow around the edges of the slab, the subducting and the overriding plates are adjacent to oceanic lithosphere in which subduction does not occur. This is modeled by imposing two transform faults simulated by two low viscosity zones (10^{20} Pa.s) of 20 km width at $Y = 660 \text{ km}$ and $Y = 3300 \text{ km}$, respectively (van Hunen and Allen, 2011; Magni *et al.*, 2014). The initial temperature field for the oceanic lithosphere is calculated following a half-space cooling solution for a 50 My-old plate (Turcotte and Schubert, 2002), which corresponds to a $\sim 80 \text{ km}$ thick lithosphere. The reference density in the model is 3300 kg/m^3 . The continental crust is modeled with a layer of positively buoyant crust with a density contrast of 600 kg/m^3 . In the continental block, the initial temperature decreases linearly from the surface temperature (set to 0°C) to a temperature equal to 1350°C at 150 km. Thermal boundary conditions (Figure 1a) are fixed at the top and the bottom of the model box and set to $T = 0^\circ\text{C}$ and $T = 1350^\circ\text{C}$, respectively. The left and right sides are also fixed to the temperature of the asthenosphere such as $T = T_{asth.} = 1350^\circ\text{C}$ (see Table 1). The other boundaries are fully insulating. Mechanical boundary conditions are free-slip everywhere, except at the bottom boundary of the model box where a no-slip condition is applied to model the effect of a viscosity contrast between the upper and lower mantle (Figure 1a). Because there is no free-surface on top of the model, the topography is evaluated from the vertical stresses at the surface such as:

$$h = \frac{\tau_{zz}}{\rho_s g}, \quad (16)$$

where ρ_s corresponds to the density of the mesh where the vertical stress is extracted. The absolute elevation is then calibrated by considering a depth of -2.5 km at the mid-ocean ridge. The model does not include erosion or sedimentation. All the models are stopped after 30 My to avoid any potential issues that could occur when the initial trailing edge of the oceanic lithosphere arrives at trench. The initial edge geometry (Figure 2) could indeed produce younger and thinner lithosphere at trench when the subducting velocity (thermal advection) is higher than the diffusion rate. In our models, the strength of the overriding lithosphere is controlled by the thermal profile imposed at the beginning of the experiment. This initial thermal profile is defined by the temperature at the Moho (T_{Moho}) and the crustal thickness (h_c) of the continental lithosphere. To investigate the influence of the OP strength on the subduction dynamics, we carried out a parametric study on these two parameters characterizing the initial thermal profile. We systematically modified the crustal thickness of the overriding lithosphere from 20 to 40

km and tested different temperatures at the Moho ranging between 300 and 800°C (Figure 1b). These values are within the range of natural values proposed by studies focused on the heat flux for the continental lithosphere (*e.g.*, Chapman, 1986; Kusznr and Park, 1986; Morgan, 1984; Chapman and Pollack, 1977; Ranalli and Murphy, 1987; Rudnick *et al.*, 1998; see Figure 1b). They give thermal thicknesses for the overriding lithosphere ranging from 80 km to 180 km. The initial thermal profile (T_{OP}) is calculated as a function of depth (z) by using the following equations:

$$T_{OP}(z) = T_{surf} + \left(\frac{z}{h_c}\right) \times (T_{Moho} - T_{surf}), \quad \text{for } z < h_c \quad (17)$$

$$T_{OP}(z) = T_{Moho} + \left(\frac{z-h_c}{h_l-h_c}\right) \times (T_{asth} - T_{Moho}), \quad \text{for } h_c < z < h_l \quad (18)$$

where T_{surf} , T_{Moho} and T_{asth} correspond to the temperatures at the surface of the overriding plate, at the Moho and in the asthenosphere, respectively and, h_c and h_l are the crustal and lithospheric thermal thicknesses.

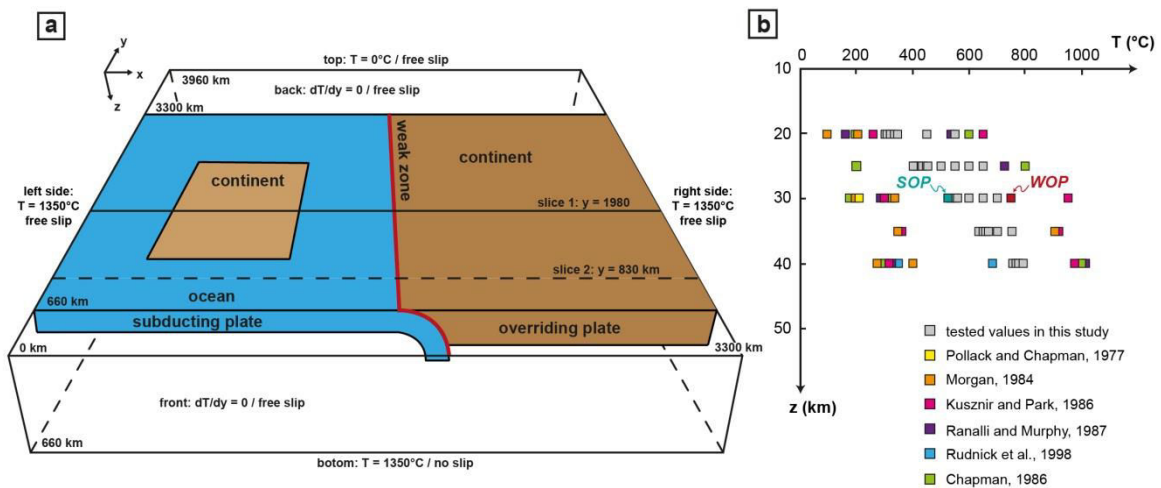


Figure 1. a) Model setup showing the initial geometry of the model and presenting the thermal and mechanical boundary conditions: blue color refers to oceanic part and brown colors to continental parts. b) Initial overriding plate Moho temperatures and depths tested in this study (gray squares). Values of Moho temperatures vs. depths in nature from previous studies are also shown for comparison. The two highlighted models (WOP, weak overriding plate and SOP, strong overriding plate) correspond to the models described in details.

3. Common evolution of all models

In all experiments, the subduction process evolves in four stages that can be summarized as follows (see also Magni *et al.*, 2012):

- Stage 1: The slab sinks into the upper mantle (Figure 2). The subduction velocity (V_s) increases as the amount of subducting plate entering the asthenosphere increases (Figures 3a and 3b). V_s then decreases when the leading edge of the slab approaches the upper-lower mantle interface (Figures 3a and 3b). During this stage, the trench retreats toward the subducting plate (Figures 3c and 3d). The OP is stretched in the direction perpendicular to the trench all along the subduction zone (Figure 4). Close to the trench, the topography of the OP is low (Figure 5) and corresponds to the negative dynamic topography due to the slab sinking.

- Stage 2: The slab interacts with the 660 km-depth upper-lower mantle interface (Figure 6). After this interaction, the subducting velocity (V_S) and the trench velocity (V_T) increase (Figure 3, purple area) and the OP accommodates the trench retreat by stretching (Figure 4).
- Stage 3: The continental block enters in the trench at the center of the subduction zone and bends to subduct (Figure 7). Continental subduction is active until the leading edge of the continental block reaches depths of around 300 km. At this stage, the subducting slab shows a strong lateral variation. At the latitude of the continental block (slice 1 in Figure 1a), V_S drastically slows down due to the low density of the crust within the continental block (Figures 3a and 3b, blue area). The trench starts to advance (Figures 3c and 3d) leading to a shortening of the OP (Figures 4a and 4b). On each sides of the continental block, in the oceanic domain, subduction is still active and the trench keeps retreating but at faster rates (Figures 3c and 3d) inducing a continuous stretching of the OP (Figures 4c and 4d) with strain rates as high as 10^{-14} s^{-1} . The opposite trench motion between continental and oceanic parts causes a curvature of the trench (as illustrated on Figure 8).
- Stage 4: At the latitude of the continental block, the slab starts to breakoff by a necking process localized at the continent/ocean boundary at ~ 300 km-depth (Figure 8) because of the interaction of the two opposite forces: the negative buoyancy associated with oceanic lithosphere subduction at depth and the positive buoyancy forces resulting from the low density continental crust. It leads to the opening of a slab window starting at the center of the continental block and propagating toward its edges (as already shown in van Hunen and Allen, 2011).

However, if these four stages are common to all models, they also display first-order differences controlled by the initial imposed thermal profile. In the following, we discuss these differences by focusing on two end-members that share the same crustal thickness $h_{crust} = 30$ km (Figure 1b). The first model is a "weak" end-member model (*i.e.*, a thin and hot overriding plate) named hereafter "WOP" and characterized by a temperature at the Moho (T_{Moho}) of 750 °C and a lithosphere thickness (h_{lith}) of 80 km (see Figure 1b). The second model is a "strong" end-member (*i.e.*, involving a thick and cold overriding plate) named hereafter "SOP" and characterized by $T_{Moho} = 520$ °C and $h_{lith} = 180$ km (see Figure 1b).

4. Weak vs. strong overriding plate models

In this section, the four stages previously mentioned are described with emphasis on the differences between the two end-members.

4.1. Slab sinking

During slab sinking, both WOP and SOP models seems to have the same general mantle flow (Figure 2). However, as the overriding plate is thicker in SOP model, the size of the convective cell is lower. Consequently, the interaction between the slab and the mantle flow is less important and occur later. In the model with a WOP, the slab sinking into the upper mantle is then accompanied by a counterclockwise poloidal cell that develops above the slab and brings low-viscosity material into the mantle wedge (Figure 2a). In the model with a SOP, the mantle

flow is less vigorous beneath the OP (Figure 2b). During the first step of oceanic subduction, V_S and V_T are almost four times smaller than in the WOP model (Figure 3). The OP displays lower strain rates in extension both in front of the continental and the oceanic parts (Figure 4) and lower topography (Figure 5).

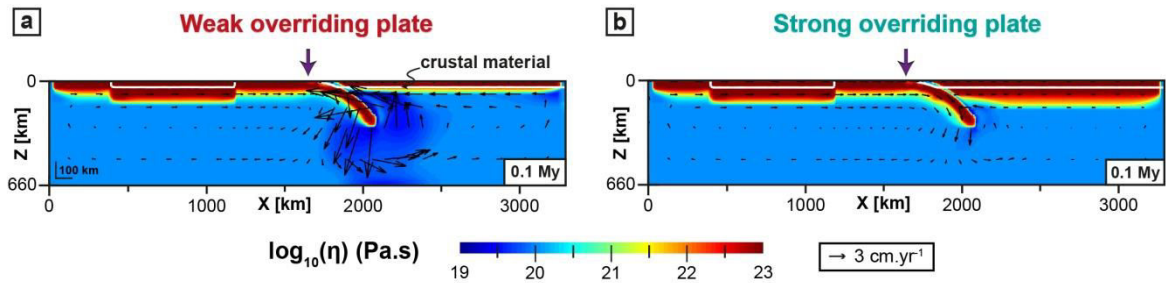


Figure 2. Effective viscosity field. X-Z cross-sections are extracted from the center of the subduction zone ($Y = 1980$ km, see solid line in Figure 1a) when the slab starts sinking (0.1 My). a) experiment involving a weak overriding plate and b) experiment involving a strong overriding plate (WOP and SOP, respectively; see Figure 1b). Purple arrows indicate the initial location of the trench. Black arrows are extracted from the velocity field to show the mantle flow.

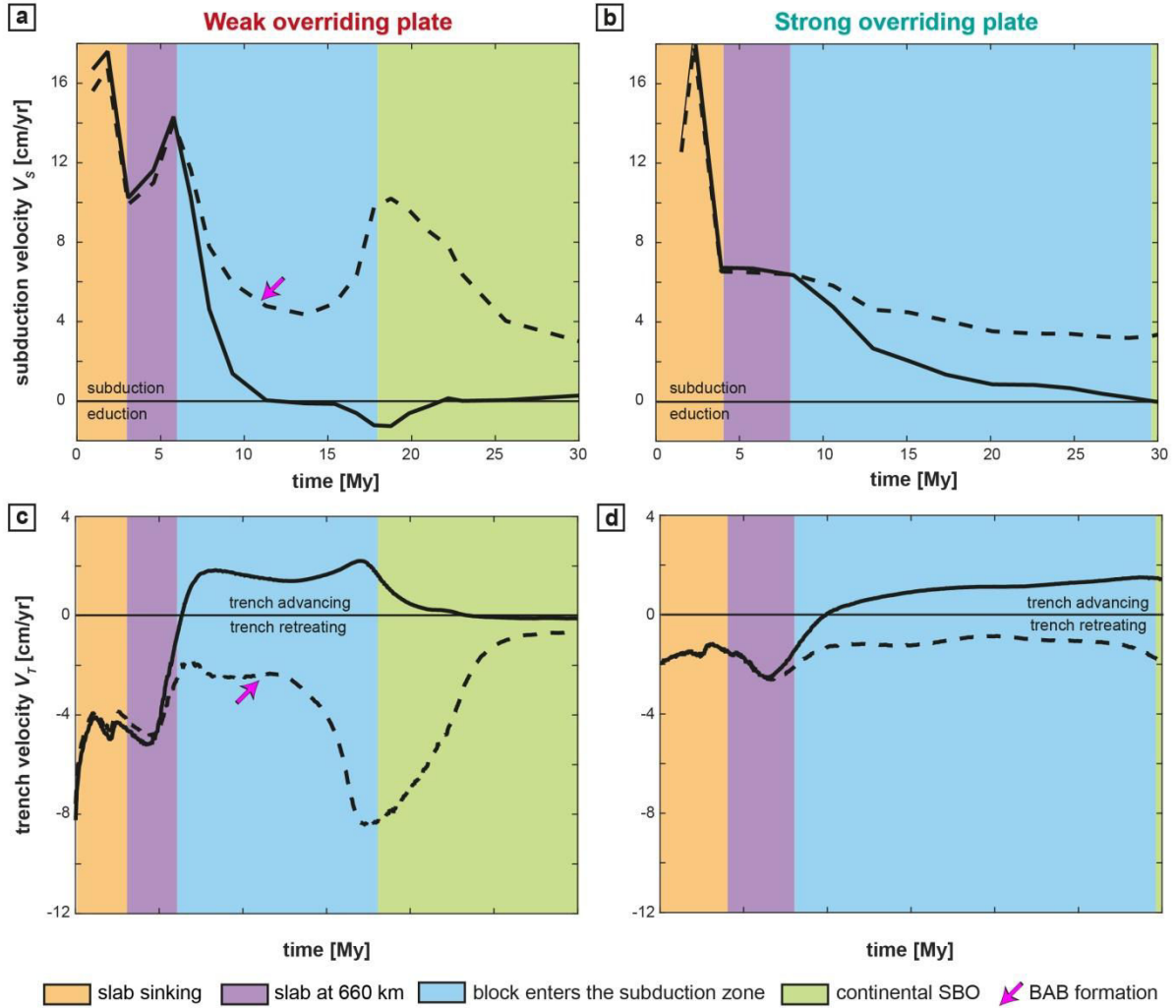


Figure 3. Time-evolution of convergence kinematics for the WOP (left) and the SOP (right) models. a-b) Subduction velocity computed as $V_S = V_{SP} - V_T$ where V_{SP} correspond to the SP absolute velocity. Velocities are extracted both in the middle of the subduction zone ($Y = 1980$ km, see solid line in Figure 1a) and in the middle of the oceanic unit ($Y = 830$ km; see dashed line in Figure 1a). Positive values indicate subduction, negative values eduction. c-d) Trench velocity computed in the X-direction for the same transects. Positive values indicate a trench moving toward the OP (prograde motion), negative values correspond to a trench motion toward the SP (retrograde motion). The different colors indicate the four different subduction phases described in the text. Orange: slab sinking; violet: the slab tip interacts with the 660 km-depth discontinuity; blue: the continental block enters the subduction zone; green: the slab breakoff. (SBO: slab breakoff; BAB: back-arc basins).

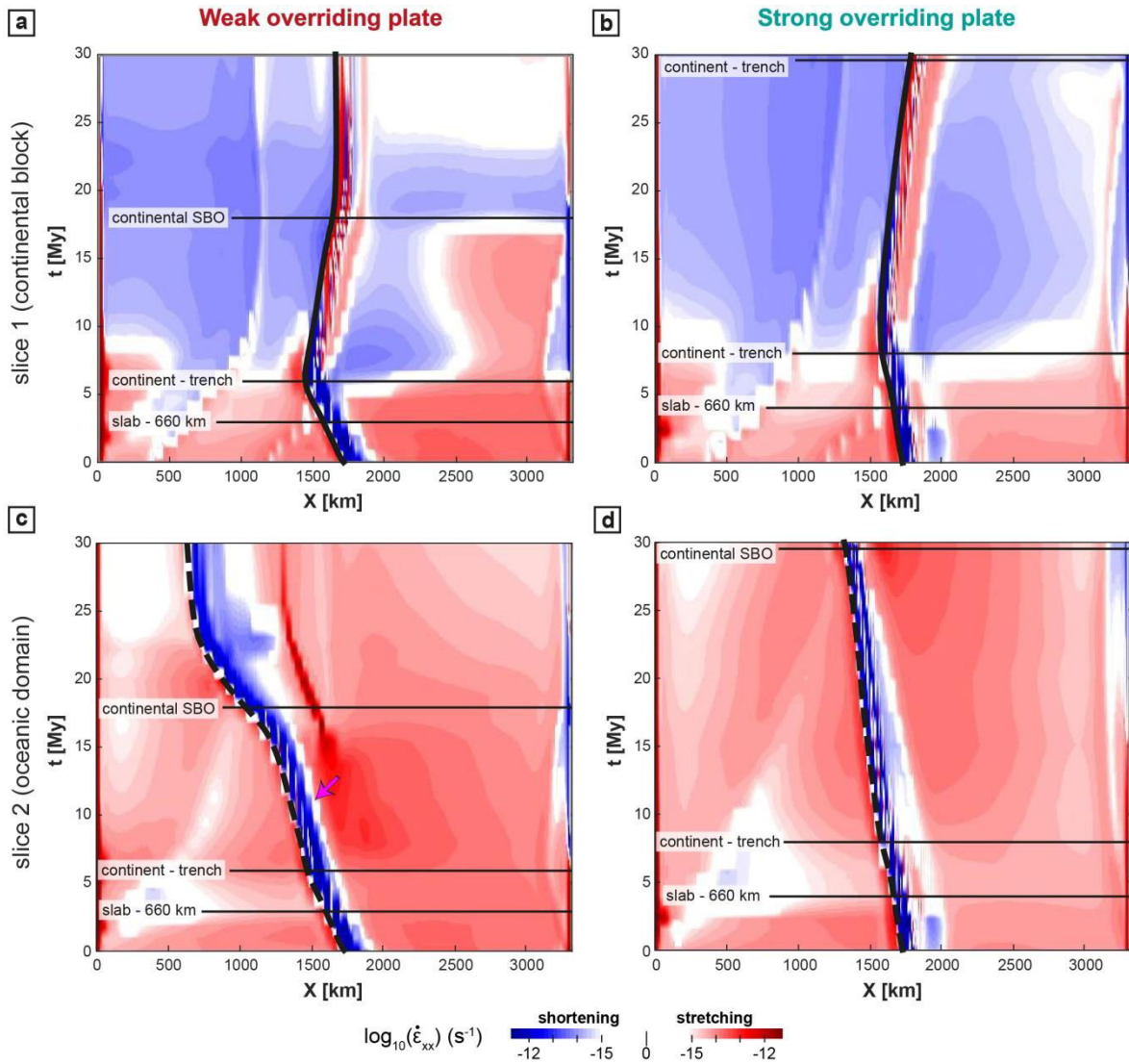


Figure 4. Time-evolution of the horizontal strain rate component along the X -axis ($\dot{\epsilon}_{xx}$) at the surface for the WOP (left) and SOP (right) models. a-b) Profiles are taken from the middle of the subduction zone ($Y = 1980$ km; solid line on Figure 1a). c-d) Profiles are taken from the middle of the oceanic domain ($Y = 830$ km; dashed line on Figure 1a). Red colors indicate that OP is undergoing stretching and blue colors correspond to shortening. The thick black line indicates the trench position. The limits between the four main stages (see Figure 3) are indicated with thin horizontal black lines.

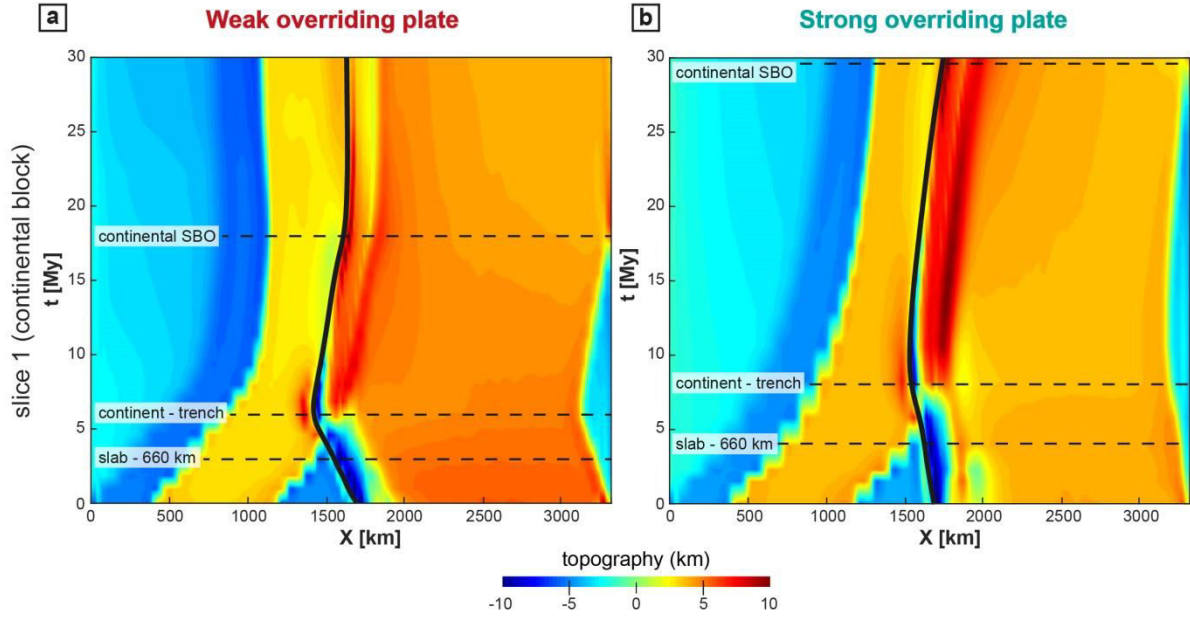


Figure 5. Time-evolution of the topography at the latitude of the continental block ($Y = 1980$ km, solid line on Figure 1a) for the WOP (left) and SOP (right) models. Black line indicates the trench position. The limits between the four main stages (see Figure 3) are indicated with thin horizontal dotted lines. The topography is computed from the vertical stresses, which constitute a proxy to evaluate the topography in models without free surface (and by considering a depth of -2.5 km at the mid ocean ridge).

4.2. Interaction between the slab and the 660-km depth discontinuity

In the WOP model (Figure 6, left panel), both the continental and oceanic parts of the slab reach the 660 km-depth discontinuity after 3 Myr with a shallow slab dip α_s (slab dip measured at 100 km-depth) of $\sim 50^\circ$ and a deep slab dip α_d (slab dip at 300 km-depth) of $\sim 70^\circ$. The poloidal mantle flow evolves into two cylindrical cells, a large one (~ 2000 km) beneath the SP with a clockwise motion and a narrower one (~ 500 km) beneath the OP with a counterclockwise motion (Figure 6a-c). Subduction occurs under slab roll back associated with a fast trench retreat ($V_T > 4$ cm.yr $^{-1}$; Figure 3c) leading to stretching in the OP (Figure 4a-c). Strain rates as high as 10^{-13} s $^{-1}$ are recorded at the plates interface while within the OP, strain rate is relatively homogeneous (10^{-15} Pa.s; Figure 6e). High elevation (>3 km) is distributed in the whole OP (Figure 5a).

In models with a SOP (Figure 6, right panel), the continental and oceanic parts of the slab reach the 660 km-depth after 4 Myr, with a lower α_s ($\sim 45^\circ$) and a higher α_d ($\sim 80^\circ$) resulting in a forward bending of the slab. The mantle flow only displays a single large clockwise convection cell beneath the SP, which along with a limited mantle flow toward the slab beneath the OP, favors slab folding (Figure 6b-d). V_T is lower than in the WOP case (~ 2 cm.yr $^{-1}$; Figure 3c). The interior of the OP mainly deforms under trench-perpendicular stretching with a decrease of ϵ_{xx} from values of $\sim 10^{-14}$ s $^{-1}$ to values below 10^{-15} s $^{-1}$ (Figure 4b-d). Maximum strain rates are observed at the plates interface ($\sim 10^{-13}$ s $^{-1}$) while within the OP, strain rates are very low ($\sim 10^{-16}$ s $^{-1}$; Figure 6f). Elevation is on average ~ 2 km, around 1 km lower than in the

weak model (Figure 5b).

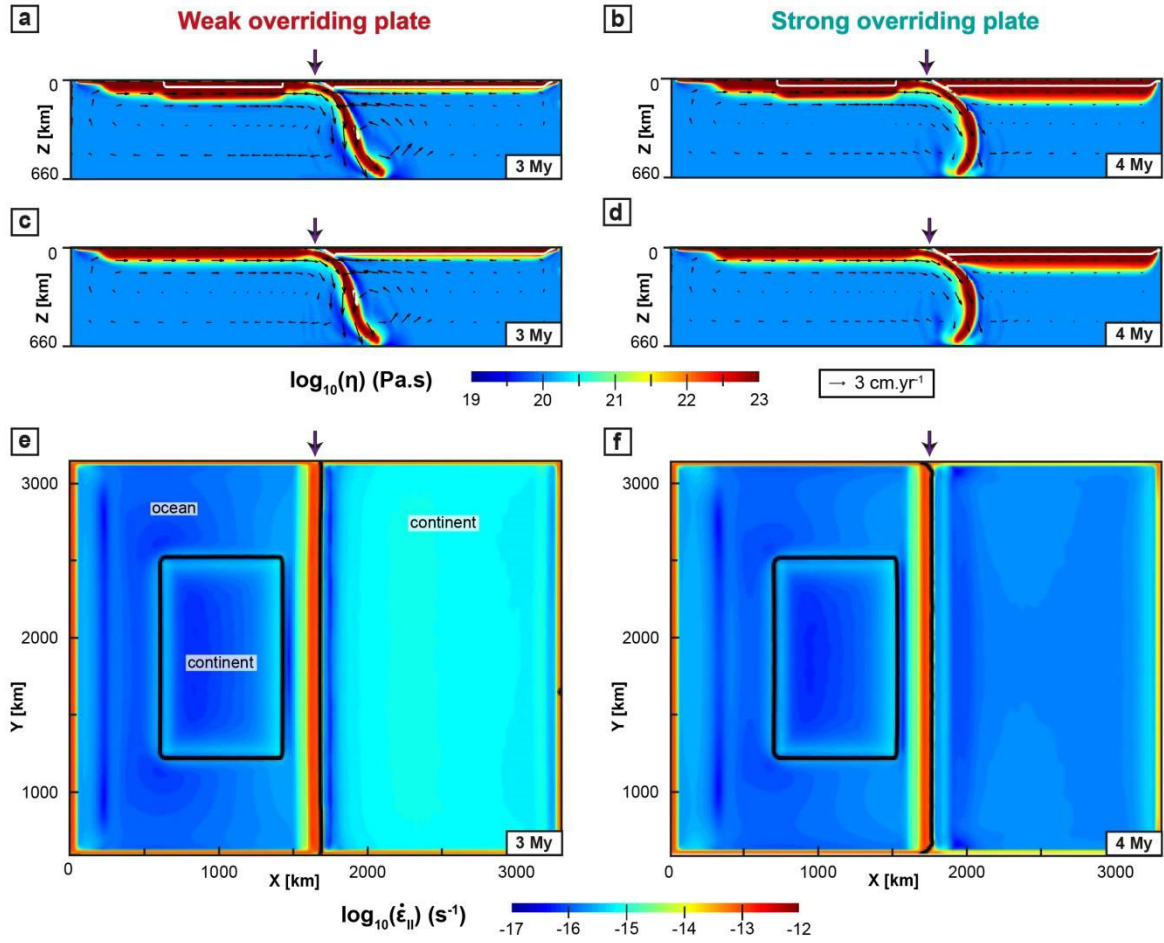


Figure 6. Cross-sections showing the WOP (left) and SOP (right) models when the tip of the slab reaches the 660 km-depth discontinuity. a-d) X-Z cross-sections presenting the viscosity field from a-b) the center of the subduction zone ($Y = 1980$ km, see Figure 1a) and c-d) at the latitude of oceanic subduction ($Y = 830$ km, see Figure 1a). e-f) X-Y cross-sections of the second invariant of the strain rate at the surface of the model. (other legends are identical to Figure 2).

4.3. Continental subduction

For the WOP model (Figure 7, left panel), the continental block arrives at the trench 6 My after the beginning of the model. α_s is then $\sim 65^\circ$ and $\alpha_d \sim 60^\circ$. Beneath the OP, the poloidal mantle flow forms a counterclockwise cylindrical cell over ~ 1500 km, extending from the slab to the middle of the OP in the X-direction (Figure 7a-c). In front of the continental block, the deformation switches from stretching to shortening in the frontal part of the OP but still undergoes stretching at the back (Figure 4a). The deformation is diffuse through the OP, the strain rates are on average higher in front of the oceanic slab ($\sim 10^{-15}$ s⁻¹) than at the front of the continental block (10^{-16} s⁻¹; Figure 7e). The topography in front of the continental block is smooth with values of 7-8 km around 150 km in board of the OP, and values of ~ 5 km in the rest of the OP (Figure 5a).

For the SOP model (Figure 7, right panel), the continent arrives at the trench 2 My later than in the WOP experiment (at 8 My) and with a lower $\alpha_s \sim 45^\circ$ and $\alpha_d \sim 35^\circ$. At depth, the slab displays a folded shape all along the subduction zone (Figure 7b-d). Beneath the OP, the mantle flow forms a counterclockwise cell restricted to ~ 500 km in the X-direction (Figure 7b-d). In front of the continental block, the deformation mode switches from stretching to shortening in the entire OP (Figure 4b). The highest strain rates (10^{-15} s^{-1}) are found around 150 km inland of the OP in front of the continental block (Figure 7f) where the topography reaches up to 10 km while it decreases down to 4 km in the rest of the OP (Figure 5b).

In the oceanic subduction domain, the WOP stretches and thins to accommodate the slab retreat (Figure 4c), the ε_{xx} reaches values of $\sim 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ and at 11 My (pink arrow on Figure 4c), back-arc basins start forming in the OP at ~ 400 km from the trench ($X = 1520$ km). The mantle flows upward toward the zone of the back-arc basins which isolates blocks of the OP that eventually rotates toward the continental block (Figure 8e).

For the SOP model, the amount and velocity of trench retreat for the oceanic parts are about half that of the WOP model (Figure 3c-d), which eventually results in a less curved trench (Figure 8f). In front of the oceanic domains, the maximum deformation is located in the frontal part of the OP, which is stretched to accommodate the retreat of the slab. At 29 My, back-arc basins start forming at ~ 250 km from the trench ($X = 1550$ km; Figures 4d and 8d). The mantle then flows up to the front of the OP and participates to the localization of the stretching.

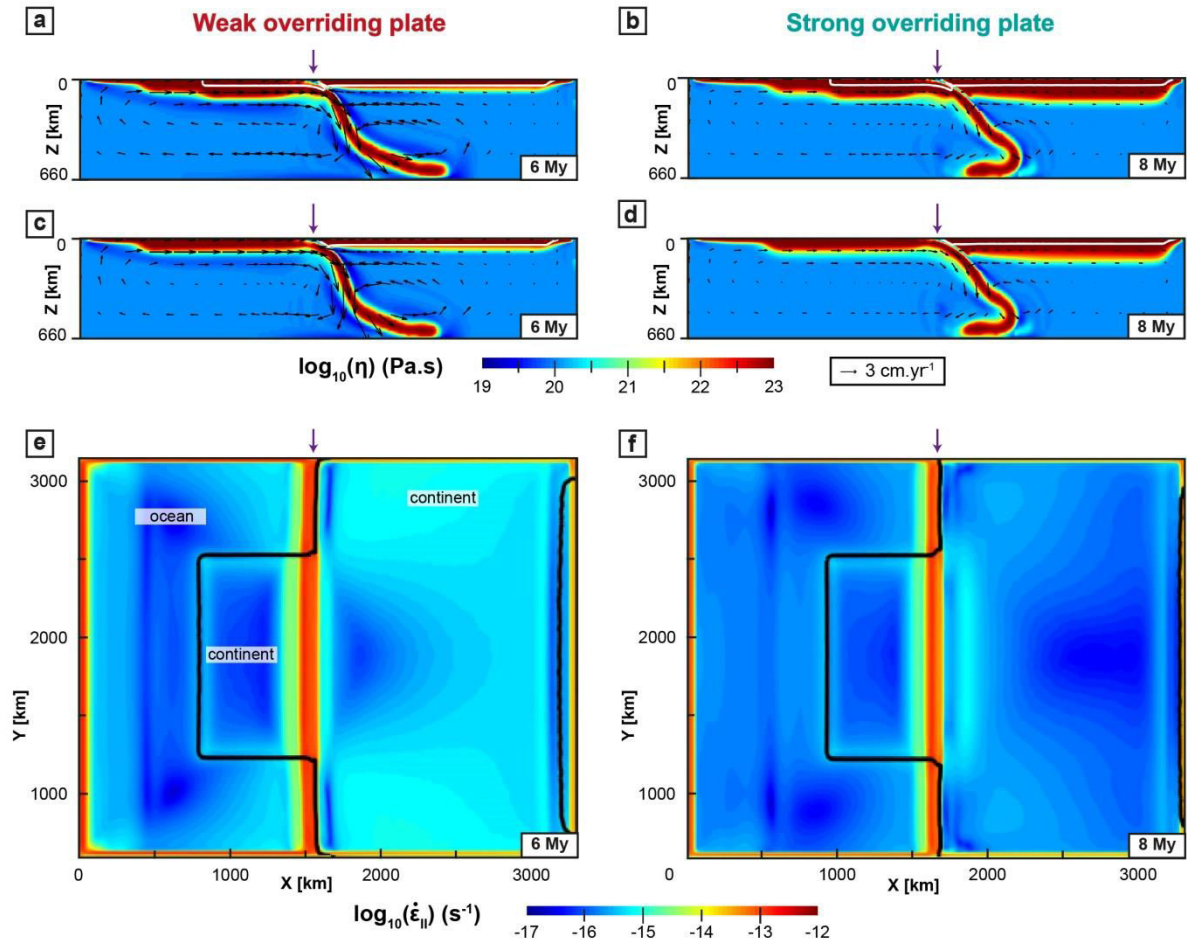


Figure 7. Cross-sections showing the WOP (left) and SOP (right) models when the continental block arrives at the trench (Legends are identical to Figure 2).

4.4. Slab breakoff

In the WOP experiment, the slab breakoff takes place in the center of the subduction zone at 18 My (Figure 8a), *i.e.*, 12 My after the initiation of the continental block subduction. The breakoff then propagates laterally in the Y-direction, leading to the formation of a slab window, in which mantle material is channeled (in agreement with van Hunen and Allen, 2011). At the latitude of the continental block, the buoyant continental material is exhumed by exhumation (*e.g.*, Duretz *et al.*, 2012) during ~5 My (Figure 3a). At the same time, the OP deforms under shortening. Significant shortening ceases as the trench stops advancing after ~23 My (Figure 3c-4a). The elevation decreases in the frontal part of the OP to values as low as ~1 km but maintains values around 5 km in the rest of the OP (Figure 5a).

Beneath the SOP, the slab breakoff occurs later at 29 My (Figure 8b), *i.e.*, 21 My after the continental collision (*i.e.*, 10 My later in comparison with the WOP). In this experiment, at the latitude of the continental block, no exhumation phase is recorded during slab breakoff. The trench still advances at $V_T = 1.5 \text{ cm.yr}^{-1}$ (Figure 3d), which further promotes shortening of the OP (Figure 4b).

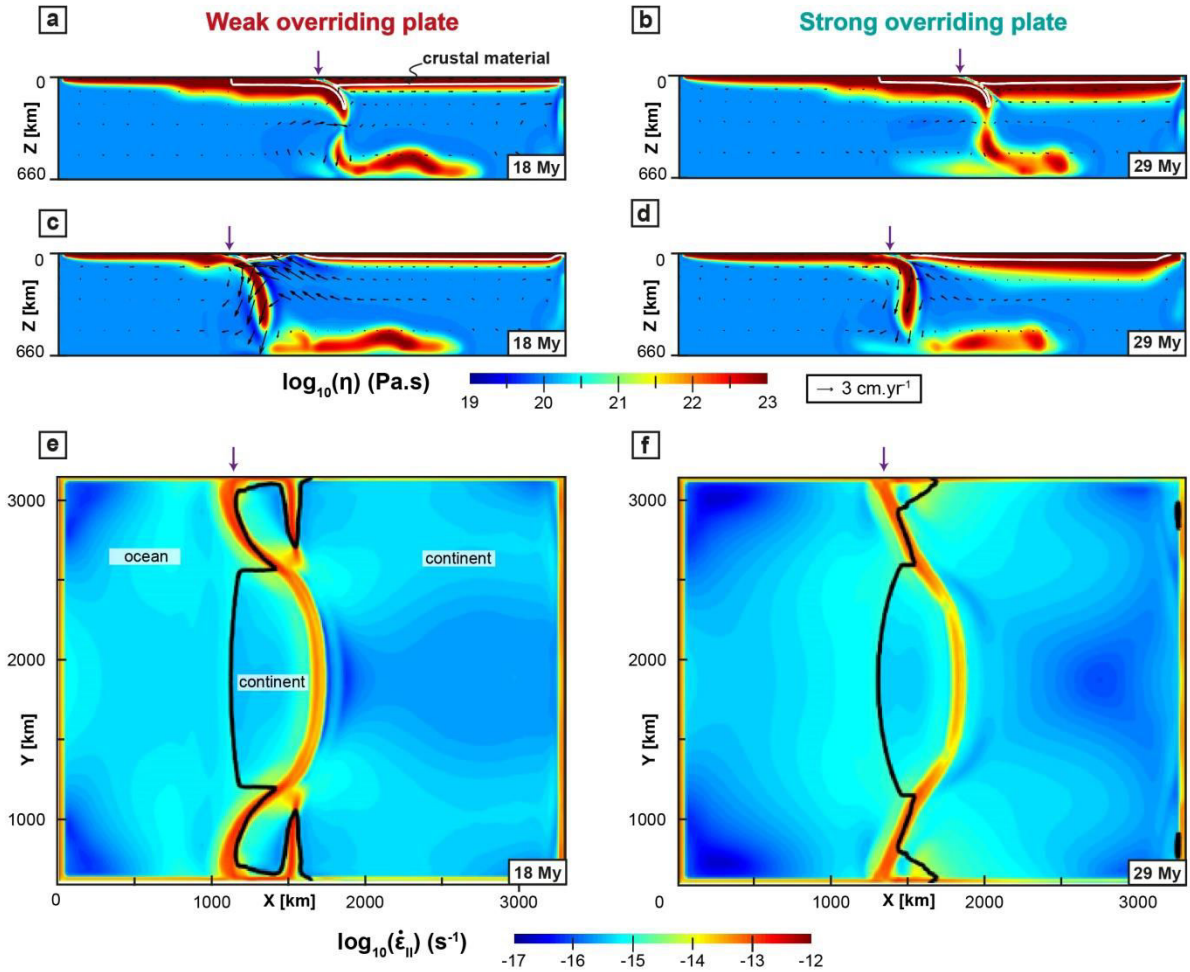


Figure 8. Cross-sections showing the WOP (left) and SOP (right) models when the slab breaks off at the latitude of the continental block. Legends are identical to Figure 2.

4.5. End of the model (from breakoff to 30 My)

Between continental subduction and 30 My, the trench acquires a curved shape for both the WOP and SOP models. This curvature is more pronounced after 30 My for the WOP model, with a maximum amount of absolute trench advance of ~ 210 km at the latitude of the continental block subduction (slice 1) and a maximum amount of absolute trench retreat of ~ 1100 km at the latitude of oceanic subduction (slice 2; Figure 4a-c). For the SOP model, after 30 My, the trench is less curved. If the center of the convergence zone displays a maximum absolute trench advance of ~ 210 km, similar to the WOP model, the edges instead only experienced a maximum absolute trench retreat of ~ 320 km (Figure 4b-d).

At 30 My, at the latitude of the continental block, the WOP does not deform any more while the SOP still deforms under shortening (Figure 4a and 4b). Significant deformation is thus recorded for a longer period of time for SOP model, (> 20 My) than for the WOP model (< 20 My). Moreover, the frontal part of the OP (the first 200-km from the trench) shows a clear discrepancy between elevations lower than the rest of the overriding plate for the WOP and elevations higher than the rest of the OP for the SOP model (Figure 5).

5. Impact of the initial thermal profile

The two end-members described above clearly highlight differences in subduction dynamics associated with the strength of the OP as defined by a different initial thermal profile. However, they do not show how the transition from one case to the other occurs. For this, we performed a set of 32 models with the same setup but varying systematically both the temperature at the Moho from 300 to 800°C and the depth of the Moho within the range 20-40 km. This allows us to quantify the effect of the OP rheology on the subduction dynamics. Indeed, the hotter/thinner the T_{Moho} /thickness of the crust is, the weaker is the OP lithosphere.

5.1. Effect on the subduction mode

With the two end-members described previously, we show two principal modes of subduction: slab rollback for the WOP and slab forward folding for the SOP. This trend is confirmed by the entire set of models included in our parametric study (see Figure 9). Results show that low crustal thickness and/or high Moho temperature (*i.e.*, a thin and "hot" OP) leads to slab rollback, while a high crustal thickness and/or a low Moho temperature (*i.e.*, a thick and "cold" OP) leads to slab forward folding. The transition between these two modes is quite sharp and occurs at ~330°C, ~560°C, and ~790 °C for a crustal thickness of 20 km, 30 km and 40 km, respectively (Figure 9). The corresponding crustal thermal gradients (T_{Moho}/z_{Moho}) range between 16.5 and ~20°C/km and define an initial thermal lithospheric thickness (*i.e.*, depth of the 1350°C isotherm) of ~150 km. At this transition, a third mode of subduction is observed showing slab rollback at shallow depths and slab forward folding at the upper-lower mantle transition zone.

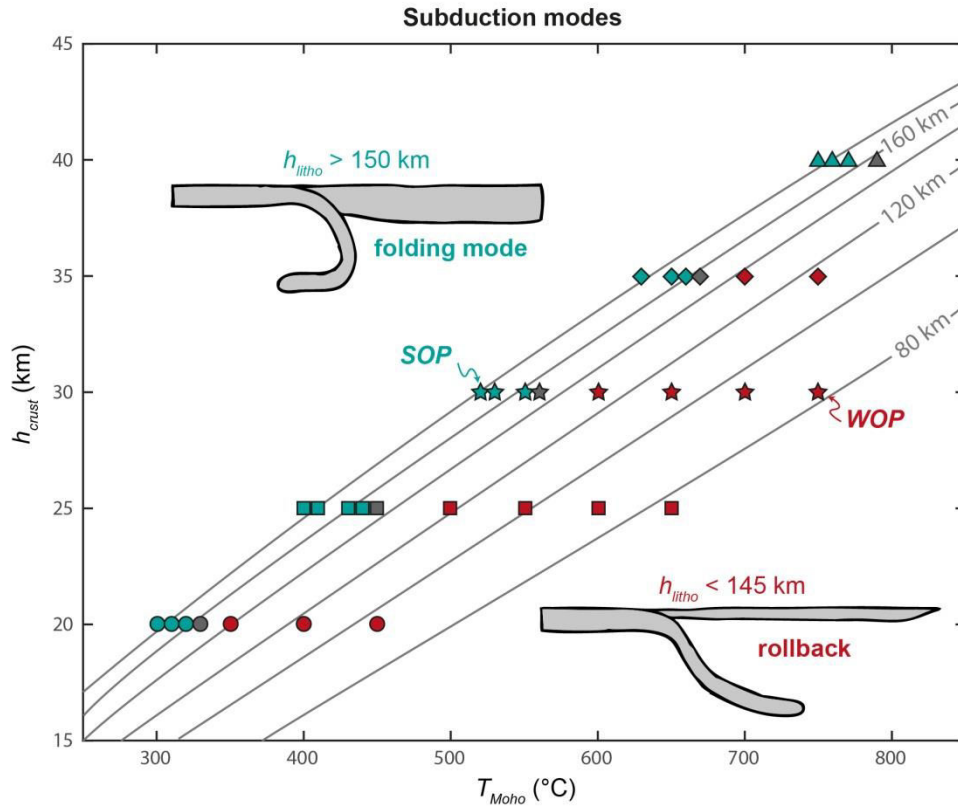


Figure 9. Subduction modes as a function of the crustal thickness and temperature at the Moho. Red symbols indicate slab rollback, blue symbols slab forward folding and gray symbols the intermediate mode.

5.2. Effect on the timing of the subduction events

A change in the initial thermal profile also drastically impacts the timing of back-arc basins formation. Figure 10a shows the time required for the back-arc basins to form after continental subduction (Δt_{BAB}) as a function of the initial crustal thermal gradient. Results presented on figure 10a show that the higher the OP strength (low thermal gradient) is, the longer the time required to open the back-arc basins is, from 5 My after continental subduction initiation for the weakest OP to ~ 25 My for the strongest OP. For crustal thermal gradient lower than $18^\circ\text{C}/\text{km}$, the timing of the back-arc basins formation seems to stabilize at $\sim 20/25$ My. For these "cold" models, the back-arc basins formation coincides with the arrival at trench of a younger oceanic plate (see section 2.2). It may have an impact on the timing of back-arc basins and we cannot preclude that it would be either higher in case the age of the oceanic lithosphere would have remained constant or even that back-arc basins would not form above such a value.

The OP initial thermal profile impacts the OP deformation itself but also the timing of the SP deformation (Figure 10b). The time required for the slab to break off after the initiation of continental subduction (Δt_{SBO}) varies from a minimum value of 11 My for the weakest OP (initial $T_{Moho}/z_{Moho} \approx 25^\circ\text{C}/\text{km}$) to values up to 28 My for the strongest OP (initial $T_{Moho}/z_{Moho} \approx 15^\circ\text{C}/\text{km}$). The relationship between t_{SBO} and T_{Moho}/z_{Moho} is not linear but rather tends toward an asymptote as T_{Moho}/z_{Moho} increases. As the slab breakoff depth is independent of the OP rheology and always occur at the same depth of ~ 300 km, the timing of breakoff is controlled by the time

required for the continental block leading edge to reach this depth, which depends on the subduction velocity.

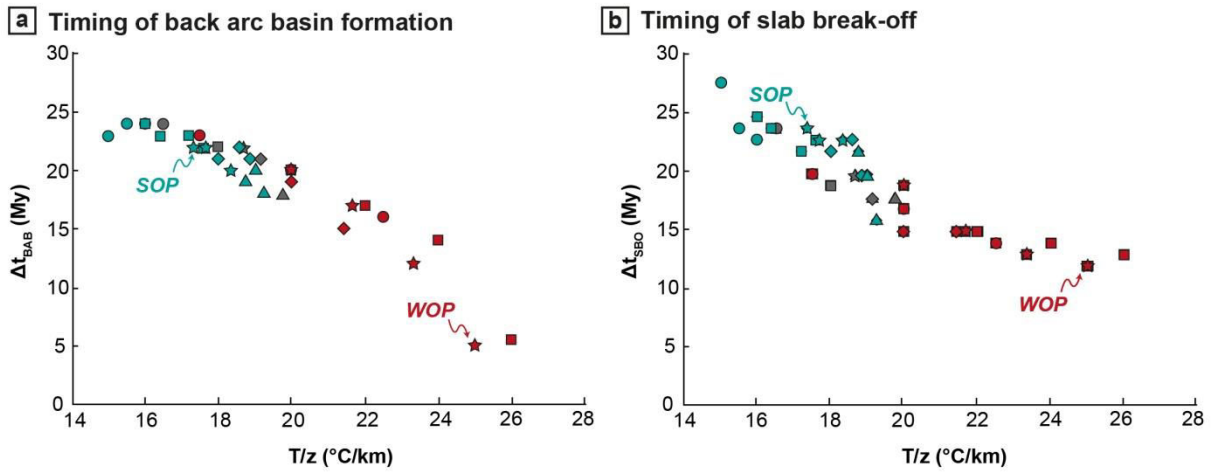


Figure 10. a) Timing of back-arc basins formation after continental subduction initiation as a function of the mean crustal thermal gradient. b) Timing of slab breakoff after continental subduction initiation (colors and symbols are the same as in Figure 9).

6. Discussion and conclusions

The parametric study presented here shows that despite keeping all the parameters of our models constant excepted the strength profile of the OP, our subduction/collision system show first-order differences in terms of geometry, strain and kinematics. Consequently, these differences may in turn help gaining insights into the past rheological nature of the overriding lithosphere in natural systems. The initial OP thickness influences the mode of subduction and subduction kinematics. This thickness depends on both the temperature at the Moho and the crustal thickness. The effect of a change in lithospheric thickness is three-fold:

- An initial thinner and « hotter » overriding plate has a lower strength, which under the same amount of stresses favors overriding plate stretching and associated trench retreat. During the first stages of the model, the trench retreat is twice as fast in the WOP model than in the SOP model (~ 4 cm/yr vs. ~ 2 cm/yr, Fig. 3). As a result, the slab roll back is favored and considering that the absolute motion of the subducting plate is identical between all models the subduction velocity should be on average higher in the weakest models.
- The thickness of the overriding plate also controls the length of the plate interface, and therefore the coupling between plates. For the initial interface dip ($\sim 25^{\circ}$ on average), the length of the subduction interface may vary between 189 and 426 km for the thinnest (80 km) and the thickest (180 km) overriding plates tested here, respectively. Following the approach of Martinod *et al.*, (2010), the shear force F_s within the subduction interface may write $F_s \sim \eta_i UL/D$, where η_i , D and L are the effective viscosity, thickness and length of the subduction interface between both plates, and U is the shear velocity. Considering D and η_i constants as a first approximation, an increase in the length of the plate interface of a factor 2 should induce a decrease of the shear velocity within this interface by a factor 2. In other words,

subduction velocity may decrease with an increasing overriding plate thickness. However, the viscosity within the interface is not necessarily constant in our model, and the thickness of the subducting interface is not always constant through space and time, which makes difficult an attempt to precisely quantify the effect of this parameter and to evaluate its relative importance with respect to the previous one.

- The thickness of the overriding plate also controls the space available for sub-lithospheric mantle to flow beneath the overriding plate. As a result, within the first stages of the model, the magnitude of the poloidal cell that develops above the slab for a thick lithosphere is small and only affects the leading edge of the slab. Instead, in models with a thin OP, mantle flow associated with slab sinking reaches higher magnitudes and it affects a larger segment of the slab length, promoting slab roll back (Fig. 2).

The subducting mode is switching for the same lithospheric thickness value, at about 150 km. This binary mode is probably due to the fact that above a certain thickness (here ~ 150 km), a threshold is reached for the three mechanisms described above. However, deciphering the relative contribution of each of these mechanisms is beyond the scope of this study. Tomographic images of slabs at depth in natural cases could therefore give us, in association with other key-parameters (see below), information on the past rheological characteristics of the overriding plate. The fact that no present-day slabs show a folded shape (Hayes et al., 2012) may be indicative that the overriding plate thickness, at least in the area close to the trench may be lower than 150 km.

The mode of subduction appears to be determined during the first stages of the model and as such may be sensitive to the initial conditions. In particular, the initial geometry chosen here for the slab (initial slab length of 200 km with a curvature radius of 500 m) may influence the mode of subduction as the length of the plates' interface depends on slab dip. As a consequence, for different initial geometries the transition from one mode to the other may occur for a different OP thickness. In addition, the imposed initial thermal profile for the lithosphere determines the initial plate thickness. However, because of the ongoing subduction and associated mantle flow, the lithospheric mantle above the mantle wedge can be thermally eroded at the base of the lithosphere at a faster rate than the diffusion rate. It could make the thickness of the thermal lithosphere quite variable not only at the same latitude during the duration of the model but also laterally at the same time. It is especially true for the SOP model: in the first ~ 500 km from the trench, after 0.1 My, the thermal thickness is ~ 150 km while it is ~ 180 km in the rest of the OP, which reduces both the overall strength of the OP and the length of the subduction interface by at least $\sim 15\%$. Subduction therefore tends to bring the thicker and stronger initial OP toward weaker systems.

The thickness of the OP also has a strong influence on the velocities and on the timing of the different events at convergent margins. The stresses required to deform, at the same rate, strong OP and an associated long subduction interface are larger than those required to deform a weak OP and a short subduction interface length. The only engine of our system is the slab pull, which only slightly changes between models as a function of slab geometry. Thus the remaining energy that would be left to deform the mantle or displace the plates is less important. This could explain why the subduction velocity is lower with a SOP than with a WOP, and why the continental block enters the trench with a slight delay of ~ 2 My between the two end-member

models. In turn, deformation events both within the OP and the SP occur later for a strong OP. It requires more time for the OP to deform and open back-arc basins at the latitude of the oceanic subduction. We also observe that the depth at which slab breaks off is independent from the initial thickness of the OP, occurring at around 300 km, which is within the range of breakoff depths proposed in previous studies (40 to over 500 km; Baumann *et al.*, 2010; Duretz *et al.*, 2011). As a consequence, subduction velocity being lower in the SOP models, it requires a longer time for the continental block to reach such depths where the positive buoyancy of the continental block triggers slab necking and eventually breakoff. Moreover, after slab breakoff, a weak OP allows the exhumation of the crustal material while with a strong one this same crustal material stays at deeper levels, indicative of a lower coupling between plates in the case of the WOP model. With our setup the variability in the timing of these processes is quite large: it takes from ~5 to ~25 My after continental subduction initiation for back-arc basins to form and from ~10 to ~30 My for slab to breakoff. Under certain circumstances (very strong OP), back-arc basins may not even form within the overriding plate. The occurrence and dating of these different events (continental subduction, back-arc basins formation, slab breakoff) in natural systems could therefore also help, to a certain extent, in constraining the past rheological characteristics of the overriding plate.

By controlling the plates interface length, the subduction velocity, the trench velocity, the slab dip and the mantle flow pattern, the rheological properties of the OP influence the trench shape, the localization of the back-arc basins and the OP deformation pattern. A stronger OP provides a higher resistance to extension and curving, in agreement with Meyer *et al.* (2013). In addition, after continental subduction, the upper plate maintains deformation by shortening at the latitude of the continental block for a long period of time (over 20 My), in agreement with Butterworth *et al.* (2012), while it displays a synchronous combination of shortening and stretching on a shorter time period (12 My) with a weak OP. This leads to maintain high topography in front of the strong OP whereas the weak OP displays lower and more diffuse topography. Such variability (or absence of variability) in the style of deformation and topography may be extracted from the geological record and/or from present-day observations and could also give information on the past rheological characteristics of the overriding plate. Concerning the topographic signal, only relative variations may be considered here as the elevation is indirectly inferred from the vertical stresses at the surface of the model and does not take into account erosion/deposition processes.

Our model also has some limitations regarding the rheological parameters used. These parameters for natural rocks being not well constrained, we represent them with a chosen flow law (see section 2.1.). Modifying the parameters of these flow laws or considering different rheological approximations for the lithosphere (*e.g.*, linearly-viscous, stratified non-linear temperature-dependent visco-elasto-plastic rheology) may lead to changes in the geometry of the system as well as in the timing and location of the deformation, as recently shown by Pusok *et al.* (in press).

This study therefore highlights the major impact of the OP rheological properties on the global dynamics of a subduction/collision system. Consequently, neglecting the OP in such a system implicitly leads to favor slab rollback, overestimate shallow slab dip, mantle flow vigor,

trench migration and to underestimate slab dip at depth, and drastically change the timing of events (slab breakoff and back-arc basins formation). Hence, our results underline the need, in future models of convergence zones, to properly consider the rheology of the OP.

Acknowledgements

SH benefited from a travel grant from the Univ. Rennes for a 3-months stay in Durham. All the authors also thank the INSU SYSTER program that funded a part of this work. Calculations were done on the Durham hamilton HPC cluster.

References

- Arcay, D., Lallemand, S., & Doin, M. P. (2008). Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Baumann, C., Gerya, T.V., & Connolly, J.A.D. (2010). Numerical modelling of spontaneous slab breakoff dynamics during continental collision. In: Advances in interpretation of geological processes: refinement of multi-scale data and integration in numerical modelling, 322. *Geological Society of London Special Publication*, Geological Society, London, pp. 99–114.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865), 738.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Medvedev, S. (2004). Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B6).
- Becker, T. W., Faccenna, C., O'Connell, R. J., & Giardini, D. (1999). The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), 15207-15226.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., & Funicello, F. (2005). Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1).
- Bottrill, A. D., van Hunen, J., & Allen, M. B. (2012). Insight into collision zone dynamics from topography: numerical modelling results and observations. *Solid Earth*, 3(2), 387.
- Butterworth, N. P., Quevedo, L., Morra, G., & Müller, R. D. (2012). Influence of overriding plate geometry and rheology on subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6).
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction* (pp. 615-626). Birkhäuser, Basel.
- Capitanio, F. A., Morra, G., & Goes, S. (2007). Dynamic models of downgoing plate-buoyancy driven subduction: Subduction motions and energy dissipation. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1-2), 284-297.
- Capitanio, F. A., Morra, G., & Goes, S. (2009). Dynamics of plate bending at the trench and slab-plate coupling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4).
- Capitanio, F. A., Stegman, D. R., Moresi, L. N., & Sharples, W. (2010). Upper plate controls on deep subduction, trench migrations and deformations at convergent margins. *Tectonophysics*, 483(1-2), 80-92.

- Capitanio, F. A., & Replumaz, A. (2013). Subduction and slab breakoff controls on Asian indentation tectonics and Himalayan western syntaxis formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3515-3531.
- Carlson, R. L., & Melia, P. J. (1984). Subduction hinge migration. *Tectonophysics*, 102(1-4), 399-411.
- Cerpa, N.G, Guillaume, B., & Martinod, J. (2018). The interplay between overriding plate kinematics, slab dip and tectonics. *Geophysical Journal International*, 215(3), 1789-1802.
- Chen, L., Capitanio, F. A., Liu, L., & Gerya, T. V. (2017). Crustal rheology controls on the Tibetan plateau formation during India-Asia convergence. *Nature communications*, 8, 15992.
- Christensen, U. R. (1996). The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 140(1-4), 27-39.
- Clark, S. A., Sobiesiak, M., Zelt, C. A., Magnani, M. B., Miller, M. S., Bezada, M. J., & Levander, A. (2008). Identification and tectonic implications of a tear in the South American plate at the southern end of the Lesser Antilles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(11).
- Clark, M. K., & Royden, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703-706.
- Chapman, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 63-70.
- Chapman, D. S., & Pollack, H. N. (1977). Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology*, 5(5), 265-268.
- Chen, L., Capitanio, F. A., Liu, L., & Gerya, T. V. (2017). Crustal rheology controls on the Tibetan plateau formation during India-Asia convergence. *Nature communications*, 8, 15992.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., & Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 1-36.
- Di Giuseppe, E., Van Hunen, J., Funicello, F., Faccenna, C., & Giardini, D. (2008). Slab stiffness control of trench motion: Insights from numerical models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).
- Duretz, T., Gerya, T.V., & May, D.A. (2011). Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics*, 502, 244–256.
- Duretz, T., Gerya, T. V., Kaus, B. J. P., & Andersen, T. B. (2012). Thermomechanical modeling of slab eduction, *J. Geophys. Res.*, 117, B08411, doi:10.1029/2012JB009137.
- Elsasser, W. M. (1971). Two-layer model of upper-mantle circulation. *Journal of Geophysical Research*, 76(20), 4744-4753.
- Enns, A., Becker, T. W., & Schmeling, H. (2005). The dynamics of subduction and trench migration for viscosity stratification. *Geophysical Journal International*, 160(2), 761-775.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., & Brusset, S. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27(3).
- Faccenna, C., Heuret, A., Funicello, F., Lallemand, S., & Becker, T. W. (2007). Predicting trench and plate motion from the dynamics of a strong slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1-2), 29-36.

- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., & Regenauer-Lieb, K. (2003). Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- Funiciello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., & Bui, H. A. (2006). Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analyzed by feature tracking. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3).
- Funiciello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., & Becker, T. W. (2008). Trench migration, net rotation and slab–mantle coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 233-240.
- Garel, F., Goes, S., Davies, D. R., Davies, J. H., Kramer, S. C., & Wilson, C. R. (2014). Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(5), 1739-1765.
- Gautier, P., Brun, J. P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., & Jolivet, L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315(1-4), 31-72.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R. D., & Searle, M. P. (2006). Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 268(1), 1-23.
- Goes, S., Capitanio, F. A., & Morra, G. (2008). Evidence of lower-mantle slab penetration phases in plate motions. *Nature*, 451(7181), 981.
- Guillaume, B., Martinod, J., & Espurt, N. (2009). Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 463(1-4), 167-174.
- Guillaume, B., Moroni, M., Funiciello, F., Martinod, J., & Faccenna, C. (2010). Mantle flow and dynamic topography associated with slab window opening: Insights from laboratory models. *Tectonophysics*, 496(1-4), 83-98.
- Guillaume, B., Husson, L., Funiciello, F., & Faccenna, C. (2013). The dynamics of laterally variable subductions: laboratory models applied to the Hellenides. *Solid Earth*, 4, 179-200.
- Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., & Cerpa, N. G. (2018). Slab dip, surface tectonics: How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate? *Tectonophysics*, 726, 110-120.
- Hager B.H. (1991) Mantle Viscosity: A Comparison of Models from Postglacial Rebound and from the Geoid, Plate Driving Forces, and Advected Heat Flux. In: *Sabadini R., Lambeck K., Boschi E. (eds) Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences)*, 334. Springer, Dordrecht
- Hatzfeld, D., Martinod, J., Bastet, G., & Gautier, P. (1997). An analog experiment for the Aegean to describe the contribution of gravitational potential energy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B1), 649-659.
- Heuret, A., & Lallemand, S. (2005). Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1-2), 31-51.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4), 473-483.
- Hirth, G., & Kohlstedt, D. (2003). Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. *Inside the subduction Factory*, 138, 83-105.

- Holt, A. F., Becker, T. W., & Buffett, B. A. (2015). Trench migration and overriding plate stress in dynamic subduction models. *Geophysical Journal International*, 201(1), 172- 192.
- Irvine, D. N., & Schellart, W. P. (2012). Effect of plate thickness on bending radius and energy dissipation at the subduction zone hinge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Jarrard, R. D. (1986). Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24(2), 217-284.
- Karato, S. I., & Wu, P. (1993). Rheology of the upper mantle: A synthesis. *Science*, 260(5109), 771-778.
- Karig, D. E. (1971). Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of geophysical research*, 76(11), 2542-2561.
- Kincaid, C., & Olson, P. (1987). An experimental study of subduction and slab migration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13832-13840.
- Korenaga, J., & Karato, S. I. (2008). A new analysis of experimental data on olivine rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B2).
- Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1986). Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 79-93.
- Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Lamb, S., & Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425(6960), 792.
- Lambeck, K., Smither C., & Johnston, P. (1998). Sea-level, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophys. J. Int.*, 134, 102-144.
- Leng, W., & Gurnis, M. (2011). Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).
- Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.
- Magni, V. V., Van Hunen, J., Funicello, F., & Faccenna, C. (2012). Numerical models of slab migration in continental collision zones. *Solid Earth*, 3(2), 293.
- Magni, V., Faccenna, C., van Hunen, J., & Funicello, F. (2014). How collision triggers backarc extension: Insight into Mediterranean style of extension from 3-D numerical models. *Geology*, 42(6), 511-514.
- Magni, V., Allen, M. B., Van Hunen, J., & Bouilhol, P. (2017). Continental underplating after slab breakoff. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 59-67.
- Martinod, J., Hatzfeld, D., Brun, J. P., Davy, P., & Gautier, P. (2000). Continental collision, gravity spreading, and kinematics of Aegea and Anatolia. *Tectonics*, 19(2), 290-299.
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., & Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39-55.
- Meyer, C., & Schellart, W. P. (2013). Three-dimensional dynamic models of subducting plate-overriding plate-upper mantle interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 775-790.
- Molnar, P., & Atwater, T. (1978). Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), 330-340.

- Moresi, L., & Gurnis, M. (1996). Constraints on the lateral strength of slabs from three-dimensional dynamic flow models. *Earth and Planetary Science Letters*, 138(1-4), 15-28.
- Morgan, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15, 107-193.
- Morra, G., Regenauer-Lieb, K., & Giardini, D. (2006). Curvature of oceanic arcs. *Geology*, 34(10), 877-880.
- Nábělek, J., Hetényi, G., Vergne, J., Sapkota, S., Kafle, B., Jiang, M., & Huang, B. S. (2009). Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325(5946), 1371-1374.
- Powell, C. M. (1986). Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(1), 79-94.
- Pusok, A. E., & Kaus, B. J. (2015). Development of topography in 3-D continental-collision models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(5), 1378-1400.
- Pusok, A.E., Kaus, B.J. & Popov, A.A. (in press). The effect of rheological approximations in 3-D numerical simulations of subduction and collision. *Tectonophysics*.
- Ranalli, G., & Murphy, D. C. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4), 281-295.
- Ribe, N. M. (2010). Bending mechanics and mode selection in free subduction: A thin-sheet analysis. *Geophysical Journal International*, 180(2), 559-576.
- Rodríguez-González, J., Negredo, A. M., & Billen, M. I. (2012). The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1).
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., King, R. W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., & Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *science*, 276(5313), 788-790.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., & O'Connell, R. J. (1998). Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145(3-4), 395-411.
- Salze, M., Martinod, J., Guillaume, B., Kermarrec, J. J., Ghiglione, M. C., & Sue, C. (2018). Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia. *Tectonophysics*, 737, 27-39.
- Schellart, W. P., Lister, G. S., & Jessell, M. W. (2002). Analogue modeling of arc and backarc deformation in the New Hebrides arc and North Fiji Basin. *Geology*, 30(4), 311-314.
- Schellart, W. P. (2004). Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics. *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., & May, D. (2007). Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446(7133), 308.
- Schellart, W. P. (2007). The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle. *Tectonophysics*, 445(3-4), 363-372.
- Schellart, W. P. (2010). Evolution of subduction zone curvature and its dependence on the trench velocity and the slab to upper mantle viscosity ratio. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B11).
- Schellart, W. P., & Moresi, L. (2013). A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3221-3248.

- Sdrolias, M., & Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).
- Sharples, W., Jadamec, M. A., Moresi, L. N., & Capitanio, F. A. (2014). Overriding plate controls on subduction evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6684-6704.
- Sleep, N., & Toksöz, M. N. (1971). Evolution of marginal basins. *Nature*, 233(5321), 548.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Stegman, D. R., Freeman, J., Schellart, W. P., Moresi, L., & May, D. (2006). Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3-D models of slab rollback. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3).
- Stegman, D. R., Schellart, W. P., & Freeman, J. (2010). Competing influences of plate width and far-field boundary conditions on trench migration and morphology of subducted slabs in the upper mantle. *Tectonophysics*, 483(1-2), 46-57.
- Toksöz, M. N., & Hsui, A. T. (1978). Numerical studies of back-arc convection and the formation of marginal basins. *Tectonophysics*, 50(2-3), 177-196.
- Toussaint, G., Burov, E., & Jolivet, L. (2004). Continental plate collision: Unstable vs. Stable slab dynamics. *Geology*, 32(1), 33-36.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp.
- Van Dinther, Y., Morra, G., Funiciello, F., & Faccenna, C. (2010). Role of the overriding plate in the subduction process: Insights from numerical models. *Tectonophysics*, 484(1-4), 74-86.
- van Hunen, J., Zhong, S., Shapiro, N. M., & Ritzwoller, M. H. (2005). New evidence for dislocation creep from 3-D geodynamic modeling of the Pacific upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1), 146-155.
- van Hunen, J., & Allen, M. B. (2011). Continental collision and slab breakoff: A comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 27-37.
- Yamato, P., Husson, L., Braun, J., Loiselet, C., & Thieulot, C. (2009). Influence of surrounding plates on 3D subduction dynamics. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Zhong, S., Zuber, M. T., Moresi, L., & Gurnis, M. (2000). Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 11063-11082.

Ces résultats mènent à diverses questions qui font l'objet de la prochaine section:

- *Les différences mises en évidence pour la dynamique de la subduction en lien avec un changement de rhéologie pour la plaque chevauchante sont-elles pérennes lorsque l'âge thermique de la lithosphère océanique plongeante augmente?*
- *Quelle est l'influence de variations latérales de rhéologie dans la plaque supérieure sur la dynamique de convergence continent/continent? Des variations latérales de rhéologie imposent-elles des variations latérales du mode de subduction?*

3.3. Modèles complémentaires

3.3.1. *Quid de l'effet d'une plaque inférieure plus âgée?*

Le plancher océanique naît à l'aplomb des dorsales et se retrouve, sous l'influence de différentes forces (Chapitre 2, section 2), entraîné vers une zone de convergence. Au cours de ce trajet, il vieillit et se refroidit: la lithosphère océanique s'épaissit peu à peu au-dessus d'un manteau asthénosphérique encore chaud et mobile. Ce refroidissement s'effectue par diffusion thermique essentiellement, ainsi que par advection grâce aux infiltrations et circulations d'eau de mer à travers les premiers kilomètres constituant la plaque océanique. Le refroidissement de la lithosphère s'accompagne d'une augmentation de sa densité et d'une subsidence des fonds océaniques. Par conséquent, la composante de la force de traction liée au poids du panneau plongeant (Chapitre 2, section 2.1.1.2) augmente. À contexte identique, une plaque inférieure âgée est donc attendue pour présenter des vitesses de subduction plus élevées qu'une plaque inférieure plus jeune (*e.g.*, Salze *et al.*, 2018).

Le but ici est ainsi de tester si la rhéologie de la plaque supérieure influe de la même manière sur le mode de subduction (*i.e.*, une évolution en recul avec une faible résistance *vs.*, un plissement vers l'avant avec une plus forte résistance), lorsque la plaque inférieure océanique est plus âgée. Pour cela, des tests supplémentaires ont été effectués, pour les deux cas WOP ($T_{Moho} = 750$ °C, $h_{lith} = 80$ km) et SOP ($T_{Moho} = 520$ °C, $h_{lith} = 180$ km) avec un âge pour la lithosphère océanique de 150 Ma (au lieu de 50 Ma dans l'ensemble des précédents modèles; section 2 et *Article 2*). L'épaisseur de la partie résistante de la plaque plongeante passe alors de ~80 à ~180 km (état initial des modèles).

La figure 4.9 présente une vue en coupe des champs de viscosité pour ces deux modèles à l'initiation de la subduction, quand le panneau plongeant atteint 660 km de profondeur, lorsque le continent arrive dans la fosse et au moment du détachement du panneau plongeant.

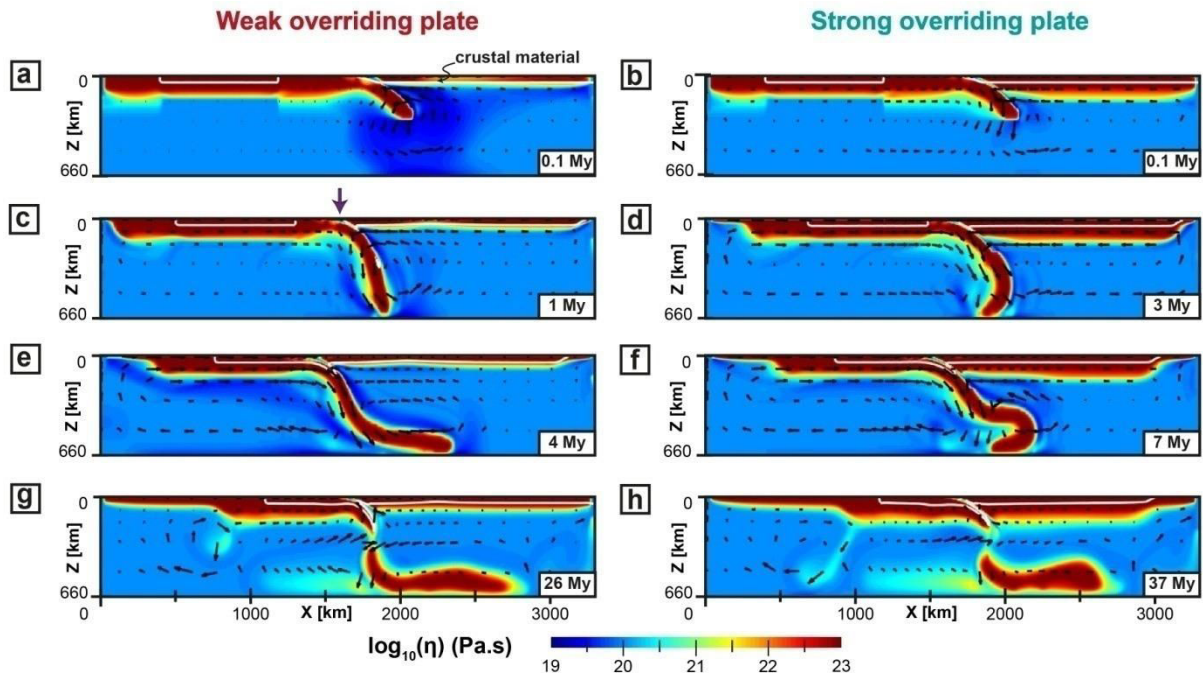


Figure 4.9. Coupes X-Z présentant le champ de viscosité effective pris au centre de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; voir Figure 4.1.a, ligne pleine) avec à gauche une plaque supérieure à faible résistance mécanique (WOP) et à droite une plaque supérieure avec une forte résistance mécanique (SOP). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique.

Avec une plaque inférieure plus âgée et plus dense, la tendance générale avec un recul du panneau plongeant sous une plaque supérieure faible et un plissement vers l'avant sous une plaque résistante reste la même.

La figure 4.10 présente les vitesses de subduction V_S et de la fosse V_T au cours de l'ensemble de l'expérience.

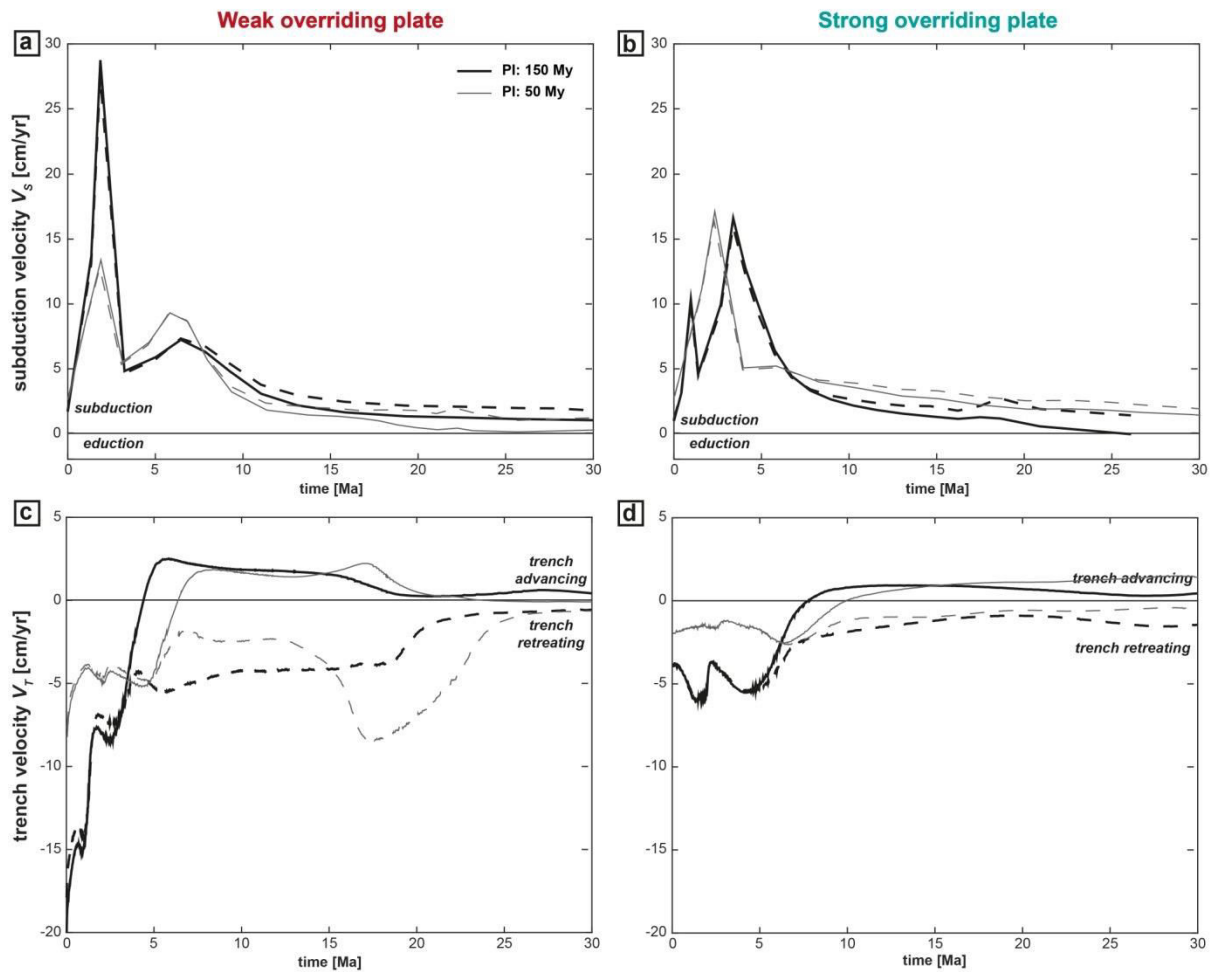


Figure 4.10. Evolution au cours du temps pour les deux modèles WOP (à gauche) et SOP (à droite). a-b) Vitesse de subduction $V_S = V_{PI} - V_T$ où V_{PI} correspond à la vitesse absolue de la PS. Les vitesses sont extraites au milieu de la zone de subduction ($Y = 1980$ km, ligne pleine; voir Figure 4.1.a) et au milieu de l'unité océanique ($Y = 830$ km, ligne en traits pointillés; voir Figure 4.1.b). Les valeurs positives indiquent la subduction, les négatives l'éducation. c-d) Vitesse de la fosse calculée dans la direction de X aux mêmes endroits. Les valeurs positives indiquent que la fosse se déplace vers la PS, les négatives correspondent à un déplacement vers la PI.

En présence d'une plaque plongeante plus âgée, le modèle WOP présente des V_S élevées, jusqu'à ~ 30 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$ avant que le panneau plongeant atteigne 660 km de profondeur (Figure 4.10.a). Sur cette même période, la fosse recule avec une diminution de la vitesse de ~ 20 à 5 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$ (Figure 4.10.c). Dans les cas où la plaque plongeante était plus jeune, ces valeurs étaient respectivement ~ 13 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$ pour la vitesse de subduction et de ~ 7 à 5 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$ pour la vitesse de retrait de la fosse de subduction (lignes grises, Figure 4.10.a-c).

Avec une plaque supérieure plus résistante (SOP), les vitesses maximales de subduction sont deux fois moins élevées (Figure 4.10.b). Lorsque le panneau plongeant s'enfonce dans le manteau supérieur, la fosse recule à des vitesses proches de 5 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$ (Figure 4.10.d). Dans les cas où la plaque plongeante était plus jeune, ces valeurs étaient respectivement ~ 15 $\text{cm}\cdot\text{an}^{-1}$

pour la vitesse de subduction et de $\sim 3 \text{ cm.an}^{-1}$ pour la vitesse de retrait de la fosse de subduction (lignes grises, Figure 4.10.b-d).

L'augmentation de la résistance de la plaque supérieure influence drastiquement V_S et V_T et cela même avec une plaque inférieure présentant un âge thermique élevé. Il est également observable que l'âge de la plaque en subduction contrôle les valeurs de vitesse de subduction (effet plus marqué dans le modèle WOP) et de la fosse. En effet, avec une augmentation de l'âge de la plaque plongeante, les vitesses sont plus élevées (en accord avec Salze *et al.*, 2018).

Tout comme dans les modèles de convergence continent/océan, j'ai d'abord considéré que la rhéologie de la plaque supérieure était homogène. Par la suite, l'influence d'une plaque supérieure présentant une ou plusieurs variation(s) latérale(s) de rhéologie, perpendiculaire ou parallèle à la fosse de subduction, a été testée.

3.3.2. Variations latérales de rhéologie dans la plaque supérieure

Tout d'abord, j'ai testé une géométrie simple (i.e., une variation latérale) perpendiculaire à la fosse afin d'imposer une asymétrie le long de la fosse de subduction (direction de Y).

3.3.2.1. Effet d'une variation dans la direction perpendiculaire à la fosse

Une variation latérale de rhéologie est implémentée au sein de la plaque supérieure. Dans un premier temps, cette variation est perpendiculaire à la fosse et binaire: la moitié de la plaque supérieure présente une forte résistance (caractéristiques de SOP; turquoise, Figure 4-11) et l'autre une faible résistance (caractéristiques de WOP; rouge, Figure 4-11).

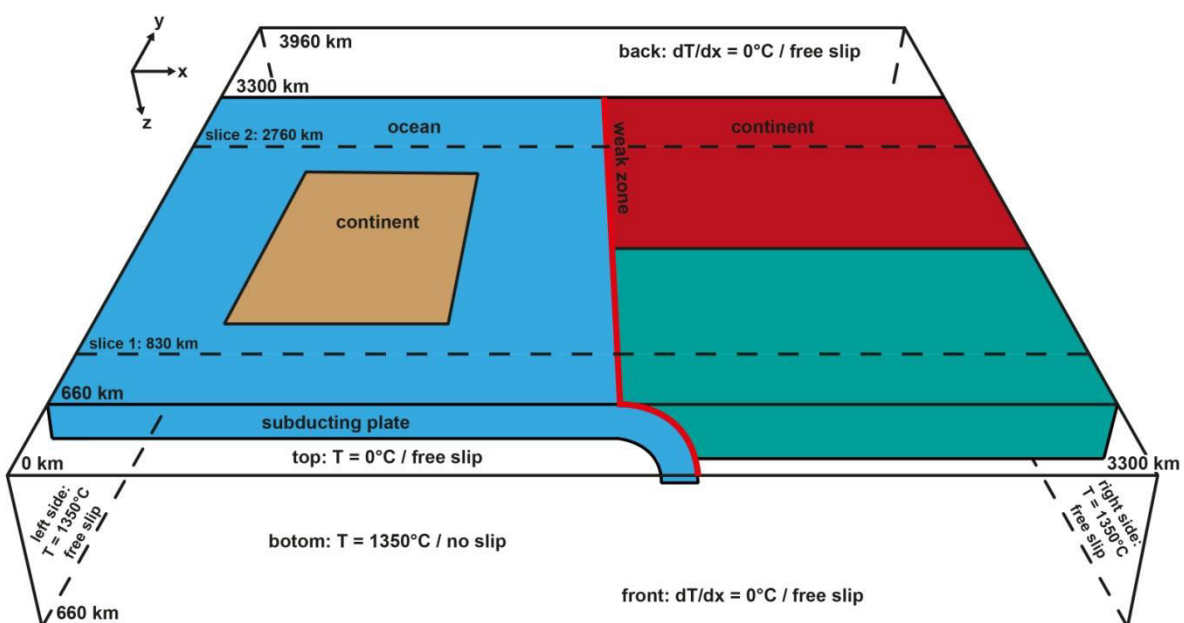


Figure 4-11. Configuration initiale des modèles de convergence continent/continent avec une plaque supérieure hétérogène et illustrant les conditions limites géométriques, thermiques et mécaniques.

La Figure 4-12 présente l'évolution au cours du temps des champs de viscosité effective le long de deux coupes, l'une traversant la partie faible de la plaque supérieure et l'autre la résistante à l'initiation de la subduction, quand le panneau plongeant atteint 660 km de profondeur, lorsque le continent arrive dans la fosse et après 17 Ma.

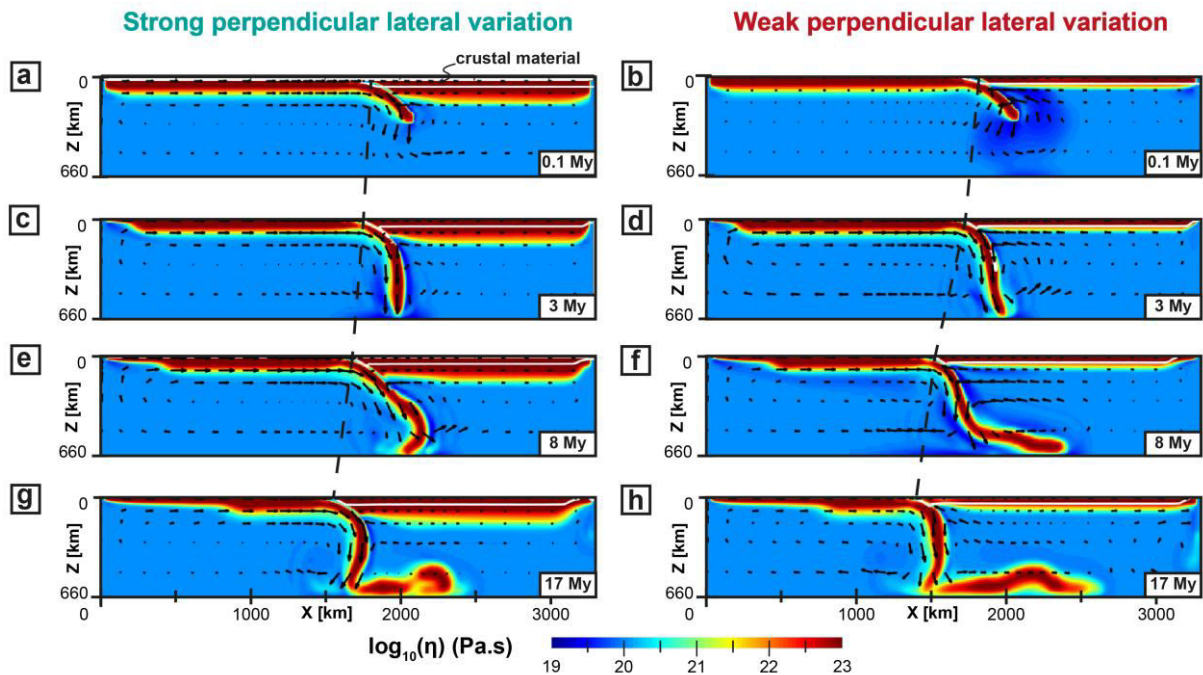


Figure 4.12. Coupes X-Z présentant le champ de viscosité effective au cours du temps avec à gauche la partie présentant une forte résistance (SOP; $Y = 830$ km, voir Figure 4.11, turquoise) et à droite la partie présentant une faible résistance (WOP; $Y = 2760$ km, voir Figure 4.11, rouge). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique.

Sous la partie où la plaque supérieure est plus résistante, le panneau plongeant se plisse vers l'avant (Figure 4.12, partie gauche) alors qu'il recule sous la partie plus faible (Figure 4.12, partie droite). Le long de la fosse (direction Y), une variation de rhéologie de la plaque supérieure induit donc une variation latérale du mode de subduction.

La figure 4.13 présente le champ de viscosité en surface (plan XY) à 17 Ma. Sur cette figure, il est possible de voir qu'en face de la partie résistante, la fosse a peu reculé (~ 75 km, partie gauche). En face de la zone faiblement résistante, la fosse a bien plus reculé (~ 400 km) et un bassin d'arrière-arc s'est initié à 350 km de la fosse.

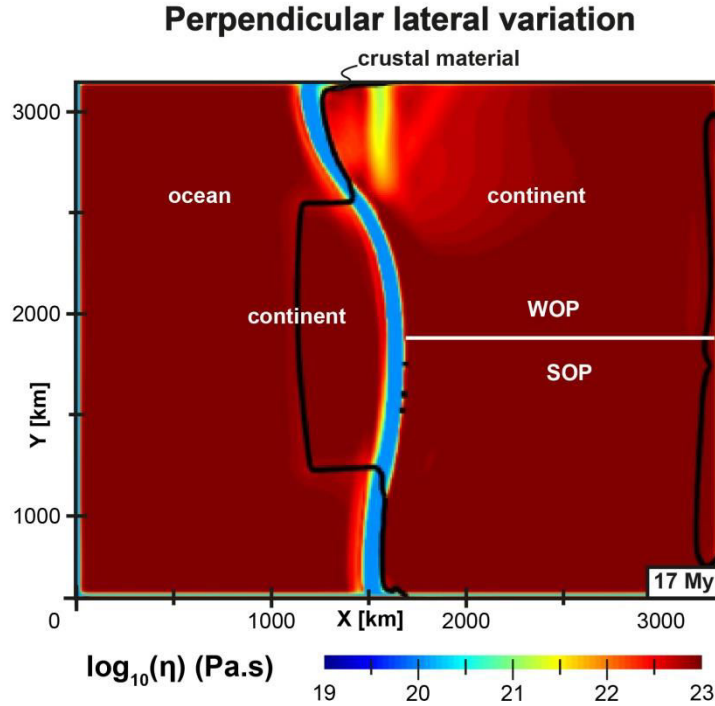


Figure 4.13. Coupe X-Y présentant le champ de viscosité effective à la surface du modèle.

J'ai ensuite testé une géométrie plus complexe (i.e., deux variations latérales) toujours perpendiculaires à la fosse et cette fois-ci en gardant la zone face au bloc continental homogène.

Dans un second temps, la variation latérale de rhéologie a été placée, toujours perpendiculairement à la fosse mais au centre de la plaque supérieure. Dans un cas le centre de la plaque supérieure présente une forte résistance (caractéristiques de SOP; turquoise, Figure 4.14.a) et les bords une faible résistance (caractéristiques de WOP; rouge, Figure 4.14.a). Dans le second cas, c'est l'inverse (Figure 4.14.b).

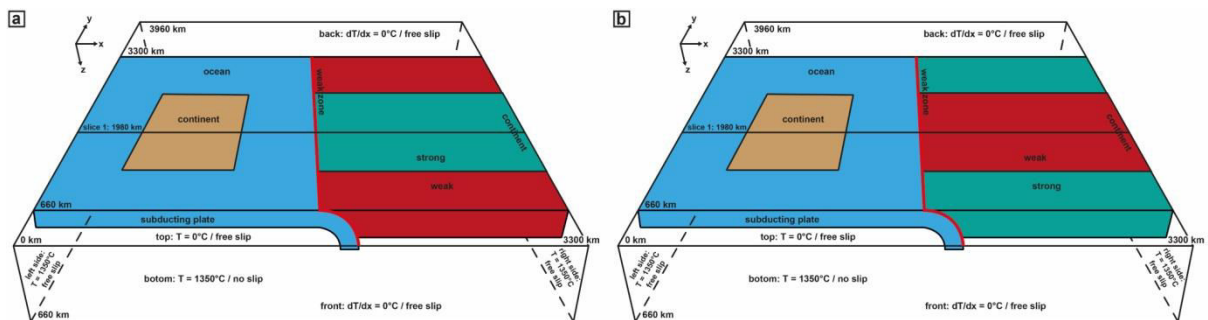


Figure 4.14. Configuration initiale des modèles de convergence continent/continent avec une plaque supérieure hétérogène et illustrant les conditions limites géométriques, thermiques et mécaniques.

La Figure 4.15 présente une vue en coupe des champs de viscosité au centre de la zone de convergence à l'initiation de la subduction, quand le panneau plongeant atteint 660 km de profondeur, lorsque que le continent arrive dans la fosse et au moment du détachement du panneau plongeant pour deux configurations:

- une plaque supérieure faible présentant une zone centrale à forte résistance (Figure 4.15, partie gauche);
- une plaque supérieure résistante présentant une zone centrale à faible résistance (Figure 4.15, partie droite).

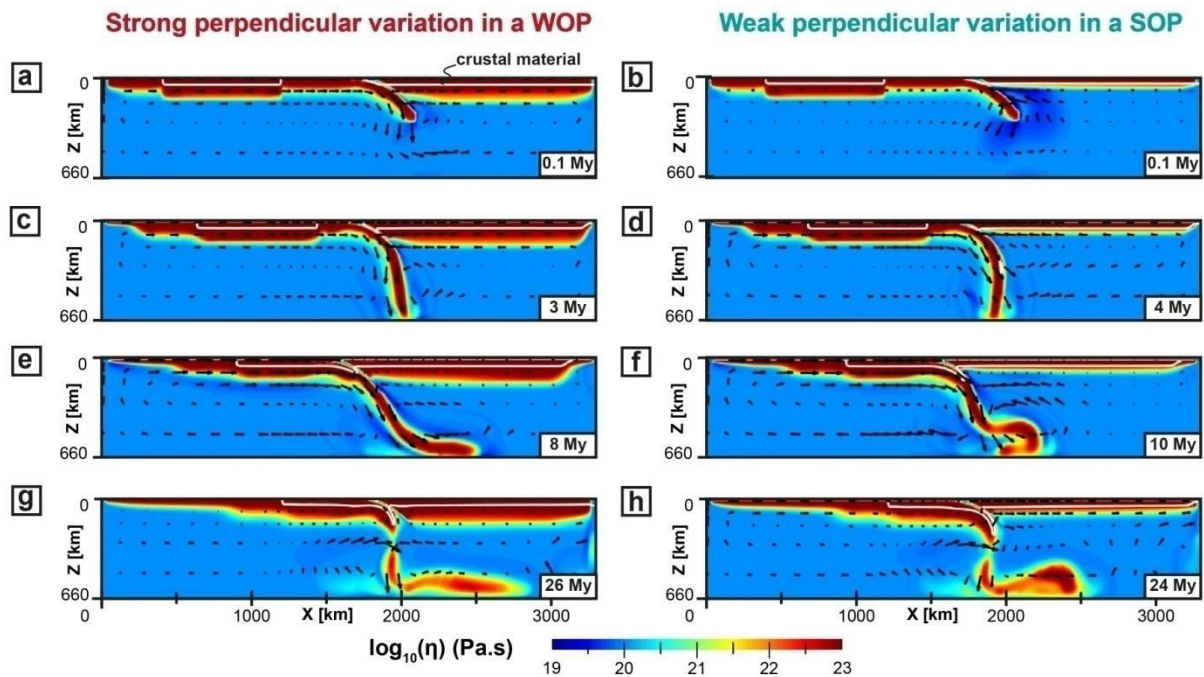


Figure 4.15. Coupes X-Z présentant le champ de viscosité effective pris au centre de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; voir Figure 4.14, ligne pleine) avec à gauche une plaque supérieure à faible résistance (WOP) présentant une variation avec une forte résistance (SOP, voir Figure 4.14.a) et à droite une plaque supérieure à forte résistance (SOP) présentant une variation avec une faible résistance (WOP, voir Figure 4.14.b). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique.

Sous la variation résistante placée au centre d'une plaque faible, le panneau plongeant présente une évolution en recul à l'image d'un modèle WOP. Sous la variation faible placée au centre d'une plaque résistante le panneau plongeant présente une évolution par plissement vers l'avant à l'image d'un modèle SOP. Ainsi, dans cette configuration et malgré le fait que les profils de résistance testés soient les plus extrêmes (*i.e.*, une anomalie très résistante dans une plaque très faible et *vice versa*), cela n'a, au premier ordre, pas d'effet sur le mode de subduction. De plus, parce que la largeur de la zone centrale équivaut à la somme des largeurs des zones latérales, les deux modèles testés devraient présenter une résistance moyenne identique. On pourrait alors s'attendre à ce qu'ils présentent le même type de géométrie. Comme ce n'est pas le cas, cela semble indiquer que c'est la localisation des zones faibles et résistantes et donc un effet 3D qui permet de générer des géométries distinctes.

La figure 4.16 présente le champ de viscosité en surface (plan XY) à 26 Ma et 24 Ma (au moment du détachement du panneau plongeant), pour les deux configurations testées.

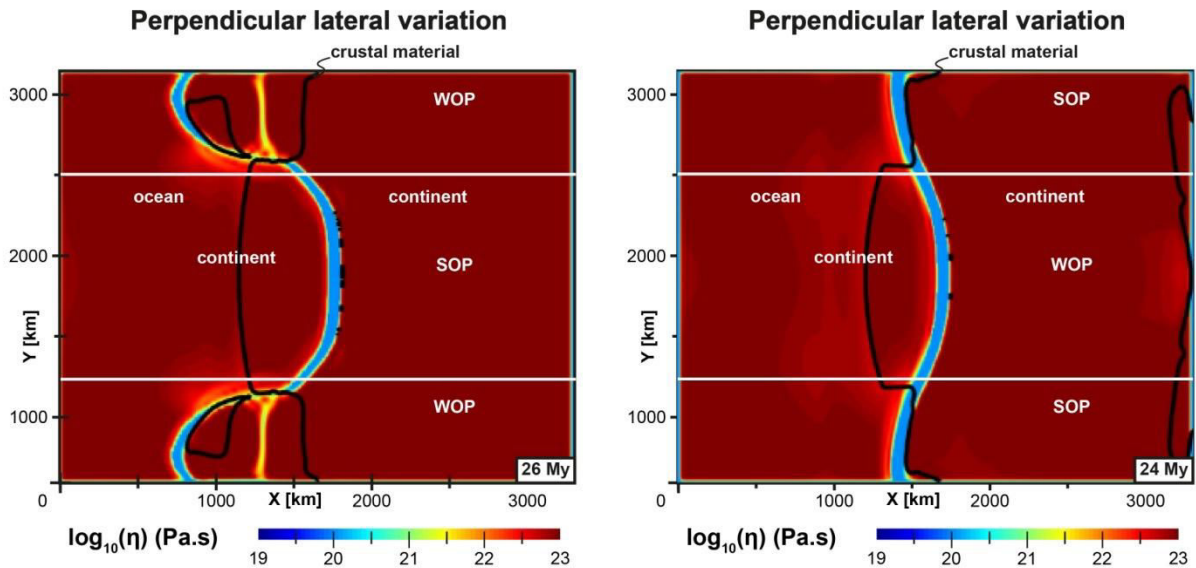


Figure 4.16. Coupes X-Y présentant le champ de viscosité effective à la surface du modèle avec à gauche une plaque supérieure à faible résistance (WOP) présentant une anomalie centrale avec une forte résistance (SOP) et à droite une plaque supérieure à forte résistance (SOP) présentant une anomalie centrale avec une faible résistance (WOP).

Dans la première configuration, des bassins d'arrière arc s'ouvrent en face des zones faibles (Figure 4.16.a). Dans la seconde, aucun bassin d'arrière arc ne s'est formé (Figure 4.16.b). Ainsi, la localisation des zones faibles et résistantes génèrent également des géométries distinctes en surface.

Une ou plusieurs variations latérales de rhéologie perpendiculaires à la fosse de subduction induisent donc des variations latérales du mode de subduction. Dans la Nature, présence d'arcs volcaniques ou de bassins d'arrière arc par exemple se présente plus ou moins parallèlement à la fosse. Une variation latérale de rhéologie parallèle à la fosse influence-t-elle également la dynamique de subduction?

3.3.2.2. Effet d'une variation dans la direction parallèle à la fosse

Ensuite, la variation de rhéologie est implémentée parallèlement à la fosse (Figure 4.17).

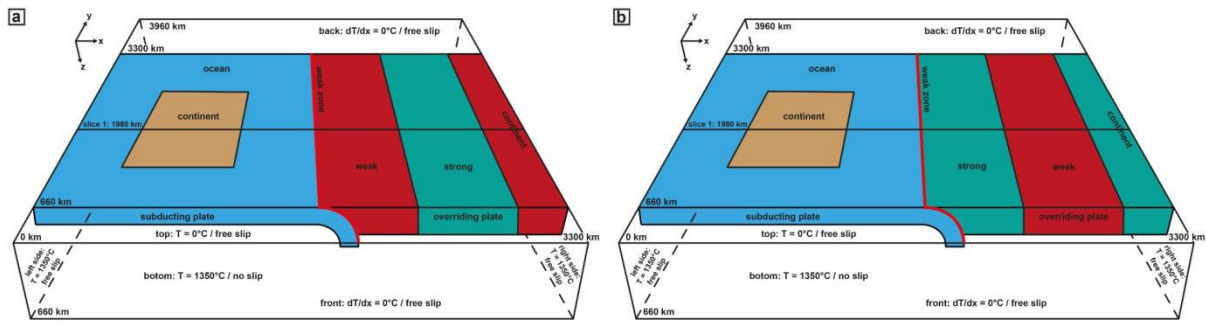


Figure 4.17. Configuration initiale des modèles de convergence continent/continent avec une plaque supérieure hétérogène et illustrant les conditions limites géométriques, thermiques et mécaniques.

La figure 4.18 présente l'évolution au cours du temps du champ de viscosité effective le long d'une coupe X-Z au milieu de la direction Y de la boîte à l'initiation de la subduction, quand le panneau plongeant atteint 660 km de profondeur, lorsque que le continent rejoint la fosse et au moment du détachement du panneau plongeant pour deux configurations:

- une PS faible présentant une zone interne de forte résistance (Figure 4.18, partie gauche);
- une PS résistante présentant une zone interne de faible résistance (Figure 4.18, partie droite).

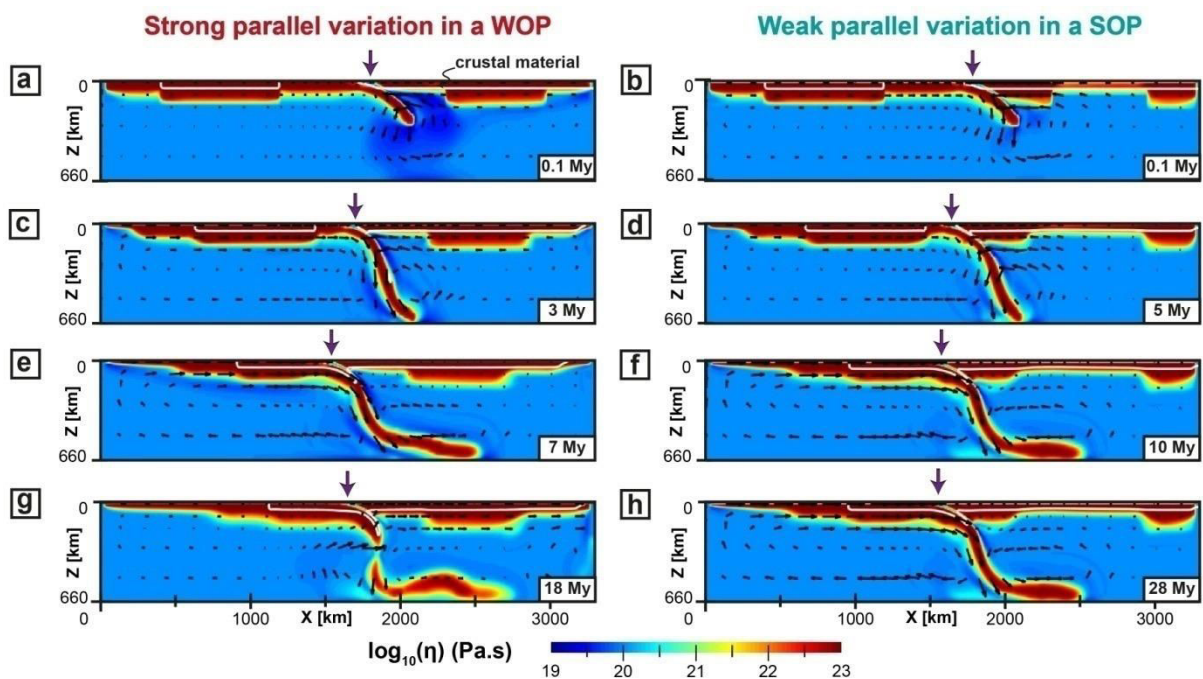


Figure 4.18. Coupes X-Z présentant le champ de viscosité effective pris au centre de la zone de subduction ($Y = 1980$ km; voir Figure 4.17, ligne pleine) avec à gauche une plaque supérieure à faible résistance (WOP) présentant une zone interne avec une forte résistance (SOP, voir Figure 4.17.a) et à droite une plaque supérieure à forte résistance (SOP) présentant une anomalie centrale avec une faible résistance (WOP, voir Figure 4.17.b). Les flèches noires sont extraites du champ de vitesse pour mettre en évidence le flux mantellique.

Sous la plaque supérieure faible incluant une zone interne plus résistante, le panneau plongeant présente une évolution en recul. Sous la plaque supérieure résistante présentant une zone interne de faible résistance le panneau plongeant présente également une évolution en recul. La présence d'une zone interne faiblement résistante influence donc sur le mode de subduction en favorisant le recul du panneau plongeant (typique de SOP).

La figure 4.19 présente le champ de viscosité en surface (plan XY) à 18 Ma et 28 Ma (au moment du détachement du panneau plongeant), pour les deux configurations testées.

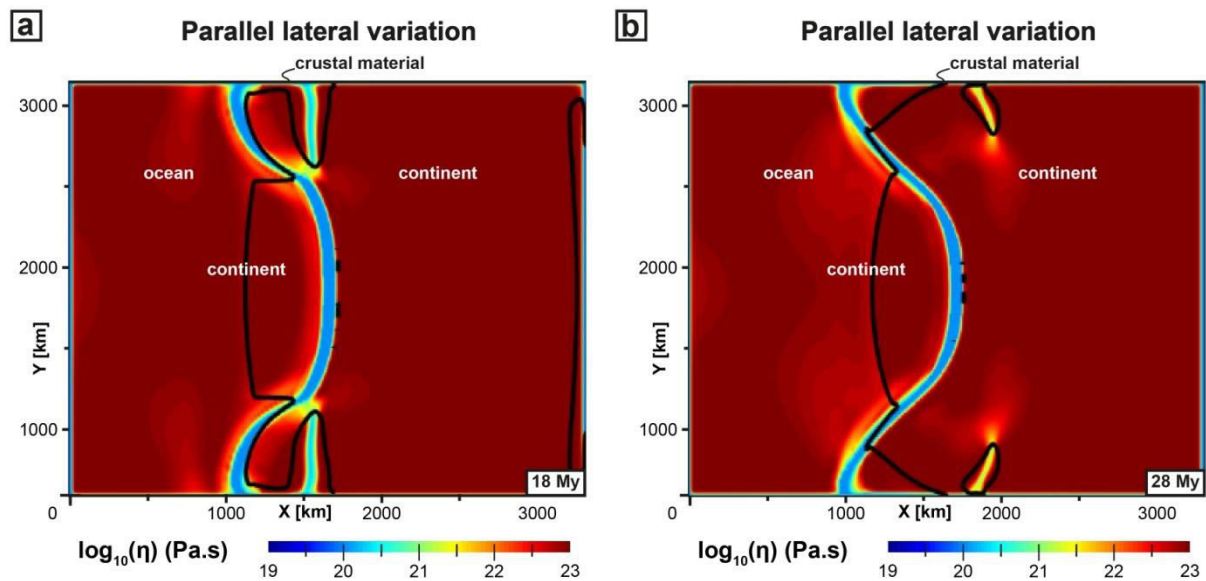


Figure 4.19. Coupe X-Y présentant le champ de viscosité effective à la surface du modèle.

Dans la première configuration, des bassins d'arrière-arc s'ouvrent parallèlement à l'axe X, dans le prolongement de la suture bloc continental/plaque supérieure (Figure 4.19.a). Au contraire, dans la seconde, les bassins d'arrière-arc s'ouvrent à $\sim 45^\circ$ de l'axe X et plus en arrière, dans la zone faible (Figure 4.19.b). Cela entraîne la rotation du bloc continental isolé entre la fosse et la bassin d'arrière arc (Figure 4.19.b).

3.4. Bilan

Les modèles de **convergence continent/continent** révèlent donc que la rhéologie de la plaque supérieure influence l'ensemble de la dynamique de subduction depuis l'arrivée d'un bloc dans la zone de subduction jusqu'à la collision. Une **augmentation de la résistance de la plaque supérieure** génère:

- un **mode de subduction** où le panneau plongeant se plisse **vers l'avant** (vs. en **recul** sous une plaque supérieure faible) et cela indépendamment de l'âge thermique de la plaque plongeante (de 50 à 150 Ma);

- un **pendage du panneau plongeant qui augmente**;
- un **flux mantellique moins vigoureux**;
- une absence d'éduction de matériel crustal, qui est observée dans les cas des plaques supérieures les plus résistantes;
- un moindre recul de la **fosse** et par conséquent une **moindre courbure**;
- une **déformation plus localisée** le long de l'interface (*vs.* déformation **plus diffuse** avec une **PS faible**);
- une déformation, après la collision continentale, principalement accommodée par **raccourcissement** (*vs.*, alternance de phases en **étirement** et en **raccourcissement** avec une **PS faible**);
- des **bassins d'arrière-arc** se formant **plus proche de la fosse** et **plus tardivement**;
- une **topographie plus élevée** dans la partie proximale de la PS (*vs.*, formation d'un **plateau** avec une **PS faible**);
- des **vitesse**s de subduction et de déplacement de la fosse **plus élevées**;
- une **chronologie** des évènements **plus étalée dans le temps**.

De plus, des **variations latérales de rhéologie**, perpendiculaires ou parallèles à la fosse peuvent entraîner une **modification du mode de subduction du panneau plongeant**.

4. Synthèse, limites et perspectives

Les résultats obtenus aux travers de ces différentes expériences numériques montrent que les zones de convergence évoluent de manière très différente en fonction de la nature de la plaque supérieure impliquée, et cela conduit à des différences de tout premier ordre en terme de géométrie, de déformation et de cinématique.

Dans les modèles décrits au cours de ce chapitre, les plaques supérieures plus résistantes sont également plus froides et plus épaisses. Ces paramètres (température et épaisseur), contrôlent également l'espace disponible sous la plaque supérieure. Sous une PS résistante, l'espace disponible est donc réduit (100 km de différence entre WOP et SOP), le **flux mantellique** est moins vigoureux et la cellule poloïdale formée au cours de l'enfoncement du panneau plongeant décrit un mouvement ascendant atteignant des profondeurs moins élevées qu'avec une plaque supérieure faible.

Une plaque supérieure résistante est, par définition, plus difficile à étirer et donc la fosse ne peut reculer. Ce deuxième paramètre, associé à un flux mantellique contraint en profondeur, entrave le **recul de la fosse**.

Un flux mantellique peu vigoureux au-dessus du panneau plongeant associé à une fosse quasi immobile conduisent à un fort **pendage du panneau plongeant** pendant la première phase d'enfoncement du panneau plongeant au sein de l'asthénosphère.

Le pendage du panneau plongeant influence son angle d'arrivée à la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur (pendage fort = angle d'arrivée fort). Cela associé avec un flux mantellique peu vigoureux et une fosse quasi immobile conduit au plissement du panneau plongeant vers l'avant et définit alors le **mode de subduction**.

La transition entre un mode de subduction en recul et un mode en avancée se produit pour une épaisseur lithosphérique autour de 150 km (Figure 9, Article 2).

Les contraintes requises pour déformer aux mêmes vitesses une PS résistante sont plus élevées que celles requises pour déformer une PS faible. Dans notre étude, le moteur principal de la subduction est la force de traction du panneau plongeant, qui varie peu entre nos modèles en fonction de la géométrie du panneau plongeant. Ainsi, l'énergie restante utile pour déformer le manteau ou participer aux mouvements des plaques est moins importante. Cela pourrait expliquer pourquoi les **vitesses** sont moins élevées avec une plaque supérieure résistante.

Les vitesses étant moins élevées, la **fosse** recule moins et est donc moins **courbe**. Les bassins d'arrière-arc se forment dans le prolongement de la suture bloc continental/plaque supérieure, avec des bords océaniques plus reculés, la distance relative entre la fosse et le bassin est plus importante. Cela pourrait donc expliquer la différence de localisation des bassins d'arrière-arc, plus proche de la fosse.

La vitesse de subduction diminuant lorsque la résistance de la plaque supérieure augmente, la chronologie des différents événements géodynamiques se voit retardée (*e.g.*, 18 Ma vs., 29 Ma pour le **détachement du panneau plongeant**).

Pour une PS résistante, la fosse est principalement en avancée au droit du bloc continental et la **déformation de la plaque supérieure** se fait en raccourcissement, ce qui a pour conséquence de générer et maintenir un haut **topographique** à l'avant de la PS.

Nos résultats mettent en évidence le rôle de premier ordre joué par la plaque supérieure, et particulièrement par sa rhéologie, sur la dynamique des zones de convergence tant océan/continent que continent/continent.

Parce qu'à la surface de la Terre, les plaques supérieures présentent une large gamme de gradients géothermiques, épaisseurs et viscosité, ces paramètres devraient être considérés dans

Cette étude, parmi les premières du genre à se focaliser sur l'importance de la rhéologie de la plaque supérieure dans la dynamique des zones de convergence, offre des résultats certes préliminaires mais conséquents. Ils encouragent ainsi à de nouvelles perspectives de travail.

Tout d'abord, seuls des cas simples ont été testés. Les études méritent dorénavant d'être étendues à une plus large gamme de paramètres d'entrée tout en développant une analyse plus finement poussée de la dynamique résultante des zones de convergence.

Il est apparu notamment que les variations initiales de la résistance mécanique latéralement au sein de la plaque supérieure ont des conséquences plus ou moins significatives en fonction de leurs configurations. Des cas simples ont été testés. Compte tenu de l'hétérogénéité interne de toute plaque tectonique, ce point mérite d'être approfondi.

De plus, seuls les cas les plus extrêmes ont été testés (*i.e.*, une variation très faible au sein d'une plaque très résistante et *vice versa*). Il serait important pour aller plus loin et confirmer les premières tendances observées de tester quelle serait l'influence de variations moins abruptes et donc peut-être plus proches des cas naturels.

Il serait également intéressant de quantifier l'effet de la localisation de la variation de rhéologie, de sa largeur, de sa géométrie pour comprendre plus finement comment la rhéologie de la plaque supérieure contrôle la dynamique de convergence.

Enfin, des profils de plaque supérieure plus complexes avec plusieurs variations présentant différents profils de résistance pourraient également être testés.

Dans les modèles numériques thermo-mécaniques 3D décrits précédemment, les variations de rhéologie ont été implémentées par modification du géotherme initial, à l'échelle de l'ensemble de la plaque supérieure et à une résolution maximale de 8 km. Si ces modèles ont démontré que la rhéologie de la plaque supérieure dans son ensemble exerce une grande influence sur la dynamique des zones de convergence, qu'en est-il plus précisément des différents niveaux structuraux composant cette dernière? En d'autres termes, quelle est l'influence de la rhéologie de la partie crustale? De la croûte supérieure? De la croûte inférieure?

Dans le chapitre suivant, je propose en réduisant quelque peu l'échelle d'étude, d'étudier plus finement l'influence de la rhéologie de ces différents niveaux structuraux via l'utilisation de modèles numériques thermo-mécaniques 2D plus complexes, permettant de prendre en compte différentes lois de fluage et différents comportements mécaniques, le tout à plus haute résolution.

5. Références bibliographiques

- Chapman, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 63-70.
- Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1986). Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 79-93.
- Lallemand, S. (1999). La subduction océanique. *Pour la Science*, (259), 108.
- Magni, V. V., Van Hunen, J., Funicello, F., & Faccenna, C. (2012). Numerical models of slab migration in continental collision zones. *Solid Earth*, 3(2), 293.
- Moresi, L., & Gurnis, M. (1996). Constraints on the lateral strength of slabs from three-dimensional dynamic flow models. *Earth and Planetary Science Letters*, 138(1-4), 15-28.
- Morgan, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15, 107-193.
- Ranalli, G., & Murphy, D. C. (1987). Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132(4), 281-295.
- Rodríguez-González, J., Negredo, A. M., & Billen, M. I. (2012). The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1).
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., & O'Connell, R. J. (1998). Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145(3-4), 395-411.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp.
- Salze, M., Martinod, J., Guillaume, B., Kermarrec, J. J., Ghiglione, M. C., & Sue, C. (2018). Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia. *Tectonophysics*, 737, 27-39.
- van Hunen, J., Zhong, S., Shapiro, N. M., & Ritzwoller, M. H. (2005). New evidence for dislocation creep from 3-D geodynamic modeling of the Pacific upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 238(1), 146-155.
- Yamato, P., Husson, L., Braun, J., Loiselet, C., & Thieulot, C. (2009). Influence of surrounding plates on 3D subduction dynamics. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- Zhong, S., Zuber, M. T., Moresi, L., & Gurnis, M. (2000). Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 11063-11082.

Chapitre 5

Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure

sur la dynamique des zones de convergence :

apports de la modélisation numérique thermo-mécanique 2D

Sommaire:

1. Introduction.....	188
2. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent	189
2.1. Conditions initiales et paramètres testés.....	189
2.2. Résultats.....	191
2.2.1. Evolutions générales des modèles.....	191
2.2.2. Déformation de la plaque supérieure.....	193
2.2.3. Topographie de la plaque supérieure.....	194
2.3. Bilan.....	195
3. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # <i>Article 3</i>	195
3.1. Résumé de l' <i>Article 3</i>	195
3.2. " Key role of the overriding plate crustal rheology on convergence zones deformation style "# <i>Article 3</i>	196
3.3. Modèles complémentaires.....	219
3.3.1. Influence de la rhéologie de la croûte supérieure.....	219
3.3.2. Influence de la rhéologie de la croûte inférieure.....	220
3.4. Bilan.....	222
4. Synthèse, limites et perspectives.....	222
5. Étude en cours: influence de l'entrée en subduction d'un bloc continental plus ou moins résistant	224
5.1. Premiers résultats... ..	224
5.2. ...premier bilan.....	227
6. Références bibliographiques.....	228

1. Introduction

Le chapitre précédent a montré l'influence majeure de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence, à la fois pour les systèmes avec lithosphères océanique vs. continentale et continentale vs. continentale. Cette étude et d'autres (e.g., Tableau 2, Chapitre 2), ont ainsi démontré le rôle important joué par l'ensemble de la lithosphère supérieure sur la dynamique des zones de convergence. Cependant, ces études ont été réalisées à l'échelle de la lithosphère et un aspect reste à définir:

Quelle est l'influence de la rhéologie de la partie crustale de la plaque supérieure sur la dynamique globale des zones de convergence?

L'effet de la croûte sur les processus évalués au sein du chapitre précédent, tels que le mode de subduction, la géométrie du panneau plongeant, la dynamique du bloc continental enfoui en subduction et son exhumation, l'évolution de la fosse de subduction, le style de déformation aux limites de plaques et au sein de la plaque supérieure ou encore la topographie de la plaque supérieure sont en effet peu ou pas contraints.

Afin de contraindre le rôle joué par la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure, une étude paramétrique, réalisée à l'aide de modèles numériques, fait l'objet de ce chapitre. Le code numérique utilisé est un code en différences finies avec méthode des particules ("particles-in-cell"; cf., section 3.2. et Gerya, 2009; Duretz *et al.*, 2016) en deux dimensions (2D). S'il ne permet pas de tester l'effet de variations latérales dans la direction de la fosse de subduction comme les modèles 3D, il a l'avantage de permettre de tester l'effet de la rhéologie de la partie crustale. En effet, ce code permet de tester divers matériaux associés à différentes lois de fluage, avec une résolution plus fine, adaptée pour étudier la croûte (*i.e.*, des cellules de 3 x 3 km contre 8 x 8 x 8 km au mieux pour mes modèles 3D). Cela permet en outre d'étudier plus finement des processus supplémentaires tels que la dynamique du matériel crustal enfoui en subduction, son détachement du panneau plongeant et son exhumation.

Suivant la structure du précédent Chapitre 4, j'expose en premier lieu dans ce Chapitre 5, le cas de la convergence océan/continent. La section suivante est consacrée à la convergence continent/continent. Elle est constituée d'un article en préparation (# Article 3) suivi par la présentation de plusieurs modèles complémentaires testant l'effet d'une stratification bi-couche pour la croûte de la plaque supérieure. Le bilan de l'ensemble des résultats sera ensuite présenté dans une section qui exposera également les perspectives qui découlent de ce travail. Enfin, la dernière section présente les prémices d'une étude paramétrique en cours analysant

les effets de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure au regard de celle du bloc continental entrant en subduction.

2. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence océan/continent

Suivant la démarche présentée dans le chapitre précédent, l'influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure est tout d'abord testée dans le cas classique de la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale. Cette étape permet de tester un modèle de référence avant de complexifier la configuration par l'ajout d'un indenteur.

2.1. Conditions initiales et paramètres testés

La configuration réalisée est présentée en Figure 5.1. Les dimensions sont de 3000 km (longueur, axe-X) sur 660 km (profondeur, axe-Y). Le modèle est discrétisé en mailles uniformément distribuées (1000 x 230, respectivement), ce qui correspond à une résolution spatiale de 3 km. Le modèle de référence est constitué d'une plaque supérieure continentale et d'une plaque inférieure océanique recouverte de sédiments formant un prisme d'accrétion à la limite entre ces deux plaques. Afin d'initier la subduction, une zone de faible viscosité d'environ 7 km d'épaisseur est initialement introduite au centre du modèle, marquant ainsi le contact entre les deux plaques lithosphériques. Son pendage est initialement de 20° puis est libre de changer au cours de la subduction. La fosse est initialement placée au centre du modèle ($X = 0$ km). La zone de faible viscosité est entretenue par l'arrivée de sédiments à la fosse de subduction.

Le champ initial de température de la lithosphère océanique est calculé en suivant une solution analytique de refroidissement d'un demi-espace pour une plaque de 50 Ma (Turcotte et Schubert, 2002), correspondant à une épaisseur lithosphérique de ~80 km. Pour la partie continentale, l'épaisseur de la lithosphère est estimée *via* l'équation thermique de diffusion incluant une production de chaleur radiogénique et que l'on résout jusqu'à atteindre l'équilibre (*cf.*, section 3.2, Article 3). Pour générer ce profil de température initial, l'asthénosphère est considérée adiabatique avec une température fixée à 1330°C. Avec une épaisseur crustale de 30 km et une température au Moho de 550°C, on obtient une épaisseur lithosphérique correspondante de 150 km (Figure 5.1). La surface du modèle correspond à une surface libre permettant de générer une vraie topographie (Duretz *et al.*, 2016).

Les conditions limites thermiques sont fixées à la surface à $T = 0$ °C et à la base à $T = 1300$ °C (Figure 5.2.a). Latéralement, une condition de flux est imposée telle que $dT/dx = 0$.

Les conditions mécaniques limites du modèle sont définies par une vitesse constante de convergence horizontale V_x à 2 cm.an⁻¹. Ce vecteur advectif est imposé perpendiculairement à la bordure gauche du modèle sur toute l'épaisseur de la lithosphère. La lithosphère continentale est fixe ($V_x = 0$ cm.an⁻¹). Cela permet de simuler un flux entrant continu de lithosphère. Pour satisfaire la conservation de la masse, l'entrée de nouveau matériel est compensée par un flux de matière asthénosphérique sortant du modèle dans les mêmes proportions de chaque côté. Les bords latéraux ainsi que la base du modèle sont en conditions de glissement libre.

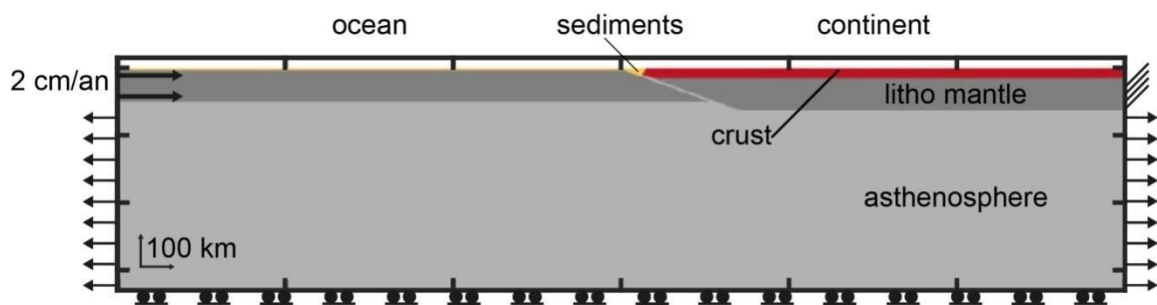


Figure 5.1. Configuration initiale des modèles de convergence océan/continent illustrant les conditions limites. Les flèches horizontales correspondent aux conditions limites de vitesse imposées sur les bords du modèle.

Dans les modèles, la résistance de la croûte de la plaque supérieure est contrôlée par le matériel et la loi de fluage associée. Pour investiguer l'influence de la résistance de la croûte de la plaque supérieure sur la dynamique de subduction océanique, deux profils de résistance ont été testés pour une croûte de même épaisseur (30 km; Figure 5.2.b):

- une croûte de quartzite hydratée (Ranalli, 1995) présentant une faible résistance mécanique, et nommée "WOC" (angl. *Weak Overriding Crust*);
- une croûte de diabase du Maryland (Mackwell *et al.*, 1998) présentant une plus forte résistance mécanique, et nommée "SOC" (angl. *Strong Overriding Crust*).

Dans chaque configuration, le manteau est simulé par de l'olivine (*cf.*, section 3.2, Article 3 pour plus de détails).

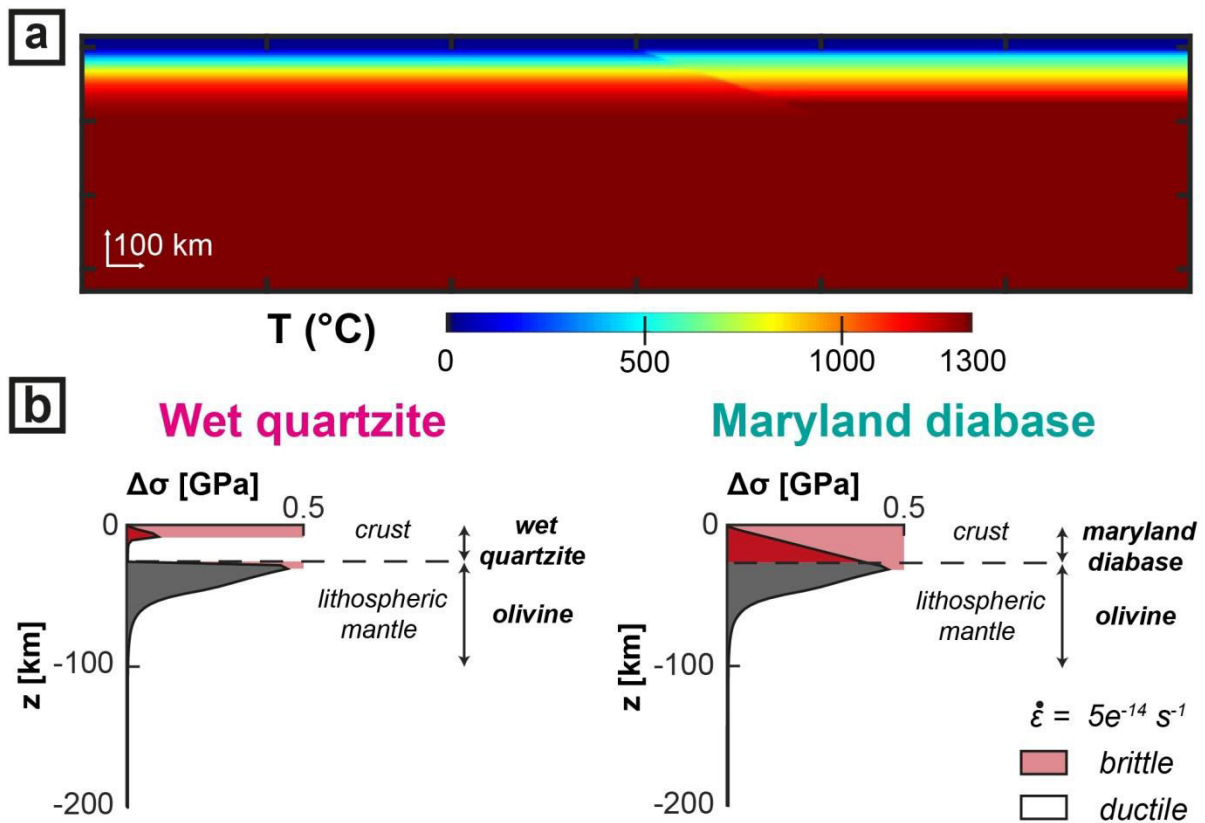


Figure 5.2. a) Structure thermique utilisée dans les modèles de convergence océan/continent. b) Profils de résistance pour les plaques supérieures, dérivées des paramètres rhéologiques (Table 1, section 3.2, Article 3) pour une structure mono-couche de la croûte continentale avec une vitesse de déformation constant de $5e^{-14} \text{ s}^{-1}$.

2.2. Résultats

2.2.1. Evolutions générales des modèles

La figure 5.3 présente l'évolution des deux modèles (WOC et SOC), 40, 50, 60 et 70 millions d'années après l'initiation de la convergence.

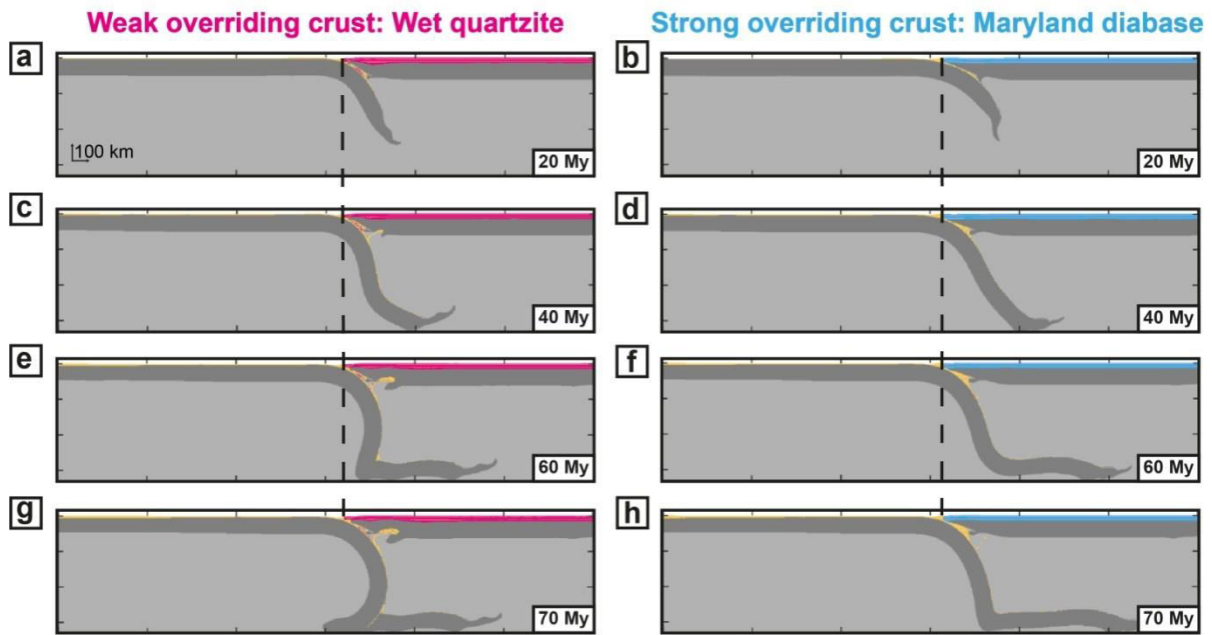


Figure 5.3. Evolutions générales des modèles entre 20 et 70 Ma présentant les différentes phases pour les modèles WOC (à gauche) et SOC (à droite). La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Lorsque la croûte de la plaque supérieure présente une faible résistance (modèle WOC; gauche), la lithosphère océanique s'enfonce dans le manteau asthénosphérique avec un pendage moyen de 45° à 100 km de profondeur (Figure 5.3.a), soit une augmentation de plus de 50% par rapport à l'angle initial de l'interface de subduction entre les deux lithosphères. Après 40 Ma, le panneau plongeant a atteint la limite manteau supérieur/manteau inférieur à 660 km de profondeur (Figure 5.3.c). Son extrémité progresse le long de la base du modèle vers l'avant et la partie du panneau qui plonge dans l'asthénosphère est alors fortement pentée (64° à 400 km et 40 Ma). Le panneau se verticalise progressivement au cours du temps et commence alors à se plisser, présentant une courbure dans l'ensemble du domaine asthénosphérique, dirigée vers la plaque supérieure, comme le montre le cliché à 60 Ma (Figure 5.3.e). Après 70 Ma, ce plissement est fortement amplifié (Figure 5.3.g). Durant l'ensemble de la subduction, la fosse demeure quasi immobile, sans perturbation notable en lien avec les différentes phases de la subduction ou la courbure du panneau plongeant.

Avec une plaque supérieure incluant une croûte avec une plus forte résistance (modèle SOC; droite), la lithosphère océanique s'enfonce en profondeur avec un pendage toujours plus faible que dans le cas du modèle WOC. En effet, le panneau plonge régulièrement à 30° à 30 Ma (Figure 5.3.b), soit 15° de moins que dans le cas WOC. Il atteint ensuite presque 52° à 400 km et 40 Ma (Figure 5.3.d), puis 64° à 60 Ma (Figure 5.3.f), toujours vers l'avant (Figure 5.3.f), alors que l'inversion du pendage est déjà effective avec le plissement dans le cas WOC. Ce n'est seulement qu'après 70 Ma dans le modèle SOC, que le panneau plongeant commence à son tour à se plisser vers l'avant (Figure 5.3.h). Comme dans le modèle WOC, la fosse reste également quasiment immobile durant toute la durée de la subduction.

2.2.2. Déformation de la plaque supérieure

L'évolution temporelle de la distribution du second invariant de la vitesse de déformation pour les 200 premiers km de profondeur est présentée en Figure 5.4.

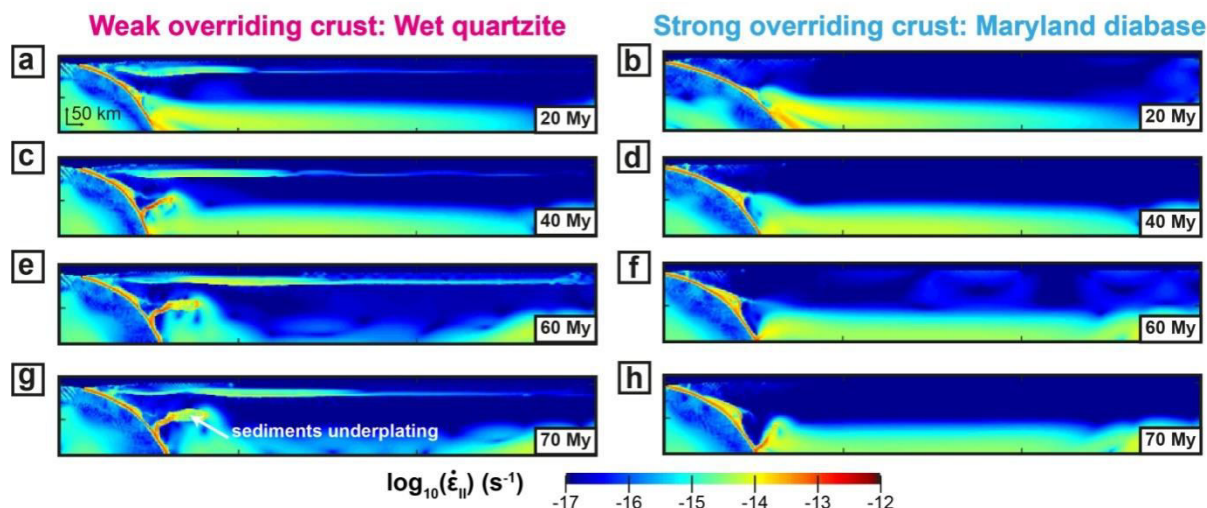


Figure 5.4. Evolution au cours du temps de la distribution du second invariant de la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}_{II}$) pour les modèles WOC (à gauche) et SOC (à droite).

Dans le modèle WOC, la déformation se localise initialement en plusieurs points (Figure 5.4.a) :

- à l'interface de subduction;
- dans la partie de la plaque supérieure proche de la fosse (premiers 500 km);
- entre la croûte et le manteau lithosphérique de la plaque plongeante;
- à la base de la plaque supérieure;

avec des vitesses comprises entre 10^{-14} et 10^{-12} s⁻¹. Au fur et à mesure de la subduction, la déformation se localise pour l'essentiel dans les sédiments à l'interface et sous l'avant de la plaque supérieure où ils se retrouvent sous-plaqués (Figure 5.4.c-e-g). Au sein de la plaque supérieure, la déformation dans le niveau de découplage entre la croûte et le manteau lithosphérique se propage dans l'ensemble de la plaque (~1500 km) avec un maximum de vitesse de déformation qui progressivement se déplace vers l'avant, de plus en plus loin de la fosse (Figure 5.4.c-e-g).

Dans le **modèle SOC** (Figure 5.4, panneau de droite), le niveau de découplage entre croûte et manteau au sein de la plaque supérieure est absent et la déformation est localisée :

- à l'interface de subduction;
- sous la plaque supérieure dans le manteau asthénosphérique.

Jusqu'à 70 Ma, la plaque supérieure reste quasiment indemne de toute déformation.

2.2.3. Topographie de la plaque supérieure

L'évolution temporelle sur 70 Ma de la topographie est présentée en Figure 5.5.

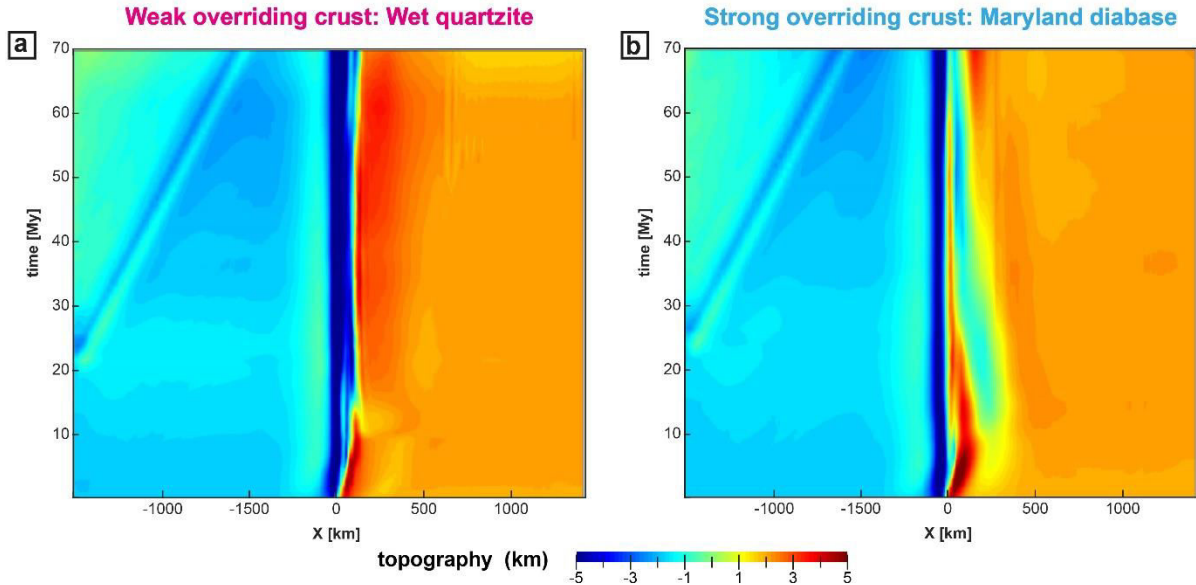


Figure 5.5. Evolution au cours du temps (axe vertical) de la topographie pour les modèles a) WOC et b) SOC.

Dans le modèle WOC, l'ensemble de la plaque supérieure présente toujours des altitudes positives. À proximité de la fosse, sur une étroite bande qui s'élargit dans le temps (de 110 km à 440 km), les altitudes y sont plus élevées de l'ordre de 1 à 2 km par rapport au reste de la plaque (Figure 5.5a).

Dans le modèle SOC, les variations topographiques les plus importantes sont localisées à l'avant de la plaque supérieure, dans les 300 premiers kilomètres depuis la fosse (Figure 5.5b). Un haut topographique (~5 km) est maintenu pendant les 10 premiers Ma, et laisse ensuite progressivement place à une dépression topographique atteignant des valeurs négatives de l'ordre de 2 km et dont la largeur diminue au cours du temps.

Ces différences topographiques peuvent être expliquées par l'effet combiné de plusieurs paramètres :

- dans le modèle WOC, il y a découplage de la partie résistante de la croûte du manteau lithosphérique (Figure 5.4). Les forces visqueuses exercées en base de la lithosphère chevauchante associées à l'enfoncement du panneau plongeant ne se traduisent donc pas nécessairement par une subsidence de la surface. Pour le modèle SOC à l'inverse, croûte et manteau étant couplés, il n'y a pas d'effet de filtrage de la lithosphère et les forces visqueuses en base de lithosphère peuvent se traduire par

une subsidence en surface pouvant conduire à la création d'un bassin de faible profondeur (~ -1km).

- le pendage du slab, plus élevé pour le modèle WOC que pour le modèle SOC (Figure 5.3.c-d), permet une remontée asthénosphérique à l'interface conduisant à une élévation de la surface (topographie dynamique).
- les sédiments du plancher océanique viennent se sous-plaquer à l'avant de la plaque supérieure pour le modèle WOC, là où la croûte de faible résistance s'épaissit, favorisant une remontée par isostasie (l'ajout d'1 km d'épaisseur de sédiment conduit à une augmentation de l'altitude en surface d'environ 150 m).

2.3. Bilan

Dans le cas de la **convergence océan/continent**, une augmentation de la résistance de la croûte de la plaque supérieure n'impacte pas la position de la fosse. En effet, la fosse demeure significativement immobile avec les deux profils rhéologiques extrêmes testés. La géométrie du panneau plongeant est faiblement impactée.

Ces résultats préliminaires suggèrent ainsi que le rôle de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure est somme toute limitée. Si cela semble vrai pour la dynamique globale du panneau plongeant et de la fosse, ce ne l'est plus lorsque l'on regarde la déformation et la topographie de la plaque supérieure où une **augmentation de la résistance de la croûte de la plaque supérieure (SOC)** entraîne:

- une **déformation plus localisée** le long de l'interface tandis que le reste de la plaque supérieure est quasi indemne de déformation;

- un **haut topographique** à l'avant de la plaque supérieure au cours des dix premiers millions d'années puis la formation d'un **bassin d'avant arc**.

Qu'en est-il de l'influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure après l'introduction d'un indenteur? La section suivante illustre le cas de la convergence continent/continent.

3. Influence de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure sur la convergence continent/continent # Article 3

3.1. Résumé de l'Article 3

Dans cette étude, nous présentons les résultats de modèles numériques thermo-mécaniques 2D d'une subduction océanique suivie par une subduction/collision continentale, où nous varions le profil rhéologique de la croûte de la plaque supérieure. Pour cela, nous nous plaçons dans un cas simple de croûte mono-couche. Nous modifions systématiquement les propriétés rhéologiques de la croûte en utilisant différentes lois de fluage permettant de tester

une augmentation graduelle de la résistance: quartzite hydratée, *westerly granite*, granulite felsique, granulite mafique et diabase du Maryland.

Notre étude montre que la résistance de la croûte de la plaque supérieure joue un rôle majeur lors de la collision continentale. Un changement dans la rhéologie de la croûte modifie également:

- le pendage du slab: est plus faible avec une croûte résistante ($\sim 10^\circ$);
- la déplacement de la fosse: elle avance significativement avec une croûte faible (520 km) alors qu'elle recule avec une résistante (310 km);
- la dynamique de subduction/collision: depuis un mode en retrait (croûte résistante) à un mode en avancée (croûte faible). Dans le dernier cas, cela peut même conduire à une inversion de la subduction par délamination du manteau lithosphérique de la plaque chevauchante;
- le style de déformation de la plaque supérieure: dans les modèles présentant une croûte faible, l'ensemble de la plaque supérieure est déformé et la topographie reflète la formation d'un plateau avec des altitudes d'environ 5 km au travers de toute la plaque supérieure. Dans les modèles résistants, la déformation est localisée le long de la zone de suture et est associée avec un haut front topographique présentant des altitudes maximales autour de 15 km;
- l'enfoncement, le découplage et le mode d'exhumation de la croûte continentale subduite: une croûte faible permet l'exhumation de la croûte vers la plaque supérieure tandis qu'une résistante conduit à une exhumation vers la plaque inférieure.

Un changement de la seule rhéologie de la croûte de la plaque chevauchante apparaît ainsi suffisant pour modifier la dynamique de la zone de convergence.

Nos résultats mettent en évidence le rôle de premier ordre joué par la plaque supérieure et notamment la rhéologie de sa partie crustale dans la dynamique de la zone de convergence.

3.2." Key role of the overriding plate crustal rheology on convergence zones deformation style "# Article 3

Les résultats obtenus lors de la modélisation numérique de la subduction/collision, font l'objet de l' *Article 3* qui suit, actuellement en préparation.

The results of this study were obtained tardily. The manuscript displayed below aims to show the first conclusions in a paper version in english accessible to all. This manuscript will merit adjustments (clarity of the figures) and a resolution study to confirm the robustness of these first results (simulations in progress). However, these early models already show interesting results pointing out the fundamental role of the rheology of the crust of the overriding plate.

*Key role of the overriding plate crustal rheology
on convergence zones deformation style*

Solenn Hertgen ^{a*}, Philippe Yamato ^{a,b}, Benjamin Guillaume ^a

^a Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 06118, F-35000 Rennes, France;

^b Institut Universitaire de France, Paris, France;

* Corresponding author: Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, B. 15, 1st floor, Office 127, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, CS 74205 F-35 042 Rennes, France.

E-mail address: solenn.hertgen@univ-rennes1.fr

Highlights

We present 2D thermo-mechanical models of oceanic subduction followed by continental subduction/collision.

- We show that the strength of the overriding plate crust highly impacts the convergence zone dynamics.
- Stronger overriding plate crust decreases trench mobility and modifies the overriding plate deformation and topography.
- Strong crust prevents trench mobility and overriding plate deformation.
- Strong crust favors a deformation of the subducting block crust by nappe stacking toward the subducting plate and high topography along the trench.

Abstract

We present results from 2D thermo-mechanical numerical models of oceanic subduction followed by the subduction/collision of a continental block, in which we only vary the rheological parameters of the crust constituting the overriding plate. For this, we systematically modified the yield strength profile of the overriding plate by using different materials flow laws to model the crust (wet quartzite, westerly granite, felsic granulite, mafic granulite and maryland diabase). Our results evidence the first-order role played by the overriding plate, and especially by the rheology of its crustal part, on the convergence zone dynamics. They show that an increase of the strength of the overriding plate crust leads to (i) a decrease of the slab dip ($\sim 10^\circ$), (ii) a retreat of the trench (310 km; while trench advances over ~ 520 km in presence of a weak crust), (iii) a more localized deformation of the overriding plate along the trench and (iv) higher elevations (~ 800 m). Instead, with a weak crust, the overriding plate accommodates the convergence by delamination and the subduction is reversed. We also observe that the burial, decoupling, exhumation mode (toward the overriding plate for weak overriding plate crust models *vs.* toward the subducting plate for strong overriding crust models) and mode of deformation of the subducting continental lithospheric block (ductile deformation *vs.* nappe stacking) is controlled by the strength of the overriding plate crust.

keywords: *convergence zones dynamics; overriding plate crust; rheology of the lithosphere; subduction/collision processes; 2D numerical modelling*

Introduction

Overriding plates in convergence zones exhibit contrasted morphologies, thermal structures, thicknesses and rheologies at different structural levels. For instance, in the Alps, the deformation is very localized around the suture zone (~100 km width) where numerous high pressure (HP) rocks are observed (Maruyama *et al.*, 1996). Conversely, in the Himalayas, the deformation is distributed over thousands of kilometres through the highly elevated Tibetan plateau, and high temperature (HT) rocks such as migmatites have been observed close to the suture zone (Searle and Fryer, 1986).

Numerous studies already highlighted the important role played by the overriding lithosphere on the convergence zone dynamics (*e.g.*, Carlson and Melia 1984; Lallemand *et al.*, 2005; Heuret *et al.*, 2007; Arcay *et al.*, 2008; Clark *et al.*, 2000; Guillaume *et al.*, 2009; Yamato *et al.*, 2009; Capitanio *et al.*, 2010; van Dinther *et al.*, 2010; Leng and Gurnis, 2011; Butterworth *et al.*, 2012; Rodriguez-Gonzalez *et al.*, 2012; Meyer and Schellart, 2013; Garel *et al.*, 2014; Sharples *et al.*, 2014; Holt *et al.*, 2015; Chen *et al.*, 2017; Cerpa *et al.*, 2018; Guillaume *et al.*, 2018; Pusok *et al.*, 2018). In particular, the strength of the overriding plate is a crucial parameter controlling the subduction mode, the motion, the curvature and the velocity of the trench, the deformation and topography of the overriding plate and the timing of the geodynamic events (Hertgen *et al.*, *in prep*).

However, if these studies clearly show the key role of the overriding lithosphere on convergent zones dynamics, the role of its crustal part has been only partially addressed (*e.g.*, Yamato *et al.*, 2008; Vogt *et al.*, 2017, Li *et al.*, 2018). These studies showed that the presence of a weak layer in the middle crust of the subducting plate controls the burial, maximum depth and exhumation path of the subducting crustal material (*e.g.*, Li *et al.*, 2018). They also highlighted the influences of the relative strength of the subducting plate with respect to the overriding plate on the convergence dynamics (*e.g.*, subduction inversion with a weak overriding plate) and the exhumation mode of the continental crust rocks (*e.g.*, Yamato *et al.*, 2008). Moreover, a lateral strength contrasts in orogenes is appears to impact a lot the collision zone dynamics and their geometries (Vogt *et al.*, 2017).

The important role of the crust is therefore no longer to demonstrate and it can lead, to the building of drastically different orogenic systems (*e.g.*, Fig. 6 in Yamato *et al.*, 2008). However, the specific influence of the rheology of the crustal part of the overriding plate on a subduction/collision system remains poorly constrained. The aim of this study is therefore to use 2D thermo-mechanical numerical models to quantify the influence of the initial strength of the overriding plate crust on the convergence zone dynamics. For this, we tested a range of different materials properties for the crust, considering that the other parameters of the models are fixed. We show that it has strong predictable implications on the deformation pattern of both the subducting plate (SP) and the overriding plate (OP) in agreement with Yamato *et al.* (2008) and Vogt *et al.* (2017). Moreover, this study aims to go further by also addressing the influence

of the OP crust on the slab and trench dynamics, subducting continental block evolution and the topography of the OP.

Numerical approach

Code description

To investigate the impact of the crust of the OP on the dynamics of convergence zones, we designed 2D thermo-mechanical numerical models of oceanic subduction followed by continental subduction/collision (Fig.1a). The code used is based on a finite difference/particles-in-cell methodology (Gerya, 2009; Duretz *et al.*, 2016). Concerning the mechanical part, the code solves, in an Eulerian-staggered grid, the Stokes equations (Eq.1) under incompressibility constraint (Eq.2) and by considering the Boussinesq approximation, such as:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial P}{\partial x_i} = -\rho g_i \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0 \quad (2)$$

where σ_{ij} , P , ρ , g and v_i are the deviatoric stress tensor components, the pressure, the density, the gravitational acceleration and the components of the velocity, respectively.

For the thermal part, the code solves the energy conservation equation (Eq.3), expressed as:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_i} k \frac{\partial T}{\partial x_i} = H_r + H_s \quad (3)$$

where C_p is the specific heat capacity, T is the temperature, k is the thermal conductivity, H_r is the radiogenic heat production and H_s is the heating source term generated by the dissipative mechanical energy (shear heating).

The density is temperature and pressure dependent and expressed as:

$$\rho(T, P) = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0))(1 + \beta(P - P_0)) \quad (4)$$

where ρ_0 is the reference density value, α is the thermal expansion and β is the thermal compressibility, T_0 is the reference temperature (where $\rho = \rho_0$) and P_0 is the reference pressure value (where $P = P_0$ Pa). All the used values are presented in Table 1.

The materials are all considered with a visco-elasto-plastic rheology (see Suppl. Mat.1). Viscous flow for mantle rocks (*i.e.*, both asthenosphere and lithosphere) is modelled by the combination of 3 rheological flow laws (dislocation creep, diffusion creep and Peierls). For the other material (crust and sediments), dislocation creep is the only deformation mechanism considered. For all rocks, elasticity is computed following the Hooke's law and the brittle behaviour is simulated by introducing a Drucker-Prager yield stress derived from the Byerlee's Law of friction (Byerlee and Wyss, 1978), which therefore depends on the total pressure P . All the equations solved concerning this rheological part and the manner it is implemented in our code is described in details in Suppl. Mat.1. The material parameters are presented in Table 1.

Physical parameters		Symbol	Units	Values
All rocks	thermal expansion	α	K^{-1}	30e-6
	thermal compressibility	β	Pa^{-1}	1e-11
	shear modulus	G	Pa	1e10
Mantle (and weak zone)	Material: Olivine dry			
	Cohesion ^a	Co	Pa	10e6
	friction angle ^a	φ	$^{\circ}$	30
	reference density	ρ_o	$kg.m^{-3}$	3250
	thermal conductivity	k	$W.m^{-1}.K^{-1}$	3
	heat capacity	Cp	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	1050
	radiogenic heat production	Hr	$W.m^{-3}$	1e-10
Crust	continental block: Mafic granulite			
	overriding plate: Wet Quartzite, Westerly granite, Felsic granulite, mafic granulite or Maryland diabase			
	Cohesion	Co	Pa	10e6
	friction angle	φ	$^{\circ}$	30
	reference density	ρ_o	$kg.m^{-3}$	2800
	thermal conductivity	k	$W.m^{-1}.K^{-1}$	2.3
	heat capacity	Cp	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	1050
Sediments	Material: Westerly granite			
	Cohesion	Co	Pa	10e6
	friction angle	φ	$^{\circ}$	5
	reference density	ρ_o	$kg.m^{-3}$	2800
	thermal conductivity	k	$W.m^{-1}.K^{-1}$	2.3
	heat capacity	Cp	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	1050
	radiogenic heat production	Hr	$W.m^{-3}$	1.5e-6

Material creep parameters

Olivine dry	dislocation creep - Hirth & Kohlstedt (2003)	$n_{dis} = 3.5$	$A_{dis} = 1.1e-16 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 530 kJ.mol^{-1}$
	diffusion creep - Hirth & Kohlstedt (2003)	$n_{dif} = 1.0$	$A_{dif} = 1.5e-15 Pa^{-n}.s^{-1}.m^m$	$E_{dif} = 375 kJ.mol^{-1}$
	grain size (for diffusion creep) and exponent	$d = 2 mm$	$m = 3$	
	Peierls - Kameyama et al. (1999)	$\sigma_p = 8.5e9 Pa$ $\gamma = 0.1$	$A_{pei} = 5.7e11 s^{-1}$ $q = 2$	$E_{pei} = 540 kJ.mol^{-1}$
Wet Quartzite	dislocation creep - Ranalli (1995)	$n_{dis} = 2.3$	$A_{dis} = 5.0717e-18 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 154 kJ.mol^{-1}$
Westerly granite	dislocation creep - Hansen & Carter (1983)	$n_{dis} = 3.3$	$A_{dis} = 3.1623e-26 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 186.5 kJ.mol^{-1}$
Felsic granulite	dislocation creep - Ranalli (1995)	$n_{dis} = 3.1$	$A_{dis} = 2.0095e-21 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 243 kJ.mol^{-1}$
Mafic granulite	dislocation creep - Ranalli (1995)	$n_{dis} = 4.2$	$A_{dis} = 8.8334e-22 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 445 kJ.mol^{-1}$
Maryland diabase	dislocation creep - Mackwell et al. (1998)	$n_{dis} = 4.7$	$A_{dis} = 5.0477e-28 Pa^{-n}.s^{-1}$	$E_{dis} = 485 kJ.mol^{-1}$

^aFor weak zone, C_o and φ are set to 1e6 Pa and 0°, respectively.

Table 1. Model parameters, symbols and units.

Model setup

The initial model setup (Fig. 1a) is constituted by a numerical domain of 1000 (horizontal) x 230 (vertical) uniformly distributed nodes, which correspond to physical dimensions of 3000 km by 660 km (resolution of ~3 km). The model involves both a continental overriding plate and an oceanic subducting plate including a continental block. The continental block (750 km long) reaches the trench after 500 km of oceanic subduction. This configuration allows the establishment of an oceanic subduction prior to the arrival of the continental block. The oceanic lithosphere is capped by sediments forming an accretionary wedge. In order to initiate the subduction, a weak zone is initially introduced. The initial dip of the weak zone is set to 20° (which is of minor importance, as the model is free to choose an optimal dip on further

stages of evolution) and is then maintained by the entry of sediments into the subduction trench. The initial position of the trench is set to $X = 0$ km (middle of the box). The position of the trench is then free to move during the model evolution. The initial temperature field for the subducting plate is calculated following a half-space cooling solution for a 50 Ma-old plate (Turcotte and Schubert, 2002), which corresponds to a ~ 80 km thick lithosphere (Fig. 1b). For the continental overriding plate, the initial thermal profile is computed at the steady state for a temperature at the Moho of 550°C and a crustal thickness of 30 km ($h_c = 30$ km; Fig. 1b). It corresponds to a lithospheric thickness of 150 km (Fig. 1b).

As we focus on the overriding plate crust strength, we fix the composition of the continental block in all the experiments. Its crust is composed of a 30-km thick layer of mafic granulites. This material has been chosen to ensure that both continental subduction can occur and that the crust and the lithospheric mantle do not remain coupled, allowing the exhumation of continental crust toward the surface. For simplicity, the initial thermal profile for the continental block is as for the oceanic lithosphere (thermal equilibrium occurring during the first stage of the model of oceanic subduction). The convergence is ensured by pushing the subducting plate at a constant velocity of 2 cm.yr^{-1} . In order to satisfy conservation of mass, the volume of additional material is compensated by removing mantle material on both sides of the model. The boundary condition at the base of the model is free slip and the top of model corresponds to a free surface allowing the generation of topography (Duretz *et al.*, 2016). Surface processes (erosion, sedimentation) are not implemented in this study.

In our models, the strength of the crust of the overriding lithosphere is varied by changing its initial composition at the beginning of the experiment (see Table 1). We tested different materials for the crust of the overriding plate: wet quartzite, westerly granite, felsic granulite, mafic granulite, maryland diabase (Fig. 2 and Suppl. Mat.2). This allows us to test in a simple way both the effect of the integrated strength of the crust and the role of a decoupling level in between the crust and the mantle.

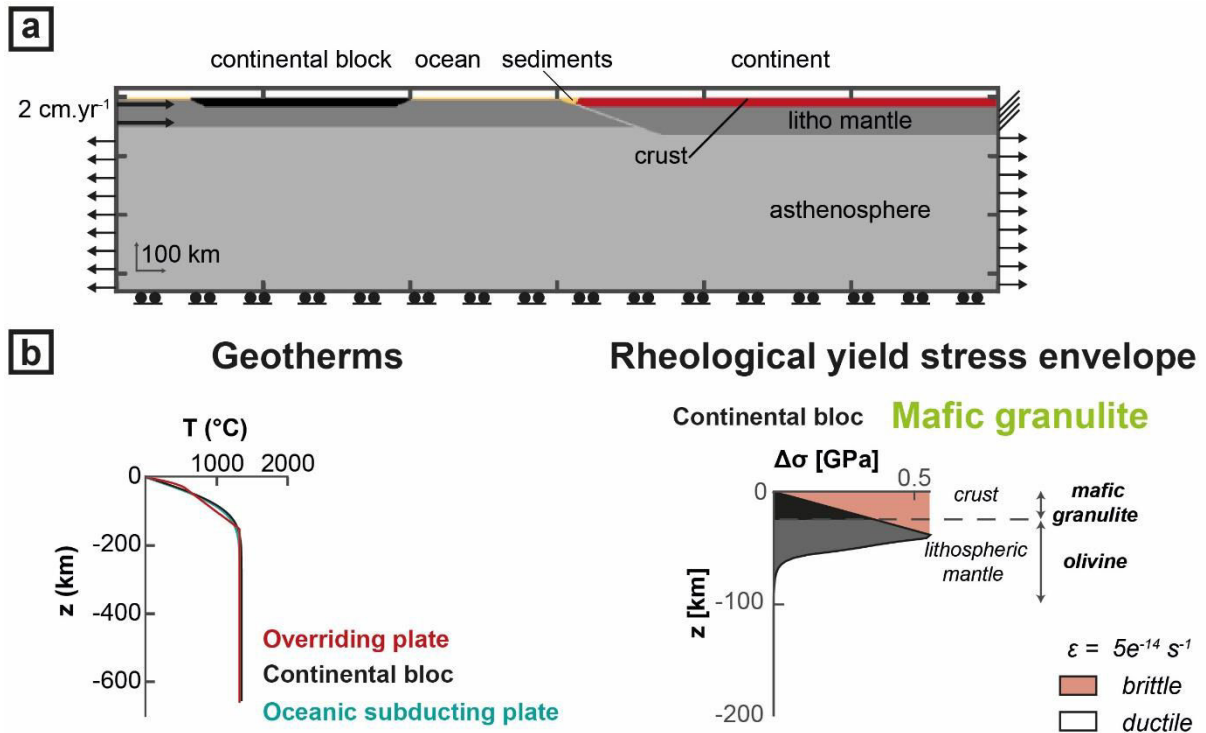


Figure 1. Model setup. a) Initial geometry and boundary conditions. The horizontal arrows correspond to velocity boundary conditions imposed on the sides of the model. The top surface is free (no erosion/sedimentation). b) Thermal structure used in the models and representative viscous-elastic-plastic yield strength profile for the continental block. The strength envelope is derived from the assumed rheological parameters (Table 1) and the initial thermal field for a continental crust made of mafic granulite and a lithospheric mantle made of olivine and assuming a constant strain rate of $5e^{-14} s^{-1}$.

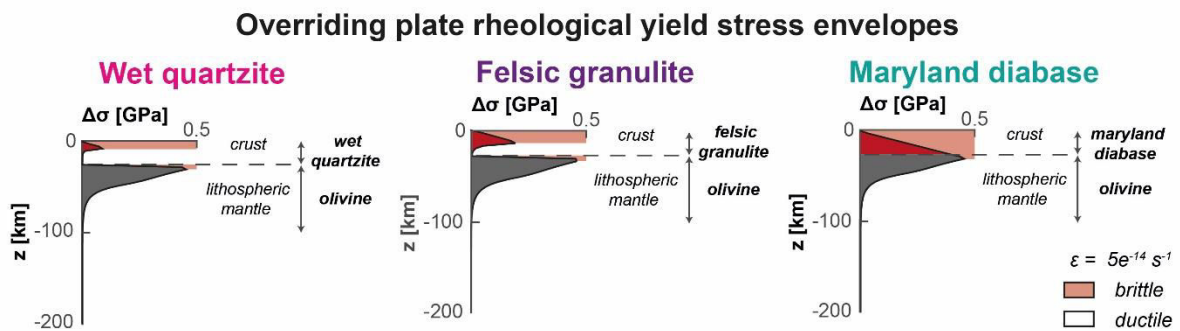


Figure 2. The strength envelope is derived from the assumed rheological parameters (Table 1) and the initial thermal field for a continental crust made of wet quartzite, felsic granulite or Maryland diabase and a lithospheric mantle made of olivine and assuming a constant strain rate of $5e^{-14} s^{-1}$.

Results

Common evolution of the models

In all experiments, the subduction evolution occurs in three stages:

- Stage 1: The slab sinks into the upper mantle. During this stage, the trench slightly advances

toward the overriding plate.

- Stage 2: The slab reaches the upper-lower mantle transition (*i.e.*, the bottom of the model box) at ~30 Ma.

- Stage 3: The continental block arrives at the trench and starts to subduct (it occurs almost in the same time that Stage 2). Continental subduction is then active until the leading edge of the continental block reaches depths of around 150 km. It is from this stage that each model will present a specific evolution.

In the following, we discuss the results between a "weak" model, named hereafter "WOC" (Weak Overriding Crust) and in which the crust is made of wet quartzite, an "intermediate" model named "IOC" (Intermediate Overriding crust) with a crust made of felsic granulite and a "strong" model named "SOC" (Strong Overriding Crust) with a crust made of Maryland diabase (Fig. 2; Suppl. Mat.2).

Influence of the crustal rheology on the convergence zone dynamics

Slab dynamics and trench kinematics

The evolution of the slab and associated trench motion are presented for the three models in Fig. 3 (see Suppl. Mat.3 for the additional two models). In the weak model (Fig. 3a), after ~70 Ma, the slab starts to neck and detach at shallow depths (~85 km). During the same time period, the trench has advanced toward the overriding plate over 520 km long.

In the model with a strong overriding crust (Fig. 3c), the slab sinks into the upper mantle with a lower slab dip (34° instead of 45° in the WOC model, at 30 Ma). Slab constantly rolls back and no breakoff is observed. After 70 Ma, the trench has retreated toward the subducting plate over 310 km (Fig. 3c).

The intermediate case resembles the SOC model as no slab break-off is recorded and the slab rolls back during the entire duration of the model. However, the slab is generally steeper by $\sim 10^\circ$ and the final amount of trench retreat is lower (50 vs. 310 km).

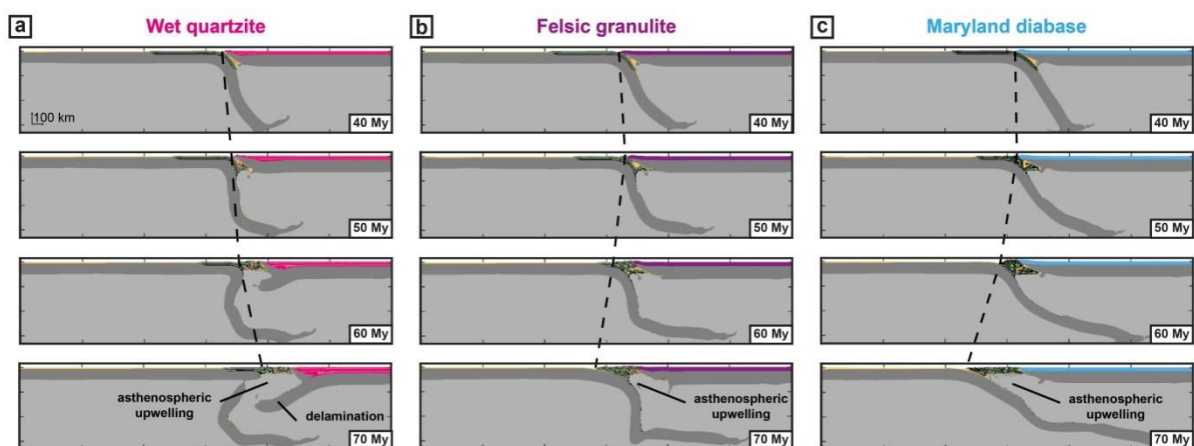


Figure 3. Time evolution from 40 to 70 My of the phases of the three discussed models. The crust of the overriding plate is composed of a) wet quartzite, b) felsic granulite and c) maryland diabase. Dot lines indicate the location of the trench over time.

Burial and exhumation of the subducting block

Depending on the rheology used for the crust of the overriding plate, the subducting continental block deforms in very different ways. In the model involving a weak crust and a large decoupling level between the crust and the lithospheric mantle (Fig. 4a; Suppl. Mat.4), the upper part of the crust of the continental block starts to decouple at 125 km depth. The detached unit is then start to exhume at 90° from the slab dip (Fig. 4a, 46 Ma). The lower part of the crust follows the same path (47 My). The exhumation occurs while no slab breakoff occurred. Then, after 52 My, a nappe forms at shallow depths (50 km). The transition from brittle to ductile deformation occurs at ~ 60km-depth. The ductile "deep" unit is then exhumed vertically and the temperature close to the surface (<6 km) reaches almost 600 °C (54 My). After 58 My, a second nappe forms under the first one. Finally, the initially detached continental units are exhumed toward the subducting plate. 11 My are needed for the deepest continental material (~150 km) to reach the surface, implying an average exhumation rate of 14 km.My⁻¹.

In the IOC model (Fig. 4b), the continental crust is decoupled from the lithospheric mantle and underplated beneath the overriding plate (47 My). Four nappes then successively form (at 49, 52, 58 and 64 Ma, respectively). Unlike the WOC model, the exhumation of the detached unit is directed toward the subducting plate.

In the SOC model (Fig. 4c), the exhumation proceeds from the zone of decoupling between the crust and the lithospheric mantle (45 My). Then three nappes form at shallow depth (at 47, 50 and 55 Ma, respectively) in a prograde sequence. At 62 My, the temperature at the surface, at the back of the nappes, is almost 600 °C. 18 My are needed for the deepest continental material (~200 km) to come back to the surface implying an exhumation rate of 11 km.My⁻¹.

The transition between an exhumation toward the overriding plate and exhumation toward the subducting plate occurs between at the transition between models with a crust made of westerly granite and felsic granulite (IOC model; Fig. 4 and Suppl. Mat.4).

After 70 My (Fig. 5; Suppl. Mat.5), each model displays, from the subducting plate to the overriding plate, a nappe stacking next to a high temperature (~600 °C) ductile unit. However, the structuration of the convergence zone is very different: in the WOC model, the nappes' dip, at depth, is almost vertical and they are structurally on top of the asthenosphere (*i.e.*, no more lithospheric mantle). The overriding plate crust is totally decoupled from the overriding plate lithospheric mantle and the upper part of crust is folded (Fig. 5a).

In the IOC and SOC models the slab remains under the nappes and do not detach, (Fig. 5b-c). In the IOC model, a decoupling level between the crust and the lithospheric mantle in the initial overriding plate is present but no significant deformation of the upper part of the crust of the OP is recorded (Fig. 5b). In the SOC model, the overriding plateremains almost undeformed.

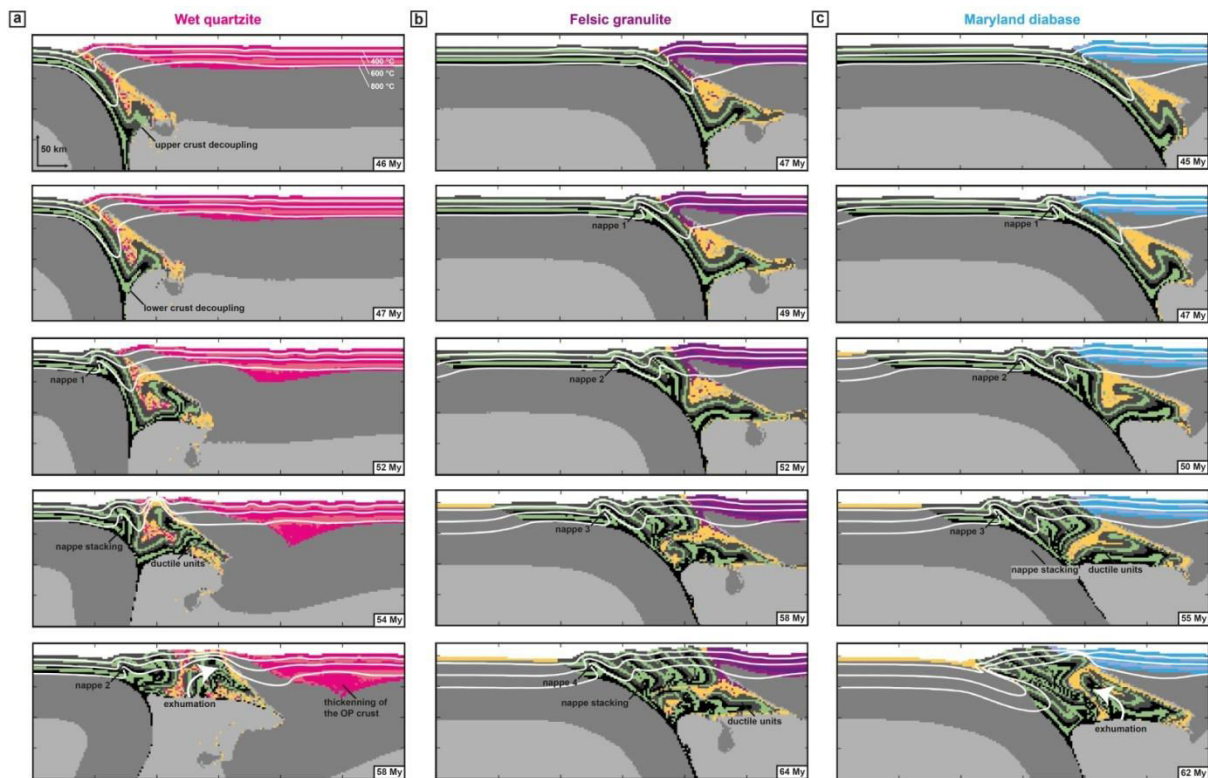


Figure 4. Zoom on the plates interface showing contrasting exhumation styles between models with a crust of the overriding plate constituted of a) wet quartzite, b) felsic granulite and c) maryland diabase.

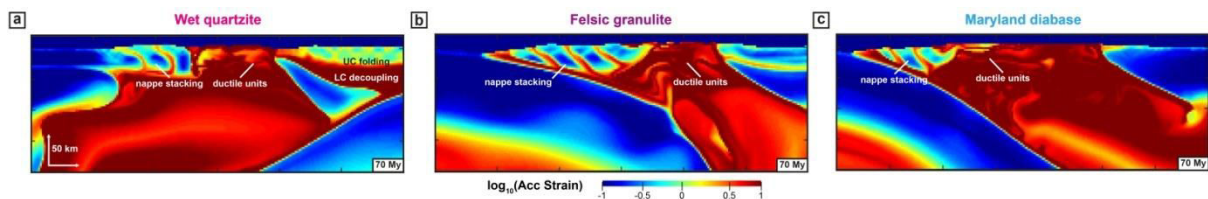


Figure 5. Accumulated strain. Zoom on the plates interface showing contrasting orogen geometry between models with a crust of the overriding plate constituted of a) wet quartzite, b) felsic granulite and c) maryland diabase.

Deformation pattern and topography of the overriding plate

In all models, convergence is accommodated by deformation between the subducting and the overriding lithospheres (Fig. 6; Suppl. Mat.6). However, in models where the lower part of the crust has a low strength, deformation can also develop within the overriding plate below the brittle-ductile transition of the crust. With a WOC (Fig. 6.a), the deformation propagates from the interface to the back of the overriding plate in the whole crust (~40 My). All the overriding crust is decoupled from the lithospheric mantle. Then subducting continental block is exhumed toward the OP while the lithospheric mantle wedge retreats and the whole OP is shortened including the crust that is folded (50-60 My). After 70 Ma, the lithospheric mantle of the overriding plate is delaminated and an asthenospheric window forms under the continental block and the crust of the overriding plate.

In the IOC model (Fig. 6.b), some deformation is also recorded in the lower part of the crust of the overriding plate. However, unlike the WOC model, it does not affect the entire plate but remains restricted to the first ~450 km from the trench.

With a SOC (Fig. 6.c), the overriding plate remains undeformed. The main deformation is therefore localized at the plates' interface. This trend of strain decrease in the lower crust is confirmed by additional models (*cf.*, Suppl. Mat.6).

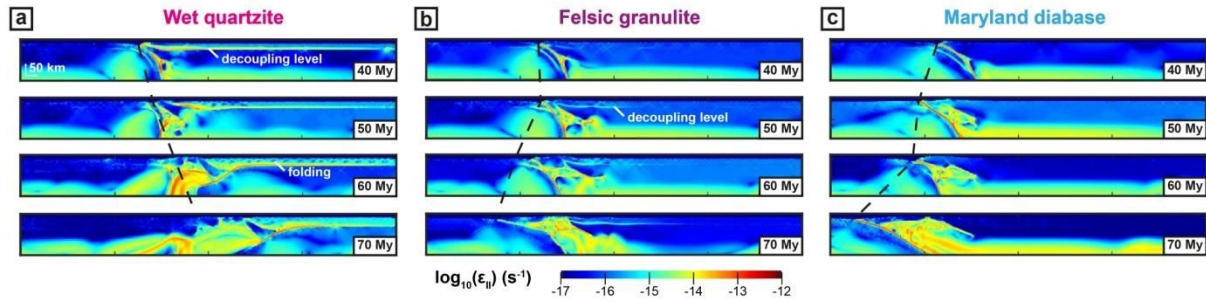


Figure 6. Time evolution of the second invariant of the strain rate for models with a crust for the overriding plate constituted of a) wet quartzite, b) felsic granulite and c) maryland diabase. Dot lines indicate the location of the trench over time.

The topographic evolution of the overriding plate is contrasted between models and reflects the variability observed in the deformation style (Fig. 7; Suppl. Mat.7). With a weak crust for the overriding plate, after the continental block enters the trench, topography grows to reach a maximum elevation of ~1000m at ~50 km from the trench after ~40 My. The zone of high topography progressively enlarges and the entire overriding plate is affected by short-wavelength topography associated with faulting in the upper part of the crust after ~58 My (Fig. 7a).

The IOC model also shows an uplift of the proximal portion of the overriding plate (< 500 km) after the continental block arrives at trench (Fig. 7b). The elevation reaches values as high as ~1500 m after ~50 My, but unlike the model WOC the distal part of the overriding plate (> 500 km from the trench) does not show any variations in topography during the entire duration of the model.

With a strong overriding crust, the topography reaches even higher values (up to ~1800 m after ~60 My) and the uplifted area is restricted to the first 350 km from the trench. After 68 My, the continental block is entirely subducted and oceanic subduction resumes. It is associated with a faster trench retreat that produces extension in the overriding plate and the collapse of the previously uplifted area (Fig. 7c). In the other models, after 70 My, the continental has not finished to subduct yet, which explains why this episode of topographic down lift is not recorded.

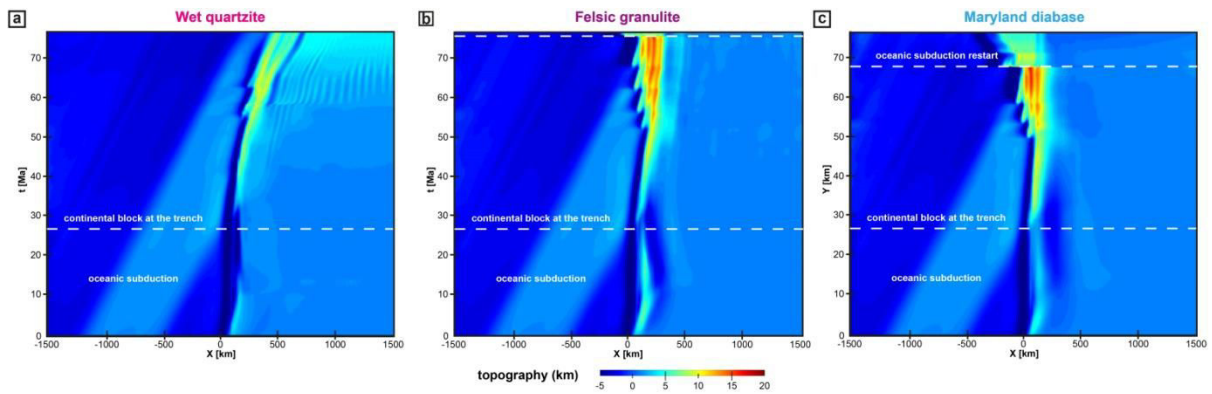


Figure 7. Time evolution of surface elevation for models with the crust of the overriding plate constituted of a) wet quartzite, b) felsic granulite and c) maryland diabase. (The overall topographic signal can be divided in time windows corresponding to different geodynamic stages.)

Discussion

Like any model, our numerical simulation present some limitations as for the rheological parameters used, whose interpolation from experimental data to models can be discussed. Modifying these parameters of the flow law used or considering different rheological approximations for the lithosphere (e.g., linearly-viscous, stratified non-linear temperature-dependent visco-elasto-plastic rheology) may lead to changes in the geometry of the system as well as in the timing and location of the deformation, as recently shown by Pusok *et al.* (in press). In this study, we also consider the crust as a single layer made of the same material while in Nature, the continental crust is generally stratified (e.g., Christensen and Mooney, 1995; Rudnick and Gao, 2013). This simplification prevents additional decoupling levels to develop within the crust, in particular at the upper crust/lower crust transition. It may affect both the amount and location of the deformation within the overriding plate and associated topographic evolution.

In our models, we impose plate convergence by pushing the subducting plate at a constant rate of 2 cm.yr^{-1} . We therefore assume that the convergence is maintained active while positively buoyant material (continental lithosphere) is entering the trench. Such scenario would require additional mechanisms for the subducting plate to continue advancing toward the overriding plate, such as the lateral presence of oceanic slabs on the side of the continental block (e.g., Magni *et al.*, 2014; Pusok, *in press*; Hertgen *et al.*, *in prep*) and/or basal drag associated with convective mantle (Hager and O'Connell, 1981).

Finally, regarding the initial conditions, we chose a continental block with a length of 750 km. When the oceanic subduction resumes, this length could has a high impact on the exhumation of the continental block material. This parameter, by controlling when the oceanic subduction restart, could modify the end of the convergence history of our models as well as the collapse of the orogen. This is particularly true for the stronger models where the continental block is incorporated in the convergence zone at a faster rate than in the weaker models.

However, despite those limitations, which are common to all experiments, our models show that the rheology of the OP crust exerts a strong control on the evolution of the subduction/collision system. Our models indeed show first-order differences in terms of geometry, amount and location of strain, and slab dynamics. In turn, these differences may help gaining insights into the past rheological nature of the crust of the overriding lithosphere in natural systems. Hence, for instance, the presence and repartition of nappes and/or domes in mountain belts structures could be an indicator of the initial rheological profile of the OP.

A weak overriding crust is easier to deform. In systems where the convergence is dominated by the trenchward motion of the subducting plate (fixed overriding plate), it promotes the motion of the trench toward the OP. Instead, in systems with a strong crust for the overriding plate, the trench tends to retreat. The difference in the amount of trench motion between the two extreme cases (WQ model vs. MD model) is on the order of 830 km after 70 Ma, which accounts for ~60% of the total amount of convergence. Differences in trench mobility also give rise to variable slab geometries: the weaker the overriding plate crust is, the steeper the slab is, which can even end up in an overturned geometry (Fig. 3a).

The OP crust rheology also controls the exhumation mode. With a crust made of wet quartzite or westerly granite, the lithosphere shows both a low integrated strength and an important decoupling level between the crust and the lithospheric mantle. As a consequence, the overriding plate presents a lower resistance to the continental block subduction. The exhumation occurs toward the OP and the continental block acts as an indenter. Both the subducting block and the OP are thus deformed. With a crust made of other materials (*i.e.*, felsic granulite, mafic granulite, maryland diabase), the integrated strength of the OP is higher and the decoupling level is either limited (FG and MG models) or absent (MD model). Under these conditions, the continental block can reach higher depths and the following exhumation occurs on average at slower rates. In this case, the continental block mainly accommodates the deformation by a prograde sequence of thrusting, as already shown by Vogt *et al.* (2017), and the deep ductile units are exhumed, at the back, toward the subducting plate. The change in the vergence of the exhumation occurs at the transition between the WG model and the FG model, and could be indicative of the relative strength between the crust of the continental block (mafic granulite) and the crust of the overriding plate. However, in the intermediate case (overriding plate crust made of felsic granulite), rocks are exhumed toward the subducting plate while the strength of the continental block is theoretically higher than that of the overriding plate crust. But at the same time, the continental block undergoes higher strain rates, which further reduce its strength and could make it weaker than that of the overriding plate crust. For this, the effect of the relative strength between the subducting crust and the overriding plate crust would deserve to be analysed in more details, but does not constitute the aim of this present study. With a crust made by wet quartzite, the OP is entirely deformed after 70 Ma while in the other models deformation is restricted more and more close to the trench with an increase in the crust strength. This particular model is the only one in which a low elevation plateau is observed. In this case, it is associated with faulting within the thin upper part of the crust associated with folding presenting a wavelength of ~60 km and to delamination of the overriding plate lithospheric mantle after 58 Ma.

Overall, the combined observation of slab geometry (through seismicity, tomography), upper and lower plates relative deformations, location and exhumation history of deeply buried rocks, geometry of nappes stacking, evidences of subduction polarity reversal and topography profil could give insights into the past rheology of the continental crust.

Conclusions

This study show that the OP crust rheological properties are of primary importance on the dynamics of a subduction/collision system. The rheological profile of the OP indeed controls the geometry and the deformation style of the whole orogen (dome *vs.* nappes stacking), but also the OP deformation pattern and its topography. Weak overriding plate crust leads to a high slab dip, an advancing trench, an exhumation toward the overriding plate, a ductile deformation of the subducting continental lithospheric block, a diffuse deformation of the overriding plate associated with the delamination of its lithospheric mantle leading to the reverse of the subduction and a plateau formation. A the opposite, a strong overriding plate rather promotes low slab dip, a retreating trench, an exhumation toward the subducting plate, a deformation of the subducting continental lithospheric block by nappe stacking, a local deformation of the overriding plate along the trench with no delamination of the lithospheric mantle and a high topographic front along the trench. Our results may therefore provide important constraints for the rheological state of involved lithospheres during subduction and collision. The careful analysis of the structuration of the mountain belts, associated to the P - T - ε history.

Acknowledgements

All the authors thank the INSU SYSTER program that funded this work.

References

- Arcay, D., Lallemand, S., & Doin, M. P. (2008). Back-arc strain in subduction zones: Statistical observations versus numerical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5).
- Butterworth, N. P., Quevedo, L., Morra, G., & Müller, R. D. (2012). Influence of overriding plate geometry and rheology on subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6).
- Byerlee, J. D., & Wyss, M. (Eds.). (1978). *Rock friction and earthquake prediction* (Vol. 6). Springer.
- Capitanio, F. A., Stegman, D. R., Moresi, L. N., & Sharples, W. (2010). Upper plate controls on deep subduction, trench migrations and deformations at convergent margins. *Tectonophysics*, 483(1-2), 80-92.
- Carlson, R. L., & Melia, P. J. (1984). Subduction hinge migration. *Tectonophysics*, 102(1-4), 399-411.
- Cerpa, N.G, Guillaume, B., & Martinod, J. (2018). The interplay between overriding plate kinematics, slab dip and tectonics. *Geophysical Journal International*, 215(3), 1789-1802.

- Chen, L., Capitanio, F. A., Liu, L., & Gerya, T. V. (2017). Crustal rheology controls on the Tibetan plateau formation during India-Asia convergence. *Nature communications*, 8, 15992.
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788.
- Clark, M. K., & Royden, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703-706.
- Duret, T., May, D. A., & Yamato, P. (2016). A free surface capturing discretization for the staggered grid finite difference scheme. *Geophysical Journal International*, 204(3), 1518-1530.
- Garel, F., Goes, S., Davies, D. R., Davies, J. H., Kramer, S. C., & Wilson, C. R. (2014). Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(5), 1739-1765.
- Gerya, T. (2009). *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press.
- Guillaume, B., Martinod, J., & Espurt, N. (2009). Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics*, 463(1-4), 167-174.
- Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., & Cerpa, N. G. (2018). Slab dip, surface tectonics: How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate? *Tectonophysics*, 726, 110-120.
- Hager, B. H., & O'Connell, R. J. (1981). A simple global model of plate dynamics and mantle convection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B6), 4843-4867.
- Hertgen, S., Yamato, P., Guillaume, B., Magni, V., Schliffke, N. & van Hunen, J., Influence of the strength of the overriding plate on convergence zones dynamics. *in prep*
- Heuret, A., Funicello, F., Faccenna, C., & Lallemand, S. (2007). Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4), 473-483.
- Holt, A. F., Becker, T. W., & Buffett, B. A. (2015). Trench migration and overriding plate stress in dynamic subduction models. *Geophysical Journal International*, 201(1), 172- 192.
- Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).
- Leng, W., & Gurnis, M. (2011). Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).
- Li, F., Sun, Z., & Zhang, J. (2018). Influence of mid-crustal rheology on the deformation behavior of continental crust in the continental subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 117, 88-99.

- Magni, V., Faccenna, C., van Hunen, J., & Funicello, F. (2014). How collision triggers backarc extension: Insight into Mediterranean style of extension from 3-D numerical models. *Geology*, 42(6), 511-514.
- Maruyama, S., Liou, J. G., & Terabayashi, M. (1996). Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International geology review*, 38(6), 485-594.
- Meyer, C., & Schellart, W. P. (2013). Three-dimensional dynamic models of subducting plate-overriding plate-upper mantle interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 775-790.
- Pusok, A.E., Kaus, B.J. & Popov, A.A. (in press). The effect of rheological approximations in 3-D numerical simulations of subduction and collision. *Tectonophysics*.
- Rodríguez-González, J., Negredo, A. M., & Billen, M. I. (2012). The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1).
- Rudnick, R. L., and S. Gao (2003), Composition of the Continental Crust, in Treatise on Geochemistry, edited by Elsevier, pp. 1-64, Amsterdam.
- Searle, M. P., & Fryer, B. J. (1986). Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 185-201.
- Sharples, W., Jadamec, M. A., Moresi, L. N., & Capitanio, F. A. (2014). Overriding plate controls on subduction evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6684-6704.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp.
- Van Dinther, Y., Morra, G., Funicello, F., & Faccenna, C. (2010). Role of the overriding plate in the subduction process: Insights from numerical models. *Tectonophysics*, 484(1-4), 74-86.
- Vogt, K., Willingshofer, E., Matenco, L., Sokoutis, D., Gerya, T., & Cloetingh, S. (2017). The role of lateral strength contrasts in orogenesis: A 2D numerical study. *Tectonophysics*.
- Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L., & Jolivet, L. (2008). HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 63-74.
- Yamato, P., Husson, L., Braun, J., Loiselet, C., & Thieulot, C. (2009). Influence of surrounding plates on 3D subduction dynamics. *Geophysical Research Letters*, 36(7).

Supplementary material

In our 2D models, the materials are all considered with a visco-elasto-plastic rheology. The deformation partitioning is computed by local iterations in order to ensure that the overall

strain rate ($\dot{\epsilon}_{ij}$) corresponds to the sum of the partial strain rates for each of the deformation mechanisms, such as:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}^v + \dot{\epsilon}_{ij}^e + \dot{\epsilon}_{ij}^p, \quad (1)$$

where the v , e and p superscripts refer to the viscous, elastic and plastic part of the strain rate, hence satisfying a visco-elasto-plastic model. At each time step, the effective viscosity (η_{eff}), which relates the deviatoric stress tensor and the strain rate tensor as follows:

$$\eta_{eff} = \frac{\sigma_{ij}}{2\dot{\epsilon}_{ij}} = \frac{\sigma_{II}}{2\dot{\epsilon}_{II}} \quad (2)$$

is computed by iterations until Eq. 1 is satisfied ($\dot{\epsilon}_{II}$ and σ_{II} corresponds to the second invariants of the strain rate tensor and deviatoric stress tensor, respectively).

Viscous flow for mantle rocks (*i.e.*, both asthenosphere and lithosphere) is modelled by the combination of the 3 following constitutive flow laws:

Dislocation creep (*e.g.*, see Burov *et al.*, 2011):

$$\dot{\epsilon}_{II}^{dis} = F \cdot A_{dis} \cdot \exp\left(\frac{-E_{dis}}{RT}\right) \cdot \sigma_{II}^{n_{dis}}, \quad (3)$$

diffusion creep:

$$\dot{\epsilon}_{II}^{dif} = F \cdot A_{dif} \cdot \exp\left(\frac{-E_{dif}}{RT}\right) \cdot d^{-m} \cdot \sigma_{II}^{n_{dif}}, \quad (4)$$

and Peierls (regularised formulation, see Kameyama *et al.*, 1999):

$$\dot{\epsilon}_{II}^{pei} = F \cdot A_{pei} \cdot \exp\left[\frac{-E_{pei}}{RT} (1 - \gamma)^q\right] \cdot \left(\frac{\sigma_{II}}{\gamma\sigma_p}\right)^{S(T)}, \quad (5)$$

where:

$$S(T) = \frac{E_{pei}}{RT} \cdot (1 - \gamma)^{q-1} \cdot q\gamma. \quad (6)$$

In these equations linking $\dot{\epsilon}_{II}$ and σ_{II} , R , T , n , A , and E corresponds to the gas constant, the temperature, the stress exponent, the pre-exponential factor and the activation enthalpy of creep (see Table 1). In the diffusion law, d corresponds to the grain size and m to the grain size exponent (values used are presented in Table 1). F corresponds to the correction factor (*e.g.*, Schmalholz and Fletcher, 2011) for invariant formulation relative to the type of experiments used for calibration (here axial compression) such as:

$$F_{pwl} = \frac{1}{6} * 2^{\frac{1}{n}} * 3^{\frac{n-1}{2n}}. \quad (7)$$

Finally, for the Peierls creep rheology, γ , σ_p and q , corresponds to an adjustable constant (see Kameyama *et al.*, 1999), the Peierls stress, and the stress dependence for the Peierls mechanism, respectively (see Table 1).

At each iteration, for every location in the model, the smallest viscosity out of the effective viscosities from these 3 laws (computed as in Eq. 2 and using Eq. 3 to 6) is used to compute the second invariant of the viscous strain rate $\dot{\epsilon}_{II}^v$. For the other material (*i.e.*, crust and sediments), dislocation creep (*i.e.*, Eq. 3) is the only deformation mechanism considered and $\dot{\epsilon}_{II}^v = \dot{\epsilon}_{II}^{dis}$. From this, the viscous strain rate ($\dot{\epsilon}_{ij}^v$) is then computed using Eq.2 as:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^v = \dot{\epsilon}_{II}^v * \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_{II}} \quad (8)$$

The **elastic** strain rate is expressed following the Hooke's law as:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^e = \frac{\dot{\sigma}_{ij}}{2G} * \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_{II}} \quad (9)$$

where G is the shear modulus (see Table 1) and by computing the time derivative of the deviatoric stresses by using the stresses from the previous time step.

The **plastic** strain rate is computed by considering a Drucker-Prager law for the frictional behavior. The shear stress value for the yield (τ_y) can be expressed as follow:

$$\tau_y = C \cos(\varphi) + P \sin(\varphi), \quad (10)$$

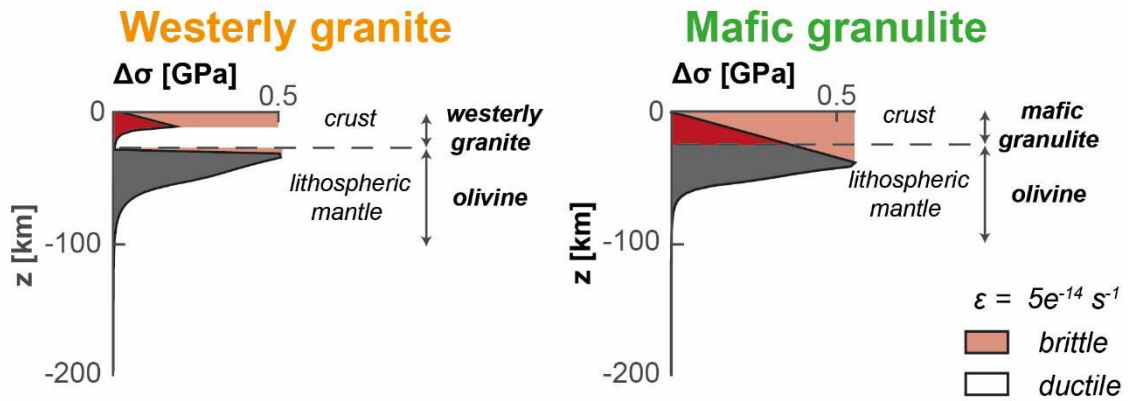
where P is pressure, and C and φ are the cohesion and the friction angle of the material, respectively (see Table 1). By using Eqs. 10 and 2, the plastic strain rate can be expressed as:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^p = \dot{\epsilon}_{II}^p * \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_{II}} = \left[\dot{\epsilon}_{II} - \frac{\dot{\sigma}_{II}}{2G} - \frac{\tau_y}{2\eta_{eff}} \right] * \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_{II}}. \quad (11)$$

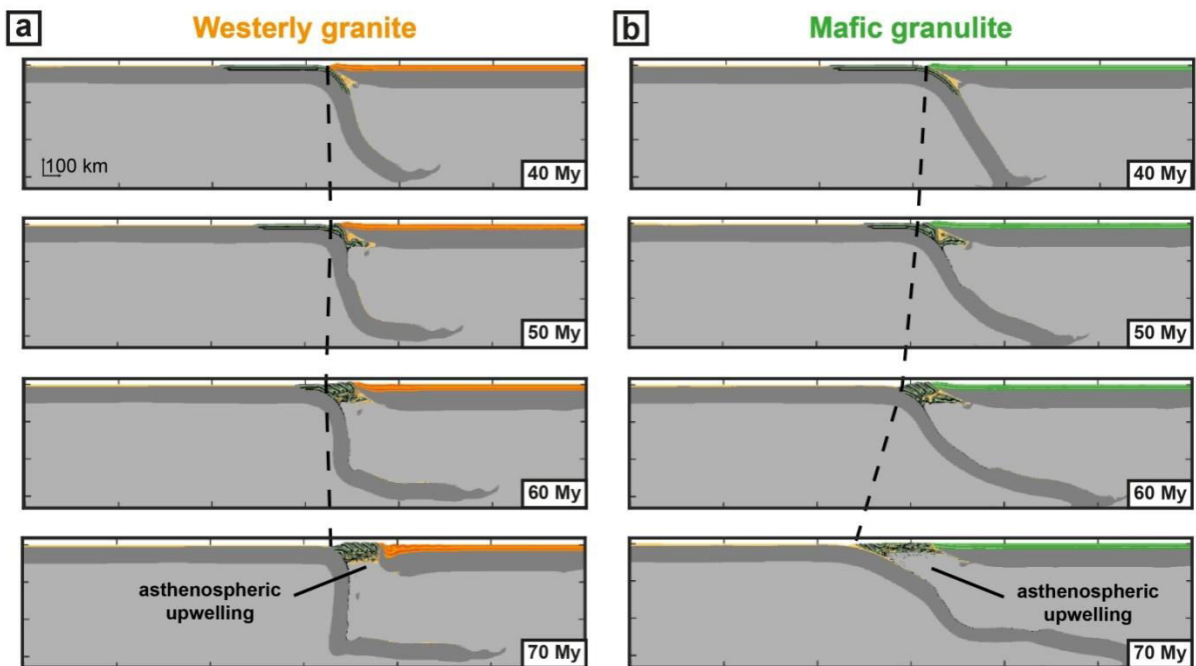
References:

- Burov E.B. (2011), Rheology and strength of the lithosphere, *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1402-1443.
- Kameyama, M., Yuen, D.A., & Karato, S.I. (1999). Thermal-mechanical effects of low-temperature plasticity (the Peierls mechanism) on the deformation of a viscoelastic zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 159-172.
- Schmalholz, S.M., & Fletcher, R.M. (2011). The exponential flow law applied to necking and folding of a ductile layer. *Geophysical Journal International*, 184, 83-89.

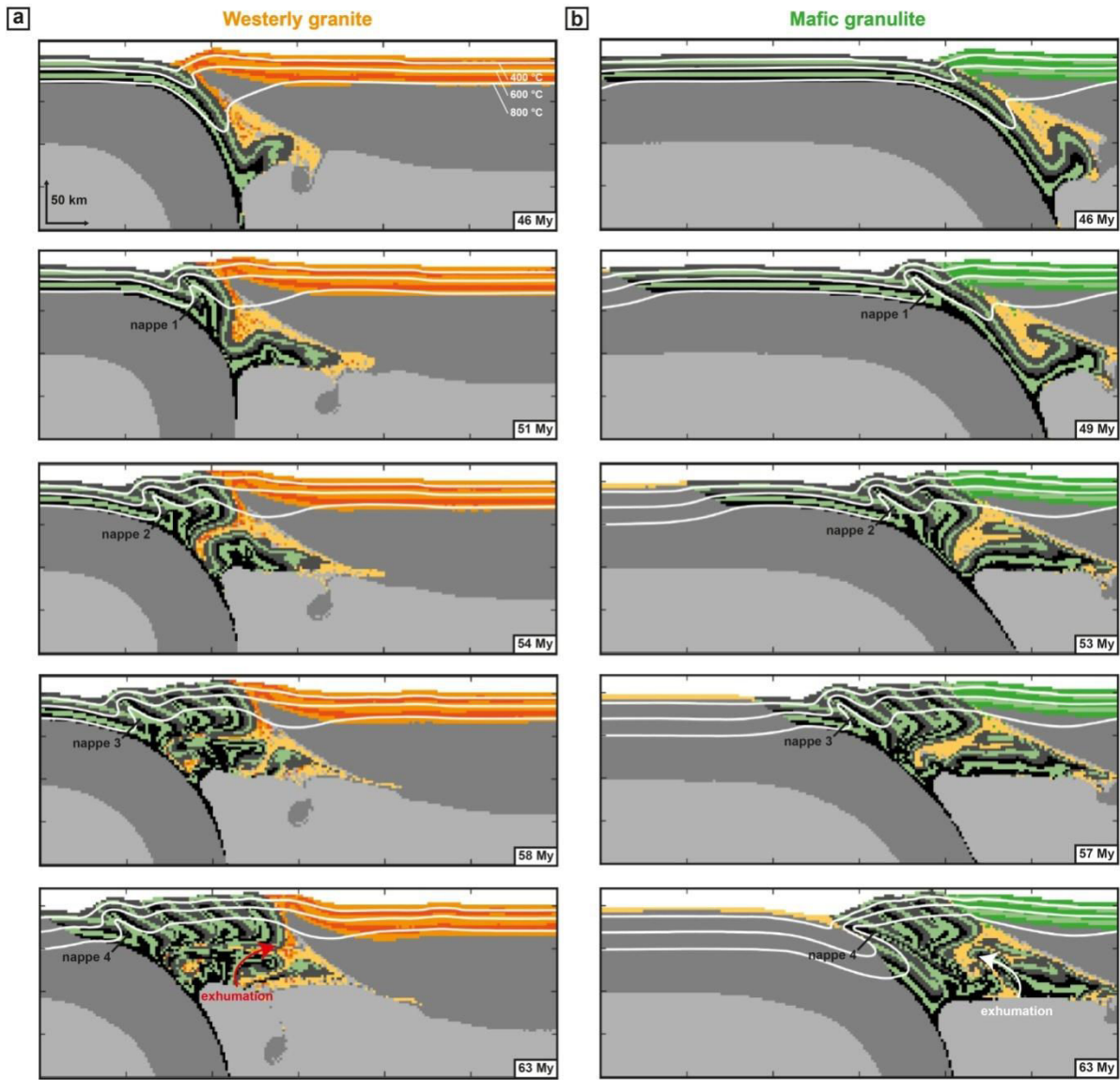
Overriding plate rheological yield stress envelopes



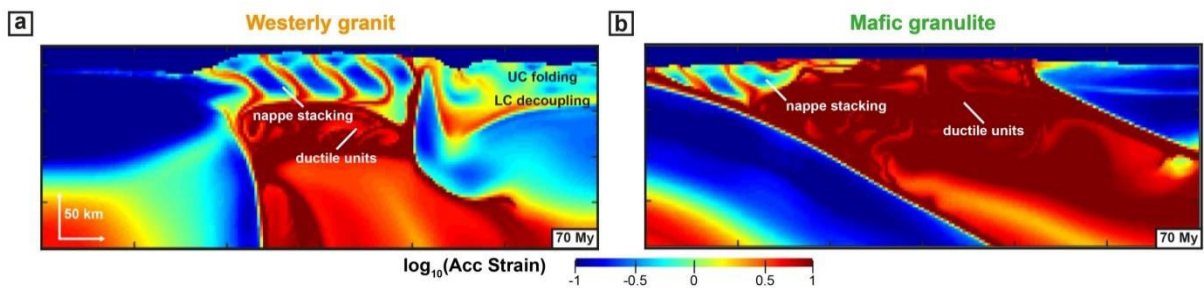
Supplementary material 2. The strength enveloped is derived from the assumed rheological parameters (Table 1) and the initial thermal field for a continental crust made of westerly granite or mafic granulite and a lithospheric mantle made of olivine and assuming a constant strain rate of $5e^{-14} s^{-1}$.



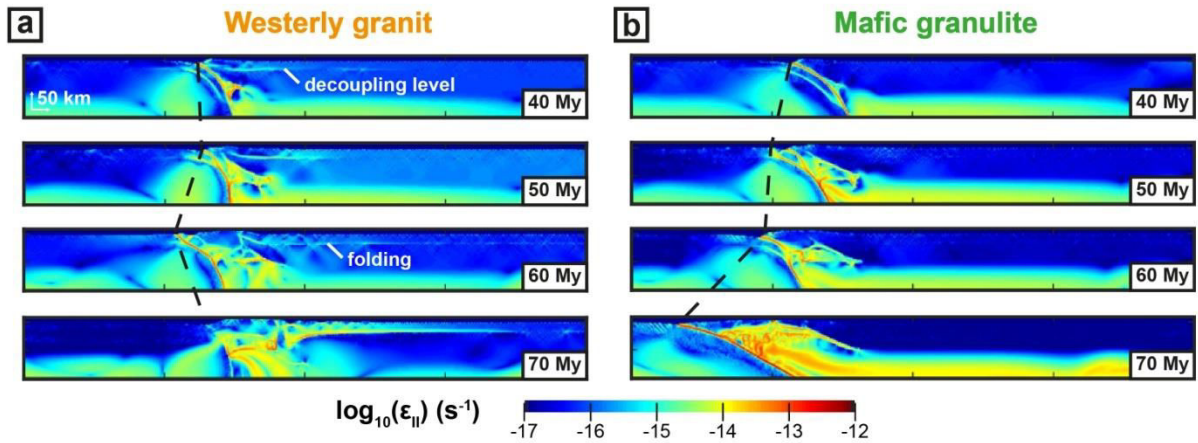
Supplementary material 3. Time evolution from 40 to 70 My of the phases. The crust of the overriding plate is composed of a) westerly granite and b) mafic granulite. Dot lines indicate the location of the trench over time.



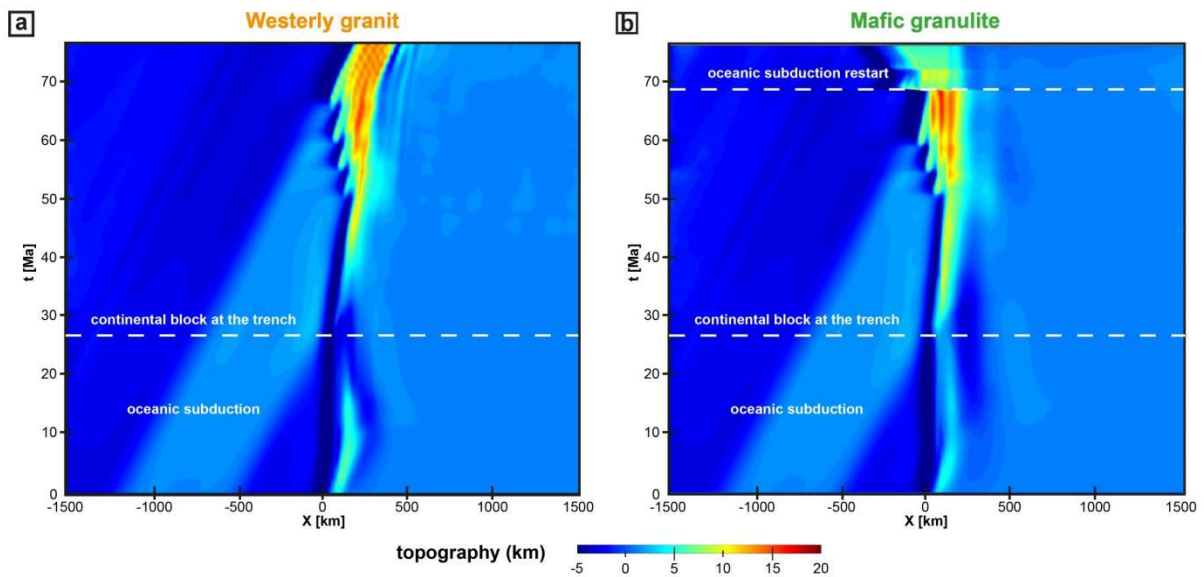
Supplementary material 4. Zoom on the plates interface showing contrasting exhumation styles between models with a crust of the overriding plate constituted of a) westerly granite and b) mafic granulite.



Supplementary material 5. Accumulated strain. Zoom on the plates interface showing contrasting orogen geometry between models with a crust of the overriding plate constituted of a) westerly granite and b) mafic granulite.



Supplementary material 6. Time evolution of the second invariant of the strain rate for models with a crust for the overriding plate constituted of a) westerly granit and b) mafic granulite. Dot lines indicate the location of the trench over time.



Supplementary material 7. Time evolution of surface elevation for models with the crust of the overriding plate constituted of a) westerly granit and b) mafic granulite. (The overall topographic signal can be divided in time windows corresponding to different geodynamic stages).

Ces résultats indiquent que la partie crustale de la plaque supérieure a une forte influence sur la dynamique de convergence. La croûte a été envisagée dans les modèles précédents comme une enveloppe unique, de même composition. Or, cette dernière peut être stratifiée et présenter plusieurs niveaux de découplage. Se pose alors la question de l'influence respective de la croûte supérieure et de la croûte inférieure dans le processus de convergence. Ce cas plus complexe d'une croûte bi-couche est testé dans la section suivante.

3.3. Modèles complémentaires

La configuration initiale du modèle est toujours identique (la croûte du bloc continental est constituée de 30 km de granulite mafique) mais cette fois une variation verticale de rhéologie est implémentée au sein de la croûte de la plaque supérieure (Figure 5.6). Pour cela, une croûte supérieure et une croûte inférieure de 15 km chacune sont définies par différents matériaux.

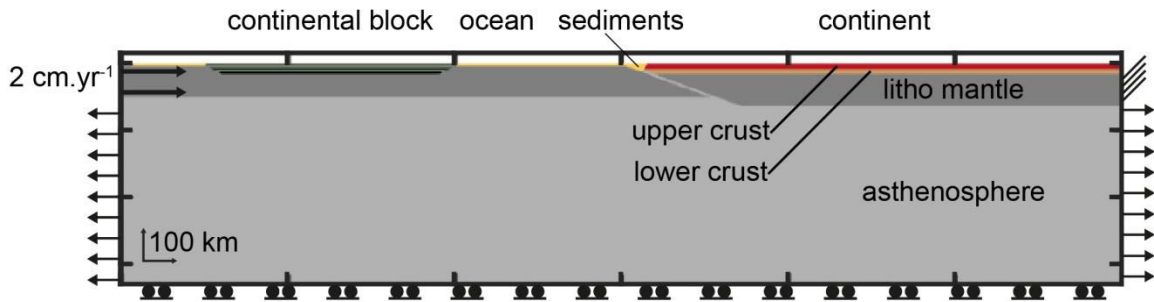


Figure 5.6. Configuration initiale des modèles de convergence continent/continent illustrant les conditions limites. Les flèches horizontales correspondent aux conditions limites de vitesse imposées sur les bords du modèle.

3.3.1. Influence de la rhéologie de la croûte supérieure

Afin de tester l'influence de la croûte supérieure, une première configuration a été établie:

- une croûte supérieure faible (quartzite hydratée);
- une croûte inférieure intermédiaire entre les cas extrêmes testés dans l'Article 3 (granulite felsique; section 3.2).

La figure 5.7 présente le profil de résistance de ce modèle.

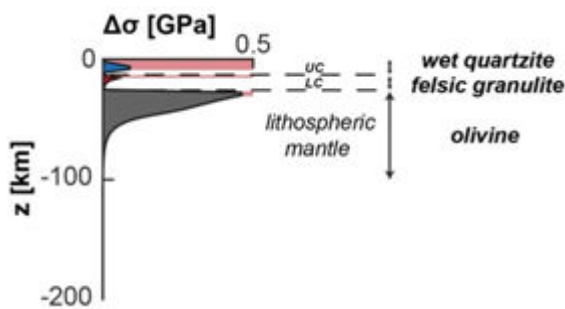


Figure 5.7. Profil de résistance pour la plaque supérieure, dérivé des paramètres rhéologiques (Table 1) pour une structure bi-couche de la croûte continentale avec une vitesse de déformation constante de $5e^{-14} s^{-1}$.

Avec cette configuration, la croûte présente deux niveaux de découplage. Le premier se situe sous la croûte supérieure à 15 km de profondeur. Le second se situe sous la croûte inférieure à 30 km de profondeur.

La figure 5.8 présente l'évolution du modèle bi-couche (croûte supérieure faible, panneau de gauche) et celle, en référence, du modèle mono-couche granulite felsique présenté dans l'Article 3 ci-dessus (cf., section 3.2), 40, 50, 60 et 70 millions d'années après l'initiation de la convergence.

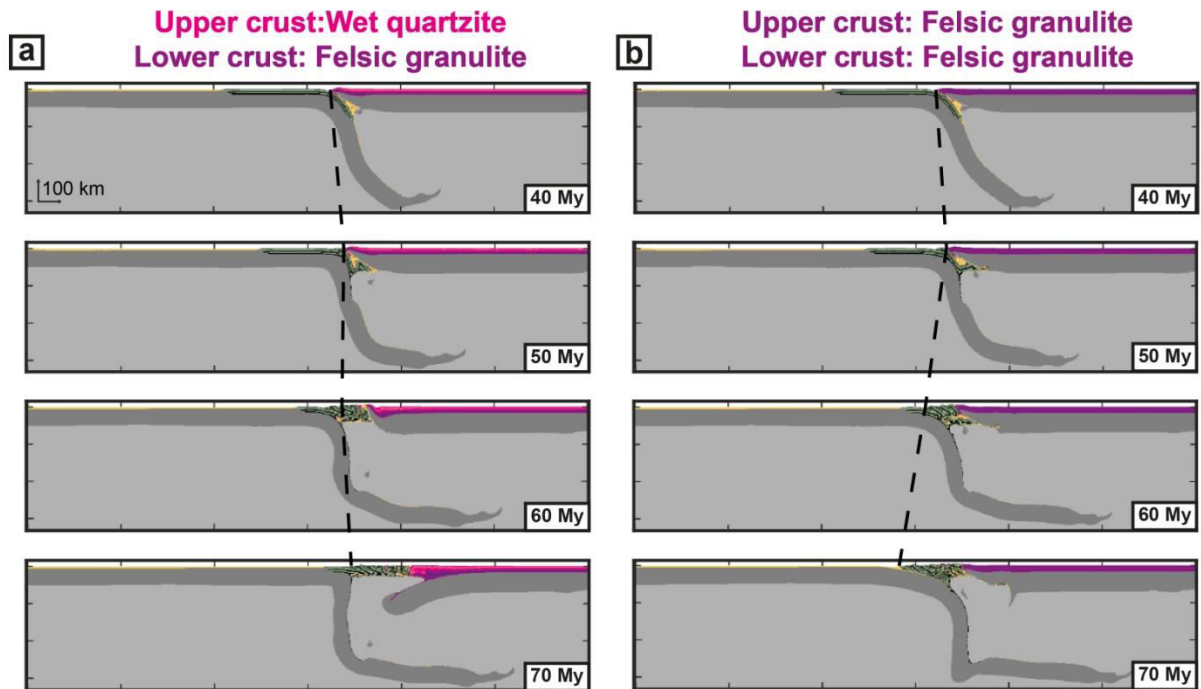


Figure 5.8. Evolution à grande échelle des modèles entre 40 et 70 Ma après l'initiation de la convergence. Le bloc continental entre en subduction après 30 Ma. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Au premier ordre, avec une croûte supérieure faible (figure 5.8, panneau de gauche), le bloc continental est exhumé vers la plaque supérieure dont le manteau lithosphérique se délamine. En comparaison, avec une croûte supérieure plus résistante (figure 5.8, panneau de droite; Article 3, section 3.2), le bloc continental est exhumé vers la plaque inférieure tandis que la plaque supérieure est peu déformée. L'évolution générale du modèle bi-couche croûte supérieure faible semble donc être identique à celle d'une croûte mono-couche de quartzite hydratée. Ainsi, une modification de la seule rhéologie de la croûte supérieure de la plaque chevauchante est suffisante pour influencer drastiquement à la fois l'exhumation du matériel crustal à l'interface de subduction, mais aussi la façon dont la plaque supérieure se déforme.

3.3.2. Influence de la rhéologie de la croûte inférieure

Afin de tester l'influence de la croûte inférieure, une seconde configuration a été mise au point:

- une croûte supérieure intermédiaire (granulite felsique);
- une croûte inférieure faible (quartzite hydratée).

La figure 5.9 présente le profil de résistance pour ce modèle.

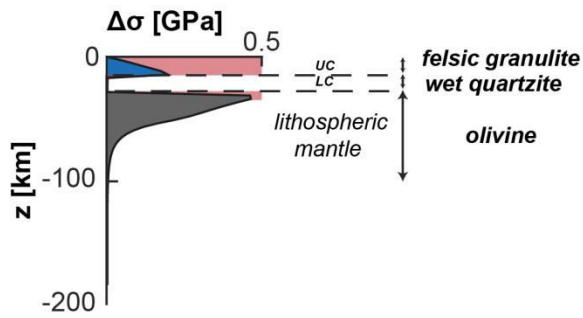


Figure 5.9. Profil de résistance pour la plaque supérieure, dérivé des paramètres rhéologiques (Table 1) pour une structure bi-couche de la croûte continentale avec une vitesse de déformation constante de $5e^{-14} \text{ s}^{-1}$.

Avec cette configuration, la croûte présente un niveau de découplage représenté par l'ensemble de la croûte inférieure.

La figure 5.10 présente l'évolution du modèle bi-couche (croûte inférieure faible, panneau de gauche) et de nouveau celle du modèle mono-couche granulite felsique présenté précédemment pour référence, 40, 50, 60 et 70 millions d'années après l'initiation de la convergence.

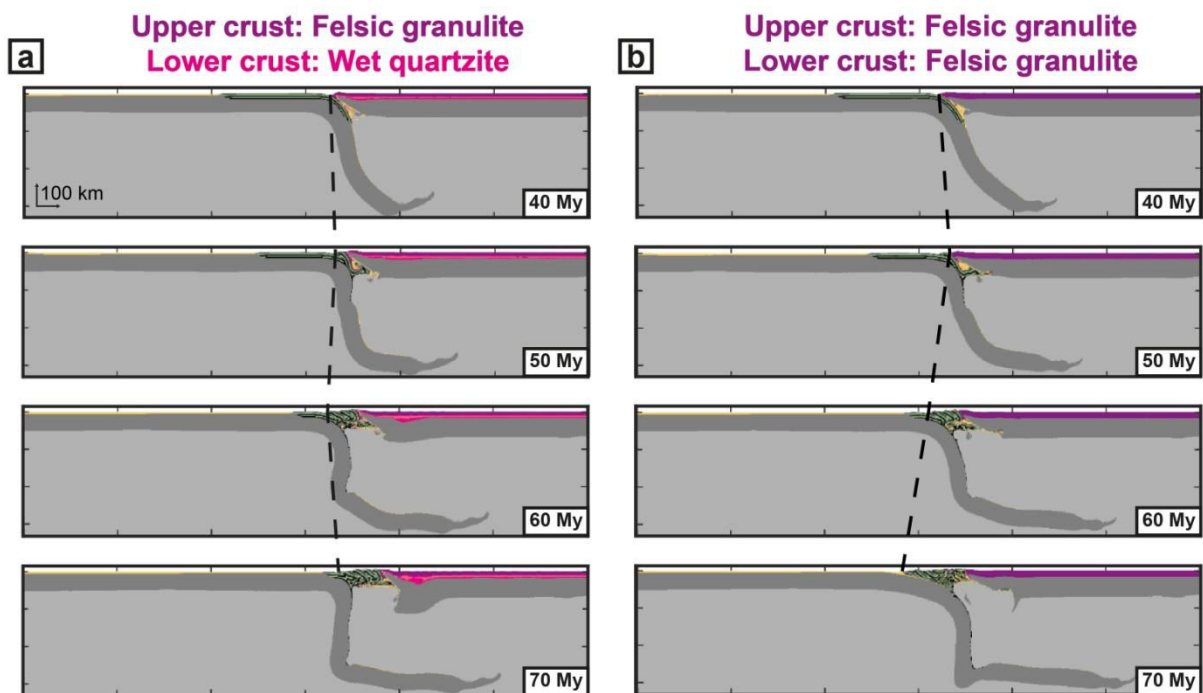


Figure 5.10. Evolution à grande échelle des modèles entre 40 et 70 Ma après l'initiation de la convergence. Le bloc continental entre en subduction après 30 Ma. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Avec une croûte inférieure faible, le bloc continental est également exhumé vers la plaque supérieure et le manteau lithosphérique commence à se délaminer (figure 5.10, panneau

de gauche). Cette évolution correspond donc au premier ordre, à celle d'une croûte mono-couche faible. Ainsi, une modification de la seule rhéologie de la croûte inférieure peut être suffisante pour influencer la direction d'exhumation du matériel crustal à l'interface de subduction et la façon dont la plaque supérieure se déforme.

3.4. Bilan

Les résultats issus des modèles de **convergence continent/continent** révèlent donc que la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure influence l'ensemble de la dynamique de subduction et collision. Ainsi, une **augmentation de la résistance de la croûte de la plaque supérieure** impacte différents paramètres:

- le **pendage diminue** (10°);
- la **fosse recule** d'environ 300 km alors qu'elle avance sur plus de 500 km avec une croûte faible;
- l'**exhumation** des unités de croûte continentale se produit *via* des **rétro-chevauchements** conduisant à un empilement d'écailles vers la plaque inférieure. Avec une croûte faible, l'exhumation est dirigée vers la plaque supérieure;
- la **déformation** de la plaque supérieure est **plus localisée** le long de l'interface, la plaque supérieure présente par conséquent moins de raccourcissement et aucune délamination n'est observée;
- la **topographie** est **plus élevée et localisée** à l'avant de la plaque supérieure. Un **plateau** plissé se forme dans le cas d'une **plaque supérieure faible**;

De plus, la seule présence d'une **croûte supérieure** ou **inférieure faible** suffit à présenter, au premier ordre, les **caractéristiques d'une croûte mono-couche faible**. Ce résultat atteste donc de l'impact majeur de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure puisqu'un affaiblissement rhéologique de 15 km dans la croûte supérieure ou inférieure modifie l'ensemble des caractéristiques présentées ci-dessus.

4. Synthèse, limites et perspectives

Les résultats obtenus aux travers de ces différentes expériences numériques montrent que les zones de convergence évoluent de manière très différente en fonction de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure, conduisant à des différences de premier ordre en terme de géométrie et de déformation.

Une plaque résistante est par définition moins facile à déformer. Ainsi dans le cas où la convergence est imposée par l'avancement de la plaque inférieure, la fosse est peu mobile au

cours de la subduction océanique. Avec une croûte faible, la fosse peut avancer au cours de la subduction océanique et le slab se verticaliser. Plus tard, la fosse continue d'avancer au cours et à la suite de l'exhumation du bloc continental de plus faible densité.

Dans toutes les configurations testées, l'exhumation est initiée environ au même moment (~40 Ma), *i.e.* après que le bloc continental ait atteint une profondeur d'environ 150 km. Cependant, en fonction de la rhéologie de la croûte, les modes d'exhumation sont très différents. Dans le cas d'une croûte monocouche faible, les unités détachées remontent le long de l'interface puis verticalement avant de s'orienter vers la plaque supérieure. Tandis que, dans la partie arrière du bloc, se forment des nappes par rétro-chevauchement, également charriées vers la plaque supérieure. Dans le cas d'une croûte monocouche résistante, les unités détachées remontent le long de l'interface tandis que dans les niveaux plus superficiels, des rétro-chevauchements se forment. Les nappes s'empilent au cours du temps et conduisent à un fort relief (~15 km).

Avec une croûte monocouche faible, la déformation est homogène dans l'ensemble de la plaque supérieure. Un niveau de découplage se forme entre la croûte et le manteau lithosphérique tandis que la partie supérieure de la croûte est plissée. Dans nos modèles, les moteurs de la subduction sont la poussée à l'arrière de la plaque inférieure (2 cm.an^{-1}) et la traction du panneau plongeant qui varie peu en fonction de la géométrie du slab. Avec une croûte faible, la plaque supérieure est extrêmement raccourcie, tandis que la croûte s'épaissit et le manteau lithosphérique est délaminé. Avec une croûte monocouche résistante, la déformation de la plaque supérieure est localisée le long de la fosse ce qui a pour conséquence de générer et maintenir un haut topographique à l'avant de la plaque supérieure. L'arrière de la plaque supérieure est quasi indemne de déformation.

Nos résultats mettent en évidence le rôle de premier ordre joué par la croûte de la plaque supérieure, et particulièrement par la rhéologie de sa partie crustale, sur la dynamique des zones de convergence.

Cette étude se focalisant sur l'importance de la rhéologie de la partie crustale de la plaque supérieure dans la dynamique des zones de convergence ouvre de nouvelles perspectives. Seuls des cas simples ont pour le moment été testés. Cette étude mériterait d'être étendue à une plus large gamme de paramètres d'entrée tout en développant une analyse plus finement poussée (*e.g.*, valeurs de profondeur atteintes par le bloc continental, chemin P-T associé à la subduction et l'exhumation de chaque bloc) de la dynamique résultante des zones de convergence.

Pour les modèles de convergence océan/continent, bien que présentant des différences (déformation, topographie), la géométrie du slab et le déplacement de la fosse semblent peu influencés par la rhéologie de la croûte. Il se pourrait que la vitesse de convergence imposée à la plaque inférieure choisie soit dans ce cas en équilibre avec la vitesse de subduction. En testant l'effet d'une vitesse plus faible ou plus rapide, un recul (vitesse plus faible) ou une avancée

(vitesse plus élevée) de la fosse pourraient être observés, notamment dans le cas d'une croûte faible, et des différences de géométrie plus importantes pourraient également apparaître.

Le rôle du paramètre vitesse serait également à tester sur la subduction et l'exhumation du bloc continental en lien avec la rhéologie de la plaque supérieure dans le cas d'une convergence continent/continent. De plus, la configuration actuelle ne permet pas une diminution de vitesse comme attendue au cours de la subduction continentale.

D'autres paramètres, en lien avec la structuration rhéologique de la croûte de la plaque supérieure seraient également à tester tels que l'épaisseur de la croûte et l'épaisseur relative de la croûte supérieure et inférieure, ainsi que le géotherme initial de la plaque supérieure.

Les premiers modèles avec une croûte bi-couche présentent des résultats intéressants. Il faudrait tester plus de combinaisons afin de traquer plus précisément le passage d'un mode (raccourcissement et délamination de la plaque supérieure) à un autre (recul de la fosse et plaque supérieure quasi indemne de déformation). Ce paramètre pourra être étudié en lien avec l'influence du nombre de niveaux de découplage. Cette perspective ouvre également à la réflexion sur le type de profil de résistance implémenté dans les modèles numériques.

Enfin, dans les modèles numériques thermo-mécaniques 2D décrits précédemment, le bloc continental présente toujours le même profil rhéologique (mono-couche granulite felsique). Il a été montré que la rhéologie de la plaque inférieure a une forte influence sur la dynamique de convergence et le mode d'exhumation du matériel crustal continental (*e.g.*, Li *et al.*, 2018) et qu'un contraste latéral de résistance au sein des orogènes impacte fortement la dynamique de collision et la géométrie de l'orogène (Vogt *et al.*, 2017). De plus, les résultats du chapitre 4 et du présent chapitre indiquent clairement que la rhéologie de la plaque supérieure et en particulier de sa partie crustale a une forte influence sur la dynamique globale de convergence. *Qu'en est-il du rapport de l'un sur l'autre?*

Dans la section suivante, je propose d'étudier l'influence de la rhéologie de la croûte du bloc continental vis-à-vis de la rhéologie de la croûte de la plaque supérieure via une étude paramétrique. J'y présente les tout premiers résultats de cette étude paramétrique également en cours.

5. Étude en cours: influence de l'entrée en subduction d'un bloc continental plus ou moins résistant

5.1. Premiers résultats...

Le but ici est désormais de tester l'influence de la rhéologie du bloc subduit vis à vis de plaques supérieures présentant différentes résistances. Pour cela, quatre configurations avec des croûtes monocouches ont été retenues. Les combinaisons testées sont les suivantes:

- bloc continental (BC) = quartzite hydratée \ croûte de la plaque supérieure (PS) = quartzite

hydratée;

- BC = quartzite hydratée \ croûte de la PS = diabase du Maryland;
- BC = diabase du Maryland \ croûte de la PS = quartzite hydratée;
- BC = diabase du Maryland \ croûte de la PS = diabase du Maryland.

- **Bloc continental faible (WQ) vs., plaque supérieure faible (WQ)**

La figure 5.11 présente l'évolution du modèle 30, 40, 50 et 60 millions d'années après l'initiation de la convergence.

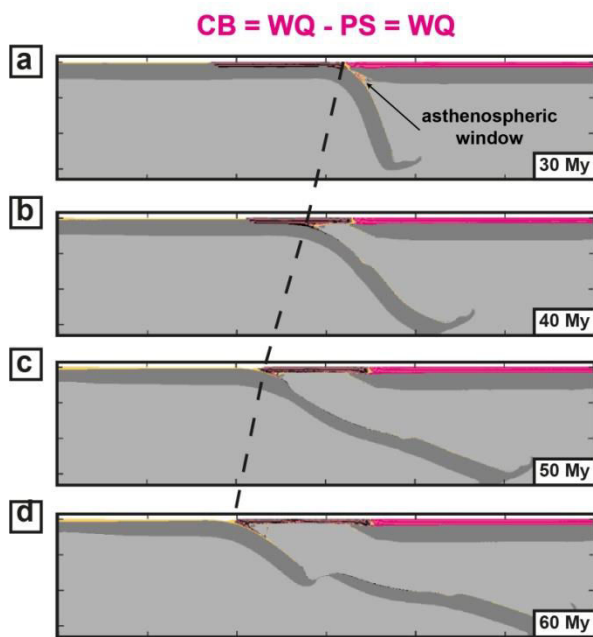


Figure 5.11. Evolution à grande échelle du modèle entre 30 et 60 Ma après l'initiation de la convergence. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Lorsque le bloc continental arrive au niveau de la fosse de subduction, le slab océanique présente un pendage fort favorisant la formation d'une fenêtre d'asthénosphère à l'interface (Figure 5.11.a). Presque 10 Ma sont ensuite nécessaires à l'initiation du découplage de la croûte inférieure du bloc continental. A partir de 40 Ma, le manteau lithosphérique sous le bloc continental est délaminé (Figure 5.11.b). Tant que la délamination se produit sous le bloc continental, l'avant du bloc continue d'avancer et l'ensemble présente du raccourcissement (Figure 5.11.c). C'est seulement quand la délamination atteint la plaque océanique que de l'extension est enregistrée au dessus du panneau plongeant (Figure 5.11.d).

- **Bloc continental faible vs., plaque supérieure résistant**

La figure 5.12 présente l'évolution du modèle 30, 40, 50 et 60 millions d'années après l'initiation de la convergence.

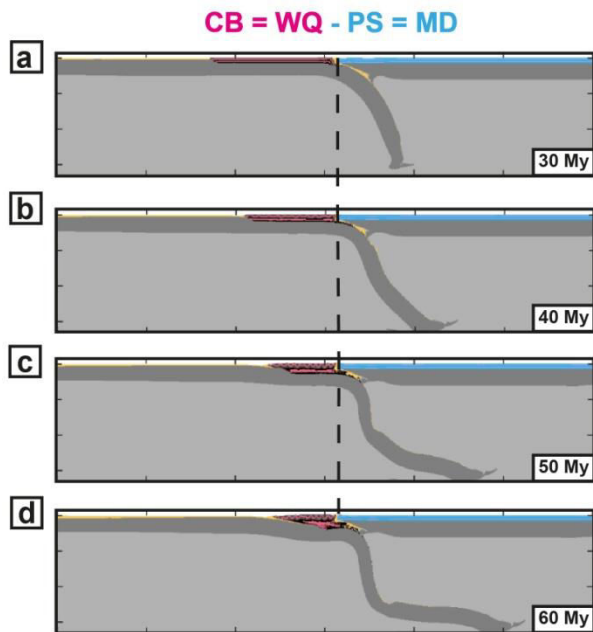


Figure 5.12. Evolution à grande échelle du modèle. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Avec cette configuration, la plaque supérieure résistante bloque la subduction du bloc continental (Figure 5.12.a). La croûte inférieure est découplée mais aucune délamination n'est observée (Figure 5.12.b). Le bloc continental accomode la déformation par de nombreux plis à l'entrée de la fosse de subduction (Figure 5.12.c). Après 60 Ma, la fosse est toujours quasi immobile (Figure 5.12d).

- **Bloc continental résistant vs., plaque supérieure faible**

La figure 5.13 présente l'évolution du modèle 50, 60, 70 et 80 millions d'années après l'initiation de la convergence.

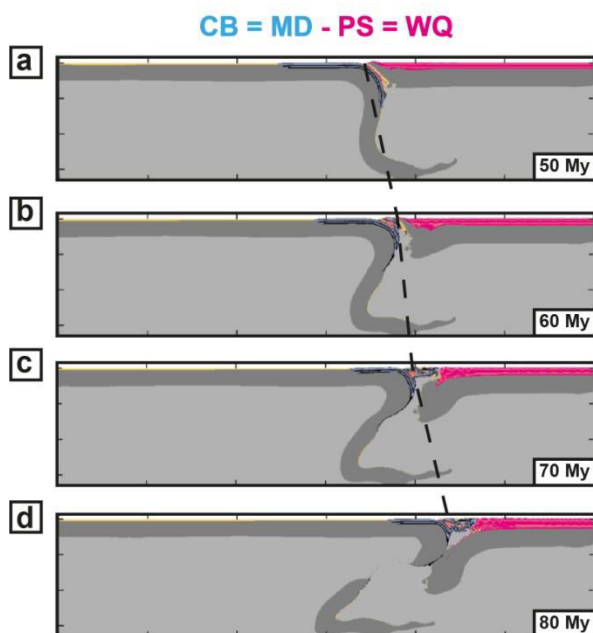


Figure 5.13. Evolution à grande échelle du modèle de 50 à 80 Ma. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Ici, le bloc continental subducte à grande profondeur ($z > 200$ km; Figure 5.13.a). Puis il est découplé et exhumé. Dans un premier temps, l'exhumation est verticale (Figure 5.13.b). Dans un second temps, le matériel exhumé s'oriente perpendiculairement au plan du pendage (Figure 5.13.c). Un niveau de décollement se forme sous la croûte inférieure et la croûte de la plaque supérieure accommode la déformation par plissement. Le manteau lithosphérique de la plaque supérieure est ainsi délaminé (Figure 5.13.d).

- **Bloc continental résistant vs., plaque supérieure résistant**

La figure 5.14 présente l'évolution du modèle 50, 60, 70 et 80 millions d'années après l'initiation de la convergence.

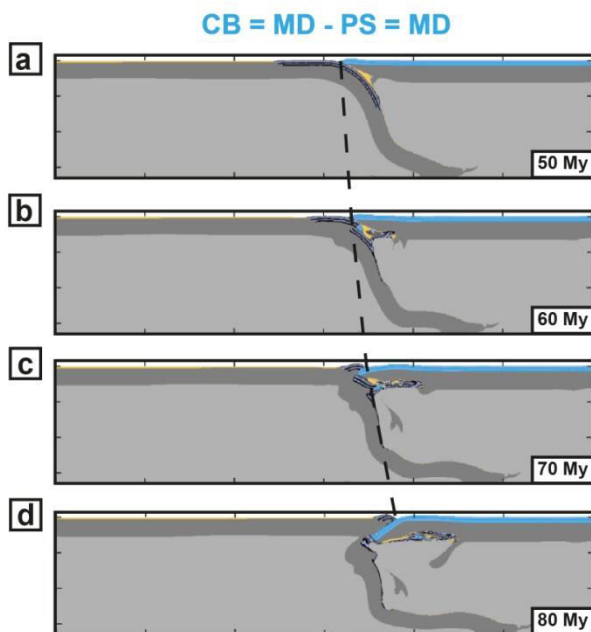


Figure 5.14. Evolution à grande échelle du modèle de 50 à 80 Ma. La ligne pointillée indique la position de la fosse de subduction au cours du temps.

Dans cette dernière configuration, le bloc continental subducte également à grande profondeur ($z > 200$ km; Figure 5.14.a). La suite de l'évolution du bloc continental se réalise en trois étapes. Le bloc est découplé et exhumé et va se sous plaquer à la plaque supérieure (Figure 5.14.b). Puis plusieurs failles d'échelle lithosphérique se forment proche de la surface correspondant à des chevauchements antithétiques (Figure 5.14.c). Enfin, un fragment de bloc passe sur la plaque supérieure et la subduction est inversée (Figure 5.14.d).

5.2. ...premier bilan

Chacune des configurations testées présentant une évolution qui lui est propre. Les résultats issus des premiers modèles testant l'influence de la **rhéologie** de la **croûte du bloc**

continental vis-à-vis de celle de la **croûte de la plaque supérieure** révèlent ainsi le "bras de fer" opposant le bloc en subduction à la plaque supérieure:

- un **bloc subductant faible** tend à se **délaminer** tandis que la **fosse recule**;
- un **bloc résistant subduit à grande profondeur** (> 200km) tandis que la **fosse avance**;
- une **plaque supérieure faible** tend à **accommoder la déformation** et à se **délaminer**;
- une **plaque supérieure résistante** est **peu déformée** et la déformation est plus **localisée à l'avant** de la plaque supérieure.

Une étude paramétrique des nombreuses combinaisons possibles (d'un bloc faible à un résistant vs. d'une plaque supérieure faible à une résistante) permettra d'une part de quantifier précisément l'influence de la rhéologie du bloc continental en subduction et d'autre part d'apporter de nouvelles contraintes utiles à appréhender la diversité des orogènes observables à la surface de la Terre.

6. Références bibliographiques

- Duretz, T., May, D. A., & Yamato, P. (2016). A free surface capturing discretization for the staggered grid finite difference scheme. *Geophysical Journal International*, 204(3), 1518-1530.
- Gerya, T. (2009). *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press.
- Li, F., Sun, Z., & Zhang, J. (2018). Influence of mid-crustal rheology on the deformation behavior of continental crust in the continental subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 117, 88-99.
- Mackwell, S. J., Zimmerman, M. E., & Kohlstedt, D. L. (1998). High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 975-984.
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, 456 pp.
- Vogt, K., Willingshofer, E., Matenco, L., Sokoutis, D., Gerya, T., & Cloetingh, S. (2017). The role of lateral strength contrasts in orogenesis: A 2D numerical study. *Tectonophysics*.

Chapitre 6

Synthèse, discussions et perspectives

Sommaire :

1. Synthèse : apports de ce travail pour la compréhension de la dynamique des zones de convergence.....	232
1.1. De la déformation cassante au sein de l'interface de subduction... ..	232
1.2. ...à l'influence majeure de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale	232
2. Discussion sur l'importance de la rhéologie de la lithosphère sur la dynamique des zones de convergence.....	234
2.1. Limites des modèles numériques	234
2.2. Implications des résultats dans la compréhension de la dynamique des zones de convergence.....	234
2.3.1. Déformation cassante : quels sont les processus mis en jeu?.....	234
2.3.2. Les fluides : l'œuf ou la poule?.....	236
2.3.3. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale	236
2.3.3.1. Quid de la rhéologie dans les modèles ?	236
2.3.3.2. Quid de la rhéologie dans les cas naturels ?.....	237
3. Perspectives	238
4. Références bibliographiques	240

Le présent chapitre synthétise l'ensemble des résultats majeurs obtenus au cours de ce travail de thèse sur la problématique de la rhéologie des matériaux impliqués au sein des zones de convergence. Les études pétrologiques et numériques que j'ai menées mettent en évidence une rhéologie "complexe" à l'interface de subduction et la forte influence de la rhéologie de la plaque supérieure, et en particulier de sa partie crustale, sur la dynamique de convergence. Les limites des méthodes utilisées dans le cadre de cette étude ainsi que les implications des résultats principaux sur notre compréhension de la dynamique des zones de convergence sont ensuite discutées. Enfin, les perspectives majeures sur lesquelles se termine ce travail de thèse sont présentées.

1. Synthèse : apports de ce travail pour la compréhension de la dynamique des zones de convergence

1.1. De la déformation cassante au sein de l'interface de subduction...

Mon étude d'analyse structurale et pétrologique réalisée au niveau de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie) a permis d'acquérir de nouvelles données sur les modes de déformation des roches *HP-BT* à l'interface de subduction. Ce travail de terrain et de pétrologie fine a révélé que les roches peuvent s'y déformer de manière ductile mais aussi cassante aux conditions *P-T* proches du pic de métamorphisme dans le faciès des éclogites. Cette nouvelle observation va à l'encontre d'une vision d'un mode de déformation des roches souvent considéré comme ductile à ces conditions. Dans les conditions du métamorphisme éclogitique et le contexte étudié, ces découvertes mettent en relief l'importance des hétérogénéités lithologiques (telles que des dykes ou filons mafiques par exemple) à la fois dans le développement d'une déformation localisée et la chenalisation des fluides.

En ce sens, l'enregistrement structural observé au Mont-Emilius me paraît d'une importance capitale car il témoigne de processus se déroulant au pic du métamorphisme à l'interface des zones de subduction. La déformation cassante a été mise en évidence à l'échelle du grain (grenats et omphacites fracturées), de l'échantillon (brèches d'éclogites) et de l'affleurement (centaine de mètres). A plus grande échelle, cela pose la question du mécanisme pouvant être à l'origine du découplage des unités métamorphiques et de l'initiation de l'exhumation. *Celle-ci se produit-elle à la faveur de la localisation de la déformation, et la circulation de fluides, le long de grandes zones de cisaillement intra-lithosphérique ou par le biais de chevauchements résultant d'une rupture des roches de l'interface ayant atteintes des contraintes trop élevées?*

1.2. ...à l'influence majeure de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale

Du point de vue de la modélisation numérique grande échelle, les expériences en 3D et 2D présentées ont démontré que la rhéologie de la plaque supérieure, ainsi que celle sa partie crustale seule, ont une influence de premier ordre sur la dynamique globale des zones de convergence.

Dans le cadre d'une **convergence océan/continent**, une modification de la résistance de la plaque supérieure et/ou de sa partie crustale a un impact sur plusieurs points:

- le **pendage du panneau plongeant**;
- la **déformation de la plaque supérieure**: avec une plaque supérieure plus résistante, la déformation est plus localisée le long de l'interface;
- la **topographie de la plaque supérieure**: avec une plaque supérieure moins résistante, elle est élevée proche de la fosse et plus diffuse vers l'arrière formant un vaste plateau.

Par ailleurs, une variation latérale de rhéologie, locale et perpendiculaire à la fosse entraîne une variation latérale du mode de subduction du panneau plongeant aboutissant à une géométrie 3D complexe du panneau plongeant et une variation latérale du recul de la fosse.

Dans le cadre d'une **convergence continent/continent**, une modification de la résistance de la plaque supérieure génère une modification :

- du **pendage du panneau plongeant**;
- du processus d'**exhumation**: avec une plaque supérieure moins résistante, le matériel crustal continental atteint des profondeurs moins importantes. Les modèles 3D présentent une phase d'éduction (non observée avec une plaque supérieure résistante) tandis que dans les modèles 2D, l'exhumation du matériel continental conduit à la mise en place d'une structure en dôme (vs. un empilement d'écailles crustales en présence d'une croûte résistante dans la plaque supérieure);
- du **déplacement de la fosse** et par conséquent de sa **courbure**: avec une plaque/croûte supérieure faible, la fosse présente des distances de déplacement plus importantes;
- de la **déformation de la plaque supérieure**: avec une plaque supérieure plus résistante, la déformation est plus localisée le long de l'interface;
- de la **topographie de la plaque supérieure**: avec une plaque supérieure moins résistante celle-ci se trouve élevée proche de la fosse et plus diffuse vers l'arrière formant un vaste plateau;

Des variations latérales de rhéologie, perpendiculaires ou parallèles à la fosse peuvent entraîner une modification du mode de subduction du panneau plongeant.

La seule présence d'une croûte de faible rhéologie entraîne une modification des paramètres présentés ci-dessus.

Ainsi, l'influence de la plaque supérieure semble se trouver amplifiée dans le cas d'une convergence continent/continent où les forces de volume sont accentuées par la faible densité des matériaux continentaux. Leur exhumation, facilitée par simple effet de contraste de densité, "implique" d'avantage la plaque supérieure et exacerbe son influence.

Chacune de ces études révèle, sous divers aspects, l'impact majeur de la rhéologie de la lithosphère dans les zones de convergence. Les paramètres impliqués (processus mécaniques, structuration verticale, variations latérales) amènent à revoir notre conception des zones de convergence. Ils devront être considérés dans les futurs modèles de zone de convergence.

2. Discussion sur l'importance de la rhéologie de la lithosphère sur la dynamique des zones de convergence

2.1. Limites des modèles numériques

Les modèles numériques exposés précédemment présentent, comme tous les modèles, de nombreuses simplifications. Par conséquent, ces outils n'ont pas vocation à reproduire exactement les données propres à chaque cas naturel comme ceux décrits Chapitre 2 section 2, mais demeurent tout de même très utiles pour différencier clairement les processus qui contrôlent leur structuration.

Les limites en lien avec chaque modèle (3D et 2D), associées aux problématiques respectives de chaque étude, sont présentées au sein des Articles 2 (*cf.*, Chapitre 4) et 3 (*cf.*, Chapitre 5), respectivement. Une limite à la comparaison directe entre les deux types de modèles réside, entre autre, dans le fait que leurs conditions limites sont différentes. En particulier, la convergence est uniquement contrôlée par les forces de gravité dans mes modèles 3D, tandis qu'elle est imposée par l'application d'une vitesse constante à la plaque inférieure (2 cm.an^{-1}) dans mes modèles 2D. Cela ne permet donc pas de comparer l'ensemble des résultats obtenus en détails mais permet néanmoins de mettre en évidence le rôle des conditions aux limites des modèles. Par exemple, dans les cas de la géométrie du slab et du déplacement de la fosse, la présence d'une plaque supérieure faible dans mes modèles 3D entraîne un recul de la fosse et un pendage faible tandis qu'elle entraîne une avancée de la fosse et une verticalisation du slab dans mes modèles 2D. Néanmoins, le couplage de ces deux modèles permet d'avoir une vision globale de l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure sur la dynamique de convergence. Dans l'exemple précédent, si les tendances sont opposées, l'information de premier ordre est qu'avec une plaque supérieure faible, le déplacement de la fosse est favorisé et la géométrie du slab est plus libre d'évoluer.

2.2. Implications des résultats dans la compréhension de la dynamique des zones de convergence

2.3.1. Déformation cassante : quels sont les processus mis en jeu?

Mon étude sur les éclogites de la klippe du Mont-Emilius confirme l'existence et l'importance des processus de déformation fragile au cours du métamorphisme dans les conditions *HP-BT* proches des conditions du pic du métamorphisme éclogitique. Les résultats permettent de discuter :

- 1) des processus possibles conduisant à la déformation cassante en profondeur, le long de l'interface de subduction, mais aussi des mécanismes à l'origine de l'alternance de déformation ductile et cassante à ces conditions (*cf.*, Article 1, Chapitre 3);
- 2) du rôle des fluides, indubitablement présents dans le cas présenté (*cf.*, Article 1, Chapitre 3; Article B, Annexes);

Dans les zones de subduction, la bréchification et la formation de fractures à *HP* peuvent être expliquées *via* différents processus, externes (*i.e.*, liés aux contraintes tectoniques) ou internes (*i.e.*, liés aux propriétés intrinsèques des éclogites). Lorsqu'elles subduisent aux conditions *HP-BT*, les roches enregistrent de fortes contraintes cisailantes liées à la dynamique de subduction. A l'initiation de l'exhumation, quand les unités métamorphiques se détachent du slab en subduction, l'état des contraintes subies par les roches change (Yamato et Brun, 2017). Ce changement peut être responsable de la fracturation en profondeur et peut possiblement conduire à la formation de brèches (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012; Godard and Van Roermund, 1995; Van Roermund and Boland, 1981). Cependant, si une contrainte différentielle assez élevée peut conduire à la fracturation, l'estimation de sa magnitude reste malheureusement très difficile. L'état de contraintes est par contre toujours proche de l'état de contraintes nécessaire à la rupture et l'atteint parfois. Dans le cas des roches de la klippe du Mont-Emilius cela pourrait expliquer les multiples épisodes de déformation cassante.

Pour déclencher la fracturation, le processus d'éclogitisation lui-même peut également être invoqué (*e.g.*, Bjornerud *et al.*, 2002, Philippot et Van Roermund, 1992). En effet, la modification des propriétés chimiques et physiques du matériel enfoui pourrait avoir une incidence considérable sur la manière dont les roches réagissent aux contraintes en profondeur. En particulier, l'éclogitisation progressive, aidée par la déformation et l'infiltration de fluides, peut conduire aux changements minéralogiques et donc aux variations des propriétés mécaniques à ces conditions *P-T*. Par conséquent, cela pourrait affecter la dynamique de la zone de subduction en modifiant à la fois la densité et la rhéologie du matériel crustal progressivement subduit (*e.g.*, Austrheim and Engvik, 1997). La diminution de volume des roches associée à leur éclogitisation peut alors être suffisamment importante pour générer des contraintes internes permettant la fracturation (*e.g.*, Jamtveit *et al.*, 2016).

La circulation de fluides le long de l'interface pourrait aussi participer à une chute des contraintes que les roches peuvent soutenir, et donc à la rupture. Les fluides améliorent la localisation des contraintes et contrôlent donc la rhéologie des roches en abaissant leur point de rupture frictionnelle (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2015; Austrheim and Engvik, 1997; Bjornerud *et al.*, 2002; Hacker *et al.*, 2003). D'une part, il a été démontré que le relargage de fluides lors de la déstabilisation des minéraux hydratés avec des températures croissantes peut générer des structures témoignant d'une déformation fragile telles que des veines (*e.g.*, Gao *et al.*, 2007; Philippot et Selverstone, 1991) et des brèches tectoniques (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012). En particulier, les fluides peuvent être responsables d'une augmentation de la pression interne, conduisant à une déformation fragile par les processus d'hydrofracturation (*e.g.*, Davies,

1999;Healy *et al.*, 2009). D'un autre côté, la fracturation permet le pompage et la localisation des circulations de fluide (*e.g.*, Sibson, 1981, Mancktelow, 2006). Ce processus peut ensuite aider à la rééquilibration des minéraux et faciliter, par affaiblissement des matériaux désormais "hydratés", à de la déformation ductile entre deux épisodes cassants.

2.3.2. Les fluides : l'œuf ou la poule?

Par conséquent, un problème fondamental commun à toutes les interfaces de subduction reste à résoudre. Il s'agit de comprendre si les fluides induisent la fracturation ou, inversement, si la fracturation est responsable de la circulation de fluides. Dans ce dernier cas, la fracturation déclenchée par une surpression de fluides requiert la production ou l'arrivée de fluides dans un volume de roches.

Ce point soulève alors de nouveau d'autres questions: *quelle est la quantité de fluides nécessaire à la fracturation à ces conditions HP-BT? Comment les fluides percolent et circulent-ils ?* L'hydrofracturation du toit du mur (Davies, 1999) ou la propagation d'onde de porosité (*e.g.*, Connolly, 2010) peuvent être envisagées comme processus possibles. La formation de brèches et la création d'une porosité peut permettre le pompage de fluides de la région de l'interface.

2.3.3. Influence de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale

Les études numériques 3D et 2D que j'ai effectuées révèlent le rôle fondamental de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale. Cette contribution a des implications sur :

- les modèles de zone de convergence;
- notre compréhension des cas naturels.

2.3.3.1. Quid de la rhéologie dans les modèles ?

Les paramètres fondamentaux contrôlant le profil rhéologique (*e.g.*, géotherme, épaisseur de la croûte et de la lithosphère, matériel considéré) de la plaque supérieure et de sa partie crustale mais aussi de l'interface ont un effet important et ne peuvent donc plus être négligés dans les modèles qui s'intéressent à la dynamique des zones de convergence. En effet, ces paramètres influencent de nombreux processus, tels que le pendage du slab, le déplacement de la fosse, le mode d'exhumation, la déformation de la plaque supérieure, la cinématique de la convergence ou encore la chronologie des événements géodynamiques. Les négliger conduit à sur- ou sous-estimer ces processus et induit un biais dans les résultats.

De plus, mes résultats numériques ouvrent à la réflexion sur les matériaux (et lois de fluage associées) utilisés dans les modèles ainsi que le degré de complexité requis. D'une part, j'ai montré qu'une variation même fine dans la rhéologie de la plaque supérieure (variation latérale de rhéologie perpendiculairement à la fosse de subduction, modèles 3D) et de la

croûte (supérieure ou inférieure, modèles 2D) impacte la dynamique globale de convergence. D'autre part, *via* les modèles 2D, j'ai également montré qu'une tendance entre les modèles faibles et résistant se dégage. En d'autres termes, il semblerait que la résistance intégrée de la croûte soit suffisamment représentative. *Ainsi, si une croûte faible bi-couche présente les mêmes tendances qu'une mono-couche, jusqu'à quel point la complexité des profils rhéologiques est-elle justifiée?* La réponse résidera dans le but de l'étude qui sera menée. Si l'étude s'intéresse au rôle de la rhéologie sur un paramètre particulier ou si elle s'applique à un cas naturel spécifique, il est crucial de tester, si possible, le profil le plus en adéquation avec les caractéristiques issues de ce cas naturel.

Les gammes de valeurs obtenues pour les paramètres influencés par la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale fournissent des contraintes cruciales (*e.g.*, structure de la lithosphère en profondeur, évolution cinématique du déplacement de la fosse, valeurs de pression et température subies par les roches en profondeur le long de l'interface de subduction, répartition des faciès métamorphiques au sein des orogènes et patterns de déformation et profil topographique grande échelle) permettant, en association avec les données issues des études tomographique, sismique, de terrain et de pétrologie, d'estimer la rhéologie passée des lithosphères en convergence et d'améliorer notre compréhension globale de ces objets.

2.3.3.2. *Quid de la rhéologie dans les cas naturels ?*

L'existence à la surface de la Terre de deux types de lithosphères, océanique et continentale, implique qu'au niveau des zones de convergence, quatre types de convergence puissent exister. Les zones de subduction océan-océan n'ont cependant pas fait l'objet d'études particulières dans le cadre de ce travail car la majorité des zones de subduction océanique se trouve dans des systèmes où la plaque supérieure est de type continental (~70% des cas; Lallemand *et al.*, 2009). Le processus d'obduction a également été mis de côté. Ce travail s'est donc principalement focalisé sur les zones de convergence océan/continent et continent/continent avec une vision globale de ces dernières puisque l'objectif était de préciser l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure et de sa partie crustale, au premier ordre, dans une configuration simple et valable pour l'ensemble des zones de convergence.

Les modèles présentés dans cette thèse n'ont donc pas été réalisés dans le but de représenter spécifiquement un cas naturel particulier. De plus, la synthèse des caractéristiques des zones de convergence présentée dans la section 2 du Chapitre 2 illustre la difficulté de réaliser un modèle directement applicable à une zone particulière. En effet, les gammes de valeurs des paramètres nécessaires (*e.g.*, épaisseur de la croûte, épaisseur de la lithosphère, température au Moho, vitesse de convergence), sont très hétérogènes à la fois dans l'espace, entre les zones et au sein d'une même zone, ainsi qu'au cours du temps.

Les modèles effectués présentent un bloc continental relativement long (750 km), bordé par deux lithosphères océaniques (modèles 3D) ou poussé à l'arrière (modèles 2D). Un cas d'application pourrait alors être le système de convergence **Inde/Asie**. Les résultats

obtenus dans nos simulations numériques peuvent alors être comparés aux observations existantes pour cette zone de convergence. Les principales caractéristiques de la convergence Inde-Asie pouvant être comparées aux sorties de mes modèles sont:

- une fosse en avancée présentant une forme arquée en carte (*e.g.*, Capitanio et Replumaz, 2013);
- la présence de roches de *HT* (migmatites) exhumées dans l'arrière pays (*e.g.*, Searle et Fryer, 1986; Grujic *et al.*, 2011);
- une déformation diffuse au sein de la plaque supérieure et une topographie marquée par la présence d'un large plateau, le plateau tibétain (*e.g.*, Beaumont *et al.*, 2001, 2004; Clark and Royden, 2000; Dewey *et al.*, 1986; Godin *et al.*, 2006; Nabelek *et al.*, 2009; Powell, 1986; Pusok et Kaus, 2015; Royden *et al.*, 1997);
- une possible extrusion de la croûte inférieure (*e.g.*, Nelson *et al.*, 1996);
- la délamination du manteau lithosphérique de la plaque supérieure (*e.g.*, Tilmann *et al.*, 2003, Tapponnier *et al.*, 2001).

Toutes ces caractéristiques se retrouvent aussi bien dans nos modèles 3D et 2D lorsque la lithosphère chevauchante ou sa partie crustale présentent une résistance faible (modèle WOP en 3D, Chapitre 4; modèle WOC en 2D, Chapitre 5). Néanmoins, la configuration choisie pourrait être encore modifiée pour être mieux adaptée aux caractéristiques spécifiques de cette zone (*e.g.*, vitesse de convergence plus élevée de l'ordre de 4 à 5 cm.an⁻¹; plaque supérieure présentant une structure héritée assimilable à l'accrétion de plusieurs blocs; conditions limites permettant l'extrusion sur un bord latéral). Cependant, ce résultat pourrait avoir un fort impact dans le débat opposant un modèle de déformation fragmentée à grande échelle conduisant à l'individualisation de blocs rigides (*e.g.*, Avouac et Tapponnier, 1993; Royden *et al.*, 2008) et un modèle de déformation plus diffuse de la lithosphère intégrant néanmoins des zones de cisaillement majeures (*e.g.*, Tapponnier *et al.*, 2001; Zhang *et al.*, 2004) en se positionnant à la faveur du second.

En l'état, il paraît plus difficile de faire une comparaison directe avec les autres zones de convergence. En effet, il faudrait tout d'abord modifier la configuration initiale du modèle en l'adaptant plus précisément au cas d'étude choisi. Ainsi, dans le cas des **Andes**, il faudrait par exemple modifier les conditions limites de la plaque supérieure en lui imposant un mouvement vers la fosse. Dans le cas **Egéen**, il faudrait tester un bloc continental plus petit (~300 km; Tirel *et al.*, 2013). Dans le cas du **Zagros**, il faudrait placer une couche faible en surface (niveau de sel d'Hormuz; *e.g.*, Agard *et al.*, 2011). Dans le cas **Alpin**, il faudrait prendre en compte la subduction de deux océans (océans Piémontais et Valaisans; *e.g.*, Agard et Lemoine, 2003). Les modèles présentés au cours de ce travail de thèse constituent donc une base solide pour de futures études cherchant à simuler plus spécifiquement le contexte géodynamique d'une zone en particulier.

3. Perspectives

(1) Quels sont les mécanismes acteurs de la déformation cassante au niveau de l'interface? Quels sont les liens reliant la circulation des fluides, l'éclogitisation, la localisation de la déformation et la sismicité aux conditions HP-BT?

Les mécanismes acteurs de la déformation cassante sont cruciaux à définir pour mieux comprendre les processus d'enfouissement, détachement et exhumation mis en jeu ainsi que la signification de certaines données observées (*e.g.*, signification des valeurs de pression; *e.g.*, Yamato et Brun, 2017) et ainsi apporter un éclairage nouveau sur l'interface des zones de subduction. Pour cela, il faudrait tout d'abord multiplier les études de terrain (*e.g.*, Arc de Bergen en Norvège, Sistân en Iran, île de Groix en France ou encore Suture Franciscaine en Californie) afin de compiler un maximum de contraintes naturelles sur :

- les mécanismes de déformation: *la déformation cassante est-elle toujours enregistrée en alternance avec des épisodes de déformation ductile? est-elle systématiquement enregistrée par les grenats et les omphacites (comme observé dans les brèches d'éclogite de la klippe du Mont-Emilius) ou se localise-t-elle préférentiellement dans une phase minérale particulière?*
- les conditions P-T: *les événements de fracturation se produisent-ils toujours aux mêmes conditions P-T?*
- les teneurs en fluide: *la déformation cassante est-elle assimilable aux zones pauvres en fluide? ou inversement aux zones où une arrivée de fluide massive est possible? une tendance dans les sources des fluides se distingue-t-elle?*
- le volume de roche éclogitisée : *la déformation cassante est-elle plutôt associée à des boudins isolés ou des grandes zones éclogitisées?*

Des tendances générales dans ces contraintes fourniraient des premiers éléments de réponse. Elles seraient ensuite utiles à définir des modèles numériques haute résolution incluant la présence de fluide et les réactions métamorphiques et pouvant simuler des processus de bréchification à différentes échelles (*i.e.*, de l'échelle du grain à l'échelle de l'interface).

(2) Quelle est l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure vis-à-vis des autres paramètres qui contrôlent la dynamique des zones de convergence?

Les modèles réalisés aux cours de ce travail de thèse indiquent que la rhéologie de la plaque supérieure a une influence majeure sur la dynamique de convergence. Il faudrait à présent également tester l'influence relative de ce paramètre vis-à-vis d'autres paramètres tels que la rhéologie de la plaque inférieure ou la vitesse de convergence, par la réalisation d'une étude paramétrique quantitative.

(3) Quelle est la rhéologie de la plaque supérieure des zones de convergence naturelles ? Les caractéristiques rhéologiques de chacune de ces zones permettent-elles d'expliquer au premier ordre leur variabilité ?

Dans le but de mieux comprendre la dynamique des zones de convergence ayant conduit à la mise en place des orogènes actuellement observables (*e.g.*, Andes, Himalaya, Andes) il est désormais crucial d'essayer de rapprocher les modèles configurés au cours de ce

travail de thèse de ces cas naturels précis. En ce sens, une première étape serait de poursuivre les premiers tests réalisés présentant des variations latérales de rhéologie, plus proches des plaques supérieures naturelles pouvant présenter des arcs volcaniques, des bassins d'arrière arc, des crâtons, ou encore les marques de la juxtaposition de terrains accrétés, pour quantifier plus précisément leur rôle puis de complexifier d'avantage les géométries testées en adéquation avec la cible d'intérêt. A la vue des premiers résultats de l'étude paramétrique en cour (Chapitre 5, section 5), il semblerait également important de tester l'influence de la rhéologie de l'unité entrant en subduction, sa taille, ainsi que les vitesses de convergences appliquées.

4. Références bibliographiques

- Agard, P., & Lemoine, M. (2003). Visage des Alpes: Structure et évolution géodynamique.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., ... & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725.
- Angiboust S., Agard P., Yamato P., & Raimbourg H., 2012a. Eclogite breccias in a subducted ophiolite: a record of intermediate-depth earthquakes?, *Geology*, v.40, p.707-710, doi:10.1130/G32925.1
- Angiboust, S., Kirsch, J., Oncken, O., Glodny, J., Monié, P., Rybacki, E., 2015. Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16 (6), 1905–1922.
- Austrheim, H., Engvik, A.K., 1997. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In: Jamtveit, B., Yardley, B.W.D. (Eds.), *Fluid Flow and Transport in Rocks: Mechanisms and Effects*. Chapman & Hall, pp. 123–138.
- Avouac, J. P., & Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, 20(10), 895-898.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865), 738.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Medvedev, S. (2004). Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B6).
- Bjørnerud, M.G., Austrheim, H., Lund, M.G., 2002. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107 (B10).
- Capitanio, F. A., & Replumaz, A. (2013). Subduction and slab breakoff controls on Asian indentation tectonics and Himalayan western syntaxis formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(9), 3515-3531.
- Clark, M. K., & Royden, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8), 703-706.
- Connolly, J.A.D., 2010. The mechanics of metamorphic fluid expulsion. *Elements* 6 (3), 165–172.
- Davies, J.H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction zone magmatism, *Nature*, v. 398, p. 142–145.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., & Şengör, A. M. C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 1-36.

- Gao, J., John, T., Klemd, R., Xiong, X., 2007. Mobilization of Ti–Nb–Ta during subduction: evidence from rutile-bearing dehydration segregations and veins hosted in eclogite, Tianshan, NW China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71 (20), 4974–4996.
- Godard, G., Van Roermund, H.L.M., 1995. Deformation-induced clinopyroxene from eclogites. *J. Struct. Geol.* 17, 1425–1443.
- Godin, L., Grujic, D., Law, R. D., & Searle, M. P. (2006). Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 268(1), 1-23.
- Grujic, D., Warren, C. J., & Wooden, J. L. (2011). Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. *Lithosphere*, 3(5), 346-366.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A., Holloway, S.D., 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108 (B1).
- Healy, D., Reddy, S.M., Timms, N.E., Gray, E.M., Brovarone, A.V., 2009. Trench-parallel fast axes of seismic anisotropy due to fluid-filled cracks in subducting slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 283, 75–86.
- Jamtveit, B., Austrheim, H., Putnis, A., 2016. Disequilibrium metamorphism of stressed lithosphere. *Earth Sci. Rev.* 154, 1–13.
- Lallemand, S. (1999). La subduction océanique. *Pour la Science*, (259), 108.
- Mancktelow, N.S., 2006. How ductile are ductile shear zones? *Geology* 34, 345–348.
- Nábělek, J., Hetényi, G., Vergne, J., Sapkota, S., Kafle, B., Jiang, M., & Huang, B. S. (2009). Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, 325(5946), 1371-1374.
- Nelson, K. D., Zhao, W., Brown, L. D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., ... & Kind, R. (1996). Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274(5293), 1684-1688.
- Philippot, P., Selverstone, J., 1991. Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106 (4), 417–430.
- Philippot, P., and van Roermund, H.L.M., 1992, Deformation processes in eclogitic rocks: Evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones, *Journal of Structural Geology*, 14:1059–1077
- Powell, C. M. (1986). Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(1), 79-94.
- Pusok, A. E., & Kaus, B. J. (2015). Development of topography in 3-D continental-collision models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(5), 1378-1400.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., King, R. W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., & Liu, Y. (1997). Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *science*, 276(5313), 788-790.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C., & van der Hilst, R. D. (2008). The geological evolution of the Tibetan Plateau. *science*, 321(5892), 1054-1058.
- Searle, M. P., & Fryer, B. J. (1986). Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 185-201.

- Sibson, R.H., 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. *Earth-quake prediction* 593–603.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., & Jingsui, Y. (2001). Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *science*, 294(5547), 1671-1677.
- Tilmann, F., Ni, J., & INDEPTH III, S. T. (2003). Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet. *Science*, 300(5624), 1424-1427.
- Van Roermund, H.L.M., Boland, J.N., 1981. The dislocation substructures of naturally deformed omphacites. *Tectonophysics* 78, 403–418.
- Yamato, P., & Brun, J. P. (2017). Metamorphic record of catastrophic pressure drops in subduction zones. *Nature Geoscience*, 10(1), 46.
- ZHANG, P., SHEN, Z., WANG, M., GAN, W., BÜRGMANN, R., MOLNAR, P., WANG, Q., NIU, Z., SUN, J., WU, J., HANRONG, S. et XINZHAO, Y. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32(9):809–812.

Chapitre 7

Conclusion générale

Ce travail de thèse avait un double objectif:

1- Préciser le comportement rhéologique des roches au niveau de l' interface de subduction aux conditions P-T du faciès éclogitique.

2- Caractériser et quantifier l' influence de la rhéologie de la plaque supérieure, et plus spécifiquement, le rôle de sa partie crustale, sur l' évolution spatio-temporelle des zones de convergence.

Concernant le premier point, une analyse multi-échelle (*i.e.*, de l'analyse structurale à l'échelle de l'affleurement sur le terrain jusqu'à l'analyse de la déformation en lame mince) couplée à des analyses pétrologiques fines m'ont permis d'acquérir des informations directes sur les modes de déformation à l' interface de subduction. Cette étude, réalisée au niveau de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie), a permis d'acquérir de nouvelles données sur les modes de déformation des roches *HP-BT* en mettant en évidence que les roches peuvent se déformer de manière cassante à l' interface de subduction, aux conditions *P-T* proches d' un pic de métamorphisme dans le faciès des éclogites. L' enregistrement d' un tel mode de déformation, au sein de roches à des pressions de 2.0-2.5 GPa et des températures de 500-550 °C, est d' une importance capitale car il renseigne sur les processus associés au découplage d' unités métamorphiques au pic du métamorphisme. Ce résultat permet également de suggérer que l'état de contrainte que peuvent soutenir les roches au niveau de l' interface n'est probablement pas négligeable remettant ainsi en question le paradigme d' un comportement ductile sans résistance au niveau de l' interface de subduction.

Du point de vue de la modélisation numérique grande échelle, l'étude quantitative alliant modélisation numérique thermo-mécanique 3D et 2D de zones de convergence a montré que la rhéologie de la plaque supérieure ainsi que celle de seule sa partie crustale ont une influence de premier ordre sur la dynamique globale des zones de convergence tant dans le cas de zones de convergence océan/continent que continent/continent.

La combinaison des méthodes de pétrologie et d' analyse de la déformation d' une part et de modélisation numérique 3D et 2D d' autre part, a permis de préciser et de quantifier l' influence de la rhéologie des lithosphères impliquées dans les zones de convergence sur la dynamique de ces zones. Mon travail montre qu' en fonction de sa structuration rhéologique, à différentes échelles, la lithosphère contrôle la dynamique de l' ensemble des éléments structuraux constituant les zones de convergence (plaque inférieure, fosse de subduction, manteau asthénosphérique supérieur, plaque supérieure et interface de subduction) et de nombreux processus liés à la dynamique de ces zones (enfouissement du slab dans le manteau asthénosphérique, découplage et exhumation du matériel crustal continental, déplacement de la fosse, cinématique de la subduction et de la fosse). Les nouvelles données présentées montrent ainsi l' impact majeur de la rhéologie de la lithosphère dans les zones de

convergence. La mise en évidence d' une déformation cassante à l' interface et du rôle majeur de la plaque supérieure remet ainsi en question notre vision actuelle des zones de convergence. Les données issues de ce travail de thèse présentent de nombreuses implications vis à vis des mécanismes acteurs de la déformation cassante au niveau de l' interface de subduction et de notre compréhension des zones de convergence naturelles et ouvrent ainsi diverses perspectives tant d'un point de vue pétrologique que d'un point de vue modélisation.

Annexes

Annexe A



Slab dip, surface tectonics: How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate?



Benjamin Guillaume^{a,*}, Solenn Hertgen^a, Joseph Martinod^b, Nestor G. Cerpa^c

^a Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, Rennes F-35000, France

^b ISTerre, Université de Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, F-73376 Le Bourget du Lac, France

^c Department of Earth Sciences, University of Oxford, South Parks Road, Oxford OX1 3AN, United Kingdom

ARTICLE INFO

Keywords:

Subduction
Analogue modeling
Upper plate velocity
Slab dip
Plate deformation
Transient subduction

ABSTRACT

We present analogue models simulating the subduction of an oceanic lithosphere beneath an overriding plate advancing at variable rates. The convergence velocity is imposed by lateral boundary conditions in this experimental set. We analyze the geometry of the slab and the deformation of the overriding plate. Experiments confirm the strong correlation between the absolute velocity of the overriding plate on the one hand, the geometry of the subducting plate and the deformation of the overriding plate on the other hand. Following an instantaneous change in kinematic boundary conditions, the subduction system progressively shifts to a new steady-state regime. Models suggest that the adjustment time necessary to shift from the previous to the new equilibrium is independent of the imposed upper plate velocity. Transient stage lasts $\sim 12.5 \pm 6$ m.y. for the shallow slab dip (100–150-km depth), $\sim 29.2 \pm 10$ m.y. for the deeper slab dip (300–350-km depth), and $\sim 2.2 \pm 2$ m.y. for the upper plate deformation. The analysis of present-day subduction zones and their evolution through the last 20 m.y suggests an adjustment time of ~ 15 m.y. for shallow slab dip and ~ 20 m.y. for deep slab dip in Nature. Since only few subduction zones have shown a constant upper plate velocity over the last 15 m.y., it suggests that most of them are in a transient stage at present-day.

1. Introduction

There is an ongoing debate on the causes of slab dip and overriding plate tectonics variability observed around subduction zones on Earth. The dynamics of subduction, indeed, result from the interaction between the sinking slab, mantle, and the overriding plate. Then, the numerous parameters that characterize the mechanical properties of the subducting and overriding plates and of the surrounding mantle may interact in and partly control the characteristics of subduction. Analogue and numerical models reproducing the dynamics of subduction suggest that the dip of the slab and the upper plate deformation depend both on properties of the subducting plates (velocity, thickness, buoyancy, strength) (e.g., Bellahsen et al., 2005; Espurt et al., 2008; Guillaume et al., 2009; Gibert et al., 2012; Martinod et al., 2013; Cerpa et al., 2014), mantle properties or slab/mantle interactions (stratification, regional mantle flow, slab anchoring) (e.g., Funicello et al., 2004; Schellart, 2007; Billen and Hirth, 2007; Ficini et al., 2017; Faccenna et al., 2017), overriding plate properties (nature, velocity, strength, thickness) (e.g., Sobolev and Babeyko, 2005; Yamato et al., 2009; Roda et al., 2011; Rodríguez-González et al., 2012), or the coupling between

the subducting and overriding plate (e.g., Tan et al., 2012; Duarte et al., 2013). Another attempt to constrain the effect of different parameters that control the dynamics of subduction has been done considering the statistical analysis of present-day subduction zones Jarrard, 1986; Cruciani et al., 2005; Lallemand et al., 2005 Heuret and Lallemand, 2005; Heuret et al., 2007; Schellart, 2008b). These analyses highlight that among all the parameters that may influence the dynamics of subduction, the absolute velocity of the overriding plate exerts a major control on slab dip and overriding plate tectonics. The analysis published by Lallemand et al. (2005) evidences only two parameters exerting a statistically significant effect on the subduction zone characteristics: the upper plate velocity and its geological characteristics (oceanic vs. continental lithosphere), which may reflect the effect of the overriding plate thickness. Their analysis shows that the dip of the slab does not correlate neither with the age and buoyancy of the subducting plate, nor with the subduction (convergence) velocity at trench. It does not necessarily mean that these parameters do not influence the process of subduction, but that their influence is probably too small to be evidenced and in any case smaller than that of the upper plate motion and thickness.

* Corresponding author.

E-mail address: benjamin.guillaume@univ-rennes1.fr (B. Guillaume).

The analysis of the characteristics of some subduction zones through time also gives insights on parameters controlling the dynamics of subduction. For instance, in the Central Andes, tectonic shortening and uplift only starts during Upper Cretaceous while subduction under this portion of the South American continent was active since at least the Jurassic (e.g. Coira et al., 1982; Martinod et al., 2010; Ramos, 2010). The change in tectonic regime has been accompanied by a progressive decrease of the dip of the slab beneath South America (e.g., Ramos, 2010). It has been proposed to result from the opening of the South Atlantic ocean that drives the westward motion of the South American plate (Frutos, 1981; Silver et al., 1998; Jarrard, 1986; Martinod et al., 2010).

In a series of analogue models, Heuret et al. (2007) confirm that there is a strong correlation between absolute motion of the overriding plate and i) tectonics ($R = -0.81$) and ii) slab dip ($R = -0.89$). However, the analysis of present-day subduction zones shows weaker cross-correlations for the same parameters. In the HS3-NUVELIA reference frame for instance, the correlation between slab dip and absolute velocity of the overriding plate gives $R = -0.33$ considering all subduction zones (Lallemand et al., 2005). Considering only subduction zones with slabs anchored at the upper mantle-lower mantle transition increases the correlation ($R = -0.56$) (Heuret et al., 2007) but at levels lower than expected from analogue models. In fact, the excellent correlations obtained in models of Heuret et al. (2007) may result from the experimental conditions adopted by these authors. Indeed, Heuret et al. (2007) model steady-state subduction zones in which the overriding plate velocity imposed by boundary conditions remains constant during the experiment, and in which additionally the other parameters that may influence the dynamics of subduction do not change. The smaller correlation observed between slab dip and overriding plate motion in nature may obviously result from the effect of the other parameters mentioned above. But since plates velocity often change through time, the observed slab dips and tectonics may also depend from the past convergence. In this paper, we look at the effects of variations in the upper plate velocity on the characteristics of the subduction zone. How long does it take for a subduction zone to reach a new steady-state stage following changes in plates kinematics? Are upper plate tectonics and slab geometry adjusting at the same rate?

To answer these questions, we performed a set of three-dimensional analogue models in which we vary the kinematics of the overriding plate. We observe the evolution of the slab dip and overriding plate bulk deformation following changes in plates kinematics, and we quantify the time required for the slab dip and upper plate strain to adjust to the new conditions. We then compare the results from the models to a statistical analysis conducted on present-day worldwide subduction zones.

2. Materials and methods

We perform a set of eight three-dimensional analogue experiments of subduction. The experimental set-up adopted here is similar to that used by Espurt et al. (2008), Guillaume et al. (2013, 2009), Martinod et al. (2013) (Fig. 1). We model the sub-lithospheric upper mantle using a low viscosity glucose syrup and both subducting and overriding plates using silicone plates with different densities and viscosities (see Table 1). The viscosity ratio between the slab and the surrounding mantle in our set of models is in the range [450;590], depending mainly on the variations in glucose syrup temperature [18.2;20.7] °C. It is in the range of proposed values for the effective viscosity ratio in Nature [45;700] Funicello et al., 2008; Schellart, 2008a; Wu et al., 2008; Loiselet et al., 2009; Ribe, 2010). We tested different parameters for the overriding plate thickness [0.55;1.2] cm, density contrasts [−29; −72] kg/m³, and viscosity ratio [420;1260]. The overriding plate is decoupled from the subducting plate by a thin layer of glucose syrup (see Heuret et al., 2007; Espurt et al., 2008; Guillaume et al., 2009), which prevents plates sticking to one another. It is somehow equivalent

to introducing a weak zone in numerical models that is used to mimic the effect of a fault subduction zone (e.g., Zhong and Gurnis, 1994; Gérard et al., 2012). In all experiments, the bottom of the box simulates an impermeable upper mantle-lower mantle discontinuity corresponding to a no-slip surface. Previous studies have shown that this approach is valid if the timescale of the analyzed process is limited (order of few tens of Myrs) and if the viscosity increase at the upper-lower mantle boundary is at least one order of magnitude (Davies, 1995; Guillou-Frottier et al., 1995; Christensen, 1996; Funicello et al., 2003). The top surface is free. In all models, we impose a fixed zero-velocity boundary condition at the trailing edge of the subducting plate. By inhibiting the displacement of the subducting plate, we force the trench to roll back. This experimental set results in the appearance of a steady-state process of subduction in case boundary conditions that apply on plates do not change. In contrast, experiments in which the subducting plate advances toward the trench can result in slab folding (e.g., Schellart, 2005; Guillaume et al., 2009; Gibert et al., 2012; Cerpa et al., 2014). In these experiments, the process of subduction may never reach any steady-state regime, if the strength of the subducting plate is large compared to forces arising from slab buoyancy. Note that in nature, a steady-state regime of subduction may appear even when the subducting plate is moving, depending on the rheology of the slab (see Ribe (2003) and Guillaume et al. (2009), for discussion). We decided to impose a fixed zero-velocity boundary condition in this experimental set because it is a convenient way to reach steady subduction experiments, i.e. experiments in which variations of slab dip and overriding plate strain rate do not depend on the internal dynamics of the slab that interacts with the base of the upper mantle. These experimental conditions are ideal to observe the effects of variations of the overriding plate velocity on the geometry of the slab and on the upper plate tectonics.

In models P03–P08, the upper plate velocity is controlled by a piston whose velocity was instantaneously changed after a new steady-state stage was presumably reached. We simulate a change of upper plate velocity that would result from external conditions and not from internal reorganization of the subduction system. Imposed acceleration (faster trenchward motion of the upper plate) or deceleration corresponds to a 2- to 3-fold increase/decrease with respect to the initial velocity (see Supplementary material 1). The glucose syrup is free to move underneath the piston. In the following, we express the quantities with their corresponding scaled values for a better relevance to real Earth (for scaling procedure see e.g., Guillaume et al. (2013) and Table 1 for parameters used for scaling). We measure slab dip at depths equivalent to 100–150-km in Nature (shallow slab dip α_s) and in the middle of the box at depths equivalent to 300–350-km in Nature where dip is maximum (deep slab dip α_d). The sampling rate is 1 min (~ 2 –3 m.y. in Nature, see Table 1). We also measure the trench-orthogonal deformation velocity (v_{def}) in the center of the upper plate, which corresponds to the difference between the imposed piston velocity and the trench velocity, with a lower sampling rate of 2 min to increase the signal/noise ratio. Models sharing common set-up and kinematic boundary conditions show similar values, within the range of uncertainty, for tested parameters ensuring that our models are reproducible (see Supplementary material 2).

We also extract from the SUBMAP database (Heuret and Lallemand, 2005) subduction parameters for 260 transects around present-day subduction zones. In particular, we focus on parameters relevant for a comparison with the models, i.e. shallow slab dip (α_s , measured between 0 and 125 km depth), deep slab dip (α_d , measured for depths larger than 125 km), and trench-normal upper plate (v_{opn}), trench (v_{in}) and upper plate deformation (v_{defn}) velocities. It should be noted that our measured values of shallow slab dip may be slightly higher than those extracted from the SUBMAP database as they are measured at a greater depth (100–150 km-depth vs. 0–125 km-depth in the database). In addition, values extracted from the SUBMAP database do not exactly compare to our deep slab dip, as the dip measurement in Nature

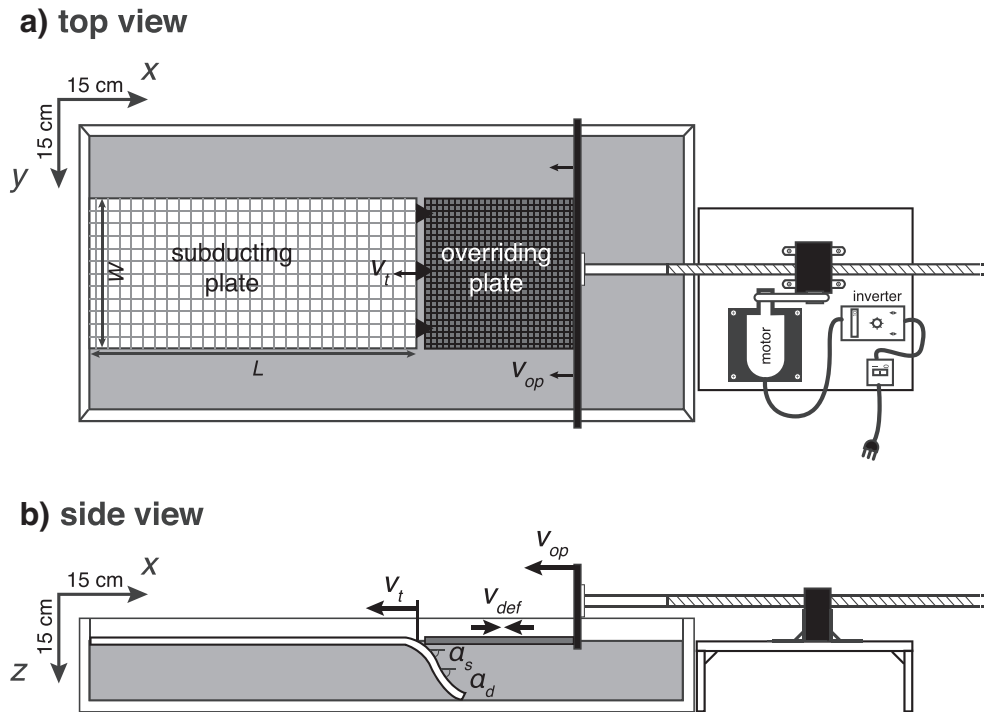


Fig. 1. Experimental set-up in (a) top view and (b) lateral view for most experiments, except models P01 and P02. Model P01 has been run without any overriding plate, and the overriding plate motion was not controlled by any piston in Model P02. Measured parameters are indicated.

depends on the maximum depth of the subducting slab, which varies between transects. Absolute velocities are extracted for the five available reference frames, i.e. HS3-NUVEL1A (Gripp and Gordon, 2002), NNR-NUVEL1A (Gripp and Gordon, 2002), GJ86 (Gordon and Jurdy, 1986), SB04 (Steinberger et al., 2004), and GSRM-APM-1 (Kreemer, 2009). We also extract from the plate tectonic model of Müller et al. (2016) changes in trench-normal upper plate absolute velocities for the same transects over the last 20 m.y.

3. Results

3.1. Reference model and scaling analysis

We first run three models (P01, P02, and P03) as reference models (Fig. 2). In model P01, there is no overriding plate. The geometry of the slab stabilizes after its interaction with the bottom of the tank (~67° at 300–350 km-depth and ~49° at 100–150 km-depth). During this stationary regime, the trench rolls back at rates of ~10.4 mm/min (2.54 cm/yr in nature) until it approaches the side of the box. When the distance between the trench and the side of the box is below 10 cm

(~660 km in nature, equivalent to the thickness of the glucose syrup layer), it decreases down to ~6.2 mm/min (1.5 cm/yr in nature). As a consequence, the very shallow slab dip (65 km-depth) increases by ~5° while at larger depths there is no significant dip increase associated with trench slow down. In the following experiments, we only collected data when the trench was far enough from the side of the box to avoid any box boundary effect on the dynamics of subduction.

In model P02, the overriding plate only moves under stresses arising from subduction. In these conditions, after the interaction of the slab with the bottom of the tank, the geometry of the slab and plate kinematics stabilize. The overriding plate moves at rates of 4 mm/min (1.14 cm/yr in nature) and the dip of the slab stabilizes at ~83° at mid-mantle depth and at 63.5° at shallow depths.

In model P03, overriding plate is externally pushed at a constant velocity almost equivalent to the spontaneous upper plate velocity in model P02 (3.5 mm/min equivalent to ~1 cm/yr in nature). Again, after slab interaction with the bottom of the box, slab geometry stabilizes (~91° at 300–350 km-depth, ~63° at 100–150 km-depth). We observe that the overriding plate deforms during the process of subduction and that extensional strain rates are always one order of

Table 1

Experimental parameters. L : length; h : thickness; $\Delta\rho$: $\rho - \rho_{mantle}$; η^* : η/η_{mantle} . Width of the plates (W) is 25 cm, viscosity of the glucose syrup is on average 61 ± 5 Pa·s. Scaling is made with the following parameters ($z_{uppermantle/lower\ mantle} = 660$ km; $\eta_{mantle} = 5 \times 10^{20}$ Pa·s and $\Delta\rho_{slab} = 81$ kg/m³).

Model	Subducting plate				Overriding plate				Scaling			Piston velocity		
	L	h	$\Delta\rho$	η^*	L	h	$\Delta\rho$	η^*	L	t	v	F_{op}	min	max
	cm	cm	kg/m ³	$\times 10^2$	cm	cm	kg/m ³	$\times 10^2$	100 km	1 Myr	10 cm/yr	10 ¹² N/m	cm/yr	cm/yr
P01	45	1.25	81	5.9	–	–	–	–	15.2 mm	22.1 s	41.1 mm/min	–	–	–
P02	55	1.2	81	5.1	25	1.1	–30	12.6	15.2	25.9	35.1	0.022 N/m	–	–
P03	55	1.2	81	5.2	25	0.55	–30	12.4	15.2	25.4	35.7	0.023	0.8	2.8
P04	55	1.2	81	5.2	25	0.95	–29	4.9	15.2	25.4	35.7	0.023	1.2	3.8
P05	55	1.2	81	4.5	25	1.0	–29	4.2	15.2	29.2	31.1	0.023	1.4	4.4
P06	65	1.2	81	5.1	25	1.2	–72	4.8	15.2	25.9	35.1	0.023	1.2	3.9
P07	65	1.2	81	5.3	25	0.55	–29	5	15.2	24.2	37.5	0.023	1.2	3.6
P08	65	1.3	81	5.4	25	1.2	–30	5	15.2	24.2	37.5	0.023	0	3.6

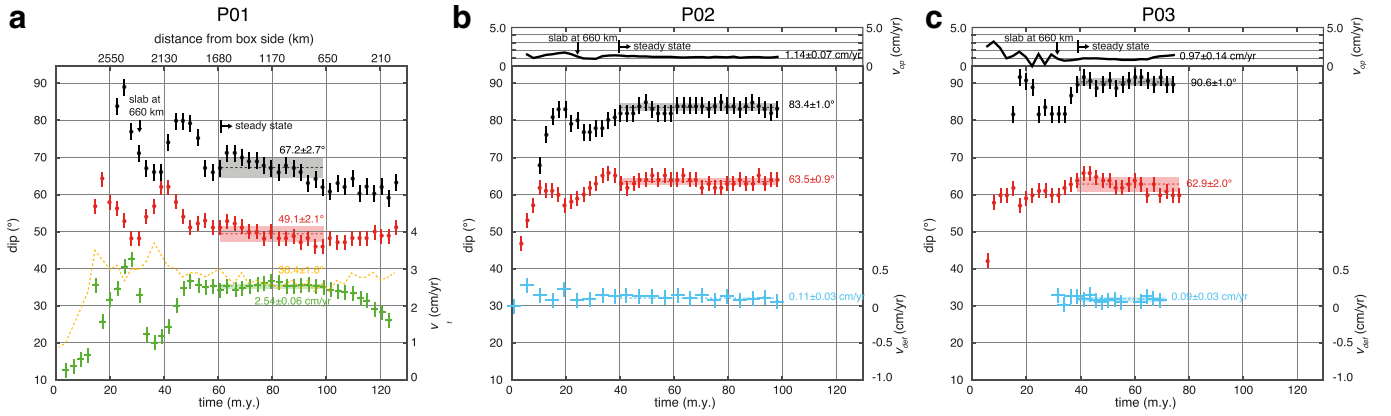


Fig. 2. a) Time evolution of slab dip at 65-km depth (yellow), 100–150 km-depth (red), 300–350 km-depth (black) and trench roll back velocity (green) for model P01 (no overriding plate). b) Time evolution of slab dip at 100–150 km-depth (red), 300–350 km-depth (black) and overriding plate deformation velocity (blue) for model P02 (free overriding plate). c) Same as b) for model P03 (pushed overriding plate). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

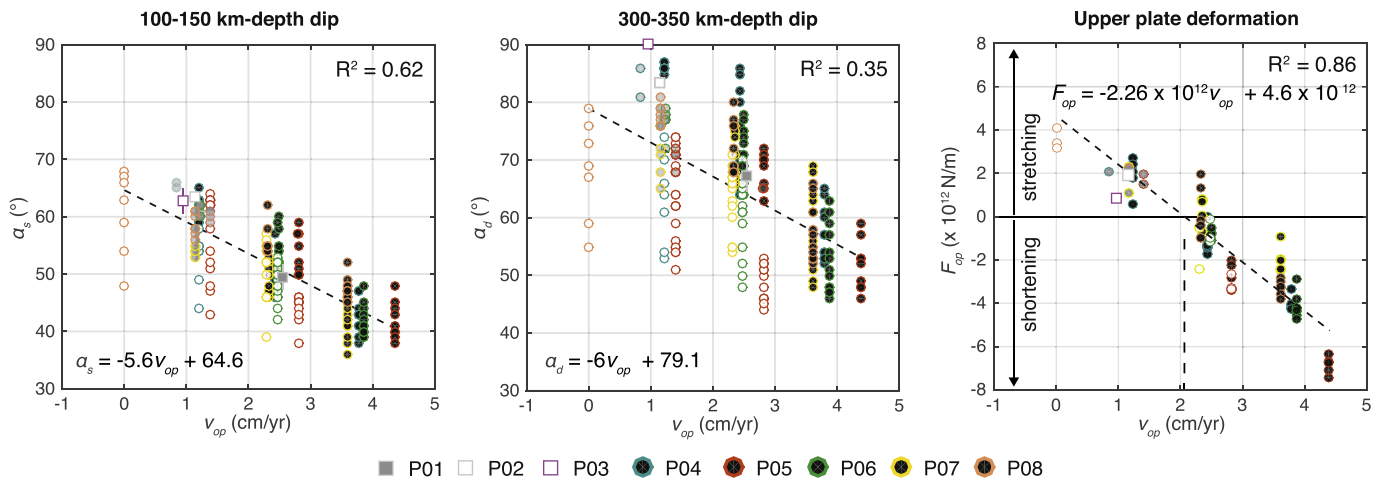


Fig. 3. Cross-correlations between upper plate velocity and slab dip at 100–150-km depth α_s (left diagram), slab dip at 300–350-km depth α_d (center diagram) and upper plate deformation as represented by F_{op} (right diagram) for all models. Circles with black center correspond to points following a trenchward upper plate acceleration while circles with white centers correspond to points following a slow down. Errors on dip measurements are estimated to be $\pm 2^\circ$ and errors on F_{op} measurements to be around $\pm 0.5 \times 10^{12}$ N/m. Linear regressions (dashed lines) are computed for all points.

magnitude larger than shear strain rates. Trench-perpendicular overriding plate horizontal deformation velocity remains constant (0.3 mm/min equivalent to 0.09 cm/yr in nature), the corresponding strain rate being $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ (equivalent to $1.61 \times 10^{-17} s^{-1}$ in nature).

The force per unit length deforming the overriding plate (F_{op}) can be simply estimated considering its superficial strain rate and assuming the plate behaves as a thin plate (e.g., [Chen et al., 2015](#)). We observe that deformation is homogeneous in the overriding plate, meaning that forces arising from shear traction at the base of the plate are small compared to horizontal forces exerted by the piston and the oceanic plate. The trench perpendicular horizontal force is:

$$F_{op} = 2\dot{\epsilon}\eta_{op}h_{op} \quad (1)$$

with $\dot{\epsilon}$ the extensional trench-perpendicular overriding plate strain rate, η_{op} the viscosity of the overriding plate, and h_{op} the thickness of the overriding plate. In model P03, during steady-state stage, the upper plate is deforming under extension, and we estimate an equivalent net force $F_{op} = 0.0164$ N/m (equivalent to 7.1×10^{11} N/m in nature). In model P02 (without piston), F_{op} is estimated at 0.043 N/m (equivalent to $\sim 1.9 \times 10^{12}$ N/m in nature). The additional force exerted by the piston is estimated around an equivalent in nature of 10^{12} N/m, which may correspond to a far-field ridge push that applies on the overriding plate ([Turcotte and Schubert, 1982](#)).

In our simplified subduction system, the only driving force present in

all models is the slab pull force which writes:

$$F_{sp} = (\rho_l - \rho_m)gWlh \quad (2)$$

with ρ_l and ρ_m the density of subducting lithosphere and sub-lithospheric mantle, respectively, g the gravitational acceleration, W , l and h the width, length and thickness of the subducted lithosphere. Since the width of the slab is common to all models and the thickness of the subducting plate varies between 1.2 and 1.3 cm (equivalent to 79.2 to 85.8 km in nature; [Table 1](#)), F_{sp} mainly depends on the slab geometry, i.e. the slab length. For instance in model P03, during steady-state stage, F_{sp} has been estimated to be 0.23 N/m (equivalent to $\sim 10^{13}$ N/m in nature), more than one order of magnitude higher than F_{op} .

Ridge push force (F_{rp}) acting on the subducting oceanic lithosphere, which is around one order of magnitude lower than slab pull force ([Turcotte and Schubert, 1982](#)), is not implemented in our system as the subducting plate is fixed to the side of the box.

Slab pull force is resisted by the bending of the slab and by viscous shear forces (F_v) produced by both the sinking and the rollback of the slab into the mantle, which both scale with the subduction velocity.

3.2. Correlations in laboratory models of subduction

For all other models, we plot shallow slab dip (α_s) and deep slab dip (α_d) as a function of upper plate velocity v_{op} ([Fig. 3](#)). Reported velocities

correspond to “absolute” velocities measured with respect to the bottom of the tank. We purposely discard points that correspond to the initial phase of subduction before the slab reaches the bottom of the tank as a bias may be introduced by the way subduction is initiated. Lower slab dips are observed for faster trenchward upper plate motion. There are no systematics between slab dip and upper plate thickness, density and viscosity in these models. Relationships between slab dip and upper plate velocity can be fitted with a linear trend described by the following equations:

$$\alpha_s = -5.6v_{op} + 64.6 \quad (3)$$

$$\alpha_d = -6v_{op} + 79.1 \quad (4)$$

where slab dips are expressed in degrees and velocities in cm/yr. The coefficient of determination R^2 of these linear regressions is 0.62 and 0.35 for α_s (superficial 100–150 km dip) and α_d (deep 300–350 km dip), respectively (Fig. 3).

We also measure the trench-orthogonal deformation velocity (v_{def}) of the upper plate (see Supplementary material 3). In order to compare strain rates in between experiments in which the upper plate has different thickness and/or viscosity (Table 1), we compute the trench-perpendicular force per unit length applied on the upper plate following Eq. (2).

F_{op} is negative when the overriding plate is undergoing shortening and positive when undergoing stretching. Fig. 3 presents F_{op} vs. the upper plate absolute velocity with their equivalent values in Nature. Faster trenchward motion of the upper plate produces faster shortening of the upper plate and more negative values of F_{op} . The linear trend for all points is described by:

$$F_{op} = -2.26 \times 10^{12}v_{op} + 4.6 \times 10^{12} \quad (5)$$

with a coefficient of determination R^2 of 0.86. In Eq. (5), F_{op} is expressed in N/m and v_{op} in cm/yr.

Following an instantaneous change in the overriding plate velocity, we observe a transient stage during which the slab geometry and overriding plate deformation adjust to the new external boundary conditions (see Fig. 4, Fig. 5 and Supplementary material 1). We assume that their time evolution follows an exponential decay of form:

$$N_i + (N_f - N_i) \cdot (1 - \exp(-t/\tau)) \quad (6)$$

where N_i is the initial value prevailing before velocity change, N_f is the final steady state corresponding to the new kinematic conditions, t is the time following the change in kinematic boundary conditions, and τ is a time constant, or relaxation constant, characterizing the duration of the transient period. For all models, we find *a posteriori* that the period over which the velocity is kept constant is always longer than 1.3τ for all measured parameters, time after which $\sim 75\%$ of the parameter adjustment to the new kinematic conditions has been achieved.

We extract the asymptotic value N_f toward which the fitting-function tends, that we define as the new steady-state value. We cross-correlate these steady-state values for slab dip and upper plate deformation with the overriding plate velocity (Fig. 6). Relationships between α , F_{op} and v_{op} become:

$$\alpha_{s(ss)} = -7.4v_{op} + 69.1 \quad (7)$$

$$\alpha_{d(ss)} = -12.1v_{op} + 93.5 \quad (8)$$

$$F_{op(ss)} = -2.3 \times 10^{12}v_{op} + 4.58 \times 10^{12} \quad (9)$$

Coefficients of determination R^2 of these linear regressions increase to 0.91 and 0.90 for 100–150-km deep and 300–350-km deep dips, respectively (Fig. 6). It is of 0.92 for F_{op} , close to the value obtained considering all points. These values are within the range of the ones obtained by Heuret et al. (2007) in models of steady-state subduction with $R^2 = 0.79$ for slab dip and $R^2 = 0.66$ for upper plate deformation.

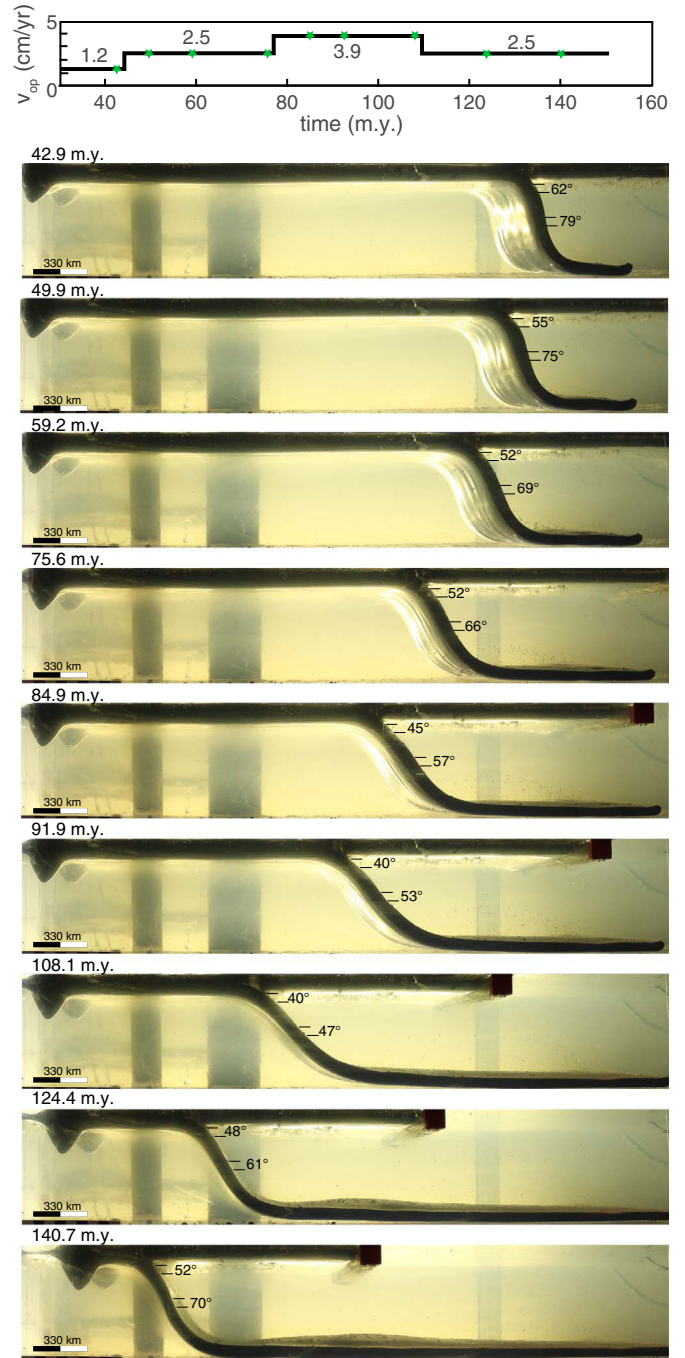


Fig. 4. Lateral views of experiment P06. Diagram on top indicates the imposed changes in overriding plate velocity through time. Green stars indicate the timing of the pictures. Slab dips at depths equivalent to 100–150 km and 300–350 km are indicated on each picture. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

3.3. Adjustment times: snapshot vs. history

We model the process of subduction using Newtonian viscous layers. Their behavior obeys the Navier-Stokes equations, and inertial forces are negligible. Then, any change in the boundary conditions applied on the upper plate modifies stresses and strain rates everywhere in the model. We therefore expect the system to respond instantaneously. We observe indeed that the dip of the slab immediately starts to change following modifications of the upper plate velocity, initiating a transient period before a new steady-state establishes. Upper plate deformation depends both on the applied boundary

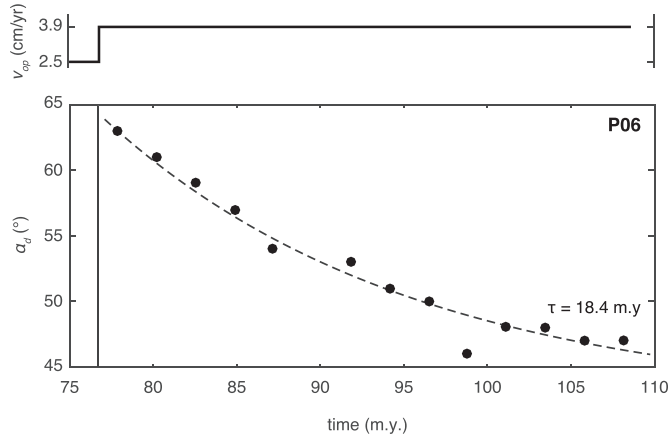


Fig. 5. Time evolution of deep slab dip for models P06 following an instantaneous acceleration of the overriding plate from 2.5 to 3.9 cm/yr. Slab dip exponentially decreases with a time constant of 18.4 m.y.

conditions and on the slab geometry. It explains why we also observe a delay for upper plate deformation to reach a new steady state after an instantaneous change of upper plate velocity. For each acceleration/slow down, we compute the relaxation time τ , obtained using Eq. (6). In the following, we consider that 2τ characterizes the adjustment time necessary to shift to the new steady-state. Indeed, after 2τ , 87% of the adjustment necessary to reach the new steady-state is achieved. The remaining 13% are generally below the range of uncertainty in our models. We plot 2τ for slab dip at 100–150-km depth and 300–350-km depth and upper plate deformation vs. the absolute velocity following the change on the one hand, and vs. the absolute change in the velocity of the upper plate (Δv_{op}) on the other hand (Fig. 7).

The adjustment time appears to be insensitive to the absolute velocity of the upper plate for the three parameters, R^2 being equal to 0.01, 0.06 and 0.01 for slab dip at 100–150-km depth, 300–350-km depth and upper plate deformation. Dependency of adjustment time on absolute change in upper plate velocity also appears very weak on the tested range of values with R^2 being equal to 0.01, 0.06 and 0.25 for the same three parameters, respectively. For these reasons, we compute mean values for 2τ , which give 12.5 ± 6.2 m.y. for shallow slab dip, 29.2 ± 10.3 m.y. for deep slab dip and 2.2 ± 2.2 m.y. for upper plate deformation.

We conclude that both the dip of the slab and the deformation of the

overriding plate do not only depend on the convergence velocity, but also on its recent past variations. After an acceleration, slab dip is generally higher than expected while a deceleration is rather followed by a lower than expected slab dip (Fig. 3). This is a consequence of the adjustment time required by the experiment to shift from the previous steady-state regime to the new one corresponding to the new convergence velocity. We present in Fig. 8 the observed values of the parameter ϵ : ϵ_{all} corresponds to the difference between the observed value (dip of the slab, or upper plate deformation) and the theoretical value deduced from the regression line calculated considering all points in the five experiments (inclined dashed line in diagrams of Fig. 3). We also compute ϵ_{ss} with the regression line obtained with the steady state values (inclined black dashed line in Fig. 6). We separate the two populations corresponding to points following an acceleration or deceleration with box plots with notches representing the 95% confidence around the median value (Fig. 8). When the latter do not overlap, we can interpret the medians to differ significantly. For slab dip (α_s, α_d), the median of the ϵ value is always positive after an acceleration and negative after a deceleration whatever the choice of the regression line. We observe, with 95% confidence, that the medians do differ. For upper plate deformation (F_{op}), the separation of the two populations is less clear, especially when considering the regression line for all points. This can readily be explained by the lower rate of sampling combined with the lower relaxation time of this parameter but also by the higher uncertainty in the measurement.

4. Comparison with subduction zones in Nature

4.1. Present-day cross-correlations in Nature

Using the database of Heuret and Lallemand (2005) including 260 transects along present-day worldwide subduction zones, we compute for five different reference frames the coefficient of determination for the linear regression between upper plate kinematics on the one hand, slab dip and upper plate deformation velocity on the other hand (Table 2). The trend is similar to our models in all reference frames, a faster trenchward motion of the overriding plate resulting in lower slab dip and higher shortening velocity, as previously observed by Jarrard (1986); Heuret and Lallemand (2005); Lallemand et al. (2005). However, the correlation is poor, a maximum R^2 of 0.15 being obtained between α_d and v_{opn} in the SB04 reference frame. As already shown by Lallemand et al. (2005), the correlation can be largely improved by discarding transects for which the slab has not reached the upper

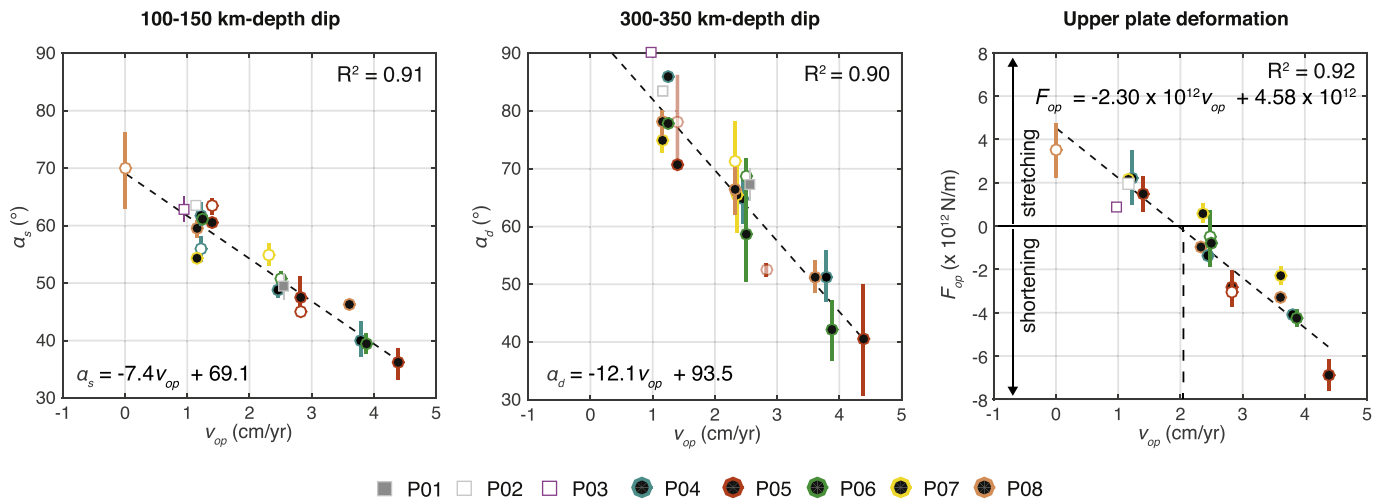


Fig. 6. Cross-correlations between upper plate velocity and “steady-state” values (see text for definition) for slab dip at 100–150-km depth α_s (left diagram), slab dip at 300–350-km depth α_d (center diagram) and upper plate deformation as represented by F_{op} (right diagram) for all models. Circles with black center correspond to points following a trenchward upper plate acceleration while circles with white centers correspond to points following a slow down. Vertical bars indicate the 95% confidence interval obtained during curve fitting.

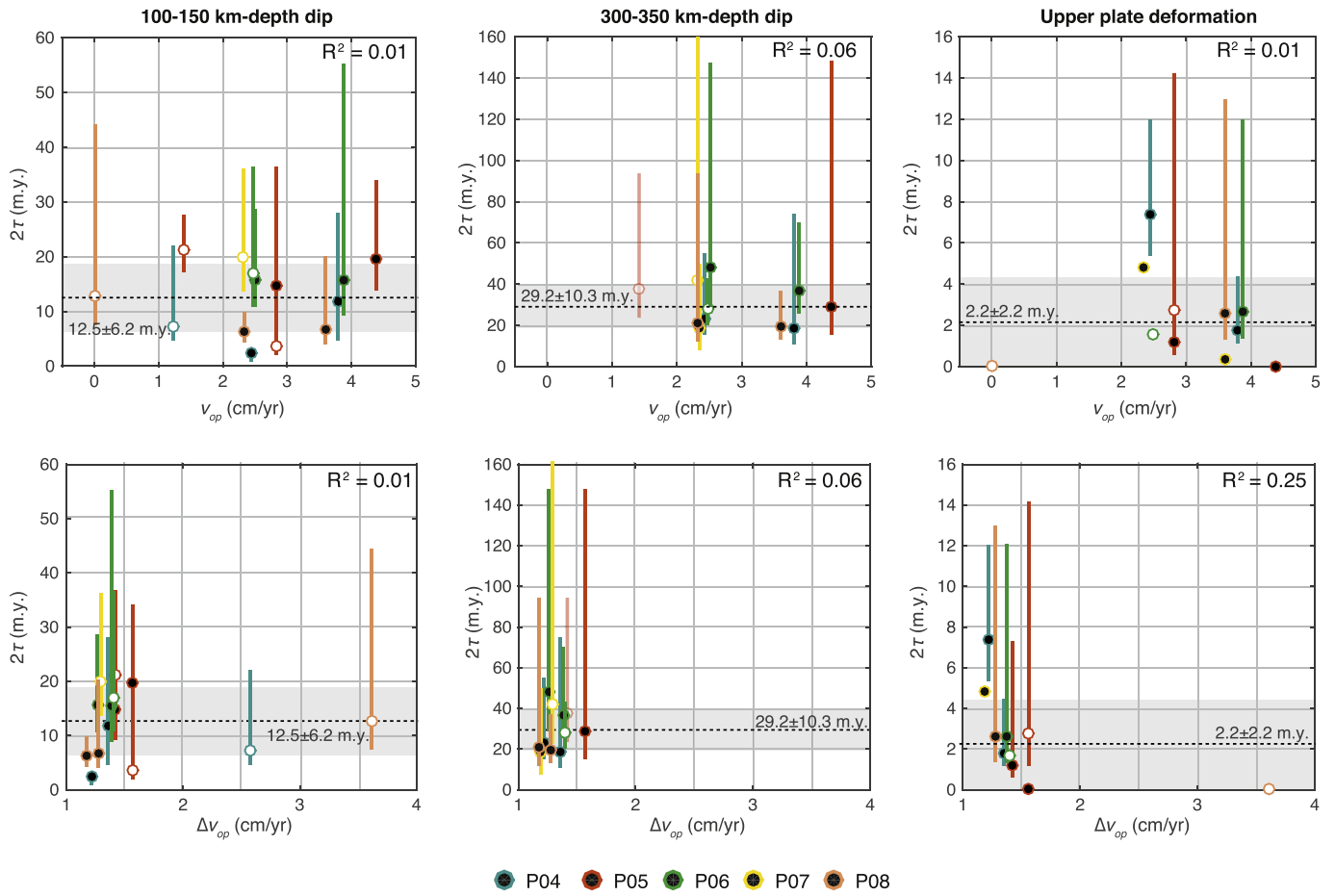


Fig. 7. Top diagrams: Relaxation time (2τ) for shallow dip, deep dip and overriding plate deformation as a function of overriding plate absolute velocities. Bottom diagrams: Relaxation time (2τ) as a function of changes in overriding plate velocities. Circles with black center correspond to points following a trenchward upper plate acceleration while circles with white centers correspond to points following a slow down. Vertical bars indicate the 95% confidence interval obtained during curve fitting. Average time constant (black dotted line) with standard deviation (gray frame) are also indicated.

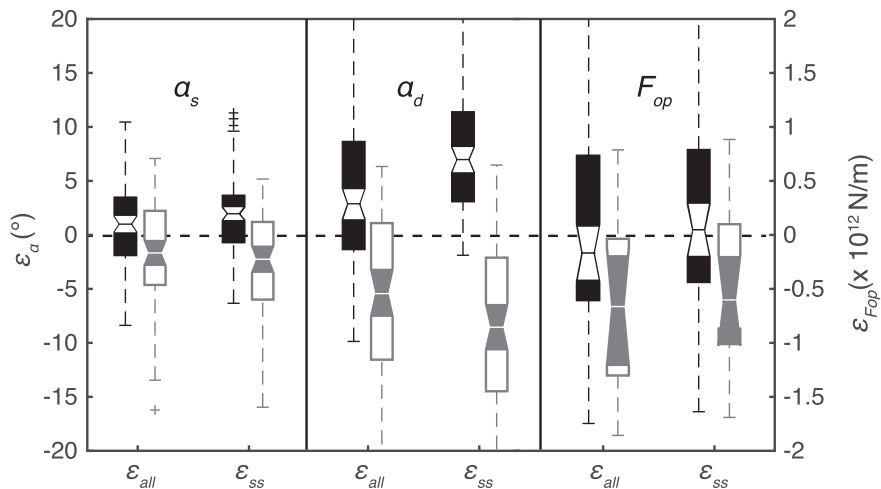


Fig. 8. Box-plot of ϵ , the difference between observed and theoretical values for the considered parameters based on the regression line obtained with either all points (ϵ_{all}) or only steady-state points (ϵ_{ss}), for points following acceleration (in black) and deceleration (in gray). Notches show the 95% confidence interval for the median.

mantle/lower mantle discontinuity or that are close to a subduction zone boundary. Considering only slabs that have penetrated into the lower mantle according to mantle tomography ($z_{tomo} > 670$ km) gives higher coefficients of determination (Table 2), as already shown by Lallemand et al. (2005). However, only a few numbers of subduction zone satisfy this criterion in all reference frames (N = 39–40). It gives

R^2 on average of 0.46 ± 0.27 for α_s , 0.42 ± 0.16 for α_d , and 0.40 ± 0.07 for v_{defn} . These values are in the same range as those obtained in our models including all points (Table 2) but well below those obtained for steady-state points. It could indicate that part of present-day subduction zones are potentially not at steady state. We also isolate possible lateral effects on subduction zones (e.g. toroidal mantle flow,

Table 2

Coefficient of determination R^2 between shallow slab dip (α_s), deep slab dip (α_d) and trench-normal upper plate deformation velocity (v_{defn}) and trench-normal upper plate velocity (v_{opn}) for five reference frames HS3-NUVELIA (Gripp and Gordon, 2002), NNR-NUVELIA (Gripp and Gordon, 2002), GJ86 (Gordon and Jurdy, 1986), SB04 (Steinberger et al., 2004), GSRM-APM-1 (Kreemer, 2009) including either all available transects, those for which tomography evidences a penetration of the slab in the lower mantle, or transects that are far from a subduction zone lateral boundary. Data are compiled from the SUBMAP database (Heuret and Lallemand, 2005). The number of transects that have been used for R^2 calculation on the total of 260 is indicated in italics.

	HS3	NNR	GJ86	SB04	GSRM-APM-1	Model (all points)	Model (steady-state)
All available transects							
α_s	0.04 (208)	0.01 (163)	0.01 (163)	0.02 (180)	0.04 (158)	0.62 (229)	0.91
α_d	0.10 (152)	0.12 (119)	0.10 (119)	0.15 (127)	0.12 (115)	0.35 (227)	0.90
v_{defn}	0.10 (247)	0.06 (179)	0.09 (179)	0.09 (196)	0.12 (174)	0.86 (86)	0.91
$Z_{tomo} > 670$ km							
α_s	0.79 (40)	0.06 (39)	0.40 (39)	0.44 (39)	0.59 (39)	0.62 (229)	0.91
α_d	0.57 (40)	0.17 (39)	0.38 (39)	0.43 (39)	0.53 (39)	0.35 (227)	0.90
v_{defn}	0.42 (40)	0.29 (39)	0.41 (39)	0.39 (39)	0.48 (39)	0.86 (86)	0.91
without the 3 most external transects							
α_s	0.34 (112)	0.01 (97)	0.07 (97)	0.11 (103)	0.16 (95)	0.62 (229)	0.91
α_d	0.12 (94)	0.15 (75)	0.18 (75)	0.18 (80)	0.24 (73)	0.35 (227)	0.90
v_{defn}	0.14 (113)	0.08 (101)	0.15 (101)	0.17 (113)	0.22 (99)	0.86 (86)	0.91

...) by discarding the first three closest transects from each subduction zone edges in all reference frames. It gives R^2 on average of 0.14 ± 0.13 for α_s , 0.17 ± 0.04 for α_d , and 0.15 ± 0.05 for v_{defn} , which is better than with all points but still well below coefficients of determination

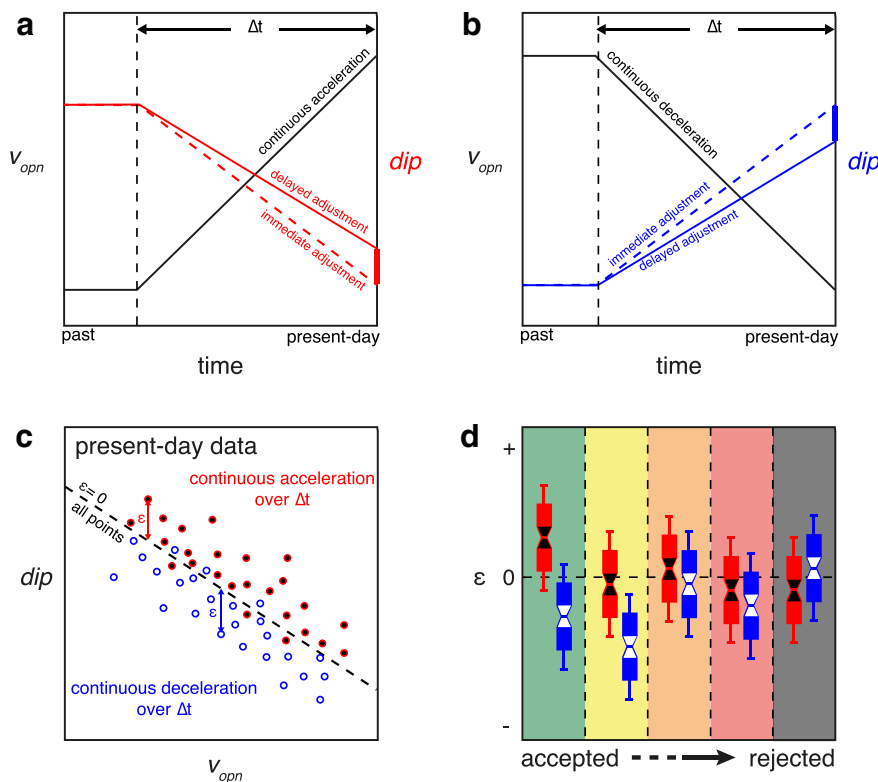


Fig. 9. Theoretical time evolution of slab dip for a delayed adjustment (red solid line) and for an immediate adjustment (red dashed line) as a function of upper plate velocity during a continuous acceleration. (b) The same as (a) for continuous deceleration. (c) Diagram showing the distribution of points corresponding to a continuous acceleration over the considered period of time (in red) and points corresponding to a continuous deceleration (in blue). The dashed line indicate the regression line obtained with all points. (d) Different categories of possible box plots obtained with populations of points corresponding to continuous acceleration (in red) and continuous deceleration (in blue) (see text for details). The case presented in Fig. 9c would correspond to the green case. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

obtained in our models (Table 2). The discrepancy for correlations between models and present-day subduction zones probably partly results from the effect of the other parameters mentioned in Introduction that are involved in the process of subduction, and whose effect is not modeled in this experimental set. Experiments also suggest, however, that the smaller correlation observed in natural present-day subduction zones may be the consequence of natural subduction zones not being at a steady state following recent changes in upper plate kinematics.

4.2. Present-day subduction zones: a global comparison

Establishing correlation at one location is hazardous in regard to both the uncertainty linked to reconstructing past geological deformation and errors in velocity reconstructions in plate models. We can instead use a global approach including all present-day subduction zones and make an attempt to decipher a possible global adjustment time for the parameters tested in this study, as models have shown that adjustment time is apparently independent of absolute plate velocity and changes in absolute velocity. For this, we consider different time periods (20, 15, 10 and 5 m.y.), which are in the range of the relaxation time (2τ) obtained in the models. We look at how, in the transects that underwent a continuous increasing or decreasing trenchward upper plate velocity during the considered time period, the slab dip and upper plate deformation are distributed with respect to upper plate velocity. If the adjustment time necessary to shift between different steady-state values is close or inferior to the selected time period, a majority of points that underwent continuous acceleration should appear above the regression line (i.e., higher than expected slab dip, less shortening), and points that underwent continuous deceleration below the regression line, in the same manner as in our laboratory models (Figs. 8 and 9).

We therefore extracted from the plate tectonic model of Müller et al. (2016) the trench-normal upper plate velocity for the transects that underwent obvious continuous subduction ($N = 217$) and its variations over periods of 20, 15, 10, and 5 m.y. with respect to the present-day. Over these periods of time, the global uncertainty in plate reconstruction is estimated to be at maximum 10% (Müller et al., 2016) and we

also assume that the trench orientation has not changed. We define four categories for the transects for the four periods of time: transects that underwent i) continuous acceleration, ii) continuous deceleration, iii) a succession of both, and iv) no acceleration/deceleration ($\Delta v < 0.1$ cm/yr). The regression line used to compute the ϵ values is built with all points as we are unable to define which transects could be at steady state. We could use points from the last category (no significant acceleration/slow down over the period of time) but we cannot rule out that they may be in a transient stage as the adjustment time may be higher than the considered period, and they are generally not numerous enough to establish a valuable regression line, especially for the longer periods of time. In addition, analyses of our models have shown that the distribution of populations (points following acceleration/slow down) is not very different considering ϵ_{all} (regression line computed with all the points), or considering ϵ_{ss} (regression line obtained with steady-state values) (Fig. 8). We produce box plots for the three tested parameters (α_s , α_d and v_{defn}) for the four time frames and in the five reference frames (see Supplementary material 4). There are slight differences between reference frames but they generally follow the same trend. We classify the results by considering five categories: (i) box plot for which medians are positive for continuous acceleration and negative for continuous deceleration, and median differ within the 95% confidence interval (green color), ii) medians differ within the 95% confidence interval but one of the two medians is in the wrong half of the diagram (yellow color), (iii) medians do not differ within the 95% confidence interval but are in the right halves of the diagram (orange color), (iv) one of the two medians is in the wrong half of the diagram and medians do not differ within the 95% confidence interval (red color), and (v) medians do not differ within the 95% confidence interval and are in the reverse position (black color) (Fig. 9d).

For upper plate deformation, the global compilation does not yield any positive distribution even for the shortest time interval (5 Ma) (Fig. 10), the closest to the value observed in our models for relaxation time (~ 2.2 Ma). It could indicate that upper plate deformation globally adjusts on time scales shorter than 5 Ma, but in that case we should observe higher cross-correlation for present-day data than computed (Table 2). It could alternatively indicate that upper plate deformation on Earth controlled by changes in upper plate velocity is locally hindered by other parameters specific to each of the subduction zones (e.g., rheology of the overriding plate, coupling at the subduction interface, ...). On the other hand, for slab geometry, this approach does give time intervals for which distributions have medians that differ with a 95% confidence interval and that are in the expected parts of the diagram. These intervals are of 15 Ma for α_s and 20 Ma for α_d (Fig. 10), which are close to the ones found in our model for 2τ (12.5 Ma for α_s and 29.2 Ma for α_d). Despite significant variations among subduction zones (in terms of slab age, thickness, depth, overriding plate thickness, strength, ...), it may indicate that adjustment time on Earth is relatively similar among all subduction zones and is only marginally affected by local subduction parameters.

We observe that adjustment time increases with depth in our models as well as in Nature. For each readjustment stage in all models, we compute the mean rate at which a change in surface dynamics transfers vertically toward the bottom of the subduction zone (v_z). We compare it to the vertical component of the subduction velocity (v_{sink}), which writes as:

$$v_{sink} = v_{sub} \sin(\alpha) \quad (10)$$

with v_{sub} the difference between overriding plate velocity and overriding plate deformation velocity and α the mean slab dip for the considered period (Fig. 11). The velocity at which the disturbance propagates at depth is of the same order of magnitude, although generally significantly lower than the sinking velocity. It is on average of 1.2 cm/yr, which corresponds to 61% of the average sinking velocity. In addition, there is no apparent correlation between the slab sinking velocity and vertical propagation velocity. It would indicate that the

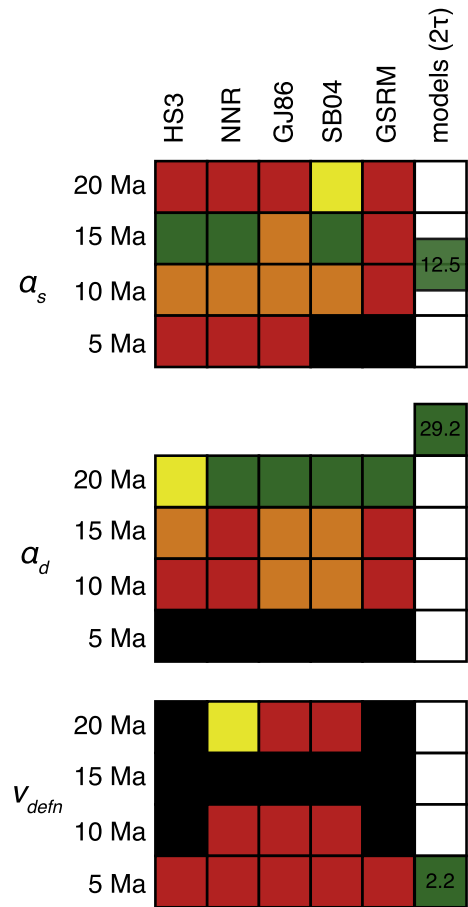


Fig. 10. Quality of the distribution of box plots obtained for the three studied parameters (α_s , α_d , v_{defn}) in 5 reference frames (HS3, NNR, GJ86, SB04, GSRM-APM-1) and for 4 different time periods extracted from the model of Müller et al. (2016) (20, 15, 10, 5 m.y.). The different categories are shown in Fig. 9d. 2τ obtained from the models for the different parameters is also indicated.

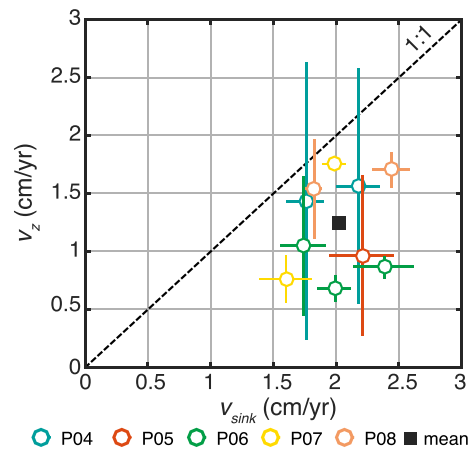


Fig. 11. Cross-correlations for each transient stage between the sinking velocity (v_{sink}) and the vertical velocity at which the subduction system adjusts at depth to new kinematic boundary conditions (v_z). Horizontal error bars correspond to the variability of slab dip and vertical error bars to the standard deviation in linear regression of v_z .

rate at which the geometry of the slab adjusts does not linearly depend on the velocity at which the slab is vertically sinking into the mantle but also on other parameters such as slab thickness, viscosity or buoyancy. Constraining how these other parameters control the duration of the transient period following a change in the upper plate velocity is beyond the scope of this paper and would require the realization of a

larger experimental set. These observations also suggest that strain in the upper plate may respond almost instantaneously to changes in upper plate kinematics while it would take several m.y. for the slab to adjust. In fact, considering that inertial forces in plate tectonics are negligible, we expect that any change in the upper plate velocity will trigger an immediate modification of the stress and strain regime of the lithosphere. Additional changes should occur following the modification of the slab geometry. The analysis of our experiments suggest, however, that the transient period for upper plate tectonics is much shorter than that for the dip of the slab. As such, changes in slab geometry following upper plate kinematics acceleration/deceleration may trigger volcanic arc forward/backward migration on distance of several tenths of kilometers that lasts longer, by as much as $\sim 10\text{--}15$ m.y., than the time required for the tectonic regime to shift.

5. Conclusions

We confirm that changes in upper plate kinematics influence both the geometry of the subducting plate and the deformation of the overriding plate. A faster trenchward motion of the overriding plate promotes faster shortening and lower slab dip while a slower motion induces slower shortening/extension and steeper slabs. We also show that instantaneous changes in kinematics are followed by a transient stage during which both the slab geometry and the upper plate deformation adjust to the new boundary conditions. During this transient stage, slab dip is higher than expected and shortening velocity lower than expected after an acceleration and vice versa. In the models, the adjustment time appears to be independent of the absolute velocity of the upper plate. The relaxation time required for each parameter to reach $\sim 90\%$ of its final steady-state value is $\sim 12.5 \pm 6$ m.y. for the shallow slab dip (100–150-km depth) and $\sim 29.2 \pm 10.3$ m.y. for the deeper slab dip (300–350-km depth). Deformation of the upper plate adjusts more rapidly following $\sim 2.2 \pm 2$ m.y. Adjustment time is diachronous between the surface and the slab at depth with a vertical gradient around 1.2 cm/yr.

Many other parameters, such as the age of the oceanic subducting plate, the convergence velocity, the thickness of the overriding plate are also involved and constrain the dynamics of subduction zones. Despite these parameters vary largely among subduction zones, we find from the combined observation of present-day subduction zones with the evolution of the upper plate motion through the last 20 m.y. a global adjustment time of ~ 15 m.y. for shallow slab dip and ~ 20 m.y. for deep slab dip in Nature. Since only 1% and 9% of the 260 studied subduction transects exhibit a constant velocity for the upper plate over the last 20 m.y. and 15 m.y., respectively, most of subduction zones must be in a transient stage at present-day. This effect may largely contribute to the poor correlation observed in present-day subduction zones between upper plate velocity on the one hand, slab geometry and upper plate deformation on the other hand.

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.030>.

Acknowledgments

We thank Francesca Funicello and Claudio Faccenna from the Laboratory of Experimental Tectonics of the University Roma Tre where the models have been performed. We also thank the editor Rob Govers, Magali Billen and an anonymous reviewer for their constructive comments.

References

Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. *J. Geophys. Res.* 110 (B01401).

Billen, M.L., Hirth, G., 2007. Rheologic controls on slab dynamics. *Geochem. Geophys.*

Geosyst. 8 (Q08012).

Cerpa, N.G., Hassani, R., Gerbault, M., Prévost, J.-H., 2014. A fictitious domain method for lithosphere-asthenosphere interaction: application to periodic slab folding in the upper mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 1852–1877.

Chen, Z., Schellart, W.P., Duarte, J.C., 2015. Quantifying the energy dissipation of overriding plate deformation in three-dimensional subduction models. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 120, 519–536.

Christensen, U.R., 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 27–39.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.* 18, 303–332.

Cruciani, C., Carminati, E., Doglioni, C., 2005. Slab dip vs. lithosphere age: no direct function. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 298–310.

Davies, G.F., 1995. Penetration of plates and plumes through the mantle transition zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 507–516.

Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2013. Three-dimensional dynamic laboratory models of subduction with an overriding plate and variable interplate rheology. *Geophys. J. Int.* 195 (1), 47–66.

Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: insights from analog modeling. *Tectonics* 27, TC3011.

Faccenna, C., Oncken, O., Holt, A.F., Becker, T.W., 2017. Initiation of the Andean orogeny by lower mantle interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 189–201.

Ficini, E., Dal Zilio, L., Doglioni, C., Gerya, T.V., 2017. Horizontal mantle flow control subduction dynamics. *Sci. Rep.* 7 (7550).

Frutos, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. *Tectonophysics* 72, T21–T32.

Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophys. J. Int.* 157, 1393–1406.

Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of re-treating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* 108 (B4), 2207.

Funicello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., di Giuseppe, E., Becker, T.W., 2008. Trench migration, net rotation and slab mantle coupling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 233–240.

Gérault, M., Becker, T.W., Kaus, B.J.P., Faccenna, C., Moresi, L., Husson, L., 2012. The role of slabs and oceanic plate geometry in the net rotation of the lithosphere, trench motions, and slab return flow. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13.

Gibert, G., Gerbault, M., Hassani, R., Tric, E., 2012. Dependency of slab geometry on absolute velocities and conditions for cyclicity: insights from numerical modelling. *Geophys. J. Int.* 189, 747–760.

Gordon, R.G., Jurdy, D.M., 1986. Cenozoic global plate motions. *J. Geophys. Res.* 91 (B12), 12389–12406.

Gripp, A.E., Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hot spots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321–361.

Guillaume, B., Husson, L., Funicello, F., Faccenna, C., 2013. The dynamics of laterally variable subductions: laboratory models applied to the Hellenides. *Solid Earth* 4, 1–22.

Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: insights from analogue modelling. *Tectonophysics* 463, 167–174.

Guillou-Frottier, L., Buttles, J., Olson, P., 1995. Laboratory experiments on the structure of subducted lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 19–34.

Heuret, A., Funicello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: a comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 473–483.

Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 149, 31–51.

Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* 24, 217–284.

Kreemer, C., 2009. Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hotspot motions and mantle flow. *J. Geophys. Res.* 114 (B10405).

Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6 (9).

Loiselet, C., Husson, L., Braun, J., 2009. From longitudinal slab curvature to slab rheology. *Geology* 37 (8), 747–750.

Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funicello, F., Regard, V., 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 588, 39–55.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 299–309.

Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Schephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 44 (107–138).

Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25.

Ribe, N.M., 2003. Periodic folding of viscous sheets. *Phys. Rev. E* 68 (036305).

Ribe, N.M., 2010. Bending mechanics and mode selection in free subduction: a thin-sheet analysis. *Geophys. J. Int.* 180, 559–576.

Roda, M., Marotta, A.M., Spalla, M.I., 2011. The effects of the overriding plate thermal state on the slab dip in an ocean-continent subduction system. *Compt. Rendus Geosci.* 343, 323–330.

- Rodríguez-González, J., Negredo, A.M., Billen, M.I., 2012. The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13 (1), Q01002.
- Schellart, W.P., 2005. Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 197–219.
- Schellart, W.P., 2007. The potential influence of subduction zone polarity on overriding plate deformation, trench migration and slab dip angle. *Tectonophysics* 445, 363–372.
- Schellart, W.P., 2008a. Kinematics and flow patterns in deep mantle and upper mantle subduction models: influence of the mantle depth and slab to mantle viscosity ratio. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (3), Q03014.
- Schellart, W.P., 2008b. Overriding plate shortening and extension above subduction zones: a parametric study to explain formation of the Andes Mountains. *GSA Bull.* 120 (11–12), 1441–1454.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* 279 (5347), 60–63.
- Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? *Geology* 33 (8), 617–620.
- Steinberger, B., Sutherland, R., O'Connell, R.J., 2004. Prediction of Hawaiian-Emperor seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. *Nature* 430 (1–2), 167–173.
- Tan, E., Lavier, L.L., Van Avendonk, H.J.A., Heuret, A., 2012. The role of frictional strength on plate coupling at the subduction interface. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13 (Q10006).
- Turcotte, D., Schubert, G., 1982. *Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley and Sons, New York.
- Wu, B., Conrad, C.P., Heuret, A., Lithgow-Bertelloni, C., Lallemand, S., 2008. Reconciling strong slab pull and weak plate bending: the plate motion constraint on the strength of mantle slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 412–421.
- Yamato, P., Husson, L., Braun, J., Loiselet, C., Thieulot, C., 2009. Influence of surrounding plates on 3D subduction dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 36 (L07303).
- Zhong, S., Gurnis, M., 1994. Controls on trench topography from dynamic models of subducted slabs. *J. Geophys. Res.* 99 (B8), 15683–15695.

Annexe B

Fluid pathways and high-*P* metasomatism in a subducted continental slice (Mt. Emilius klippe, W. Alps)

S. ANGIBOUST,^{1,2} P. YAMATO,³ S. HERTGEN,³ T. HYPPOLITO,⁴ G. E. BEBOUT⁵ AND L. MORALES^{1,6}

¹German Research Center for Geosciences (GFZ), Helmholtz Zentrum, Potsdam D-14473, Germany (samuel.angiboust@gmail.com)

²Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Univ. Paris Diderot, CNRS, Paris F-75005, France

³Géosciences Rennes, UMR 6118-CNRS, Université de Rennes 1, Rennes F-35042, France

⁴Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Rua do Lago 562, Cidade Universitaria, 05508-080 São Paulo, Brazil

⁵Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University, Bethlehem, PA, USA

⁶ETH, Auguste-Piccard-Hof 1, 8093 Zürich, Switzerland

ABSTRACT The Mt. Emilius klippe (Western Alps, Italy) corresponds to a segment of the stretched Adriatic continental margin metamorphosed at granulite facies during Permian. This slice was subducted during the early Cenozoic Alpine subduction with the underlying eclogite facies remnants of the Tethyan sea-floor (Zermatt-Saas zone). Near the base of the Mt. Emilius massif, there is a shear zone with eclogite facies hydrofracture systems associated with deformation-induced re-equilibration of granulites during high-*P* metamorphism. In the basal part of the massif, a pluri-hectometre domain of sheared mafic boudins is hosted in the granulitic paragneiss. In these mafic boudins, there are garnetites, garnet veins and clinopyroxenites, as well as clinozoisite and calcite veins. These features record multiple events of fracture opening, brecciation, boudinage and parallelization of structures coevally with fluid–rock interaction, metasomatism and volume change. This integrated petrological, micro-textural and geochemical investigation illustrates the multiplicity and the chemical variability of fluid sources during prograde to peak metamorphic evolution in the lawsonite–eclogite-facies field (at ~2.15–2.4 GPa, 500–550 °C) during subduction of the Mt. Emilius slice. The calcite veins crosscutting the garnetites have relatively low $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ values ($\sim +6.5\%$) near those for marble layers (and nearby calcsilicates) embedded within the metasomatized granulites (+8 to +10%). It is proposed that infiltration of externally-derived H₂O-rich fluids derived from the plate interface flushed the marbles, promoting decarbonation followed by short-distance transport and re-precipitation along garnetite fractures. This study highlights the importance of inherited structural heterogeneities (such as mafic bodies or sills) in localizing deformation, draining fluids from the downgoing plate and creating long-lasting mechanical instabilities during subduction zone deformation.

Key words: eclogite; fluids; metasomatism; Mt. Emilius; subduction.

INTRODUCTION

Fluids are known to play key roles in subduction interface processes, as demonstrated by field, experimental and geophysical observations (e.g. Prouteau *et al.*, 2001; John & Schenk, 2003; Audet & Bürgmann, 2014). Metamorphic fluids produced by prograde dehydration of a downgoing slab have an impact on interplate coupling, seismicity distribution and arc magmatism (Schmidt & Poli, 1998; Peacock & Hyndman, 1999; Moreno *et al.*, 2014). Many studies have emphasized the close link between fluid release, fluid transport and the distribution of seismic events (Hacker *et al.*, 2003; Abers *et al.*, 2013; Oncken *et al.*, 2003). Jamtveit *et al.* (1990) demonstrated that pseudotachylytes (and seismicity) under eclogite-facies *P*–*T* conditions form through

the re-equilibration of large volumes of subducted granulitic crust along shear zones in the presence of a fluid phase. The distribution of deformation, fluid flow and seismic activity within oceanic subduction zones under high pressure (*HP*) conditions remains a matter of debate as well-preserved, large-scale exposures documenting *HP* deformation are very rare (Philippot & van Roermund, 1992; Stöckhert, 2002; Angiboust *et al.*, 2012; Deseta *et al.*, 2014). Both geophysical and field studies concur that fluids at near-lithostatic pore pressures (i) could maintain the subduction shear zone under low stress levels, and (ii) are highly channelized within shear zones and hydrofracture networks (e.g. Peacock *et al.*, 2011; Sibson, 2014; Angiboust *et al.*, 2015).

Fluid transport at *HP* conditions can lead to the formation of metasomatic reaction zones and

selvages along fracture networks (Philipot & Selverstone, 1991; Hermann *et al.*, 2006; Zack & John, 2007). Natural examples of eclogite facies fluid conduits are rare and their understanding is often limited by the relatively small dimensions of field exposures. Detailed petrological and textural documentation of these unusual features are needed to highlight deep-seated tectonic processes and mass transfer across and along the subduction interface (e.g. Molina *et al.*, 2002; Ferrando *et al.*, 2009; Centrella *et al.*, 2015; Bebout & Penniston-Dorland, 2016).

In order to better document and understand mineralogical, fluid–rock interaction and fluid transport processes in deep subduction zone settings, we herein focus on an eclogite facies shear zone within a slice of granulitized continental crust (Mt. Emilius klippe) in the Italian Western Alps. Previous work has shown that this shear zone provides a large-scale natural laboratory documenting deformation and fluid–rock interaction in the eclogite facies (Pennacchioni, 1996; Scambelluri *et al.*, 1998) during subduction in the early Cenozoic. The aim of this work was to analyse the petrology of the structural development and mineralogy and bulk chemistry of the metasomatized rocks, so as to elucidate the composition and origin of the infiltrating fluid, relating these features to understand the evolution of fluid pathways during subduction.

GEOLOGICAL SETTING

The internal zones of the W. Alps formed by the subduction of the Tethyan realm between *c.* 100 and 40 Ma (e.g. Coward & Dietrich, 1989; Dal Piaz *et al.*, 2001; Agard *et al.*, 2009). During this subduction process, thrust sheets of metasedimentary rocks and associated mafic/ultramafic lithologies were accreted in a subduction zone, forming the Liguro-Piemontese domain. The Zermatt-Saas unit (ZSU) constitutes the part of this nappe-stack that reached the highest pressure conditions at 50–45 Ma (2.3–2.6 GPa; Rubatto *et al.*, 1998; Lapen *et al.*, 2003; Bucher *et al.*, 2005; Angiboust *et al.*, 2009). Recent discoveries suggest that the hangingwall of the ZSU may represent a composite domain juxtaposing sub-km-scale tectonic slices with differing *P–T–t* histories [e.g. Lago di Cignana unit: Reinecke, 1991; Groppo *et al.*, 2009; Etirol-Levaz Unit (ELU): Fassmer *et al.*, 2016 and references therein]. A few slices of continental affinity have been reported along this shear zone [ELU, Theodul Glacier Unit (TGU): Weber & Bucher, 2015; ChU, Chatillon Unit (ChU): Rolfo *et al.*, 2004; see also Ballèvre *et al.*, 1986; Fig. 1]. Recent geochronological investigations revealed Alpine peak metamorphic ages (Lu–Hf: 60–50 Ma; Weber *et al.*, 2015; Fassmer *et al.*, 2016; Fig. 1) *c.* 10 Ma older than the underlying ZSU. These remnants are generally viewed as extensional allochthons formed during the stretching of the continental

margin of the Adriatic plate (e.g. Polino *et al.*, 1990; Dal Piaz *et al.*, 2001; Beltrando *et al.*, 2010) and later accreted along the Alpine subduction interface under eclogite facies conditions. In these continental slices, remnants of Permian granulite facies metamorphism (0.6–0.7 GPa; ~700 °C; Dal Piaz *et al.*, 1983) similar to those visible in the Ivrea Zone are preserved within the domains that have not completely recrystallized during early Cenozoic Alpine *HP–LT* metamorphic overprint.

The Mt. Emilius klippe constitutes one of the largest continental outliers, now exposed in the southern part of the Aosta valley (Fig. 1a). This massif, which was underthrust by the ZSU, also contains granulite facies paragneisses that were eclogitized during Alpine deformation (Compagnoni, 1977; Dal Piaz *et al.*, 1983; Ballèvre *et al.*, 1986; Fig. 1b). Phengite Rb–Sr ages on Mt. Emilius micaschists yield ages of 50–40 Ma (Dal Piaz *et al.*, 2001). Based on the similarities in structures and tectono-metamorphic histories with the ELU, we hypothesize that the Mt. Emilius slice experienced peak-*P* metamorphism at *c.* 60–50 Ma. According to this, the shear zone at the base of the Mt. Emilius slice occupied a subduction interface hangingwall position during several Ma until the detachment from the downgoing slab and the underplating of the underlying *HP* ophiolites (ZSU). Extensive fluid–rock interaction features are therefore expected to occur along the hangingwall of the subduction interface (see also Angiboust *et al.*, 2014b).

The Mt. Emilius klippe is internally composed of a 2 km-thick sequence of felsic granulite-facies paragneiss with minor intercalations of mafic rocks and thin marble and calcisilicate layers (Bearth *et al.*, 1980; Pennacchioni, 1996; Fig. 1b). The main regional-scale schistosity, developed during prograde Alpine deformation at *HP* conditions, resulting in the pervasive recrystallization of pre-Alpine lithologies at the scale of the massif (>80 vol.%; Bearth *et al.*, 1980). This *HP* peak metamorphic event took place at 1.1–1.3 GPa and 450–550 °C according to Dal Piaz *et al.* (1983). During subduction, the host paragneisses (containing garnet, biotite, plagioclase and sillimanite; Dal Piaz *et al.*, 1983) were transformed to garnet–chloritoid micaschists. The original, granulite facies paragenesis forming mafic lenses in the Mt. Emilius massif contains varying proportions of hornblende, diopside, plagioclase and garnet, and mafic boudins recrystallized into a garnet–omphacite–glaucophane–phengite assemblage during the *HP* alpine event (Pennacchioni, 1996; for a detailed petrographic description of Mt. Emilius mafic eclogites, see also Bearth *et al.*, 1980; Dal Piaz *et al.*, 1983). We focus here on the Arbole region (Fig. 1) where sheared remnants of an eclogitized mafic layer are exposed (Arbole Shear Zone: ASZ). This body is now strongly boudinaged, veined and wrapped by foliated micaschists (Pennacchioni, 1996). Two types of mafic eclogites are exposed in the Mt. Emilius massif (e.g. Scambelluri *et al.*, 1998). The one named

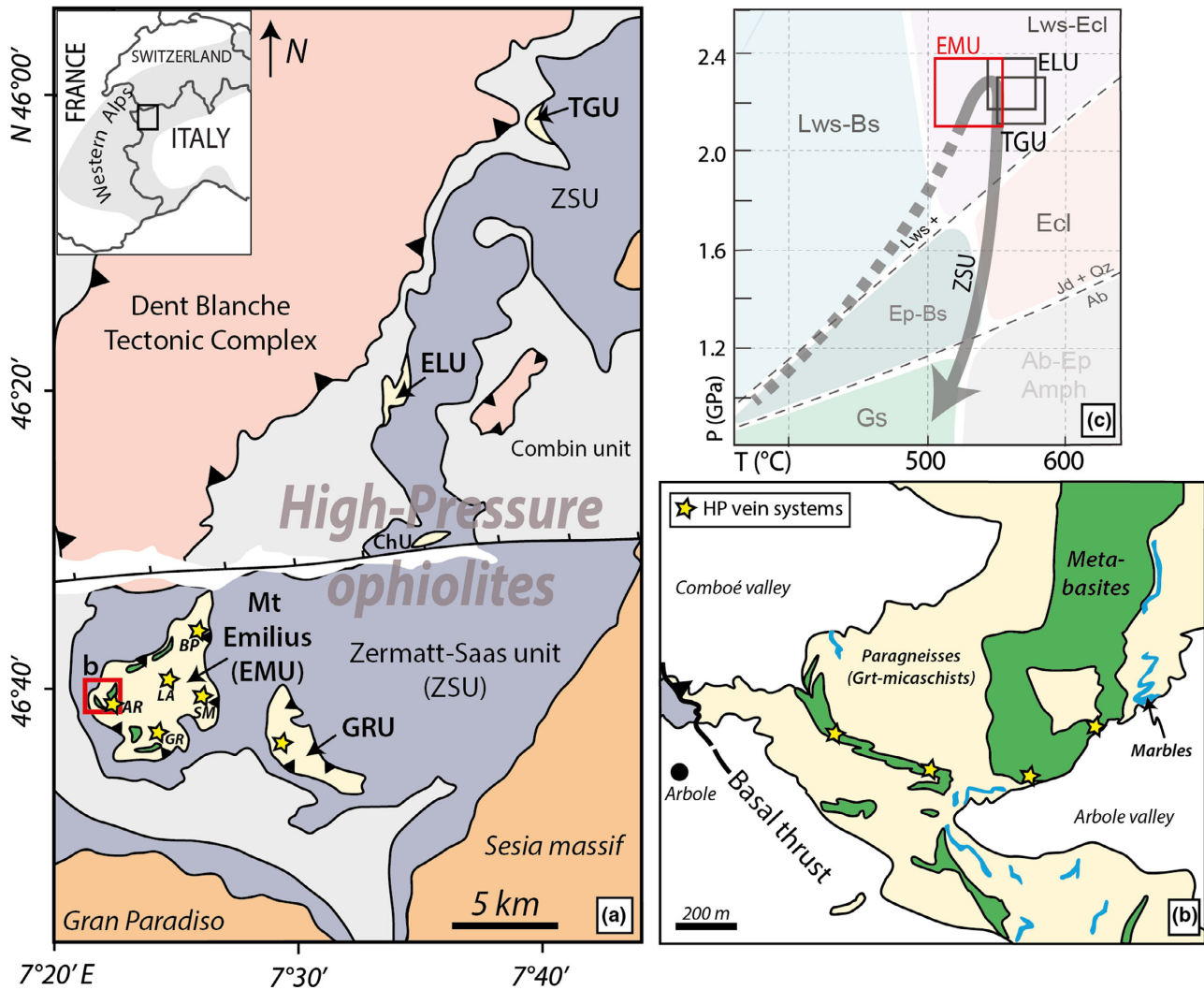


Fig. 1. (a) Geological map of the studied region in NW Italy (see inset) modified and simplified after Steck *et al.* (1990). The Zermatt-Saas Unit (ZSU) is overlain by a series of tectonic slices of continental affinity: the Etirol-Levaz unit (ELU), the Theodul Glacier Unit (TGU), the Glacier-Raffray unit (GRU), the Chatillon unit (ChU) and the Mt. Emilius unit (EMU). These slices, that all contain remnants of Permian granulite facies metamorphism, have been eclogitized during Alpine subduction. Localities studied in the EMU massif containing *HP* vein systems (yellow stars) are the following: Bon Plan (BP), Saint Marcel (SM), Grauson (GR), Laures (LA) and Arbole (AR). (b). Detailed geological map (modified after Pennacchioni, 1996) of the Arbole sector (red square in a) showing the imbrication of metabasitic layers within the host paragneiss. (c) *P*–*T* estimates for the ELU, TGU and ZSU (see references in text; background grid from Angiboust *et al.*, 2009). Peak estimates for EMU are from this work.

‘granulitized eclogites’ by Pennacchioni (1996) preserves remnants of pre-alpine, granulite facies metamorphism now largely overprinted by the eclogite facies event. The second type of mafic eclogites is devoid of granulite facies imprint and may represent sills or dyke systems that formed during the Early Mesozoic history (e.g. Mazzucchelli *et al.*, 2010). The spatial distribution and the relative amounts of the two different mafic lithotypes have not been documented yet. Scambelluri *et al.* (1998) showed that mafic eclogites richer in total Na contain higher vein omphacite amounts, and concluded on the importance of locally derived fluid flux during the veining process. These authors, who reported high salinity

fluid inclusions (20–50 wt% salts) trapped inside vein-filling clinopyroxene, proposed that various (mostly internal) fluid sources may have contributed to the mineralogical and geochemical signature of these mafic eclogites.

ANALYTICAL METHODS

Electron probe microanalysis was performed using a JEOL-JXA 8230 probe at the GFZ Potsdam under standard analytical conditions (15 kV, 20 nA, wavelength-dispersive spectroscopy mode), using a 10 μm beam. Standards used for the calibration were the following: orthoclase (Al, Si, K), fluorite (F), rutile (Ti), Cr₂O₃

(Cr), wollastonite (Ca), albite (Na), MgO (Mg), Fe₂O₃ (Fe) and rhodonite (Mn). X-ray mapping was undertaken at 15 kV and 30 nA, with a beam size of 2 µm. Mineral abbreviations are given after Whitney & Evans (2010). Clinopyroxene naming follows the classification of Morimoto (1988). The following convention is used here for naming the numerous clinopyroxene generations in ASZ rocks: pre-alpine diopside: *Di*₀, alpine diopside: *Di*, omphacite (only alpine): *Omp*, clinopyroxene: name given for all undifferentiated alpine clinopyroxenes. Pre-alpine garnet is named *Grt*₀ while the various generations of alpine garnet are named *Grt*₁ and *Grt*₂ based on textural arguments. The label 'Grt' refers to an undifferentiated alpine garnet generation.

Sample imaging (back-scattered electron mode) was performed using a Scanning Electron Microscope Ultra 55 Plus (Carl Zeiss) with 20 kV acceleration voltage and UltraDry SDD EDS detector. Sample surface composition estimates were obtained by averaging of four surface scan estimates (3 × 1.5 mm, 30 s counting time).

Nine bulk-rock chemical analyses were performed on samples from the Arbole sector. Major elements were analysed at the GFZ Potsdam by X-ray fluorescence (XRF) on 1050 °C-dried samples, prepared as fused discs of Li tetraborate-metaborate (FLUXANA FX-X65, sample-to-flux ratio 1:6). A Panalytical Axios Advanced wavelength-dispersive spectrometer and matrix correction programs were used to calculate concentrations. H₂O and CO₂ concentrations were calculated as loss on ignition.

For stable-isotope analyses, CO₂ gas from carbonate samples was prepared by dissolution in 100% phosphoric acid at 25 °C overnight, following McCrea (1950), and the cryogenically purified gas was analysed in dual-inlet mode on a Finnigan MAT 252 mass spectrometer at Lehigh University. Oxygen and C isotope values are reported relative to Vienna standard mean ocean water (VSMOW) and PeeDee belemnite (VPDB) respectively. Proper standardization for these analyses was verified by analysis of various laboratory and international carbonate standards including NBS-19 (calcite; δ¹⁸O_{VSMOW} = +28.6‰; δ¹³C_{VPDB} = +1.95‰).

Uncertainties (expressed as 1σ) are ~0.15‰ and ~0.10‰ for δ¹⁸O and δ¹³C respectively. For >150 analyses of one internal calcite standard (sample 8-3-7v, calcite vein) over a 10-year period, uncertainties (expressed as 1σ) were ~0.15‰ and ~0.10‰ for δ¹⁸O and δ¹³C respectively.

PETROLOGICAL OBSERVATIONS

Field relationships in the Arbole region

The study area is located near the Rifugio Arbole, in the NW part of the Mt. Emilius massif (Fig. 1a). The host garnet micaschists (former felsic granulites) contain dismembered, decametre-scale ribbons of boudinaged mafic layers affected by mylonitic deformation during Alpine subduction (Pennacchioni, 1996). Locally, metre-sized boudinaged marble and calc-silicate layers are interleaved within the garnet micaschist sequence in the vicinity of the mafic boudins (Fig. 1b). We focus here on these sheared boudins, located ~100 m structurally above the thrust contact separating the Mt. Emilius unit from the underlying ZSU (Fig. 1). Mafic boudins are separated from the base of the Mt. Emilius klippe by a mylonitized domain comprising greenschists, retromorphosed eclogites and flattened quartz ribbons parallel to the main foliation (see also Dal Piaz *et al.*, 1983). The core of the ASZ, less affected by retrogression, consists of a very heterogeneous mixture of cm- to m-sized pods of garnetites, clinopyroxenites associated with clinozoisite-rich domains wrapped by an eclogite facies foliation (Fig. 2a,b; see also Pennacchioni, 1996). The formation of mylonites, ultra-mylonites, crystal-preferred orientation (CPO) in clinopyroxene and eclogite breccias (Fig. S1; Pennacchioni, 1996) point to pervasive shearing affecting the core of the ASZ.

The vein systems in the Arbole region

All mafic lithologies in the Arbole region exhibit abundant fractures and vein systems filled by garnet, clinopyroxene or clinozoisite (Fig. 3). The mineralogy

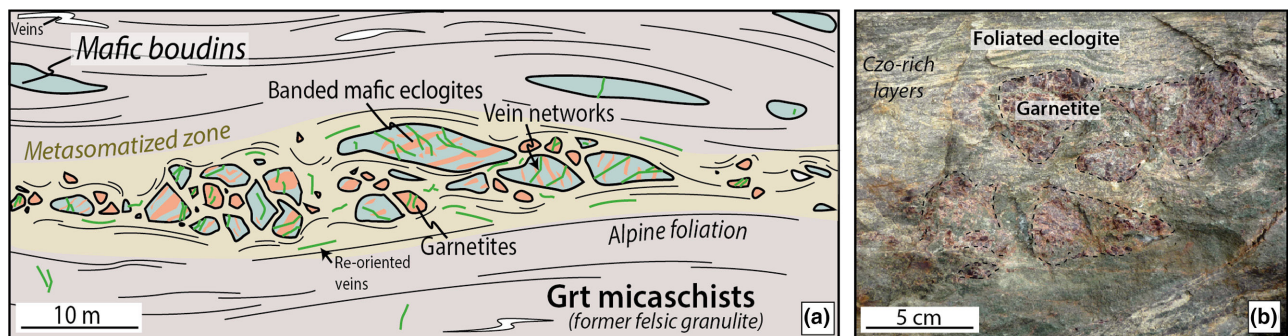


Fig. 2. (a) Simplified sketch showing field structural relationships within the Arbole shear zone between metasomatized fragments and host garnet micaschists. (b) Field view of a dismembered garnetite layer wrapped by a Czo-rich, eclogite facies foliation.

and the structural position of the various vein systems are shown in Table 1. Clinopyroxene veins, forming at high angle to the eclogitic foliation, are best preserved within domains sheltered from post-

veining mylonitization. Many vein networks exhibit strong shearing that led to (i) their transposition parallel to the main foliation, (ii) the destruction of their original fibrous structure and (iii) the dynamic

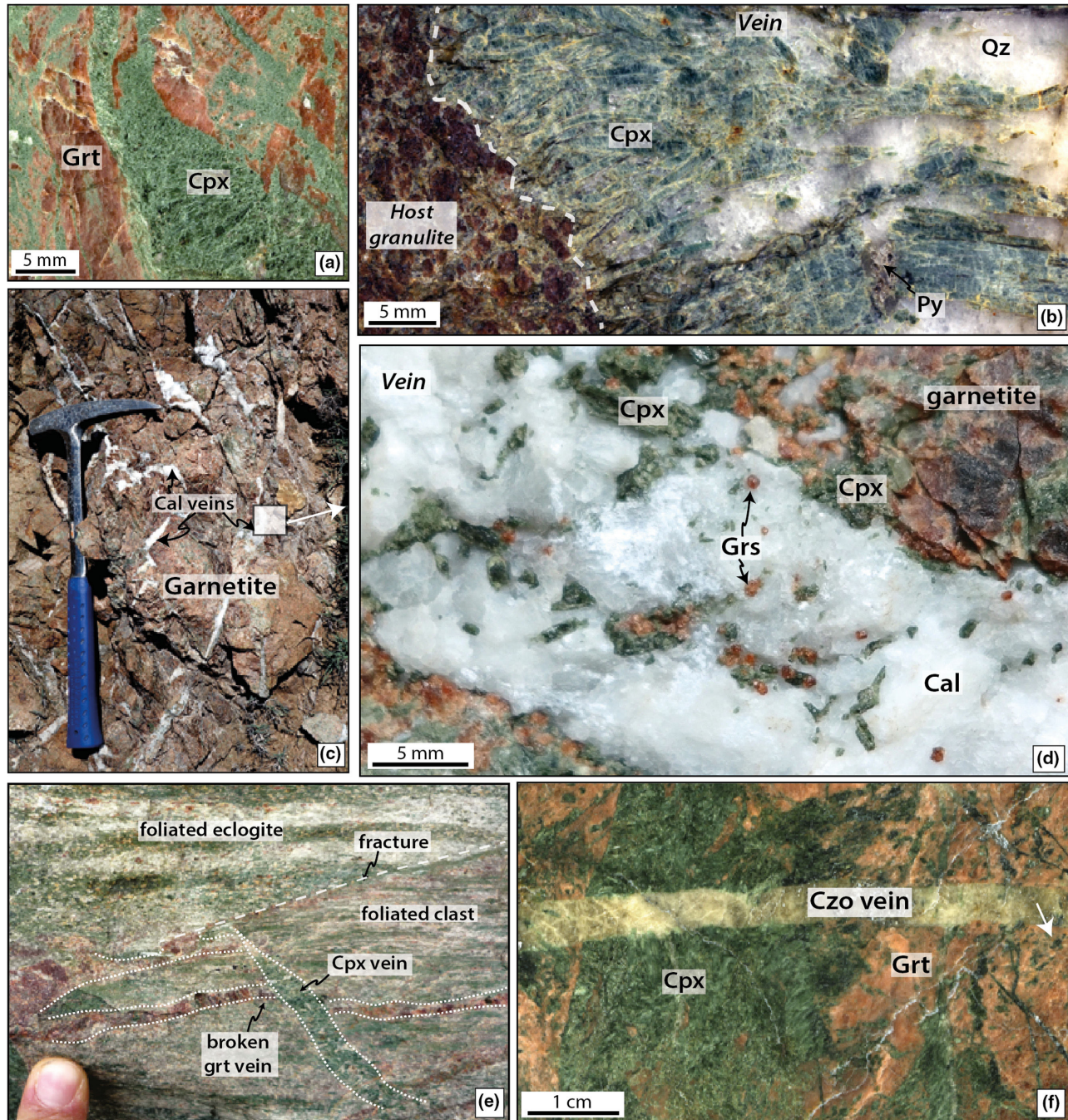


Fig. 3. Sample and field pictures showing textural relationships between vein systems and host rocks in the ASZ sector. (a) Folded and fractured garnetite layers and a vein filled by fibrous clinopyroxene. (b) Host granulite (only partly re-equilibrated during the Alpine stage) cut by a coarse-grained vein filled by fibrous clinopyroxene, blocky quartz (and pyrite). (c) Field view of a garnetite layer cut by a network of calcite-rich veins. (d) Picture of a specimen showing euhedral grossular and clinopyroxene crystals filling a calcite vein. (e) Foliated and fractured eclogite showing a garnet vein obliquely transected by a clinopyroxene vein. (f) Typical fractured garnetite (comprising rounded, greenish pseudomorphs after pre-alpine diopside Di_0 ; white arrow) first cut by a vein containing fibrous clinopyroxene and later cut by a clinozoisite vein.

recrystallization of clinopyroxene and clinozoisite crystals leading to the development of a strong CPO. When preserved from subsequent deformation, clinopyroxene, garnet and clinozoisite veins range in thickness from 2 mm to 5 cm (Fig. 3a). In the host granulite, fibrous clinopyroxene is associated with large blocky quartz crystals partly intergrown with *HP* minerals (Fig. 3b; Table 1). Calcite veins containing euhedral grossular-rich garnet and automorphous clinopyroxene crystals cross-cut garnetite in the ASZ (Fig. 3c,d). Cross-cutting relationships between mafic eclogites and associated garnetite, omphacite and clinozoisite veins suggest several stages of vein opening and fracturing (Fig. 3e,f; Table 1). Clinozoisite–garnet–clinopyroxene domains (such as in Fig. 4a) exhibit numerous fracture networks filled by clinopyroxene and clinozoisite fibres. Locally, zones comprising angular clinopyroxenite clasts are enclosed within a clinozoisite-rich matrix (Fig. 4b,c). These field relationships suggest alternating brittle and ductile deformation that led to the reworking of veins networks, boudinage of garnetite clasts and their incorporation into an eclogite facies foliation (Fig. 2).

Veining at the scale of the Mt. Emilius slice

Extensive field investigations in the Mt. Emilius slice revealed the ubiquitous presence of cm-sized quartz, omphacite or garnet-bearing vein systems (localities BP, GR, SM, LA and also in GRU; see Fig. 1c; Table 1). Although Mt. Emilius rocks near the basal thrust are highly retrogressed and ductily deformed, vein abundance increases towards the lowermost 200 m of the Mt. Emilius slice, above the contact with the underlying ZSU. We focus and restrict the description to veins in which *HP* minerals have been found. These veins formed initially at high angle to the main Alpine foliation (e.g. Fig. 4d) and were progressively rotated into parallelism with the dominant foliation during prograde, peak and possibly retrograde metamorphism and deformation. High-*P* veins from Mt. Emilius felsic granulites are dominantly filled by elongate, blocky quartz crystals with locally omphacite needles perpendicular to the vein wall (Figs 3b & 4d,e). Rarely, cm-sized chloritoid crystals or mm- to cm-sized rutile needles are intergrown with quartz vein crystals (Fig. 4d). Field textures such as the ones shown in Fig. 4 suggest formation via hydrofracturing processes (e.g. Bons, 2001).

Unlike mafic rocks in the ASZ, the metre-sized mafic boudins disseminated within the Mt. Emilius paragneiss sequence (probably former mafic enclaves or dykes) exhibit only minor veining and, where veins are present, only one single vein generation perpendicular to the host rock foliation is present. The chemical nature of the host rock is correlated with the mineral species filling the veins: clinopyroxene and garnet veins mostly form in mafic layers while

quartz-dominated veins are only observed in the felsic host rock (in line with Scambelluri *et al.* (1998) observations; Table 1).

Microscopic textures

To investigate peak metamorphic replacement and metasomatic processes, 75 polished thin sections were examined from samples of the ASZ and the Mt. Emilius massif. GPS coordinates of samples are given in Table S1. Due to the variable fluid–rock interaction imprint existing in ASZ mafic rocks that often led to complete disappearance of the granulite facies remnants, it can be difficult to distinguish between eclogites and eclogitized granulites defined by Pennacchioni (1996). We therefore hereafter preferentially refer to ASZ eclogitized basic rocks as ‘mafic eclogites’.

Pre-alpine, granulite facies pseudomorphs after diopside Di_0 are preserved in mafic eclogites shielded in garnetites (Fig. 5a,e). The pre-alpine Grt_0 , frequently preserved in the host granulite, has not been found in the metasomatized mafic eclogites. Pre-alpine hornblende and plagioclase (see Dal Piaz *et al.*, 1983) have been completely replaced during the alpine stage. Our microstructural observations indicate coeval growth of garnet, clinozoisite, clinopyroxene, titanite and apatite during eclogite facies deformation (Figs 5 & 6). Among the most striking features of ASZ rocks is the widespread formation of garnetite in and around mafic eclogites (Figs 1, 2 & S1). Garnetite clasts contain clinozoisite and clinopyroxene inclusions defining a weak to moderate foliation (Fig. 5a,b). Garnetite layers exhibit a very homogeneous texture devoid of euhedral crystals (Fig. 5c). A weakly oriented ‘cement’ that encapsulates oriented angular porphyroblasts of clinopyroxene and clinozoisite is composed of xenomorphic garnet grains of 5–10 μm in diameter (Fig. 5c,d). In sample #14-15g, oriented titanite needles are parallel to the ‘intra-garnet foliation’. Clinopyroxene grew in textural equilibrium with garnet outer rims indicating that clinopyroxene crystals filled the porosity after garnet emplacement (see the white arrow in Fig. 5c). In most garnetite samples, pseudomorphs after pre-alpine diopside Di_0 are visible in back-scattered electron images (Fig. 5e,f). Several generations of alpine diopside have been identified, progressively replacing the pre-alpine diopside crystals via micro-fracturing and pseudomorphic replacement along cleavage plans (Fig. 5f).

All minerals, including garnet, clinopyroxene, clinozoisite and titanite are zoned (Figs 5f & 6a,b). Where present, fractured titanite porphyroclasts are overgrown by another titanite generation together with apatite and clinozoisite (Fig. 6b). Micrometre-scale chemical oscillations are observed in most of ASZ minerals, seemingly representing incremental growth of minerals in equilibrium with a fluid phase.

Table 1. Summary of cross-cutting relationships and structural evolution of the various vein generations observed in the Mt. Emilius massif and in the Arbole Shear Zone.

	Cut the host Grt micaschist	Cut mafic eclogite boudins	Cut garnetites	Cut by another vein type	Parallel to the main foliation
Grt vein	No	Yes (Grs-rich)	Yes (grs-rich)	Yes: Cpx, Czo, Cal	Yes
Cpx vein	Yes (in Qz veins)	Yes (Di, Omp)	Yes (di)	Yes: Cpx, Czo	Yes
Czo vein	No	Yes	Yes	Yes: Cpx, Cal	Yes
Qz vein	Yes (associated with Rt, Cpx, Ctd)	No	No	No	Yes (in the host micaschist)
Cal vein	No	Yes	Yes	No	No

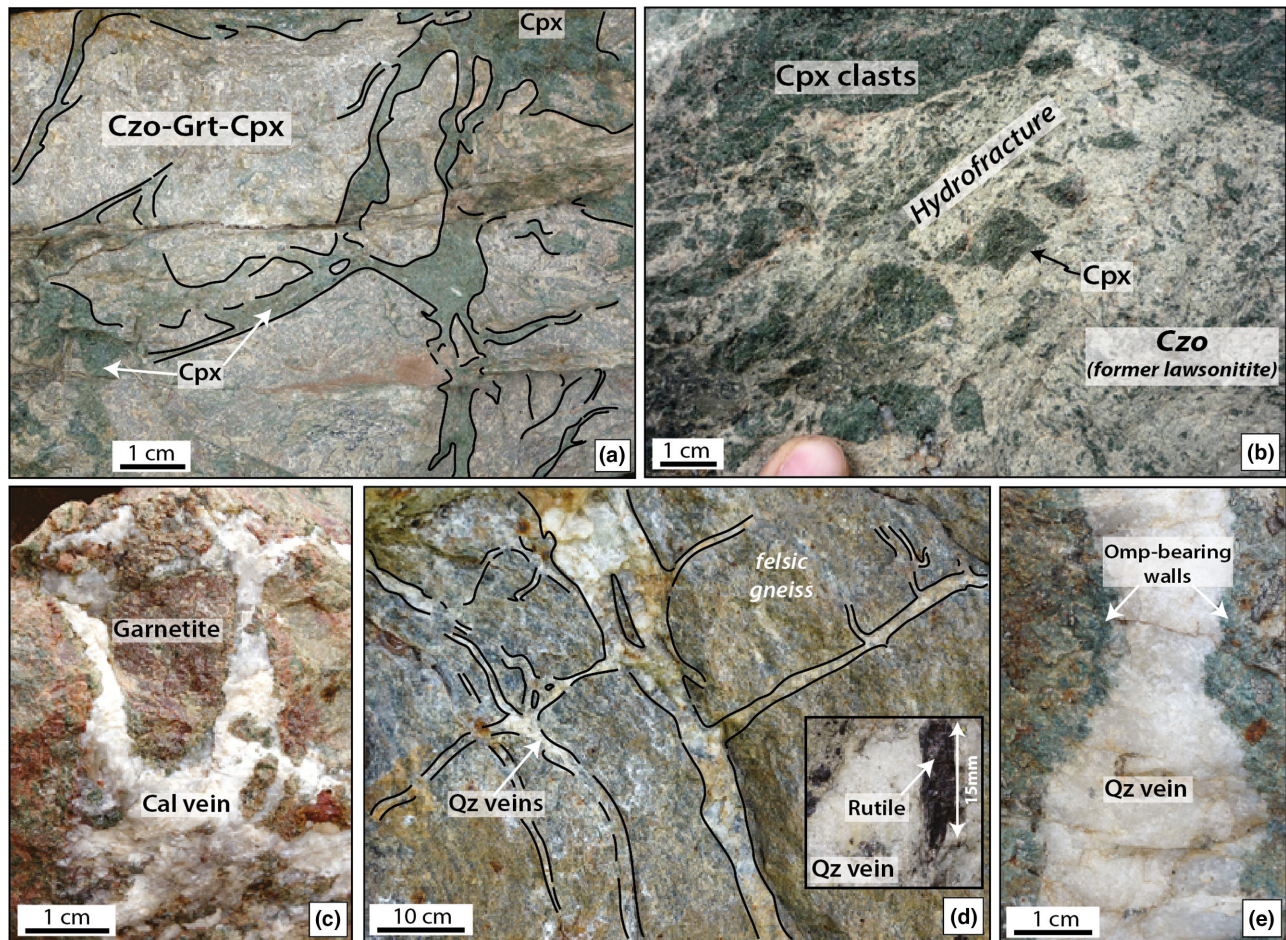


Fig. 4. Field and sample pictures showing the representative texture of vein systems in the Arbole region (a, b and c), in the Grauson sector (d) and in Saint Marcel valley (see Fig. 1a for location). (a) Fine-grained garnet–clinopyroxene–clinozoisite metasomatized matrix cut by clinopyroxene veins that may have formed via hydrofracturing (ASZ). (b) Clinopyroxene-rich host cut by a clinozoisite-rich hydrofracture containing angular clasts from the host (ASZ). The clinozoisite-rich domain may have been formed by pure lawsonite under peak metamorphic conditions within the lawsonite stability field (see discussion). (c) Garnetite clast floating within calcite (ASZ). (d) Outcrop view of a quartz-bearing hydrofracture system transecting perpendicularly the felsic gneiss matrix. Locally, cm-sized rutile needles can be found embedded within these quartz veins (inset). (e) Omphacite-bearing quartz vein cutting through a felsic gneiss (Saint Marcel valley).

X-ray mapping shows numerous chemical oscillations of minor amplitude (Fig. 6c) for a garnet crystal growing along the wall of a calcite vein (Fig. 3d).

Vein-filling material exhibits variable textural patterns from static growth to extreme elongation (Fig. 6d,e). Elongated clinopyroxene crystals (Fig. 6d) represent growth parallel to the clinopyroxene *c*-axis during vein opening (e.g. Pennacchioni,

1996; Bons *et al.*, 2012). Vein-filling garnet also traps stretched inclusions oriented perpendicular to the vein walls (Fig. 6f). Incremental, crack-seal features are also very common within clinopyroxene veins (Fig. 6e). Figure 6e exhibits static and incremental opening of the same vein network. The first opening event led to the precipitation of diopside (light grey) followed by omphacite (dark grey; Fig. 6e). The

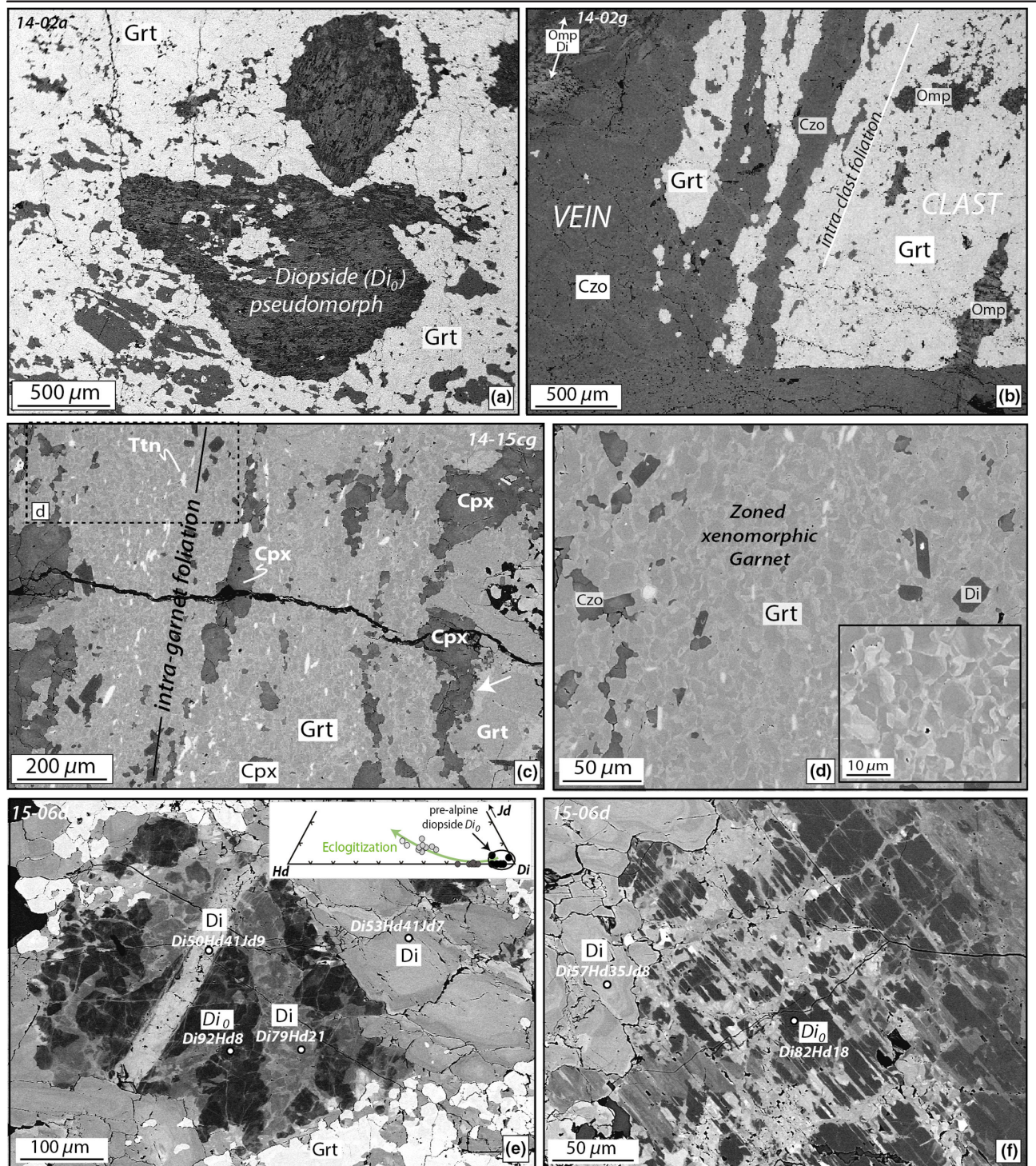


Fig. 5. Scanning electron microscope images (back-scattered imaging mode) showing micro-textures visible in ASZ garnetites. (a) Rounded pseudomorphs after a pre-alpine diopside (now replaced by another generation of clinopyroxene) surrounded by garnet. (b) Garnetite clast exhibiting an internal foliation (clinzoisite bands, aligned clinopyroxene inclusions) abruptly cut by a clinopyroxene and clinzoisite vein. Omphacite is present both as inclusion within the clast as well as within the vein, associated with diopside. (c) Internal texture of a garnetite showing an intra-garnet 'pseudo-foliation' comprising numerous, aligned titanite grains. Clinopyroxene and clinzoisite precipitate along with garnet. The white arrow points to garnet–clinopyroxene grain boundary suggesting coeval formation. (d) Close up view of the garnetite matrix showing the xenomorphic appearance of garnet and the very complex imbrication of garnet grains (see inset). (e) Image showing a pre-alpine diopside Di_0 pseudomorph included within a garnetite. Multiple replacement stages of the pre-alpine darker diopside Di_0 are visible. This crystal is now cross-cut by two generations of chemically distinct clinopyroxene. (f) Replacement of a pre-alpine diopside Di_0 crystal from a garnetite showing re-equilibration by a Na/Fe-rich clinopyroxene composition along the former cleavages (and along microcracks).

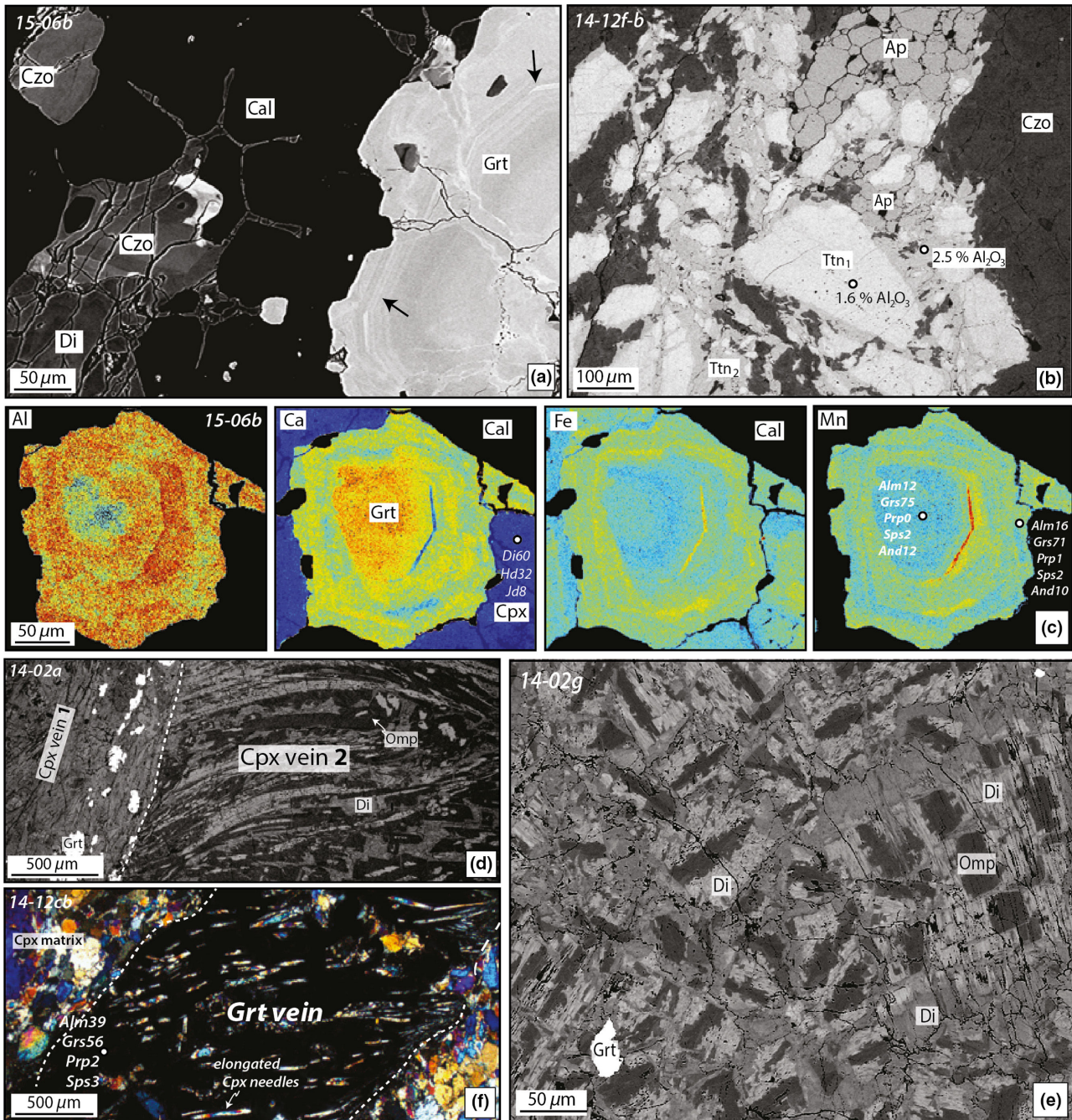


Fig. 6. (a) Representative BSE image showing the equilibrium texture within calcite-bearing veins between oscillatory garnet (black arrow), calcite, clinozoisite and diopside. (b) BSE image showing a former titanite porphyroclast micro-fractured and replaced by another titanite generation along its rims. Apatite is intergrown with the second titanite generation and surrounds Ttn1 crystals. Ttn2 contains almost 1% more Al_2O_3 than Ttn1. (c) X-ray maps from a garnet crystal showing oscillatory pattern from a calcite vein (Fig. 3d). (d) BSE image showing a first clinopyroxene vein generation (containing garnet) cut and overgrown by a newer fibrous clinopyroxene vein. (e) BSE image revealing the internal structure of a clinopyroxene vein showing three stages. A first diopside (light grey) is fractured and overgrown by an omphacite-rich Cpx (dark grey). This symmetric structure is lately fractured and healed by another Cpx generation (medium grey). (f) Optical microscope image showing a garnet vein cross-cutting obliquely the Cpx-rich matrix. Numerous, stretched inclusions of clinopyroxene are trapped within garnet.

second event disrupted the previous structure and healed the fragments by a clinopyroxene of intermediate composition. These two contrasting textural

patterns reveal the recurrence of fracturing processes, associated with fluid circulation, operating within ASZ during eclogite facies deformation.

Undeformed calcite veinlets, together with garnet, clinopyroxene, clinozoisite, titanite and apatite occur in garnetite samples (sample #15-06b; Fig. 3c,d). Calcite is also intergrown with diopside and grossular-rich garnet in calcsilicate layers at the contact with the host granulite. Rutile is present in mafic eclogites away from the ASZ, as well as a vein-filling mineral within quartz veins (Fig. 4d; Table 1). It is absent from the core of the ASZ, probably transformed to titanite during fluid–rock interaction. Numerous apatite crystals form ribbons parallel to the main foliation plane within ASZ mafic eclogites.

MINERAL CHEMISTRY

Garnet

Representative mineral compositions are given in Table 2. Garnet from former eclogitized granulites outside the ASZ preserves fractured and partially dissolved remnants of pre-Alpine metamorphism with the highest pyrope contents (~40 mol.% Prp; Fig. 7). The pre-Alpine garnet cores Grt_0 show replacement by clinopyroxene, chlorite and quartz leading to the formation of an atoll structure (Fig. 7b). Note that the replacing Alpine garnet generation Grt_1 lining the fractures has not been retrogressed (Fig. 7). This new Grt_1 generation is richer than Grt_0 in Ca, Fe and Mn (Fig. 7). Intra-garnet

healed fractures show X_{Mg} decrease, but these fractures are not visible in the Ca X-ray map.

Prograde Alpine Grt_1 from ASZ mafic eclogites is also found in some samples along the main foliation, exhibiting a core-to-rim decrease in Mn as well as omphacite inclusions (Fig. 8a,d). This prograde Alpine garnet (Grt_1 in Fig. 8d) has been pervasively fractured, dissolved and replaced by a very fine-grained mixture of Grs-rich garnet (Grt_2), clinopyroxene (mostly diopside) and clinozoisite (Fig. 8b). Garnet (Grt_1) cores are sometimes completely dissolved leaving an atoll-like structure made of Grt_2 . This latest (Grt_2) is always much richer in Ca than Grt_1 (from Grs60 to Grs80; Fig. 8c). Embayment and dissolution features are very frequent inside and around Grt_1 remnants (Fig. 8d). Alpine mylonitic deformation sheared Grt_2 -Cpx-Czo aggregates and disrupted the alpine, prograde Grt_1 shape and angular garnet clasts have been disseminated along the main diopside-rich Alpine foliation (see Fig. 8c).

Garnet from garnetite layers exhibits a very complex zoning pattern, with only minor chemical variations. These garnetite domains show variable grossular contents between 45–50 mol.% and 70–90 mol.% (#14-12ha; #14-07 respectively; Table 2). Internal zoning structure comprises multiple garnet generations (Fig. 8e) as well as numerous stages of growth and dissolution–precipitation. Vein-filling Grt_2 (Fig. 3d) also shows a composition close to

Table 2. Representative mineral analyses from the ASZ metasomatized eclogites.

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Czo	Phg
Sample	#14-04a	#14-02a	#14-07	#15-06b	#14-07	#14-07	#15-02a	#15-02a	#15-02a	#14-07a
Ref.	Z4-GR5	Z6-Gr10	10	2	Z1-1	3	Z1-9	z4-12	z4-2	z1-m5
SiO ₂	38.78	38.58	38.41	38.05	52.73	52.68	55.19	53.40	38.84	51.85
TiO ₂	0.08	0.17	0.27	0.20	0.01	0.32	0.06	0.01	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	21.57	21.22	20.06	18.59	0.32	2.70	10.64	2.81	28.30	26.14
FeO _T	19.92	16.83	11.48	13.16	6.89	8.20	6.79	9.56	6.53	2.34
MnO	1.27	1.38	1.28	0.89	0.24	0.07	0.08	0.11	0.02	0.03
MgO	1.97	0.49	0.20	0.18	14.10	11.75	6.85	10.84	0.03	4.44
CaO	16.45	21.27	27.98	27.39	25.09	21.33	13.30	21.07	23.30	0.18
Na ₂ O	N/A	N/A	N/A	N/A	0.06	2.19	7.05	1.85	0.00	0.14
K ₂ O	0.02	0.03	0.09	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	10.95
Sum	100.06	99.96	99.77	98.47	99.53	99.24	100.00	99.65	97.13	96.19
Si	3.02	3.01	2.97	3.00	Si	1.97	1.96	1.99	Si	3.01
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	Ti	0.00	0.01	0.00	Ti	0.01
Al	1.98	1.95	1.83	1.73	Al	0.01	0.12	0.45	Al	2.59
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.20	0.25	Fe ³⁺	0.06	0.11	0.09	Fe ³⁺	0.42
Fe ²⁺	1.30	1.09	0.54	0.62	Fe ²⁺	0.16	0.15	0.12	Fe ²⁺	0.00
Mn	0.08	0.09	0.08	0.06	Mn	0.01	0.00	0.00	Mn	0.00
Mg	0.23	0.06	0.02	0.02	Mg	0.78	0.65	0.37	Mg	0.00
Ca	1.37	1.78	2.32	2.31	Ca	1.00	0.85	0.51	Ca	1.94
					Na	0.00	0.16	0.49		Na
										K
mg#	0.15	0.05	0.04	0.03	mg#	0.83	0.81	0.76		mg#
Xalm	0.43	0.36	0.17	0.19	q	99.55	83.93	50.37	XCz	0.86
Xpyp	0.08	0.02	0.01	0.01	Jd	0.09	8.46	41.66	XPs	0.14
Xgrs	0.46	0.59	0.73	0.70	Acm	0.36	7.61	7.97		XMu
Xsps	0.03	0.03	0.03	0.02	XJd	0.00	0.16	0.49		XFeCel
Xandr	0.00	0.00	0.07	0.09	XCaTs	0.03	0.04	0.02		XCel
					XDi	0.80	0.65	0.37		XMar
					XHd	0.16	0.15	0.12		

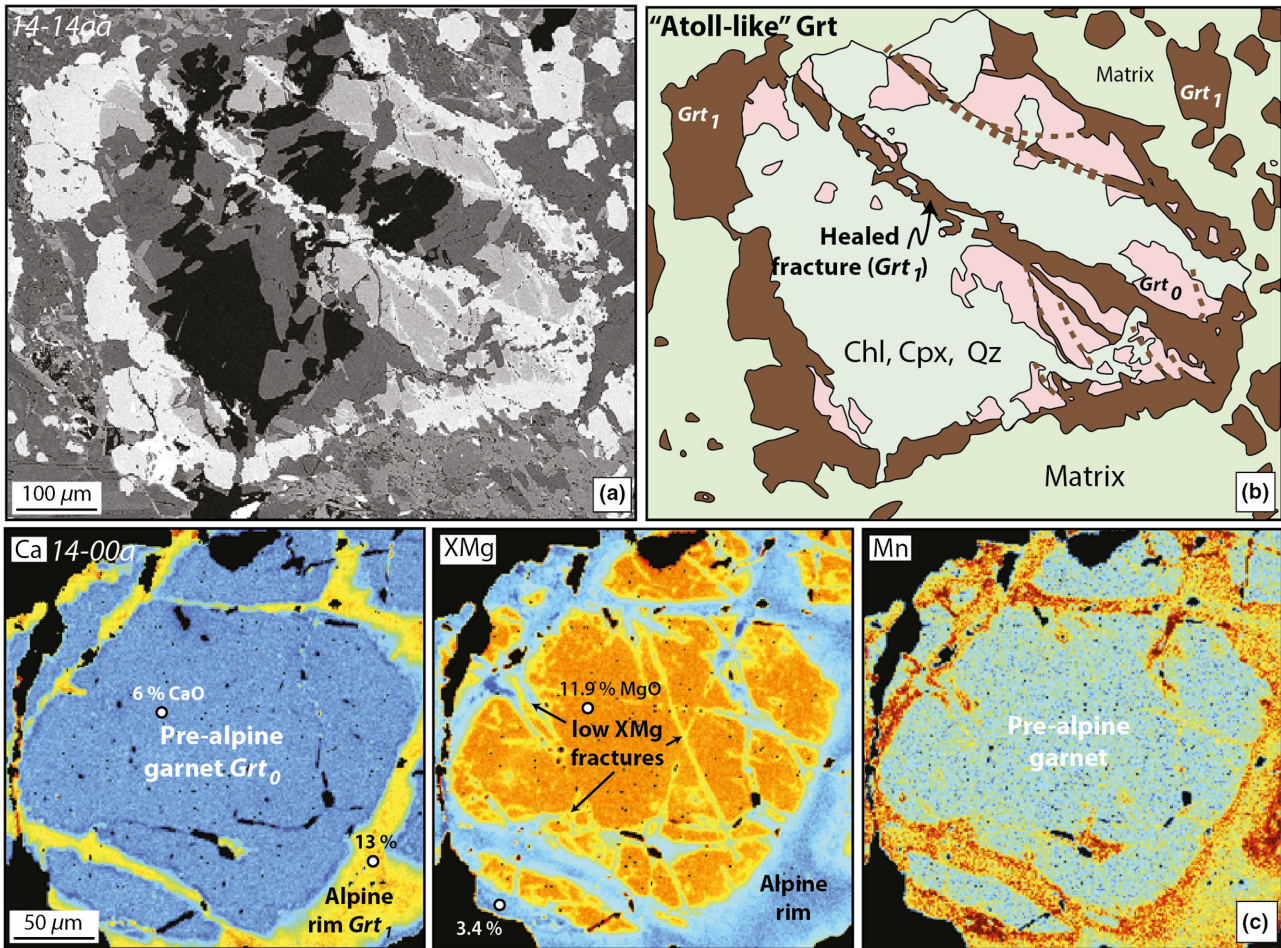


Fig. 7. (a) BSE image of a large poly-metamorphic garnet from an eclogitized granulitic boudin in the vicinity of the Arbole shear zone. This crystal exhibits an atoll-like texture showing darker relicts of fractured pre-Alpine garnet (Grt_0), rimmed and replaced along the cracks by a brighter Alpine Grt_1 generation. The pre-Alpine garnet has been dissolved and replaced by clinopyroxene, chlorite and quartz. Replacement has not proceeded along the bright Alpine cracks. (b) Sketch simplifying the microstructure described in (a). (c) X-ray map from a garnet from an eclogitized granulitic boudin outside the ASZ preserving relicts of a pre-alpine Grt_0 now rimmed, dissolved and replaced by an Alpine Grt_1 generation along its cracks. Note the absence of Ca enrichment along the cracks (with low X_{Mg}), suggesting post-healing Ca enrichment.

grossular end-member composition (70–75 mol.% Grs) with some almandine (12 mol.%), spessartine (2 mol.%) and andradite (12 mol.%) components. Low oxide analytical total (98–99 wt%) also suggest some minor hydrogrossular component.

Clinopyroxene

Clinopyroxene from the mafic boudins outside the ASZ is omphacite and generally differs from most ASZ clinopyroxene by higher jadeite (Jd40–50 on average). More than ~90% of ASZ clinopyroxene crystals are diopside-rich (Di55–80) and jadeite-poor (Jd2–20; Fig. 9). This Di-rich clinopyroxene is found in all textural settings including (i) pseudomorphs after pre-Alpine diopside Di_0 (Fig. 5a), (ii) included within garnetite layers and garnet veins (Figs 5c & 6f), (iii) included in Alpine garnet cores, (iv) as vein-

filling material and (v) along the main Alpine foliation. In ASZ mafic eclogites foliation, they show a complex zoning pattern with (i) overgrowth and replacement of omphacite cores and (ii) rimming by a slightly Na-richer composition (Jd14–18) near the rims. Diopside from the veins is sometimes closely associated with omphacite fibres (Figs 6d & 9). Some of the vein systems studied here exhibit in a single vein two to three chemically different clinopyroxene generations (Fig. 6d,e). A first diopside (Di60–65, Jd10–20) is overgrown by an omphacite-rich clinopyroxene (Di30–38, Jd42–50), which is later overgrown by a clinopyroxene of intermediate composition (Di42–48, Jd32–41). Omphacite is observed in all textural positions including metamorphic veins (Fig. 6d), pseudomorphs after pre-Alpine diopside Di_0 , included within garnetite layers and Alpine garnet cores (Grt_1 , Mn-rich domain on Fig. 8a,d) and as (rare) remnants

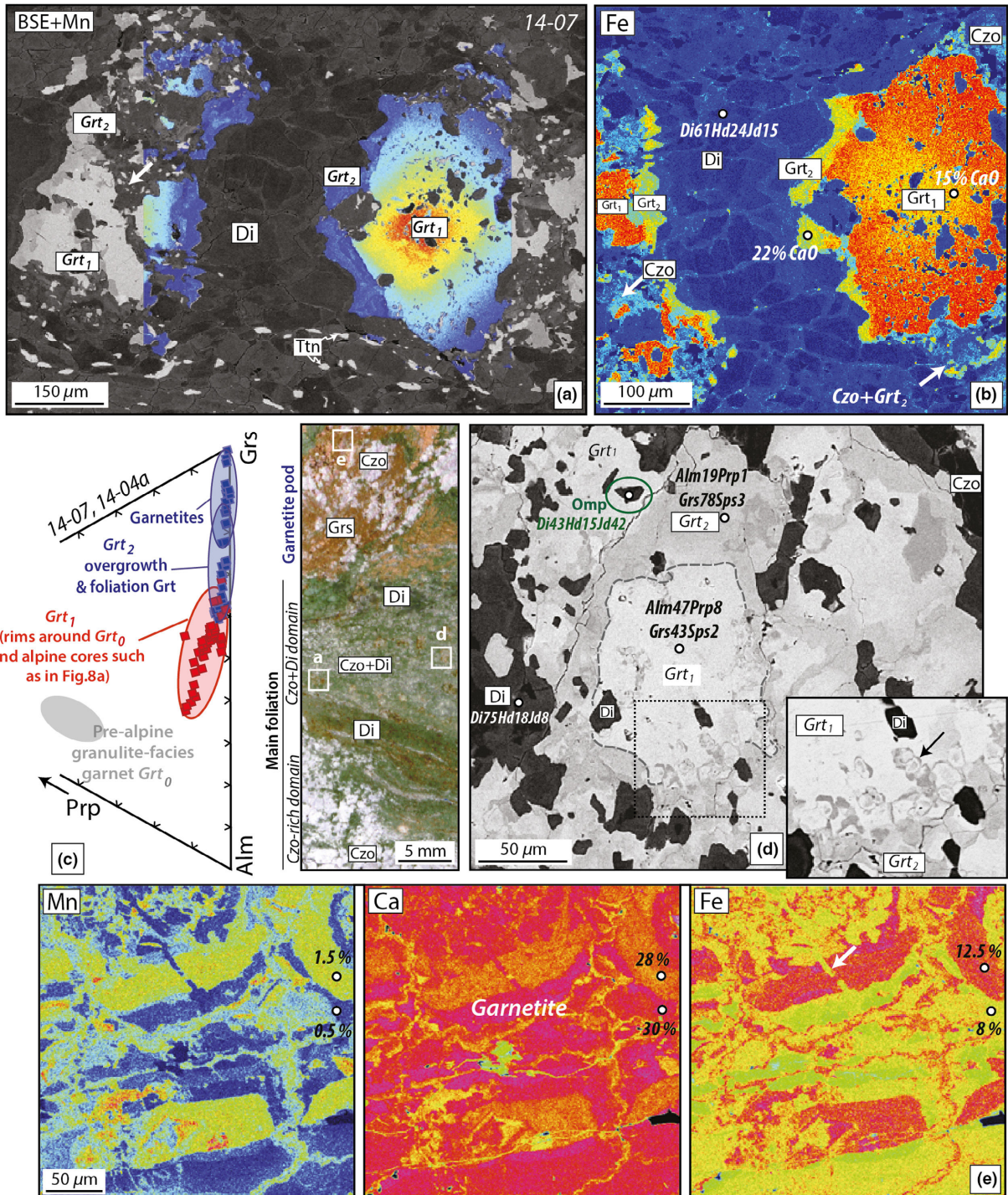


Fig. 8. (a) Combined BSE image and X-ray map (Mn, counts) of a fractured garnet porphyroclast from a metasomatized mafic eclogite from the Arbole shear zone. This image shows that Grt_1 possesses a normal 'Alpine' prograde zoning (with decreasing Mn concentration). The new garnet 2 generation that overgrows Grt_1 is Ca- and Mg-richer, poorer in Fe, and forms within the tensile crack in equilibrium with diopside. (b) X-ray map of the same garnet crystal (Fe, counts) showing dissolution of Grt_1 and replacement by Grt_2 and clinozoisite (white arrow). (c) Comparison of ASZ garnet compositions showing very high grossular contents, especially for garnet analyses from garnetite pods. The scanned thin section to the right of the triangle localizes the various microdomains encountered within a single specimen. (d) BSE image of a garnet aggregate from the Czo+Di domain (see inset) showing various stages of dissolution (see inset) and precipitation of a darker, Ca-rich garnet composition. One omphacite inclusion has been observed within a Grt_1 crystal remnant. Omphacite is absent from the matrix around the garnet here. (e) X-ray map (Mn, Ca and Fe) of a part of the garnetite pod showing the extreme complexity of the zoning pattern with multiple dissolution, fracturing (white arrow) and replacement stages. Oxide weight contents measured at the electron probe are given for reference.

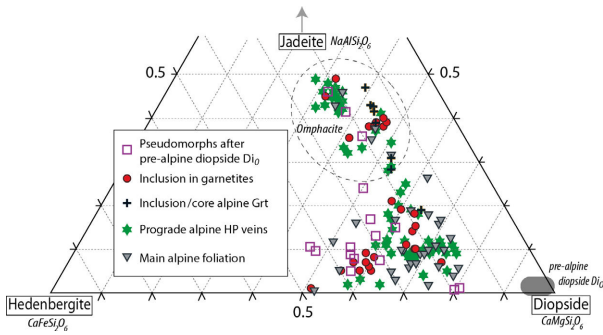


Fig. 9. Composition of clinopyroxene crystals from mafic eclogites and garnetites from the ASZ as a function of their microtextural position (see Figs 5 & 6). Clinopyroxene composition is plotted in the Jd–Hed–Di system since the Ca–Tschermark molecule is absent (or very low) in ASZ samples. This figure highlights the presence of Na-rich minerals in all textural positions as well as the prevalence of Na-poor compositions along the Alpine foliation.

along the main Alpine foliation. Even if it is clear that omphacite is more abundant in samples with higher bulk Na contents (in line with Scambelluri *et al.*, 1998), omphacite has been also observed in Na-depleted bulk-rock compositions (e.g. Fig. 6e).

Other minerals

In the ASZ mafic eclogites, clinozoisite exhibits relatively homogeneous compositions between Ps10–20. No systematic zoning trend in epidote has been observed among the samples. Several titanite generations have been noted with Al-poor cores (~1.5 wt%) and Al-richer rims (2–3 wt% Al_2O_3 ; Fig. 6b). In foliated samples, titanite contains between 2.5 and 3 wt% Al_2O_3 and Al-poor cores were not preserved. Calcite is nearly pure (~99% Ca) with minor amounts of Fe (0.05–0.1 wt%) and Mn (0.03–0.06 wt%). Phengite is extremely rare in ASZ mafic eclogites. A few, 10 μm -large inclusions associated with omphacite (Jd45) and clinozoisite (Ps16) within Grt_1 cores (sample #14-07a; Figs 8 & S1) exhibit high Si (~3.45 apfu; Table 2). Quartz is present as rare interstitial crystals in matrices of metasomatized ASZ samples and as inclusions within Grt_1 . Zircon crystals are very rare and, where present, are smaller than 20 μm .

THERMOBAROMETRY

In order to re-evaluate peak metamorphic conditions of the Mt. Emilius massif as well as put P – T constraints on the metasomatic event studied here, two key phengite-bearing mafic eclogites have been selected. The first sample (BP1504b) is a non-metasomatized, foliated mafic eclogite showing an alpine paragenesis of garnet, omphacite, phengite (Si = 3.44–3.47 apfu), glaucophane, clinozoisite and quartz, from the Bon Plan locality in the northeastern sector of Mt.

Emilius klippe (BP on Fig. 1a). The second sample is a metasomatized mafic eclogite from the ASZ (#14-07; see Figs 8 & S1f for petrological information). The software THERMOCALC (v.3.33; average P – T mode) using an updated version (2003) of the internally consistent database from Holland & Powell (1998) was used here (Powell & Holland, 1994). End-member activities were calculated using the software AX running at 550 °C and 2.3 GPa. The detailed, resulting data set is presented in Table S2.

The average peak metamorphic P – T for sample BP14-04b (non-metasomatized eclogite) is 2.25 ± 0.12 GPa and 533 ± 15 °C ($n = \text{eight calculations}$) for the assemblage $\text{Omp}–\text{Phg}–\text{Grt}_1(\text{rim})–\text{Gln}–\text{Czo}–\text{Qz}–\text{H}_2\text{O}$. Average peak metamorphic P – T estimates for sample #14-07 (metasomatized ASZ eclogite) have been calculated using Grt_1 outer core composition, omphacite and phengite inclusions in Grt_1 (Table 2; Figs 8 & S1), clinozoisite/lawsonite, quartz and H_2O . Given the uncertainty regarding the stability of lawsonite at peak conditions in this sample, we tried some calculations with and without the lawsonite end-member. The presence of lawsonite does not significantly change the P – T estimates (slight temperature increase and pressure decrease; see Table S2). The obtained average conditions are 546 ± 23 °C/ 2.29 ± 0.13 GPa ($n = \text{seven calculations}$). The $a(\text{H}_2\text{O})$ has been reduced in steps to 0.9 to accommodate the report of saline inclusions in clinopyroxene (Scambelluri *et al.*, 1998) and due to the presence of minor amounts of calcite in these samples. Lowering $a(\text{H}_2\text{O})$ by 0.1 only yields 5–10 °C lower peak temperatures with almost no effect on pressure estimates. The decrease of water activity to 0.5 decreases temperature by 20–25 °C. Given the uncertainty on water activity at peak conditions in ASZ mafic eclogites (probably between 0.5 and 0.8; Scambelluri *et al.*, 1998; Warren & Waters, 2006), we conclude that the Mt. Emilius klippe reached peak P – T of 2.15–2.4 GPa and 500–550 °C, conditions, overlapping with those for the underlying ZSU (540 °C, 2.3 GPa; Angiboust *et al.*, 2009). These two P – T estimates on Mt. Emilius klippe yield relatively similar results, showing that the metasomatic process affecting the ASZ occurred at or near the metamorphic peak pressure.

GEOCHEMISTRY AND PHASE RELATIONSHIPS

A total of 28 bulk-rock compositions of the Arbole region are presented in the CaO– Na_2O –MgO diagram in Fig. 10 (bulk-rock compositions are shown in Table 3). Data from Scambelluri *et al.* (1998) for mafic eclogites from the ASZ region are shown, along with that from Ivrea mafic bodies from Sills & Tarney (1984) and Mazzucchelli *et al.* (1992). The chemical similarity between non-metasomatized Mt. Emilius mafic eclogites and Ivrea mafic bodies suggests that the latter represent the best equivalent to ASZ lithologies prior to Alpine subduction and fluid–rock interaction. This plot shows that (i) non-

metasomatized eclogites from the Arbole region partially overlap the higher CaO compositions of the Ivrea mafic bodies, (ii) metasomatism in the ASZ (green symbols) is characterized by a marked increase in Ca content and for most samples a decrease in Na and Mg (Fig. 10). Non-altered bulk-rock compositions (from Sills & Tarney, 1984; Scambelluri *et al.*, 1998; Mazzucchelli *et al.*, 1992) also reveal that K₂O is removed during the metasomatic process (from 0.5 to 0.02 wt% on average; see Table 3). Note that mass balance calculations could not be performed to quantitatively estimate element mobility in the ASZ because of (i) the uncertainty regarding the exact starting composition and (ii) the multiple stages of veining that affected the rock volume during alpine metamorphism. Phase relationships between minerals from ASZ metasomatized rocks and bulk-rock compositions were considered in the ACF projection (Fig. 11). The ACF diagram has been designed using the Cspace software (Torres-Roldan *et al.*, 2000), projected from coexisting phases and appropriate vectors to represent the compositional space. Relevant end-members forming the solid solutions of interest have been plotted in order to compare with the chemistry of ASZ peak metamorphic minerals. This figure shows that most metasomatized bulk compositions can be decomposed in this projection by a mixture of garnet, clinopyroxene and epidote/clinozoisite. Phase relations for peak conditions are controlled by the degree of alteration of the rocks: for rocks richer in CaO and poorer in MgO (see also Fig. 10), there is a progressive shift of tie lines from a less to more Ca-rich garnet, and from Al-rich clinopyroxene to diopside-rich compositions (i.e. from triangle A to triangle B on Fig. 11). Garnetite samples plot within and around the garnet solid solution line and clinopyroxenites plot along the tie-line connecting epidote and diopside. This projection shows that non-metasomatized compositions from Ivrea (black crosses on Fig. 11) and from the Arbole region (blue crosses) are often poorer in Ca than metasomatized ASZ rocks. Most non-metasomatized bulk compositions plot outside the triangle 'A'. A garnet with a more Grs-poor composition, an omphacite and a calcic amphibole are needed to satisfy equilibrium phase relations for these non-metasomatized compositions in this projection. Lastly, the shift of garnet compositions below the garnet tie line reflects the presence of some andradite molecule within the highest grossular content garnet (Fig. 11).

CARBON AND OXYGEN ISOTOPE COMPOSITIONS OF ASZ CARBONATES

Carbon and O isotope compositions are important proxies that can elucidate fluid transfer processes in metasomatic systems (e.g. Galvez *et al.*, 2013; Ague & Nicolescu, 2014; Collins *et al.*, 2015; Rubatto & Angiboust, 2015; Scambelluri *et al.*, 2016). The $\delta^{13}\text{C}$ and

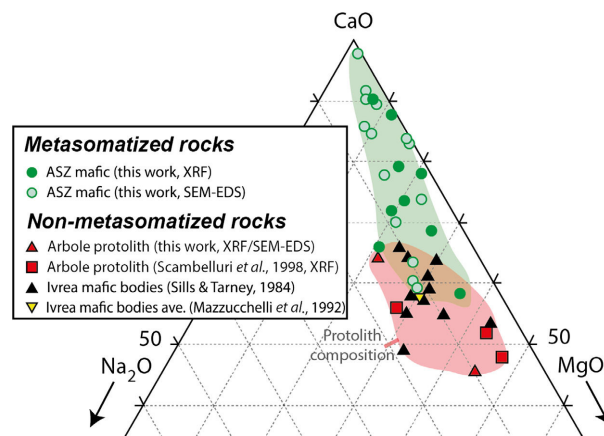


Fig. 10. Comparison of whole-rock compositions in the Ca–Na–Mg system. Data from mafic rocks from the Ivrea zones from Sills & Tarney (1984) and Mazzucchelli *et al.* (1992). This figure shows that potential protolith analogues are slightly poorer in CaO and richer in Na₂O and MgO. Rock compositions from this work have been estimated using both Scanning Electron Microscopy technique (SEM-EDS) and X-ray fluorescence chemistry (XRF).

$\delta^{18}\text{O}$ values of three calcite-bearing *HP* veins were obtained in order to evaluate the isotopic compositions and potential source(s) of fluids infiltrating the ASZ (see Fig. 3d). The $\delta^{13}\text{C}$ of the calcite veins ranges from -2.9 to -3.2‰ and $\delta^{18}\text{O}$ ranges from $+6.5$ to $+6.8\text{‰}$ (Table S3). Four nearby samples of marble and calc-silicate layers embedded within the ASZ (Fig. 1c) have $\delta^{18}\text{O}$ values of $+7.8$ to $+9.6\text{‰}$ respectively, slightly higher than the values for the veins (Table S3). Their $\delta^{13}\text{C}$ values are also slightly higher than those of calcite veins, falling between -2.2 and -0.2‰ . In Fig. 12, these C and O isotope compositions are compared with data for carbonate material from the Schistes Lustrés complex in the W. Alps (Zermatt-Saas and Monviso Units; ZSU and MV on Fig. 12), which correspond to exhumed *HP* slices of metasedimentary, metabasaltic and ultramafic remnants of the Tethyan seafloor (e.g. Cook-Kollars *et al.*, 2014; Collins *et al.*, 2015). This material has been chosen for comparison because it represents a potential analogue to the subducting oceanic slab material constituting a major source of metamorphic fluids at *HP* conditions (e.g. Bebout & Penniston-Dorland, 2016). The O isotope compositions of the ASZ veins are nearer those of finely disseminated and fracture-filling calcite in ZSU mafic and ultramafic rocks, the latter with $\delta^{18}\text{O}$ as low as $+8\text{‰}$, than to compositions of ZSU metasedimentary rock samples with $\delta^{18}\text{O} > +15\text{‰}$ (Fig. 12).

DISCUSSION

High-*P* metasomatism and Ca mobility

Mafic eclogites from the Arbole region exhibit complex deformation associated to fluid–rock interactions

Table 3. Bulk-rock compositions determined by X-ray fluorescence.

Non-metasomatized		ASZ metasomatized mafic eclogites								Average mafics Ivrea ^a (n = 11)	Average mafics Ivrea ^b (n = 16)
Sample	#15-02	#15-03b	#13-B	#15-08	#15-07A	#15-07C	#15-01	#13-E	#15-06D		
Type	Mafic eclogite	Eclogite	Mafic breccia	Mafic breccia	Mafic breccia	Lawsonite vein	Mafic breccia	Garnetite	Garnetite		
<i>Major elements (wt%)</i>											
SiO ₂	47.4	45.5	43.8	44.3	44.2	44.5	43.2	41.7	39.6	47.2	46.8
TiO ₂	3.65	1.06	1.63	0.86	0.47	0.29	0.45	0.75	0.52	1.6	1.4
Al ₂ O ₃	12.79	14.50	15.82	10.99	13.80	24.12	14.01	17.55	10.55	15.3	20.5
Fe ₂ O ₃	11.74	11.36	13.47	16.19	13.99	3.48	13.80	7.71	13.74	12.2	11.0
MnO	0.17	0.18	0.30	1.80	0.72	0.06	0.74	0.24	0.52	0.2	0.2
MgO	4.53	9.07	4.57	6.70	5.20	4.27	5.61	2.33	3.68	7.2	6.2
CaO	14.78	14.57	16.70	17.01	18.61	19.96	21.10	27.04	27.74	13.5	11.5
Na ₂ O	3.36	1.41	1.97	1.13	1.47	1.01	0.36	0.64	0.13	2.4	2.3
K ₂ O	0.12	0.08	0.01	<0.01	0.01	0.03	<0.01	0.04	<0.01	0.7	0.2
P ₂ O ₅	0.481	0.034	0.075	0.080	0.176	0.014	0.085	0.141	0.110	0.1	0.3
H ₂ O	0.54	1.74	0.97	0.63	0.93	1.85	0.44	0.75	0.41	N/A	0.1
CO ₂	0.17	0.19	0.11	0.10	0.14	0.29	0.11	0.90	2.73	N/A	N/A
Sum	99.68	99.69	99.44	99.79	99.70	99.83	99.91	99.76	99.73	–	–
<i>Trace elements (µg/g)</i>											
Ba	41	29	11	<10	<10	38	<10	30	<10	50	N/A
Cr	63	500	546	329	93	183	126	100	74	271	102
Ga	14	13	19	10	14	28	11	18	13	18	N/A
Nb	46	<10	<10	<10	<10	<10	<10	12	<10	4	N/A
Ni	15	166	158	200	142	124	48	60	60	112	N/A
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	N/A
Sr	227	338	44	340	165	442	176	108	134	141	426
V	344	180	268	155	119	218	165	258	329	323	N/A
Y	15	28	36	32	27	29	27	32	24	38	N/A
Zn	46	82	99	95	77	90	102	133	76	102	N/A
Zr	<10	62	52	104	60	109	30	261	30	96	140

Sample #15-02 corresponds to a non-metasomatized lithology.

^aData from Sills & Tarney (1984).

^bFrom Mazzucchelli *et al.* (1992) for mafic boudins from the Ivrea zone which constitute potentially good analogues for the pre-metasomatic protolith of ASZ rock samples.

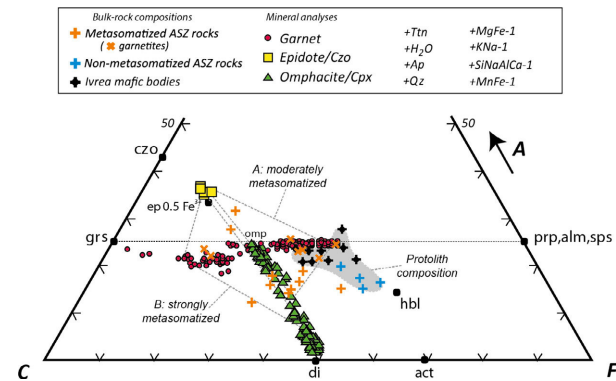


Fig. 11. Al–Ca–F(Fe–Mg–Mn) projection showing phase relationships between various peak metamorphic minerals from the ASZ and from potential pre-metasomatic analogues. The grey-shaded domain reflects the projected area for the range of protolith compositions. Ivrea mafic bodies composition is from Sills & Tarney (1984).

that occurred under eclogite facies conditions during Alpine subduction. A metasomatic event led to the nearly complete replacement of the pre-Alpine granulite facies fabric by a very complex and heterogeneous mixture of garnet, clinopyroxene and clinozoisite (see also Putnis, 2009). This replacement led to a decrease in the number of minerals as theoretically expected for infiltration metasomatic processes

(Korzhinskii, 1968). We postulate that the clinozoisite that pervasively formed in the ASZ (Figs 3f & 4b) as matrix and vein-filling material may have initially been lawsonite (CaAl₂Si₂O₇(OH)₂·H₂O) as suggested by the presence of lozenge-shaped pseudomorphs along a HP vein from the ASZ (Fig. S1; see also Dal Piaz *et al.*, 1983). Our peak metamorphic P–T estimates that fall within the lawsonite–eclogite facies field support this conclusion and plot within the same P–T range as the underlying ZSU (Groppo *et al.*, 2009; Angiboust & Agard, 2010). The crossing of the Lws-out reaction curve at 1.8 GPa during exhumation probably also released significant amounts of fluids (Fig. 1c). We hypothesize that the late amphibole-bearing fractures that ubiquitously cut at high angle across the Mt. Emilius rocks HP foliation (Pennacchioni, 1996) may be the trace of this exhumation-related fluid escape.

This enrichment in lawsonite/clinozoisite under peak pressure conditions is important for understanding mass transfer in subduction zones and across the plate interface. All evidence suggests that ASZ mafic eclogites composition has been significantly changed during fluid–rock interaction, although some uncertainties remain regarding the exact pre-metasomatism composition. Phase relationships and comparison of non-metasomatized rocks from the Arbole region with mafic bodies compositions from the Ivrea zone shed light on their relationships (Figs 10 & 11). The

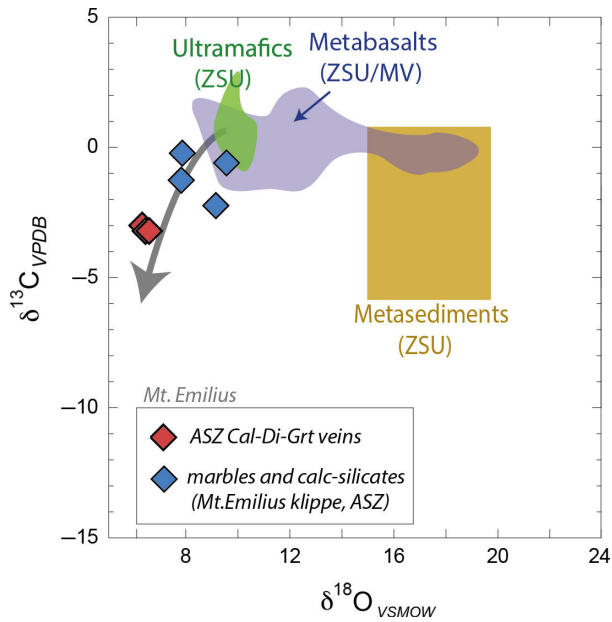


Fig. 12. Comparison of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of calcite veins and marble/calc-silicates from the ASZ (see data in Table S3) with values for calcite in other *HP* lithologies in the Penninic domain, including the Zermatt-Saas unit (ZSU) and the Monviso massif (MV; data from Cook-Kollars *et al.*, 2014; Collins *et al.*, 2015). The grey arrow indicates the trajectory in O and C isotope compositions followed by a rock undergoing decarbonation by a Rayleigh process.

most striking feature is the very high Ca content of ASZ rocks. Sills & Tarney (1984) noted that Ivrea amphibolites exhibit CaO mostly in the range 11–16 wt% and attributed this to the composition of the parent basalt. Bulk-rock compositions for the ASZ mostly range between 17 and 28 wt% CaO (Table 3), hence exceeding by up to 10–15 wt% the CaO contents of the supposed protolith (see also the data from Mazzucchelli *et al.*, 1992). Bulk-rock compositions also suggest that this Ca enrichment has been accompanied by the removal of MgO, Na₂O and K₂O from the pre-metasomatic system (Table 3). On the one hand, the relatively high Grs content of prograde Alpine cores (*Grt*₁; ~50 mol.% Grs; Fig. 8c) confirms that the rock was already enriched in Ca before the metasomatic event. On the other hand, the presence of omphacite inclusions within the same *Grt*₁ cores (Figs 8d & 9) suggest that Na was not yet completely leached out from the rock at that stage. Calcium enrichment evidence from mineral zoning patterns (Figs 7 & 8) and bulk-rock compositions (Figs 10 & 11) confirms that a fluid in disequilibrium with the host granulite has been added into the system during metamorphism at *HP/LT* conditions. We conclude that these mafic eclogites (that were already moderately pre-enriched in Ca before Alpine subduction) have undergone further Ca enrichment during prograde and peak Alpine metamorphism (i.e. within

the jadeite stability field; Fig. 1c). Sodium and K leaching during *HP* fluid–rock interaction also explains the extreme scarcity of phengite and the decrease in clinopyroxene jadeite content with increasing metasomatic overprint (see also Scambelluri *et al.*, 1998).

This alteration pattern strikingly recalls previous field observations from the shear zone at base of the Dent Blanche nappe further north, interpreted as a fossil subduction interface that reached 1.1–1.3 GPa (Angiboust *et al.*, 2015). These authors reported strong Ca enrichment (and alkali removal) related to the infiltration of sedimentary-derived fluids and formation of clinozoisite veins within the shear zone at the base of this large orthogneissic slice. A similar alteration trend is reported in Alpine Corsica where a Permian orthogneissic body exhibits microstructural replacement features and geochemical imprints similar to ASZ rocks (Martin *et al.*, 2011). In their case, subduction-related fluid–rock interaction led to the formation of lawsonites (see also Brovarone *et al.*, 2014). In the Alps, lawsonite veins have been also reported in the Monviso massif associated with intraslab fluid transport under eclogite facies conditions (Angiboust *et al.*, 2011). Droop & Chavrit (2014) similarly correlated Ca-rich eclogite with some fluid–rock interaction processes in the Malenco massif (Northern Italy). Lastly, John *et al.* (2008) and Beinlich *et al.* (2010) documented an unusual example of a deep vein system in which metasomatic Ca enrichment led to the eclogitization of a blueschist in the Tian Shan massif. All these examples (i) confirm that deep fluid conduits may be tracked via metasomatic reactions in *HP* rocks, (Klemm, 2013) (ii) support the concept that Ca is a mobile element in the fluid phase under *HP* conditions prone to precipitate as Ca-bearing phases within favourable sites such as veins or lithological interfaces.

Evidence for multiple fluid infiltration events

The ASZ metasomatized eclogites exhibit a very broad variety of lithologies and numerous vein systems and garnetite layers. Field and microtextural observations suggest that these garnetite layers formed via the percolation of a fluid phase carrying the elemental compounds (such as Ca) necessary to precipitate Grs-rich garnet (Figs 5a–d & 6f). We stress that these garnetite layers formed during this Alpine metasomatic event along the ASZ as indicated (i) by the complex zoning pattern (Fig. 8e) that cannot survive due to intra-crystalline diffusion processes at temperatures estimated for the pre-Alpine metamorphism (~700°C), (ii) by the absence of such Ca-rich garnetite pods in non-eclogitized Ivrea-like lithologies (e.g. Dal Piaz *et al.*, 1971; Dal Piaz *et al.*, 1983). We also stress that the similarity between garnetite and vein-filling garnet compositions indicates that the vein-filling process took place simultaneously

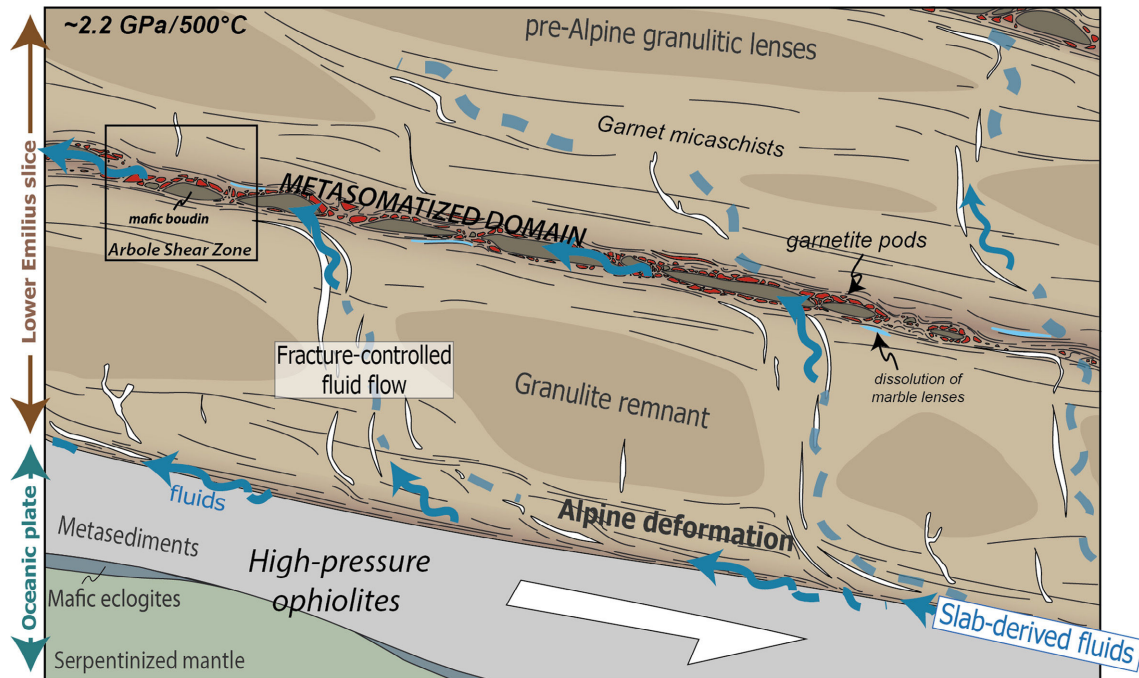


Fig. 13. Conceptual view (not to scale) showing one possible model explaining the structures and processes observed in the Arbole Shear Zone (black square). In our model, the thrust surface at the bottom of the Mt. Emilius slice represents a former subduction interface after peak metamorphic accretion. The closest analogue to the downgoing plate exposed now in the field is represented by the Zermatt-Saas unit (Fig. 1). This figure proposes the infiltration of slab-derived fluids, leading to the progressive transformation of pre-Alpine granulites into garnet micaschists during Alpine metamorphism at *HP* conditions. Some of the hydrofractures observed in the field (Figs 3b & 4) and crosscutting the base of the massif are considered as potential fluid pathways that enabled the transport of external fluids towards the core of the Mt. Emilius slice. The Arbole shear zone corresponds to a former mafic layer (possibly a mafic intrusion) around which deformation localized (Fig. 2). Garnetites (such as the ones shown in Fig. S1a) from the metasomatized domain are depicted as red pods and marble lenses as blue layers. Note that peak metamorphic structures (such as the ASZ and the veins systems) depicted on this sketch have been subject to transposition and parallelization to the basalt thrust during an exhumation-related, greenschist facies deformation event.

or shortly after garnetite formation (Fig. 8c). The precise composition of the fluid phase cannot be directly derived from the mineralogy of the vein-filling material (e.g. Spandler & Hermann, 2006). However, the existence of multiple and distinct fluid–rock interaction events in the ASZ can be inferred from (i) the complex elementary zoning (Fig. 8e), (ii) the absence of one unique metasomatic vector in the ACF projection (Fig. 11) as well as (iii) the multiplicity of vein compositions occurring along the ASZ (clinopyroxenites, garnetites, lawsonitites; Figs 6e & 12). In other words, it is likely that the fluid responsible for garnetite or lawsonitite formation was chemically distinct from that from which the fibrous, vein-filling clinopyroxene material precipitated.

Furthermore, the presence of calcite veins in equilibrium with the eclogite facies matrix (Figs 3d & 6a) supports the idea that fluids of varying sources, $X\text{CO}_2$ and $X\text{H}_2\text{O}$ contents infiltrated these rocks during ASZ deformation. The O and C isotope compositions of marbles and calcsilicates from the ASZ are slightly higher than those for the ASZ calcite veins (see Fig 12). One possible scenario to explain this similarity is (i) the infiltration within the ASZ of H_2O -rich fluids

produced by the dehydration of mafic and ultramafic lithologies from the underlying oceanic slab followed by, (ii) the dissolution of carbonate from ASZ marbles lenses and (iii) precipitation of the calcite-diopside-grossularite veins within garnetite fractures. Collins *et al.* (2015) suggested that the low $\delta^{18}\text{O}$ values for some particularly highly-veined ZSU (and Monviso) metabasalts and ophicarbonates could reflect infiltration of the rocks by an H_2O -rich fluid with $\delta^{18}\text{O}$ as low as +6.0‰ sourced in the slab mafic/ultramafic section. An H_2O -rich fluid equilibrated with a clinopyroxene/garnet source lithology (i.e. metabasaltic) at temperatures of 500–600 °C would have $\delta^{18}\text{O}$ about 0.5 to 1.5‰ higher than its source (based on the fractionation factors of Zheng, 1993, 1999), thus near +6.5 to +7.5‰ for a source rock with whole-rock values near +6‰. We suggest that fluids sourced in the slab section infiltrated the subduction interface underlying the gneissic Mt. Emilius massif, leading to large shifts in the $\delta^{18}\text{O}$ of metasedimentary and other rocks along the interface. Such shifts have recently been identified at several other subduction interface localities in the Swiss and Italian Alps (see Jaeckel *et al.*, 2016). Some infiltration of these fluids into the base of the overlying Mt.

Emilius massif could have led to the decarbonation of impure carbonates, and also dissolution of marble carbonate, and the generation of low- $\delta^{18}\text{O}$ calcite veins, with some combination of decarbonation and interaction with metasedimentary rocks leading to the low $\delta^{13}\text{C}$ values of the veins, marbles and calcsilicates investigated in this study.

Our suggested scenario for the redistribution of carbonate within the Mt. Emilius massif is similar to the *HP* carbonation process documented for metasomatic marbles in the Ligurian and Corsican Alps (Piccoli *et al.*, 2016; Scambelluri *et al.*, 2016). At these localities, the C fraction of the metamorphic fluid, released by decarbonation and possibly also carbonate dissolution, was trapped within favourable sites during percolation through heterogeneous lithologies at depth. Finally, the absence of aegirine enrichment in clinopyroxene and the absence of pistacite enrichment in epidote crystal rims suggest (i) that these fluctuating fluid compositions reported here were relatively reducing and (ii) that the O fugacity of the fluid phase has not significantly changed during the course of the metasomatic process in the ASZ.

Coupled metasomatic-deformation processes

Field relationships demonstrate that the mafic bodies in the Arbole region played a singular role on fluid transport modalities, channelling fluids within the ASZ during *HP* deformation. It is likely that deformation and fluids were localized therein due to the presence of a viscosity contrast between the eclogitizing Arbole mafic body, which is stronger in comparison to the host garnet micaschists. Shearing and flattening associated with Alpine mylonitic deformation led to boudinage, disruption of the mafic layer and collection of metamorphic fluids (probably in the boudin neck regions). Later shearing reworked these primary structures that have been completely transposed in the actual ASZ rock record. We hypothesize that pervasive fluid influx helped by local fracturing within the proto-ASZ triggered the formation of garnetites within outer mafic boudins (Fig. S1). Garnetite formation from a metamorphosed mafic protolith leads to an important volume reduction. Density calculations using the spreadsheet of Hacker & Abers (2004) for a partly eclogitized mafic boudin ($\rho = 3.15 \text{ g cm}^{-3}$) and a Ca-rich garnetite layer ($\rho = 3.6 \text{ g cm}^{-3}$) results in a ~15% volume reduction. This mechanism could be responsible for the 'collapse breccia' structure, draining surrounding metamorphic fluids within this newly-formed porosity. This fluid draining increased fluid–rock interaction and ultimately led to more garnetite formation and further porosity creation. Such 'self-accelerating' density increase mechanism may explain the channelling along the ASZ of the very large amounts of fluids needed to generate the observed metasomatism (also see Yardley, 2009). The report of breccia-like structures (Fig. S1) suggests that this progressive

replacement process was accompanied by shearing and clast rotation. Once the coherent pre-Alpine mafic layer was disrupted, this metasomatized shear zone has been continuously re-used during ductile Alpine deformation as shown by pervasive mylonitic and ultra-mylonitic networks (Fig. 2c; see also Pennacchioni, 1996).

Fluid and deformation pathways in the eclogite field

Scambelluri *et al.* (1998) proposed, based on the finding of Cl-bearing fluid inclusions in ASZ veins, that a pre-subduction hydrothermal stage may have (partially) re-hydrated the granulite. Such a hydration event would likely localize along fault zones during the rifting stage (e.g. Canales *et al.*, 2007) and trigger the complete chloritization of granulite facies garnet crystals. Although dehydration of metamorphic pre-alpine products may have contributed to the total water budget, it is clear that the amount of H_2O -rich fluids needed to transform the bulk of Mt. Emilius granulites into garnet micaschists is so large that the involvement of external fluids during the subduction stage is required to enable such a massive hydration event.

The strong rheology contrast between ASZ eclogites and the host micaschists is believed to have triggered the fracturing pattern reported here (veins, breccias), and therefore permitted an extreme fluid flow channelization along the ASZ under *HP* conditions (Fig. 13). Interface-parallel shear zone collection of slab-derived metamorphic fluids has been already reported in other places, such as in the Syros mélange (Breeding *et al.*, 2004), in the Monviso Lower Shear zone (Angiboust *et al.*, 2014a) and in the Sesia zone (Konrad-Schmolke *et al.*, 2011), for instance. Despite a pervasive, exhumation-related regional metamorphic overprint along the shear zone at the base of the Mt. Emilius massif, the network of *HP* hydro-fractures cutting through pre-alpine (Fig. 3b) and alpine (Fig. 4d) fabrics is important for reconstructing the trajectory followed by fluids in subduction interfaces (Fig. 13). We hypothesize that these veins represent former fractures that enabled the fluid phase to be transported from the dehydrating downgoing slab towards the core of the coherent Mt. Emilius tectonic slice (see also Davies, 1999). Our results also suggest that lateral heterogeneities such as the ASZ mafic layer may constitute under certain conditions a favourable locus for stress localization, fluid infiltration and formation of brittle features in a ductile environment (e.g. Mancktelow & Pennacchioni, 2005; Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

The process of eclogitization of a granulite massif recalls the well-known Holsnøy Island occurrence within the Bergen Arcs (Caledonides, Norway) where eclogite facies pseudotachylytes have been reported (Austrheim, 1987). The absence of frictional melting and pseudotachylytes in the Mt. Emilius massif may be related to the smaller size of the subducted

continental unit and to the greater availability of fluids in the subduction environment. We conclude that tectonic brecciation associated with fluid circulation could represent a more likely mechanism to accommodate fast slip along shear zones in the eclogite field.

CONCLUSIONS

The Mt. Emilius massif constitutes a remarkable, well-exposed natural laboratory to visualize progressive replacement and hydration of a granulitic crust in an oceanic subduction zone setting and to understand eclogite facies deformation patterns. Mafic boudins embedded within garnet micaschists were metasomatized during the subduction of a slice of granulite facies continental crust. Extensive fluid–rock interaction is evidenced by the formation of Ca-rich parageneses at the expense of pre-Alpine mafic assemblages, and multiple veining events in the lawsonite–eclogite-facies (500–550 °C, 2.15–2.4 GPa). Microstructural, petrological and geochemical data indicate the presence of varied fluid sources throughout the tectonic evolution of the Arbole Shear Zone, most likely derived from the underlying *HP* ophiolites from the ZSU. This example highlights the nature and the structure of *HP* fluids pathways in the plate interface region of subduction zones and demonstrates how deep shear zones are used to transfer metamorphic fluids into the roots of the overriding plate.

ACKNOWLEDGMENTS

This project has been funded by a GFZ internal grant to S.A. and by a INSU SYSTER grant to P.Y. M. Burn, M. Scambelluri and M. Ballèvre are thanked for insightful discussions. T.H. acknowledges FAPESP for a post-doctoral scholarship (2014/23422-0). Isotope analyses conducted at Lehigh University were supported by National Science Foundation grant EAR-1119264 (to G.E.B.). Two anonymous reviewers as well as the journal editor D. Robinson are acknowledged for their constructive comments on this manuscript. This is IGP contribution #3813.

REFERENCES

- Abers, G.A., Nakajima, J., van Keken, P.E., Kita, S. & Hacker, B.R., 2013. Thermal–petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters*, **369**, 178–187.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. & Burov, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, **92**, 53–79.
- Ague, J.J. & Nicolescu, S., 2014. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions. *Nature Geoscience*, **7**, 355–360.
- Angiboust, S. & Agard, P., 2010. Initial water budget: the key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel? *Lithos*, **120**, 453–474.
- Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L. & Beyssac, O., 2009. The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone? *Terra Nova*, **21**, 171–180.
- Angiboust, S., Agard, P., Raimbourg, H., Yamato, P. & Huet, B., 2011. Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps). *Lithos*, **127**, 222–238.
- Angiboust, S., Agard, P., Yamato, P. & Raimbourg, H., 2012. Eclogite breccias in a subducted ophiolite: a record of intermediate-depth earthquakes? *Geology*, **40**, 707–710.
- Angiboust, S., Pettker, T., de Hoog, J.C., Caron, B. & Oncken, O., 2014a. Channelized fluid flow and eclogite-facies metasomatism along the subduction shear zone. *Journal of Petrology*, **55**, 883–916.
- Angiboust, S., Glodny, J., Oncken, O. & Chopin, C., 2014b. In search of transient subduction interfaces in the Dent Blanche-Sesia Tectonic System (W. Alps). *Lithos*, **205**, 298–321.
- Angiboust, S., Kirsch, J., Oncken, O., Glodny, J., Monié, P. & Rybacki, E., 2015. Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 1905–1922.
- Audet, P. & Bürgmann, R., 2014. Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. *Nature*, **510**, 389–392.
- Austrheim, H., 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **81**, 221–232.
- Ballèvre, M., Kienast, J.R. & Vuichard, J.P., 1986. La «nappe de la Dent-Blanche»(Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79**, 57–74.
- Bearth, P., Dal Piaz, G.V., Elter, G., Gosso, G. & Martinotti, G., 1980. Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius. Dent Blanche. *Atti della Reale Accademia delle Scienze di Torino*, **114**, 226–240.
- Bebout, G.E. & Penniston-Dorland, S.C., 2016. Fluid and mass transfer at subduction interfaces—the field metamorphic record. *Lithos*, **240**, 228–258.
- Beinlich, A., Klemm, R., John, T. & Gao, J., 2010. Trace-element mobilization during Ca-metasomatism along a major fluid conduit: eclogitization of blueschist as a consequence of fluid–rock interaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**, 1892–1922.
- Beltrando, M., Rubatto, D. & Manatschal, G., 2010. From passive margins to orogens: the link between ocean-continent transition zones and (ultra) high-pressure metamorphism. *Geology*, **38**, 559–562.
- Bons, P.D., 2001. The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. *Tectonophysics*, **336**, 1–17.
- Bons, P.D., Elburg, M.A. & Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, **43**, 33–62.
- Breeding, C.M., Ague, J.J. & Bröcker, M., 2004. Fluid–metasedimentary rock interactions in subduction-zone mélange: implications for the chemical composition of arc magmas. *Geology*, **32**, 1041–1044.
- Brovarone, A.V., Alard, O., Beyssac, O., Martin, L. & Picatto, M., 2014. Lawsonite metasomatism and trace element recycling in subduction zones. *Journal of Metamorphic Geology*, **32**, 489–514.
- Bucher, K., Fazis, Y., Capitani, C.D. & Grapes, R., 2005. Blueschists, eclogites, and decompression assemblages of the Zermatt-Saas ophiolite: high-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere. *American Mineralogist*, **90**, 821–835.
- Canales, J.P., Sohn, R.A. & Demartin, B.J., 2007. Crustal structure of the trans-atlantic geotraverse (TAG) segment (mid-Atlantic Ridge, 26° 10' N): implications for the nature of hydrothermal circulation and detachment faulting at slow

- spreading ridges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**, doi:10.1029/2007GC001629.
- Centrella, S., Austrheim, H. & Putnis, A., 2015. Coupled mass transfer through a fluid phase and volume preservation during the hydration of granulite: an example from the Bergen Arcs, Norway. *Lithos*, **236**, 245–255.
- Collins, N.C., Bebout, G.E., Angiboust, S. *et al.*, 2015. Subduction zone metamorphic pathway for deep carbon cycling II: evidence from HP/UP metabasaltic rocks and ophiocarbonates. *Chemical Geology*, **412**, 132–150.
- Compagnoni, R., 1977. The Sesia-Lanzo Zone: high pressure–low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**, 335–374.
- Cook-Kollars, J., Bebout, G.E., Collins, N.C., Angiboust, S. & Agard, P., 2014. Subduction zone metamorphic pathway for deep carbon cycling I: evidence from HP/UHP metasedimentary rocks, Italian Alps. *Chemical Geology*, **386**, 31–48.
- Coward, M. & Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics—an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, **45**, 1–29.
- Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Martinotti, G., 1971. La II zona diorito-kinzigitica tra la valsesia e la Valle d'ayas (Alpi Occidentali). *Societa Geologica Italiana Memorie*, **10**, 257–276.
- Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Lombardo, B., 1983. Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent Blanche nappe, western Alps. *American Journal of Science*, **283A**, 438–458.
- Dal Piaz, G., Cortiana, G., del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G. & Tartarotti, P., 2001. Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 668–684.
- Davies, J.H., 1999. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, **398**, 142–145.
- Deseta, N., Ashwal, L.D. & Andersen, T.B., 2014. Initiating intermediate-depth earthquakes: insights from a HP–LT ophiolite from Corsic. *Lithos*, **206**, 127–146.
- Droop, G.T. & Chavrit, D., 2014. Eclogitic metagabbro from the Lanzada Window, eastern Central Alps: confirmation of subduction beneath the Malenco Unit. *Swiss Journal of Geosciences*, **107**, 113–128.
- Fassmer, K., Obermüller, G., Nagel, T.J. *et al.*, 2016. High-pressure metamorphic age and significance of eclogite-facies continental fragments associated with oceanic lithosphere in the Western Alps (Etirol-Levaz Slice, Valtournenche, Italy). *Lithos*, **252**, 145–159.
- Ferrando, S., Frezzotti, M.L., Petrelli, M. & Compagnoni, R., 2009. Metasomatism of continental crust during subduction: the UHP whiteschists from the Southern Dora-Maira Massif (Italian Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, **27**, 739–756.
- Galvez, M.E., Martinez, I., Beyssac, O., Benzerara, K., Agrinier, P. & Assayag, N., 2013. Metasomatism and graphite formation at a lithological interface in Malaspina (Alpine Corsica, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **166**, 1687–1708.
- Groppo, C., Beltrando, M. & Compagnoni, R., 2009. The P–T path of the ultra-high pressure Lago di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subducting Tethyan slab. *Journal of Metamorphic Geology*, **27**, 207–231.
- Hacker, B.R. & Abers, G.A., 2004. Subduction factory 3: an Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H₂O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, doi:10.1029/2003GC000614.
- Hacker, B.R., Abers, G.A. & Peacock, S.M., 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108(B1)**, doi:10.1029/2001JB001127.
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A. & Korsakov, A.V., 2006. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones. *Lithos*, **92**, 399–417.
- Holland, T.J.B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309–343.
- Jaekel, K.P., Bebout, G.E. & Angiboust, S., 2016. Carbon mobility at subduction interfaces via deformation-enhanced fluid infiltration: evidence from the Swiss/Italian Alps. American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, CA, Abstract T31E-2946.
- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K. & Austrheim, H., 1990. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 184–193.
- John, T. & Schenk, V., 2003. Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 174–191.
- John, T., Klemm, R., Gao, J. & Garbe-Schönberg, C.D., 2008. Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid–rock interaction: constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, **103**, 1–24.
- Klemm, R., 2013. Metasomatism during high-pressure metamorphism: eclogites and blueschist-facies rocks. In: *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* (eds Harlov, D.E. & Austrheim, H.), pp. 351–413. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Konrad-Schmolke, M., O'Brian, P.J. & Zack, T., 2011. Fluid migration above a subducted slab – constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia zone, Western Alps). *Journal of Petrology*, **52**, 455–486.
- Korzinskii, D.S., 1968. The theory of metasomatic zoning. *Mineralium Deposita*, **3**, 222–231.
- Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.M., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **215**, 57–72.
- Mancktelow, N.S. & Pennacchioni, G., 2005. The control of precursor brittle fracture and fluid–rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **27**, 645–661.
- Martin, L.A., Rubatto, D., Brovarone, A.V. & Hermann, J., 2011. Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsic. *Lithos*, **125**, 620–640.
- Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R. *et al.*, 1992. Trace element distribution between clinopyroxene and garnet in gabbroic rocks of the deep crust: an ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 2371–2385.
- Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Rivalenti, G., Vannucci, R., Correia, C.T. & Tassinari, C.C.G., 2010. Age and geochemistry of mantle peridotites and diorite dykes from the Baldissero body: insights into the Paleozoic-Mesozoic evolution of the Southern Alps. *Lithos*, **119**, 485–500.
- McCrea, J.M., 1950. The isotopic chemistry of carbonates and paleotemperatures scale. *Journal of Chemical Physics*, **18**, 849–857.
- Molina, J.F., Austrheim, H., Glodny, J. & Rusin, A., 2002. The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism. *Lithos*, **61**, 55–78.
- Moreno, M., Haberland, C., Oncken, O., Rietbrock, A., Angiboust, S. & Heidbach, O., 2014. Locking of the Chile subduction zone controlled by fluid pressure before the 2010 earthquake. *Nature Geoscience*, **7**, 292–296.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, **39**, 55–76.

- Oncken, O., Asch, G., Haberland, C. *et al.*, 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B7).
- Peacock, S.M. & Hyndman, R.D., 1999. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2517–2520.
- Peacock, S.M., Christensen, N.I., Bostock, M.G. & Audet, P., 2011. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology*, **39**, 471–474.
- Pennacchioni, G., 1996. Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian Western Alps). *Journal of Structural Geology*, **18**, 549–561.
- Pennacchioni, G. & Mancktelow, N.S., 2007. Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. *Journal of Structural Geology*, **29**, 1757–1780. doi:10.1016/j.jsg.2007.06.002.
- Philippot, P. & Selverstone, J., 1991. Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**, 417–430.
- Philippot, P. & van Roermund, H.L., 1992. Deformation processes in eclogitic rocks: evidence for the rheological delamination of the oceanic crust in deeper levels of subduction zones. *Journal of Structural Geology*, **14**, 1059–1077.
- Piccoli, F., Brovarone, A.V., Beyssac, O., Martinez, I., Ague, J.J. & Chaduteau, C., 2016. Carbonation by fluid–rock interactions at high-pressure conditions: implications for carbon cycling in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **445**, 146–159.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V. & Gosso, G., 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mémoires de la Société géologique de France*, **156**, 345–367.
- Powell, R. & Holland, T., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, **79**, 120–133.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. & Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, **410**, 197–200.
- Putnis, A., 2009. Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **70**, 87–124.
- Reinecke, T., 1991. Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **7**, 7–18.
- Rolfo, F., Compagnoni, R. & Tosoni, D., 2004. Geology and petrology of the Austroalpine Châtillon slice, Aosta valley, western Alps. *Geodinamica Acta*, **17**, 91–105.
- Rubatto, D. & Angiboust, S., 2015. Oxygen isotope record of oceanic and high-pressure metasomatism: a P-T-time–fluid path for the Monviso eclogites (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, 1–16.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas–Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, 269–287.
- Scambelluri, M., Pennacchioni, G. & Philippot, P., 1998. Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps). *Lithos*, **43**, 151–167.
- Scambelluri, M., Bebout, G.E., Belmonte, D. *et al.*, 2016. Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophicarbonate; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, **441**, 155–166.
- Schmidt, M.W. & Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 361–379.
- Sibson, R.H., 2014. Earthquake rupturing in fluid-overpressured crust: How common? *Pure and Applied Geophysics*, **171**, 2867–2885.
- Sills, J.D. & Tarney, J., 1984. Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. *Tectonophysics*, **107**, 187–206.
- Spandler, C. & Hermann, J., 2006. High-pressure veins in eclogite from New Caledonia and their significance for fluid migration in subduction zones. *Lithos*, **89**, 135–153.
- Steck, A., 1990. Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**, 603–626.
- Stöckhert, B., 2002. Stress and deformation in subduction zones: insight from the record of exhumed metamorphic rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, **200**, 255–274.
- Torres-Roldan, R.L., Garcia-Casco, A. & Garcia-Sanchez, P.A., 2000. CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms. *Computers & Geosciences*, **26**, 779–793.
- Warren, C.J. & Waters, D.J., 2006. Oxidized eclogites and garnet-blueschists from Oman: P-T path modelling in the NCFMASHO system. *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 783–802.
- Weber, S. & Bucher, K., 2015. An eclogite-bearing continental tectonic slice in the Zermatt-Saas high-pressure ophiolites at Trockener Steg (Zermatt, Swiss Western Alps). *Lithos*, **232**, 336–359.
- Weber, S., Sandmann, S., Miladinova, I. *et al.*, 2015. Dating the initiation of Piemonte-Liguria Ocean subduction: Lu–Hf garnet chronometry of eclogites from the Theodul Glacier Unit (Zermatt-Saas zone, Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, **108**, 183–199.
- Whitney, D.L. & Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**, 185.
- Yardley, B.W., 2009. The role of water in the evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, **166**, 585–600.
- Zack, T. & John, T., 2007. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs. *Chemical Geology*, **239**, 199–216.
- Zheng, Y.-F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 1079–1091.
- Zheng, Y.-F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, **33**, 109–126.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article at the publisher's web site:

Figure S1. Additional field and petrological figures. (a) Field picture of a mafic boudin wrapped in a quartz-eclogite showing a nearly continuous rim of garnetite around the boudin. (b) Field view of a brecciated, metasomatized eclogite in the ASZ showing mylonitized clasts cemented by omphacite and pseudomorphs after lawsonite. The structures shown recall the eclogite breccia described by Angiboust *et al.* (2012) in the Monviso ophiolitic massif further south. (c) Eclogitized granulite (with remnants of pre-Alpine garnet) crosscut by a domain comprising omphacite and numerous cm-sized, lozenge-shaped aggregates interpreted as pseudomorphs after lawsonite (now filled by clinozoisite + paragonite). (d) Field picture from the rim of a mafic block (ASZ)

showing the formation of clinozoisite associated with very pervasive mylonitization (and alternation of omphacite and clinozoisite layers). (e) BSE image of a garnet crystal from a mafic eclogitic mylonite from the ASZ (see Fig. 8c) showing replacement of garnet by clinozoisite, and wrapping within an eclogite facies foliation. (f) Close up view on mineral inclusions in garnet from picture (e). Rare and small phengite inclusions are visible associated with clinozoisite, omphacite and diopside in garnet cores

(orange circles).

Table S1. GPS coordinates for the samples.

Table S2. THERMOCALC average P - T results for non-metasomatized and metasomatized eclogites from the Mt. Emilius klippe.

Table S3. Carbon and O isotope compositions of calcite veins and marbles/calcsilicates from the ASZ.

Received 27 May 2016; revision accepted 27 November 2016.

Titre : Comportement mécanique des roches et dynamique des lithosphères dans les zones de convergence.

Mots clés : *dynamique de la lithosphère, zones de convergence, rhéologie des roches, pétrologie métamorphique, modélisation numérique thermo-mécanique*

Résumé

Les zones de convergence sont des objets clés à la compréhension de la dynamique de la lithosphère. Elles sont le siège de déformations majeures comme en témoignent la concentration et l'intensité des séismes qui leur sont associées. A plus grande échelle de temps et d'espace, ces déformations résultent généralement en un empilement d'unités dont l'étude offre l'accès aux différents niveaux structuraux mis en jeu dans l'organisation de la chaîne de montagnes. Caractériser précisément la dynamique de structuration de ces unités ainsi que les paramètres contrôlant cette dynamique constitue une étape cruciale permettant d'aller plus loin, notamment quantitativement, dans notre connaissance de la dynamique lithosphérique. Cette thèse a comme double objectif (1) de préciser le comportement rhéologique des roches aux conditions Pressions-Température $P-T$ du faciès éclogitique au sein de l'interface de subduction et (2) de caractériser et quantifier l'influence de la rhéologie de la plaque supérieure, et plus spécifiquement, le rôle de sa partie crustale, sur l'évolution spatio-temporelle des zones de convergence. Pour cela, une approche multi-disciplinaire a été utilisée. Dans un premier temps, je présente une analyse multi-échelle couplant travail de terrain et de pétrologie métamorphique qui a permis d'étudier la déformation au sein de roches $HP-BT$ à l'interface de subduction au niveau de la klippe du Mont-Emilius (Alpes occidentales, Italie). Je détaille ensuite une étude quantitative alliant modélisation numérique thermo-mécanique 3D et 2D de zones de convergence. L'ensemble des modèles a permis d'analyser de nombreux paramètres influençant la structure rhéologique de la plaque supérieure tels que le géotherme initial, l'épaisseur de la lithosphère et de la croûte et la nature des matériaux impliqués.

L'ensemble des modèles réalisés sont contraints/confrontés par/aux des données issues d'exemples naturels. Les résultats de l'étude sur des roches déformées au sein de l'interface de subduction mettent en évidence le possible comportement cassant des roches à des conditions de pression et température de l'ordre de 2.15-2.40 GPa, 500-550 °C, *i.e.*, dans le faciès éclogitique. L'enregistrement d'un tel mode de déformation est d'une importance capitale car il remet en question le paradigme d'un comportement ductile sans résistance au niveau de l'interface de subduction. Les résultats obtenus *via* les modèles numériques montrent par ailleurs que la rhéologie de la plaque supérieure, ainsi que celle de sa seule partie crustale, a une influence de premier ordre sur la dynamique globale des zones de convergence en modifiant notamment le mode de subduction, la cinématique de la fosse, le mode d'exhumation lors d'une collision, le timing de la déchirure du slab et de la formation de bassins d'arrière-arc, la répartition et l'intensité de la déformation au sein de la plaque supérieure. La combinaison des méthodes de pétrologie et de modélisation numérique a permis d'obtenir une analyse quantifiée de l'influence de la rhéologie des lithosphères impliquées dans les zones de convergence sur la dynamique de ces zones. Cette thèse présente ainsi de nouvelles contraintes à notre compréhension de la réponse mécanique de la lithosphère, en fonction de sa structuration rhéologique et de sa place au sein des zones de convergence à petite et grande échelle. Les nouvelles données présentées révèlent l'impact majeur de la rhéologie de la lithosphère dans les zones de convergence. Ce paramètre amène ainsi à reconsidérer notre vision actuelle des zones de convergence.

Title : Mechanical behavior of rocks and lithosphere dynamics in convergence zones.

Keywords : *lithosphere dynamics, convergence zones, rock rheology, metamorphic petrology, thermo-mechanical numerical modeling*

Abstract :

Convergence zones are key objects to the understanding of the lithosphere dynamics. They are the location correspond to places of intense deformation as evidenced by the concentration and magnitude of recorded earthquakes. On a larger scale of time and space, these deformations generally result in nappes stacking whose study offers access to the different structural levels involved in the mountain belt structuration. Precisely characterizing the structuring dynamics of these units as well as the parameters controlling this dynamic is a crucial step that would allow in particular a better quantification of lithospheric dynamics. The aim of this thesis is twofold: (1) clarifying the rheological behavior of rocks in the Pressure-Temperature ($P-T$) conditions of the eclogitic facies at the subduction interface and (2) characterizing and quantifying the influence of the overriding plate rheology, and more specifically, the role of its crustal part, on the spatio-temporal evolution of convergence zones. For this, I used a multi-disciplinary approach. First, I present a multi-scale analysis combining fieldwork and metamorphic petrology, which allowed me to study the deformation within High Pressure-Low Temperature ($HP-LT$) rocks at the subduction interface in the Mont-Emilius klippe (Western Alps, Italy). Then, I show the results of a quantitative study combining 3D and 2D thermo-mechanical modeling of convergence zones. The entire set of models allowed me to analyze different parameters influencing the rheological structure of the overriding plate, such as the initial geotherm, the thicknesses of the lithosphere and the crust, and the nature of the involved materials.

All the performed models are constrained/compared by/with data from natural examples. The results of the study on deformed rocks within the subduction interface highlight the possible brittle behavior of rocks at pressure and temperature conditions on the order of 2.15-2.40 GPa and 500-550 °C, *i.e.*, in the eclogitic facies. The recording of such a deformation mode is of paramount importance because it challenges the paradigm of subduction interface characterized by ductile behavior without resistance. The results obtained with the numerical models show that the rheology of the overriding plate, as well as that of only its crustal part, has a first-order influence on the overall dynamics of the convergence zones by modifying the mode of subduction, trench kinematics, the mode of exhumation during collision, the timing for slab break-off and back-arc basin formation, the location and intensity of deformation within the overriding plate. The combination of petrology and numerical modeling methods allowed me to obtain a quantified analysis of the influence of the rheology of the lithospheres involved in convergence zones on the dynamics of these zones. This thesis presents new constraints for our understanding of the mechanical response of the lithosphere at different spatial scales as a function of its rheological structure. The new data presented here reveal the major impact of the lithosphere rheology in convergence zones. This parameter leads us to reconsider our current view of the convergence zones.