HAL
open science

La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermomécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température

David Boutelier

To cite this version:

David Boutelier. La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermomécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température. Géologie appliquée. Université Nice Sophia Antipolis, 2004. Français. NNT : . tel-00005197

HAL Id: tel-00005197

https://theses.hal.science/tel-00005197

Submitted on 3 Mar 2004

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.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS – UFR SCIENCES

Ecole doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

Pour obtenir le titre de :

Docteur en Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Discipline : Sciences de l'Univers

présentée et soutenue par

David BOUTELIER

LA MODELISATION EXPERIMENTALE TRIDIMENSIONNELLE THERMO MECANIQUE DE LA SUBDUCTION CONTINENTALE ET L'EXHUMATION DES ROCHES DE ULTRA HAUTE PRESSION/BASSE TEMPERATURE

Thèse dirigée par Alexandre Chemenda

Soutenue le 20 février 2004

Jury :

M. Jean-Pierre Burg	Professeur	Rapporteur
M. Jacques Malavieille	Directeur de recherche	Rapporteur
M. Jean-François Stephan	Professeur	Examinateur
M. Michel Faure	Professeur	Examinateur
M. Jean-Marc Lardeaux	Professeur	Examinateur

Remerciements

Je tiens à remercier les personnes qui ont partagés avec moi l'aventure de ce travail. Merci à Alexandre Chemenda de m'avoir accueilli dans le laboratoire et appris les méthodes et techniques de la modélisation expérimentale mais aussi à mieux rédiger les articles et mieux présenter les travaux. Merci également aux membres du jury qui me font l'honneur de juger ce travail. Merci donc à Jacques Malavieille, Michel Faure, Jean-François Stephan et Jean-Marc Lardeaux. Je tiens à remercier plus particulièrement Jean-Pierre Burg pour nos discussions enrichissantes.

Mes remerciements vont également à l'ensemble du personnel du laboratoire Géosciences Azur pour l'ambiance très agréable durant ces trois années et particulièrement à mes camarades de thèse : Cédric, Mathilde, Diana, Victor, Diane, Céline, Marie-Aude, Damien et Hervé pour leur bonne humeur communicative.

Un grand merci à mes parents Elisabeth et Christian pour leur soutien et leur amour depuis tant d'années, à mes frères Cédric et Thierry et à ma seconde famille du Gard, Elisabeth, Romain et Albert-Jean. Enfin, je souhaite dire un très grand merci à Caroline, sans qui tout cela n'aurait pas été possible, pour m'avoir accompagné et soutenu durant ce travail.

Table des matières

Introduction générale **19**

Chapitr 1: L'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température : contraintes géologiques et mécanismes d'exhumation proposés **21**

1.1. Les roches de ultra haute pression 21

1.1.1. Assemblages minéralogiques de ultra haute pression *21*

1.1.2. Pétrologie des roches de ultra haute pression *22*

1.1.3. Les protolithes des unités de ultra haute pression *24*

1.1.4. Arguments en faveur d'une origine lithostatique de la pression *24*

1.1.5. Les chemins Pression-Température-temps *25*

1.1.5.1. Evolution prograde : la subduction continentale 25

1.1.5.2. Evolution rétrograde : l'exhumation 25

1.1.6. Microstructure et déformation des unités de ultra haute pression *27*

1.1.7. Rôle des fluides, réaction d'éclogitisation et densités des unités métamorphiques *29*

1.1.8. Rhéologie de la croûte continentale à grande profondeur *30*

1.2. Les massifs de ultra haute pression 31

1.2.1. Dimensions des massifs *31*

1.2.2. Position structurale des massifs *31*

1.2.2.1. Les Alpes 31

1.2.2.2. La chaîne himalayenne 34

1.2.2.3. Le Dabie Shan 36

1.2.2.4. Les gneiss de l'Ouest (Norvège) 38

1.2.2.5. Le massif du Kokchetav (Kazakhstan) 39

1.3. Mécanismes d'exhumation 41

1.3.1. Erosion et rééquilibrage isostatique *41*

1.3.2. Tectonique extensive *41*

1.3.3. Tectonique compressive *42*

1.3.4. Sous placage et extension dans un prisme d'accrétion *43*

1.3.5. Corner flow, channel flow *44*

1.3.6. Poussée d'Archimède *45*

1.3.6.1. Modèle de slab break-off (Davies et von Blanckenburg, 1995) 45

1.3.6.2. Modèle de détachement d'une écaille crustale (Chemenda, et al., 1995, 1996) 46

1.3.7. Instabilité convective (Burov, et al., 2001) *50*
1.4. Objectifs de ce travail 51

Chapitre 2: Méthode de modélisation analogique 55
2.1. Critères de similarité physique 55
2.1.1. Critères de similarité mécanique *55*
2.1.2. Critère de similarité contrôlant l'évolution thermique du modèle *58*
2.2. Cadre général de la modélisation 58
2.3. Critères de similarité physique pour la modélisation réalisée dans cette étude 62
2.4. Les matériaux analogues. 63
2.4.1. Matériau modélisant l'asthénosphère *63*
2.4.2. Les matériaux analogues « lithosphériques » et leur propriétés thermo mécaniques *64*
2.4.3. Matériau modélisant la couverture sédimentaire *64*
2.4.4. Matériau modélisant la croûte continentale *66*
2.4.5. Matériaux modélisant le manteau lithosphérique *68*
2.5 Technique de la modélisation 70
2.5.1. Dispositif expérimental *70*
2.5.2. Réalisation du modèle de lithosphère subduite *71*
2.5.3. Réalisation du modèle de lithosphère chevauchante *73*
2.6. Choix du gradient thermique 74

Chapitre 3: Résultats de la modélisation thermomécanique 2D de la subduction continentale et de l'exhumation des roches de haute pression/basse température 77
3.1. Subduction continentale en régime de faible compression 77
3.1.1. Article 1: Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction: first experiments *77*
3.1.2. Article 2: Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks: insights from thermo-mechanical laboratory modelling *86*
3.1.3. Conclusion des expériences de subduction continentale en régime de faible compression *96*
3.2. Subduction continentale en régime de forte compression 97
3.2.1. Résultats des expériences *97*
3.2.2. Article 3: Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments *105*
3.2.3. Apports des expériences de subduction continentale en régime de forte compression *124*

3.3. Conclusions des expériences de modélisation thermomécanique 2D 125
3.4. Application à la chaîne himalayenne..... 127

Chapitre 4: Modélisation thermomécanique 3D de l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température..... 131
4.1. Spécificité d'une modélisation tridimensionnelle 132
4.1.1. Effets de la courbure de la chaîne de collision 132
4.1.2. Courbure de la zone de collision et effet de l'obliquité de la collision..... 133
4.2. Modélisation numérique de l'effet de la courbure convexe de la zone de subduction 134
4.2.1. Conditions du modèle numérique..... 135
4.2.2. Résultat du calcul 137
4.3. Cadre général de la modélisation expérimentale thermomécanique 3D de l'exhumation de la croûte continentale..... 138
4.4. Critères de similarité physique dans la modélisation expérimentale 3D..... 139
4.5. Réalisation des expériences de modélisation 3D..... 139
4.5.1. Dispositif expérimental..... 139
4.5.2. Réalisation du modèle 142
4.5.3. Observation et quantification de la déformation dans le modèle..... 144
4.5.4. Suivi de la température dans le modèle..... 145
4.6. Résultats de la modélisation 146
4.6.1. Test préliminaire 1 : expérience sans traction latérale..... 146
4.6.2. Test préliminaire 2 : expérience sans plaque chevauchante..... 147
4.6.3. Expériences avec extension latérale appliquée à la plaque chevauchante..... 149
4.6.4. Evolution thermique dans le modèle 154
4.7. Discussion..... 156
4.7.1. Le mécanisme d'exhumation 156
4.7.2. Comparaison du modèle avec les données géologiques..... 158
4.8. Conclusion..... 163

Conclusion générale 165

Références bibliographiques 169
Annexe A : protocole de mesures rhéologiques..... 182
Annexe B : protocole de mesure de température 190

Liste des figures

Figure 1.1 - Inclusion de coésite dans un grenat (noir). Les bords de l'inclusion sont partiellement transformés en quartz (plus net en bas de l'inclusion) et montrent des fractures radiales dans le grenat qui proviennent de la dilatation de la silice (+10%) lorsqu'elle passe de la structure cristalline compacte de la coésite à celle du quartz. La photo fait près de 4 mm de long. L'échantillon provient de l'unité à coésite du massif de Dora Maira dans les Alpes italiennes. Photo de O. Modenbach (Schreyer, 1995). 22

Figure 1.2 - Positions des massifs de ultra haute pression/basse température dans le diagramme pression température : Dora Maira (Schertl, et al., 1991), Zermatt-Saas-Fee (Reinecke, 1998), Dabie Shan (Schmid et al., 2000), Kokchetav (Hermann, et al., 2001), Kaghan (O'Brien, et al., 2001), Da Quaidam (Yang, et al., 2001), Rhodope (Mopskos et Kostopoulos, 2001) et Gneiss de l'Ouest en Norvège (van Roermund et Drury, 1998). Les droites de transition quartz-coésite et graphite-diamant sont issues de Ernst, 2000. En dessous de la droite de transition quartz-coésite, on est dans le domaine du métamorphisme de haute pression (faciès éclogitique) caractéristique d'un contexte de subduction. Au dessus de cette droite, la formation de coésite stable marque l'entrée dans le domaine du métamorphisme de ultra haute pression. 23

Figure 1.3 - Structures thermiques des plaques, subduite et chevauchante, obtenues en modélisation numérique (document de Diane Arcay). On impose une convergence de 10 cm/an aux deux plaques océaniques. Les isothermes sont tous les 300°C. 25

Figure 1.4 - Chemins Profondeur-temps (inset en anglais) et Pression-Température-temps pour l'exhumation des unités UHP/BT de Zermatt-Saas-Fee (Amato et al., 1999). Quatre chronomètres géochimiques ont été utilisés : Sm-Nd, Rb-Sr, traces de fission sur zircon et apatite, permettant d'échantillonner quatre fois le chemin rétrograde. La première phase d'exhumation entre ~95 et ~25 km se fait avec une vitesse très grande 10 à 26 cm/Ma et un faible refroidissement. Ensuite, l'exhumation depuis 25 km jusqu'à la surface est très lente et s'accompagne d'un refroidissement important. 27

Figure 1.5 - Chemin pression-température-déformation, enregistré par les éclogites et métasédiments de Lago di Cignana, massif de Zermatt-Saas, dans les Alpes italiennes (van der Klauw et al. 1997). 28

Figure 1.6 - Carte structurale simplifiée des Alpes (Lemoine, et al., 2000). Les massifs UHP/BT (Dora Maira et Zermatt-Saas-Fee) se trouvent dans les zones internes des Alpes occidentales. C'est uniquement dans cette partie de la chaîne, dont la courbure devient très forte, que l'on observe des massifs UHP/BT. FP : front pennique, FA : front austro-alpin, FO : front des nappes ophiolitiques. Les traits a, b, c, d, e et f montrent les positions des coupes de la figure 1.7. 32

Figure 1.7 - Coupes interprétatives simplifiées de la pile des nappes alpine (Polino, et al., 1990). **a** : la bordure orientale autrichienne, **b** : la fenêtre des Tauern, **c** : les alpes centrales, **d** : les alpes Pennines, **e** : les alpes Graies, **f** : les alpes cottiennes. Les coupes **d** et **f** montrent les unités de ultra haute pression/basse température se situant au sommet de la pile, au niveau de la suture ophiolitique entre les plaques européenne et adriatique. 1-Métamorphisme HP dans le socle et la couverture : (a) schistes bleus Eocène, (b) schistes bleus/éclogites Crétacé/Eocène. 2-Métamorphisme : (a) faible, (b) schistes verts à amphibolite. 3-Unités de flysch. 4-Unités ophiolitiques éclogite/schistes bleus. 5-Plutons oligocènes. 6-Dépôts molassiques tertiaires. 33

Figure 1.8 - Coupe schématique du massif de Dora Maira (Schwartz, 2000). 34

Figure 1.9 - Carte structurale simplifiée de la chaîne Himalayenne. MFT : Main Frontal Thrust, MCT : Main Central Thrust, MBT : Main Boundary Thrust, YTSZ : Yarlung Tsangpo Suture Zone (aussi appelée Indus Suture Zone dans la partie Ouest de la chaîne). 35

Figure 1.10 - Coupe interprétative des nappes himalayennes dans la région du Sud-Ladakh (trait a-b sur la figure 1.9). MCT : Main Central Thrust, MBT : Main Boundary Thrust, ISZ : Indus Suture Zone, ZSZ: Zanskar Shear Zone, LH: lesser Himalaya, HHCS : higher Himalayan cristalinnes sequence, TS: Tethyan Sediments (Dèzes, 1999). 35

Figure 1.11 - Carte structurale simplifiée du massif de Dabie Shan-Sulu (Zheng et al., 2003) et coupes schématiques au travers du Dabie Shan (coupe a d'après Faure et al., 1999) et Sulu (coupe b d'après Faure et al., 2003). 37

Figure 1.12 – **a** : Carte structurale simplifiée des Calédonides de Norvège (Roberts, 2003),. **b** : carte structurale de la région des gneiss de l'Ouest. Au sein de l'unité des gneiss de l'Ouest (WGR), aucune limite

tectonique sépare les roches de haute pression des roches de ultra haute pression/basse température caractérisées par des inclusions de coésite et/ou diamant. (Labrousse, et al., 2002), **c** : coupe structurale du massif de ultra haute pression/basse température (Labrousse, et al., 2002). Seul le toit de l'unité à coesite/diamant est visible, il s'agit du détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ). Des données de géophysique montrent une zone de faible vitesse des ondes sismiques (LVL) sous les gneiss qui suggère une limite tectonique en dessous du bloc des gneiss de l'Ouest (Labrousse, 2001). 38

Figure 1.13 - Coupe simplifiée du massif de ultra haute pression du Kokchetav (a) et diagramme tectono stratigraphique de la pile des nappes métamorphiques (b) montrant les contacts tectoniques entre les différentes unités (Kaneko, et al., 2000). 40

Figure 1.14 - Schéma de l'exhumation par érosion. La croûte épaissie est érodée et revient à une épaisseur normale. L'équilibre isostatique assure la remontée vers la surface des matériaux crustaux profonds. 41

Figure 1.15 - Schémas de l'exhumation par amincissement crustal lors de l'extension. 42

Figure 1.16 - Schémas de l'exhumation par extrusion/expulsion verticale, **a** : raccourcissement horizontal et épaississement d'une couche. Le marqueur monte verticalement mais n'est pas exhumé tant que les reliefs créés en surface ne sont pas érodée, **b** : compression de la croûte continentale lors de la subduction (Hynes, 1996). 43

Figure 1.17 – Schéma de l'exhumation dans un prisme d'accrétion. Les unités sédimentaires et/ou crustales sont sous plaquées à la base du prisme et augmentent alors sa pente topographique. Devenu instable, celui-ci subit une extension en surface le ramenant vers une pente moins forte et une plus grande stabilité. L'extension en surface et le sous placage à la base permettent l'exhumation des unités constituant le prisme (Jolivet et Goffé, 2000). 44

Figure 1.18 – Schéma de l'exhumation par corner flow et channel flow, appliqué aux ophiolites des Alpes occidentales (Schwartz, 2000). Les ophiolites de Chenaillet ont été obductées et ont ainsi échappé au métamorphisme de haute pression. Les ophiolites du Queyras ont subi un métamorphisme de faciès schistes bleus, impliquant qu'elles ont été subduites à ~20 km de profondeur. Selon l'auteur, le mécanisme de leur exhumation serait le corner flow dans le prisme d'accrétion. Les ophiolites du Viso ont été subduite plus profondément et le mécanisme d'exhumation serait le channel flow. 45

Figure 1.19 - Modèle d'exhumation par poussée d'Archimède après la rupture de la lithosphère subduite (break-off). La force de traction verticale exercée par le panneau plongeant entraîne la rupture de celui-ci lors de la subduction de la marge continentale. La croûte continentale détachée de sa racine mantellique remonte sous l'effet de la poussée d'Archimède tandis que la lithosphère détachée coule dans l'asthénosphère sous son poids (Davies et von Blanckenburg, 1995). 46

Figure 1.20 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique lors de la subduction continentale en régime de forte compression (Chemenda, et al., 1995). 1 : plaque chevauchante ; 2 : croûte continentale supérieure ; 3 : croûte continentale inférieure ; 4 : produits de l'érosion. 47

Figure 1.21 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique lors de la subduction continentale en régime de faible compression (Chemenda, et al., 1996). 48

Figure 1.22 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique thermomécanique lors de la subduction continentale en régime de faible compression (Jorand, 2000). Les différentes couches de la lithosphère subduite (couverture sédimentaire, croûte continentale et manteau lithosphérique) sont progressivement chauffées lors de la subduction et leurs résistances diminuent. La croûte continentale et la couverture sédimentaire subduites dans l'asthénosphère subissent une importante déformation ductile tandis qu'une écaille de croûte continentale est formée dans la zone inter-plaque puis remonte. 49

Figure 1.23 - Modèles d'exhumation par instabilité convective basés sur des simulations numériques (Burov, et al., 2001) ; **a** : la croûte continentale subduite est complètement éclogitisée (sa densité est égale à celle du manteau) ; **b** la croûte continentale n'est pas éclogitisée (sa densité ne change pas lors de la subduction et reste inférieure à celle du manteau). 51

Figure 2.1 - Schéma du dispositif expérimental utilisé pour la modélisation expérimentale thermo mécanique 2-D de la subduction continentale. 59

Figure 2.2 – Enveloppes de contrainte de la lithosphère océanique (**a**) et continentale (**b**) (Kohlstedt, et al., 1995). L'enveloppe des contraintes de la lithosphère océanique est calculée pour une lithosphère mature, de 60 Ma. La résistance du manteau lithosphérique est déduit de la résistance du minéral le plus abondant :

l'olivine. Pour la lithosphère continentale, le géotherme utilisé donne un flux de chaleur en surface de 60 mWm^{-1}. La résistance de la croûte continentale est déduite de celles du quartz hydraté, mais plusieurs courbes expérimentales ont été obtenues. K&T : (Kronenberg et Tullis, 1984) ; L&P : (Luan et Peterson, 1992) ; G&T : (Gleason et Tullis, 1993). La résistance du manteau lithosphérique continentale est déduite de celle de l'olivine hydratée. 60

Figure 2.3 – Image tomographique de la subduction du Japon (Zhao et al., 1994) montrant une zone de faible vitesse des ondes P sous l'arc volcanique. 61

Figure 2.4 - Modèle numérique de la convection mantellique autour de la subduction. La cellule de convection créée au dessus du panneau subduit entraîne l'érosion thermo mécanique de la lithosphère chevauchante sous l'arc volcanique et la formation d'une zone de faiblesse majeure (Eberle, et al., 2002). 62

Figure 2.5 - Modèle de Bingham-Norton dont les réponses à des sollicitations sont similaires à celles de nos matériaux analogues. σ est la contrainte imposée, E est le module d'Young, v le coefficient de Poisson, τ_s le seuil de plasticité en cisaillement, η est la viscosité, ε est la déformation totale du système, ε_e est la déformation élastique, ε_p la déformation viscoplastique et $\dot{\varepsilon}$ le taux de déformation. 64

Figure 2.6 - Courbe expérimentale $\tau_s(T)$ pour le matériau N9. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}$ s^{-1}. 65

Figure 2.7 - Courbes expérimentale $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau N9 à 38, 39, 40 ,41 et 43°C. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}$ s^{-1}..... 65

Figure 2.8 - Courbes expérimentales $\eta(T)$, (a) et $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s = f(T)$, (b) pour le matériau N9 servant à modéliser la couverture sédimentaire. Plus $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s$ est proche de la valeur 1, moins le matériau est sensible au taux de déformation, c'est à dire, moins il est visqueux. 65

Figure 2.9 - Courbe expérimentale τ_s (T) pour les matériaux N2 et 80%N2, 20%F1. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}$ s^{-1}. 66

Figure 2.10 - Courbes expérimentales $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau N2 à T=38°C (a), T=40°C (b) et T=42°C (c). $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}$ s^{-1}. 67

Figure 2.11 – Courbes expérimentales η (T), (a) et $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s = f(T)$, (b) pour le matériau N2 servant à modéliser la croûte continentale. 67

Figure 2.12 - Courbe expérimentale τ_s (T) pour les matériaux de type F modélisant le manteau lithosphérique. 68

Figure 2.13 - Courbes expérimentales $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau de type F1 à différentes températures et $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}$ s^{-1}. (a) T = 37°C ; (b) T = 40°C ; (c) T = 42°C 69

Figures 2.14 – Courbes expérimentales $\eta(T)$, (a) et, $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s = f(T)$ (b) pour le matériau F3 servant à modéliser le manteau lithosphérique. 69

Figure 2.15 - Photo du dispositif expérimental. Durant les expériences les photos sont prises perpendiculairement à la face avant du bac. 70

Figure 2.16 – Schéma du modèle de la lithosphère subduite. 71

Figure 2.17 - Réalisation d'un modèle de lithosphère subduite. Voir le texte pour les explications..... 72

Figure 2.18 – Schéma de la structure du modèle de lithosphère océanique chevauchante. Le modèle peut comporter une seule zone de faiblesse sous l'arc volcanique ou deux si l'on modélise une plaque chevauchante ayant subie une ouverture d'arrière arc. En italique sont indiquées les épaisseurs et longueurs équivalentes dans la nature. 73

Figure 2.19 – Les étapes de la réalisation d'un modèle de lithosphère chevauchante océanique comportant : la croûte océanique (en vert), un arc volcanique (en orange) et le manteau lithosphérique (couleur crème). Voir le texte pour les explications. 74

Figure 2.20 - Températures mesurées dans un modèle de lithosphère continentale après 3 heures d'équilibrage thermique avec les températures T_s et T_a imposées. La température imposée en surface est de 38°C et celle imposée de l'asthénosphère est de 42°C. Il existe un écart entre le « géotherme » observé (les points) et une droite (le trait pointillé) mais celui-ci reste faible (<0,3°C). On peut donc considérer que le gradient thermique au sein du modèle de lithosphère continentale est linéaire. 75

Figure 2.21 - Différents gradients thermiques imposés dans un modèle de lithosphère continentale à deux couches (**a**) et les enveloppes rhéologiques obtenues (**b**). La croûte continentale est modélisée par 8 mm de matériau N2 (28 km dans la nature) et le manteau par 15 mm de matériau F3 (52,5 km dans la nature).... 75

Figure 2.22 – Enveloppe rhéologique obtenue pour le modèle de lithosphère continentale à trois couches avant la subduction lorsque T_s = 38°C et T_a = 42 °C sont imposées..... 76

Figure 3.1 - Scheme of the experiments. The names of model layers correspond to what they model: e.g. the continental crust means the continental crust model. The lithospheric layers are made of the hydrocarbon compositional systems. The asthenosphere is model by pure water..... 80

Figure 3.2 - Thermal gradient maintained within the model (**a**) and strength envelope of the continental lithosphere model before subduction (**b**) at strain rate: $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\,s^{-1}$ 80

Figure 3.3 - Experimental result: a to h, photos of successive stages of the continental subduction. The model parameters are indicated in Table 1..... 82

Figure 3.4 - Cross-section of the middle part of the model at the last stage (h in Fig.3.3) of the experiment..... 82

Figure 3.5 - Drawings of the experimental photos in Fig. 3.3..... 83

Figure 3.6 - Scheme of the experimental set-up. The lithospheric layers are made of the hydrocarbon compositional systems and the asthenosphere is pure water. Temperatures T_s and T_a are maintained at the model surface and the asthenosphere. 88

Figure 3.7 - Initial (before deformation) thermal gradients within the model (**a**) and corresponding strength envelopes for the continental lithosphere model (**b**) derived from the shear-type rheological tests under different temperatures. In the experiment presented in this paper T_s = 38°C and T_a = 42°C (solid lines)... 88

Figure 3.8 - Successive stages of the experiment in cross section (model parameter values in Table 1)..... 90

Figure 3.9 - Drawings of the experimental photos with explanations..... 91

Figure 3.10 - Cross-section of the middle part of the model corresponding to the last stage of the experiment (e in Fig. 3) and made after model freezing..... 92

Figure 3.11 - Scheme of the deep continental crust and fore arc block subduction followed from a thermo-mechanical experimental modelling [17]. 93

Figure 3.12 – Les différents scénarios de la collision arc-continent (Chemenda et al., 1997)..... 96

Figure 3.13 – Photos des stades successifs de l'expérience 3 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la plaque chevauchante au niveau de l'arc volcanique et la subduction du bloc avant arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.3. 99

Figure 3.14 – Schéma du dispositif expérimental dans les expériences 4 et 5. La plaque chevauchante océanique est amincie sous l'arc et le bassin d'arrière arc. Cette plaque peut comporter (expérience 5) ou non (expérience 4) la croûte de l'arc volcanique. Le modèle de lithosphère continentale est simplifié et ne comporte que deux couches : la croûte continentale et le manteau lithosphérique..... 100

Figure 3.15 – Photos des stades successifs de l'expérience 4 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la lithosphère chevauchante au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc et la subduction de la plaque d'arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.4..... 102

Figure 3.16 – Schéma de la déformation crustale observée à la fin de l'expérience 4 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la subduction de la plaque d'arc. 103

Figure 3.17 – Photos des stades successifs de l'expérience 5 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la plaque chevauchante dans le domaine arrière arc et la subduction de la plaque d'arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.4. 104

Figure 3.18 - P-wave velocity structure of the Aleutian (a) [16, 20] and Izu-Bonin (b) [17, 20] arcs. 108

Figure 3.19 - Scheme of the experimental set-up. Dashed line in the lower part of the overriding plate shows the base of this plate in the experiment 1 where young back arc basin is absent. T_s and T_a are the temperature of the lithosphere surface and the asthenosphere, respectively. Sections A and B correspond to the strength envelopes in Figure 3.20..... 110

Figure 3.20 - Strength envelopes of the model lithosphere. The strength of each model material has been measured experimentally (shear tests) for temperatures between Ts and Ta. The thermal gradient in various models was also measured. The strength envelopes presented were calculated using these experimental data. (a) Mature oceanic lithosphere corresponding to section A in Figure 3.19; (b-e) Thinned oceanic overriding lithosphere in the volcanic arc area (section B in Fig.1): (b) thin (4.5 mm equivalent to 16 km in nature) and strong arc crust made of the same material as the oceanic crust; (c) thin and weak volcanic arc made of the same material as the continental crust; (d) the same as in panel b with low-friction interface inside the arc; (e) thick (7.5 mm equivalent to 26 km in nature) and strong volcanic arc; (f) continental lithosphere. 1: oceanic crust; 2: continental crust; 3: lithospheric mantle; 4: 'geotherm'. 112

Figure 3.21 - Successive stages of experiment 1 with zoom-in on some parts of the deformed model. There is no young back-arc basin; therefore the overriding lithosphere contains only one thin zone beneath the arc. The lithosphere fails below the arc crust (panels b and c), resulting in the fore-arc block subduction (panels d-f). Only small parts of the fore-arc oceanic crust are scraped and accreted (zoom-ins in panels d and f). The arc crust is slightly deformed and remains in its place. 113

Figure 3.22 - Successive stages of experiment 2. The arc is thin and strong (corresponding to Figure 3.20 b). The arc subducts almost completely, leaving on the surface only small blocks of scraped off and accreted back-arc and arc crust (zoom- ins in panels d and f). 114

Figure 3.23 - Successive stages of experiment 3. The thin and weak 'continental-like' volcanic arc (corresponding to Fig. 3.20 c) is deformed and accreted along with small amounts of the fore-arc oceanic crust (zoom-in in panel c). 115

Figure 3.24 - Successive stages of experiment 4. The arc is strong but there is a low-friction interface within it (zoom- in in panel a), which is a décollement surface along which the upper part of the crust is scraped off just at the onset of the arc subduction (panels d-f). 116

Figure 3.25 - Successive stages of experiment 5. The arc is thick and strong (Fig.3.20 e). It subducts to a few tens of kilometres-equivalent depth (panel d), but then it is scraped off (panels e and f) and one third to half of it remains exposed at the surface along with the remnants of back-arc and fore arc crust..... 117

Figure 3.26 – Scénario envisagé pour l'exhumation des roches UHP/BT. On doit séparer l'évolution en 2 phases : la première phase, en régime de forte compression, permet la formation des roches UHP/BT puis d'une manière ou d'une autre le système passe en régime de faible compression (faible pression inter-plaque) et on doit alors pouvoir obtenir l'exhumation de ces roches. 126

Figure 3.27 – Scénario possible de la fermeture de l'océan Néo Téthys et la collision entre l'arc intra océanique et l'Inde précédent la collision principale entre l'Inde et l'Asie. Ce scénario est basé sur des données géologiques (voir texte) et les résultats expérimentaux présentés dans ce chapitre. La formation des massifs de ultra haute pression de Kaghan et Tso Morari dans ce modèle est assurée grâce à la subduction de la plaque d'arc qui permet de créer les conditions de ultra haute pression/basse température dans la marge continentale indienne profondément subduite. 128

Figure 4.1 – Schéma de l'effet d'une subduction convexe 132

Figure 4.2 – Schéma de l'effet d'une subduction concave..... 133

Figure 4.3 – Modèle de la chaîne himalayenne représentée par des blocs rigides placés entre les deux plaques lithosphériques en convergence: la plaque indienne (en haut) qui passe sous la plaque asiatique (en bas). (McCaffrey et Nabalek, 1998). Le déplacements de blocs est du à l'obliquité de la courbure de la chaîne et à l'obliquité de la convergence qui se fait de haut en bas. A : modèle avant la déformation, B : modèle déformé, C : interprétation de la déformation. 1 : zone non déformée/déplacée latéralement (obliquité faible), 2 : zone déformée latéralement (extension latérale) et déplacée (entraînée vers le Nord Ouest), 3 : zone entièrement entraînée latéralement par la plaque subduite indienne. 134

Figure 4.4 – Pression inter plaque non lithostatique exercée sur la plaque chevauchante lors de la subduction d'une marge continentale passive (Tang et Chemenda, 2000). L'épaisseur de la croûte de la marge dans ce cas diminue linéairement le long de la zone inter plaque depuis 15 km au front de la subduction jusqu'à 0 km à la base de cette zone inter plaque. La densité de la croûte est de $2{,}8 \times 10^3$ kg/m^3 tandis que la plaque chevauchante et l'asthénosphère, sur laquelle repose la plaque chevauchante, ont une densité de $3{,}3 \times 10^3$ kg/m^3. 135

Figure 4.5 – Vu plane du modèle de la plaque chevauchante. La pression inter plaque (flèches rouges) est appliquée perpendiculairement à la zone inter plaque (courbe rouge) 136

Figure 4.6 – Schéma en coupe de la plaque chevauchante du modèle numérique. La zone de subduction est représentée par une surface verticale sur laquelle on impose la contrainte compressive horizontale résultante du modèle présenté sur la figure 4.4. A la base de la lithosphère s'exerce la pression hydrostatique (avant application de la pression inter plaque la lithosphère est donc en équilibre lithostatique) 136

Figure 4.7 – Résultat du calcul avec FLAC3D : Contrainte normale horizontale σ_{xx} dans la plaque chevauchante dans la moitié de la plaque chevauchante (les valeurs positives correspondent à la contrainte extensive), vue par dessus. 137

Figure 4.8 – Schéma du cadre de la modélisation 3D (d) reprenant le stade final de la modélisation 2D (c) de la subduction continentale avec subduction du bloc avant arc (a, b et c). 1 : manteau lithosphérique continental subduit ; 2 : croûte continentale subduite ; 3 : couverture sédimentaire subduite. 138

Figure 4.9 – Schéma de l'action d'une déformation latérale extensive appliquée à la plaque chevauchante. Cette déformation conduit à la formation d'une zone locale où la pression inter plaque diminue puis à l'ouverture d'un espace dans la zone inter plaque permettant une remontée de la croûte profondément subduite. 139

Figure 4.10 – Schéma du modèle 3D comportant : 1 : le manteau lithosphérique continental, 2 : la croûte continentale subduite, 3 : la couverture sédimentaire, 4 : le bloc avant arc/plaque d'arc subduit, 5 : la plaque chevauchante, 6 une faille décrochante dans le bloc avant arc et la plaque chevauchante et 7 : des sondes thermiques. Les sondes thermiques sont placées au centre du modèle, dans la zone de faille. Ces sondes viennent mesurer la température à la surface de la croûte comme illustré sur le coté droit du schéma. 140

Figure 4.11 – Vue générale du dispositif expérimental. 140

Figure 4.12 – Photos des éléments du dispositif expérimental 3D : (a) et (b) vues du modèle de la lithosphère subduite avant d'être mis en place dans le bac ; (c) vue de dessous du modèle dans le bac ; (d) vue générale du dispositif expérimental ; 1 : système de fixation du modèle ; 2 : modèle lithosphérique ; 3 : boite de plexiglas et bakélite ; 4 : bac de plexiglas contenant l'eau chaude (asthénosphère) ; 5 : sondes thermiques ; 6 : thermo régulateur auto adaptatif; 7 : système d'acquisition des températures dans le modèle ; 8 : ordinateur enregistrant les températures dans le modèle ; 9 : moteur électrique servant à appliquer le mouvement d'extension latérale. 141

Figure 4.13 – Les étapes successives de la réalisation d'un modèle 3D. Voir le texte pour les explications..... 143

Figure 4.14 – Analyse de la déformation des modèles 3D : (a) on découvre la base de la croûte pour observer la localisation ou non de la déformation crustale et sédimentaire ; (b) on réalise des coupes verticales perpendiculaires à la subduction pour observer d'éventuels mouvements ascendants de matière. 144

Figure 4.15 – Schéma illustrant le suivi des températures dans le modèle : (a) les sondes sont placées dans la zone de faille ; (b) dans cette zone, les sondes sont positionnées de façon à mesurer la température à la surface de la croûte subduite, à différentes profondeurs ; (c) les températures sont enregistrées durant l'expérience. 146

Figure 4.16 – Section du modèle avant le chauffage et la déformation (a) et après (b) dans une expérience sans extension latérale appliquée à la plaque chevauchante. 147

Figure 4.17 – Photos du modèle après le second test préliminaire. (a) et (b) vues générales du modèle montrant l'élargissement de la zone inter-plaque quasiment identique sur toute la largeur du modèle malgré l'existence d'une zone de faiblesse (faille) au centre du modèle. Cet élargissement est réalisé grâce à la déformation de la croûte continentale et le recul du bloc avant arc. (c) coupe verticale montrant l'épaisseur particulièrement importante de la portion de croûte continentale remontée jusqu'à la surface. 148

Figure 4.18 – Photos des sections du modèle 3D : a : stade initial, modèle non déformé ; b : section du modèle déformé dans la zone de faille ou d'extension; c : section en dehors de la zone d'extension (situation 2D). 150

Figure 4.19 – Coupe verticale d'un modèle 3-D montrant la déformation crustale dans la zone de faille grâce à des marqueurs colorés. 151

Figure 4.20 – Schémas des différentes composantes de la déformation : (a) cisaillement pur et (b) cisaillement simple et (c) schéma de la déformation, lors de l'exhumation, d'une portion de croûte par cisaillement pur et simple. 152

Figure 4.21 – Schéma de la déformation crustal et sédimentaire dans le modèle 3D. Voir le texte pour les explications. 153

Figure 4.22 – Courbes expérimentales T(t) obtenues pour deux sondes thermiques lors de deux expériences similaires durant la phase d'extension. Courbes rouge : la densité de la croûte satisfait les critères de similarité. Courbes bleus : la densité de la croûte continentale et des sédiments est égale à celle du manteau. 154

Figure 4.23 – Coupes du modèle 3D où la densité de la couverture sédimentaire et de la croûte continentale est égale à la densité du manteau : **a** : section du modèle avant la déformation ; **b** et **c** : sections du modèle dans la zone d'extension, après la déformation. La coupe **b** est réalisée là où l'ouverture de la zone inter plaque est faible et la coupe **c** est réalisée là où l'ouverture est maximale (le bloc avant arc est très amincit dans la zone inter plaque). 155

Figure 4.24 – Courbes expérimentales T(t) obtenues par 4 sondes thermiques (a) placées à différentes profondeurs à la surface de la croûte subduite (b). Les décalages des inflexions des courbes de température dues à la remontée de matériel crustal chaud permettent d'obtenir une vitesse d'exhumation 156

Figure 4.25 – Schéma du processus d'exhumation 3-D d'après les résultats expérimentaux. Voir le texte pour les explications. 158

Figure 4.26 – Schéma du chemin P-T lors de l'exhumation. Dans le modèle 3D, le contraste thermique ΔT entre la croûte en subduction à une profondeur donnée (ligne bleu) et la nappe crustale remontante (courbes rouges, deux chemins possibles) augmente lors de l'exhumation. Le chemin P-T lors de l'exhumation se trouve donc au dessus de celui suivi lors de la subduction. Le suivi précis du chemin P-T n'est pas possible dans nos expériences, mais il doit se trouver dans l'espace coloré en mauve. 160

Figure 4.27 – Présentation schématique en plan (a) et en coupe (b et c) de la situation dans l'extrémité occidentale de la chaîne himalayenne il y a environ 50 Ma (voir Fig.3.26 pour plus de détails sur l'évolution en coupe). 162

Liste des tableaux

Tableau 1.1 - Profondeurs et taux d'exhumation. Plusieurs massifs montrent une première phase d'exhumation très rapide (~ 10 à 34 km/Ma) puis une seconde phase beaucoup plus lente (quelques km/Ma). 26

Tableau 2.1 – Valeurs des paramètres entrant dans les critères de similarité physique pour le modèle de lithosphère continentale et les valeurs correspondantes dans la nature. On remarquera que dans ce tableau le manteau lithosphérique continental possède la même densité que l'asthénosphère. 76

Table 3.1 - Parameter values adopted for the model and nature σ_s,σ_c and σ_l are the average yield limits under normal loading of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively; H_s, H_c and H_l, are the thicknesses of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively. ρ_s, ρ_c, ρ_l and ρ_a are the densities of the sedimentary cover, the crust, the mantle and the asthenosphere. V is the convergence rate, t is the time and κ is the thermal diffusivity of the lithosphere..... 81

Table 3.2 - Parameter values adopted for the model and scaled to nature 89

Tableau 3.3 – Valeurs des paramètres adoptées dans l'expérience 3 : subduction continentale en régime de forte compression..... 98

Tableau 3.4 – Valeurs des paramètres adoptées dans les expériences 4 et 5..... 101

Table 3.5 - Parameter values adopted for the model and scaled to nature. Because our materials are temperature-sensitive and due to the thermal gradient imposed in the model, the strength of the materials decreases with depth in each layer. In this table we indicate the strengths averaged over the layer thickness, which are half of the sum of the maximal and minimal values. 111

Introduction générale

Les chaînes de montagne ont été considérées, au début de leur étude dans le cadre de la tectonique des plaques, comme des larges zones de déformation diffuse inter-plaques à l'intérieur desquelles les limites des plaques tectoniques étaient difficiles à définir. On pensait alors que la lithosphère continentale ne pouvait pas être subduite, du fait de la trop faible densité de la croûte continentale (Isaaks et Sykes, 1968). La convergence des plaques devait donc être accommodée par un raccourcissement et épaississement de la lithosphère continentale sans subduction. Pourtant, au début des années 80, on a découvert dans les Alpes (Chopin, 1984) et dans les Calédonides de Norvège (Smith, 1984), des inclusion de coésite dans des nappes de croûte continentale, attestant de très grandes pressions ne pouvant résulter que d'une subduction continentale à plus de 100 km de profondeur. Depuis, des inclusions de coésite et de diamant (suggérant de plus grandes pressions et donc profondeurs) ont été trouvées dans différentes chaînes de montagnes, anciennes ou récentes, sur presque tous les continents (Europe, Asie, Afrique, Amérique de Sud, Groenland, Antarctique). On est alors obligé de constater que non seulement la croûte continentale peut être subduite à grande profondeur mais également que des lambeaux de cette croûte peuvent ensuite remonter à la surface au sein d'une chaîne de montagne, en préservant leurs paragenèses minéralogiques de ultra haute pression. Ces unités métamorphiques, dites de ultra haute pression/basse températures (UHP/BT), représentent un très faible volume de roches comparé à l'ensemble d'une chaîne de montagne, mais leurs implications sont significatives quant aux mécanismes de formation des chaînes de montagne qui doivent donc permettre la remontée de croûte de plus de 100 km de profondeur.

Si le mécanisme général de la subduction continentale est plus ou moins clair, celui de l'exhumation des roches de ultra haute pression dans un contexte de convergence des plaques reste incertain. Pourtant, des études géologiques, géochimiques et géochronologiques ont fourni de nombreuses données concernant ce processus : conditions de pression et température subies par les unités métamorphiques, déformations des unités durant la remontée, vitesse du processus d'exhumation ou rhéologie de la croûte continentale dans ces conditions de pressions et température exceptionnelles (3-4 GPa, 700-900°C). Plusieurs mécanismes ont été proposés afin d'expliquer la surrection des unités métamorphiques de ultra haute pression/basse température : compression ou extension tectonique, poussée d'Archimède et autres (voir les détails dans le premier chapitre). Cependant, aucun des modèles existants ne permet de rendre compte de la structure essentiellement tridimensionnelle des massifs de ultra haute pression/basse température qui ne se trouvent pas sur toute la longueur de la zone de frontière de plaques, mais dans des lieux spécifiques, marqués par une complexité géométrique (forte courbure de la zone inter plaque) ou structurale (à proximité d'une faille décrochante lithosphérique) suggérant un processus d'exhumation 3D local. La modélisation expérimentale des processus de subduction continentale et d'exhumation de la croûte subduite a déjà montré qu'elle pouvait apporter de nombreuses réponses (Chemenda, *et al.*, 1995, 1996, 2001). Cependant, ces résultats sont issus d'expériences purement mécaniques qui ne prennent pas en compte le réchauffement des matériaux subduits qui doit conduire à une diminution très importante de la résistance des matériaux subduits et en particulier de la croûte continentale. Cette diminution affecte certainement les processus de subduction continentale et d'exhumation qui doivent donc être étudiés en modélisation thermomécanique. Dans ce travail, nous détaillons la méthode de modélisation thermomécanique puis les résultats obtenus

en modélisation thermomécanique bidimensionnelle. Dans ces modélisations, nous avons pu obtenir et étudier le mécanisme de l'exhumation des roches de haute pression/basse température mais pas l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température. En effet, nous avons pu obtenir la formation de ces roches de UHP/BT mais leur exhumation n'est pas possible dans ce contexte 2D. C'est pour cette raison que nous avons développé une nouvelle modélisation thermomécanique 3D de l'exhumation de la croûte continentale subduite. C'est seulement dans ces modèles 3D que nous avons réussi à obtenir localement l'exhumation des roches de UHP/BT dans un contexte spécifique lié à la structure et complexité 3D de zone de subduction.

Le premier chapitre de cet ouvrage est une synthèse des données géologiques concernant les roches et les massifs de ultra haute pression. Ces contraintes géologiques permettent de discuter les modèles d'exhumation existant, de montrer les forces et faiblesses de chacun et de fixer les objectifs de ce travail.

Le second chapitre traite de la méthode de modélisation expérimentale. Quels sont les critères à respecter pour réaliser une modélisation à l'échelle des processus de subduction continentale et d'exhumation ? Quelles propriétés doivent posséder les matériaux analogues pour satisfaire ces critères ? Nous montrerons comment sont réalisées les expériences de modélisation expérimentale thermomécanique 2D.

Les résultats de cette modélisation seront détaillés dans le troisième chapitre. Nous verrons comment (dans quel contexte) la croûte continentale peut être subduite à très grande profondeur (150-200 km) dans l'asthénosphère malgré l'affaiblissement des matériaux subduits et nous détaillerons les déformations de la croûte continentale lors de ce processus. L'analyse des résultats obtenus dans ces expériences 2D nous guidera ensuite vers le cadre de la modélisation thermomécanique 3D de l'exhumation.

A partir des résultats 2D et de modèles numériques 3D simplifiés, nous avons alors créé un nouveau dispositif de modélisation 3D thermomécanique de l'exhumation. Nous détaillerons ce dispositif expérimental ainsi que les résultats obtenus dans le quatrième et dernier chapitre. Nous nous intéresserons au mécanisme de l'exhumation : par quel mécanisme (chevauchement, flux ductile ou visqueux) la croûte continentale parvient-elle à remonter ? Quelle est la déformation de la croûte lors de l'exhumation ? Quelles sont les forces motrices de ce processus ? Dans quelles conditions peut-il avoir lieu ? Enfin, dans ce chapitre nous comparerons le scénario obtenu dans les expériences 3D aux données géologiques concernant les roches de ultra haute pression : dimensions des unités exhumées, profondeur maximale atteinte lors le subduction, déformation des unités lors de la remontée et vitesse d'exhumation.

Chapitre 1

L'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température : contraintes géologiques et mécanismes d'exhumation proposés

La découverte de coésite dans les Alpes, puis dans de nombreuses autres chaînes de montagne, a démontré que la croûte continentale peut être subduite à très grande profondeur (>100 km) puis remontée en surface pour se retrouver finalement au sein d'un massif orogénique. Ces unités exhumées, dites de ultra haute pression/basse température (UHP/BT), portent en elles des indices nous permettant de retrouver leurs origines, de retracer leur évolution depuis la surface terrestre jusqu'à des profondeurs asthénosphériques (+ de 100 km) puis leur retour en surface. Elles nous renseignent également sur les vitesses de ces processus d'exhumation ainsi que sur leur comportement mécanique. L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les données existantes concernant les roches et les massifs de ultra haute pression afin de contraindre la modélisation expérimentale de leur subduction et exhumation. Ces données concernent différents objets depuis l'inclusion minéralogique jusqu'aux segments de chaînes de montagne et font appel à de nombreux domaines des sciences de la Terre : géochimie, pétrologie, rhéologie, mécanique des roches, géologie structurale et géophysique. Enfin, nous détaillerons les modèles existant d'exhumation des roches de ultra haute pression afin de montrer leurs forces et faiblesses respectives et mettre en lumière notre objectif dans ce travail.

1.1. Les roches de ultra haute pression

1.1.1. Assemblages minéralogiques de ultra haute pression

La coésite est l'une des phases stables à haute pression de la silice (SiO2). Lorsque l'on a découvert de la coésite (Fig. 1.1) dans les Alpes (Chopin, 1984) et en Norvège (Smith, 1984), les limites du métamorphisme crustal ont été revues. En effet, l'observation d'inclusions de coésite révèle un métamorphisme de très haute pression : 2,6 à 3 GPa (Hemingway, et al., 1998), qui n'était pas envisagé pour des roches crustales. Des inclusions de diamant observées dans les massifs du Kokchetav au Kazakhstan (Sobolev et Shatsky, 1990 ; Okamato*, et al.*, 2000), Erzegebirge en Allemagne (Massonne, 1998), des gneiss de l'Ouest en Norvège (Smith, 1995 ; Dobrzhinetskaya*, et al.*, 1995) ou du Rhodope en Grèce (Mopskos et Kostopoulos, 2001) indiquent un métamorphisme de plus haute pression encore : 3,1 à 4,5 GPa. Ces minéraux rares (coesite et diamant) ainsi que certaines associations minéralogiques telles que : magnésite + diopside, coésite + dolomite, talc + disthène, talc + jadéite ou talc + diopside sont les indices d'un métamorphisme dit de ultra haute pression (Liou, *et al.*, 1998 ; Ernst, 2001). Récemment, des figures d'exsolution de quartz, rutile ou apatite, ont été observées dans des grenats. Les compositions des différentes phases laissent supposer un précurseur « majoritique » du grenat (riche en Si, Ti et P), c'est à dire de ultra haute pression (van Roermund et Drury, 1998). Ces études géochimiques n'en sont encore qu'à leurs débuts et les résultats sont encore aujourd'hui controversés. En effet, ces méthodes donnent des pressions bien plus importantes : de l'ordre de 6 à 7 GPa. Ainsi, deux résultats bien différents sont obtenus concernant le métamorphisme de ultra haute pression subi par une partie du massif de

Rhodope en Grèce (Mopskos et Kostopoulos, 2001). Les méthodes classiques indiquent des pressions de 3,1 à 3,9 GPa alors que le baromètre « grenat majoritique » donne une pression bien plus importante : 7,17 ± 0,03 GPa. Ces différences de pression calculées n'étant pas encore clairement expliquées, nous nous fierons dans ce travail aux résultats obtenus par les méthodes classiques, en gardant à l'esprit que ces méthodes ne donnent probablement que des limites minimales pour les pressions.

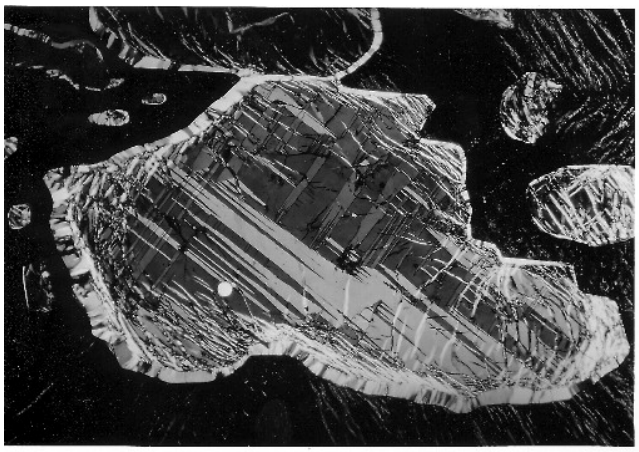


Figure 1.1 - Inclusion de coésite dans un grenat (noir). Les bords de l'inclusion sont partiellement transformés en quartz (plus net en bas de l'inclusion) et montrent des fractures radiales dans le grenat qui proviennent de la dilatation de la silice (+10%) lorsqu'elle passe de la structure cristalline compacte de la coésite à celle du quartz. La photo fait près de 4 mm de long. L'échantillon provient de l'unité à coésite du massif de Dora Maira dans les Alpes italiennes. Photo de O. Modenbach (Schreyer, 1995).

Les assemblages minéralogiques observés dans ces roches permettent également d'estimer la température lors du métamorphisme de ultra haute pression. Celle-ci reste assez modérée, entre 650 et 1000°C (Fig. 1.2), par rapport à la température (~1300°C) régnant à la profondeur de 100-150 km correspondant à la pression subie. On parle alors de métamorphisme de ultra haute pression/basse température. Dans un diagramme Pression-Température, la limite, entre le métamorphisme de haute pression (faciès éclogitique) et le métamorphisme de ultra haute pression, est classiquement définie par la transformation du quartz en coesite (Fig. 1.2).

1.1.2. Pétrologie des roches de ultra haute pression

Les minéraux de ultra haute pression ont été trouvés sous forme d'inclusions dans des minéraux réfractaires (grenats, zircons) qualifiés de « coffres-forts minéralogiques » (Liou, et al., 1998). Ces minéraux, qui restent stables malgré de fortes variations de pression et température, se trouvent souvent eux-mêmes au sein d'enclaves basiques témoignant d'un métamorphisme éclogitique (de haute pression). Les roches encaissantes, généralement de type gneissique, témoignent d'un métamorphisme moins intense ou d'un rétro-métamorphisme : faciès amphibolite ou schistes verts. La question de l'origine des unités basiques a été largement débattue. Aujourd'hui, il est admis que ces enclaves étaient en place au sein de l'encaissant avant l'épisode de ultra haute pression. En effet, les valeurs de $\delta^{18}O$ très basses (-11‰ à +10‰) des enclaves basiques correspondent à celles des roches gneissiques avoisinantes et sont caractéristiques d'une altération par des eaux météoriques antérieure au métamorphisme de ultra haute pression (Liou*, et al.*, 1998 ; Zheng*, et al.*, 2003).

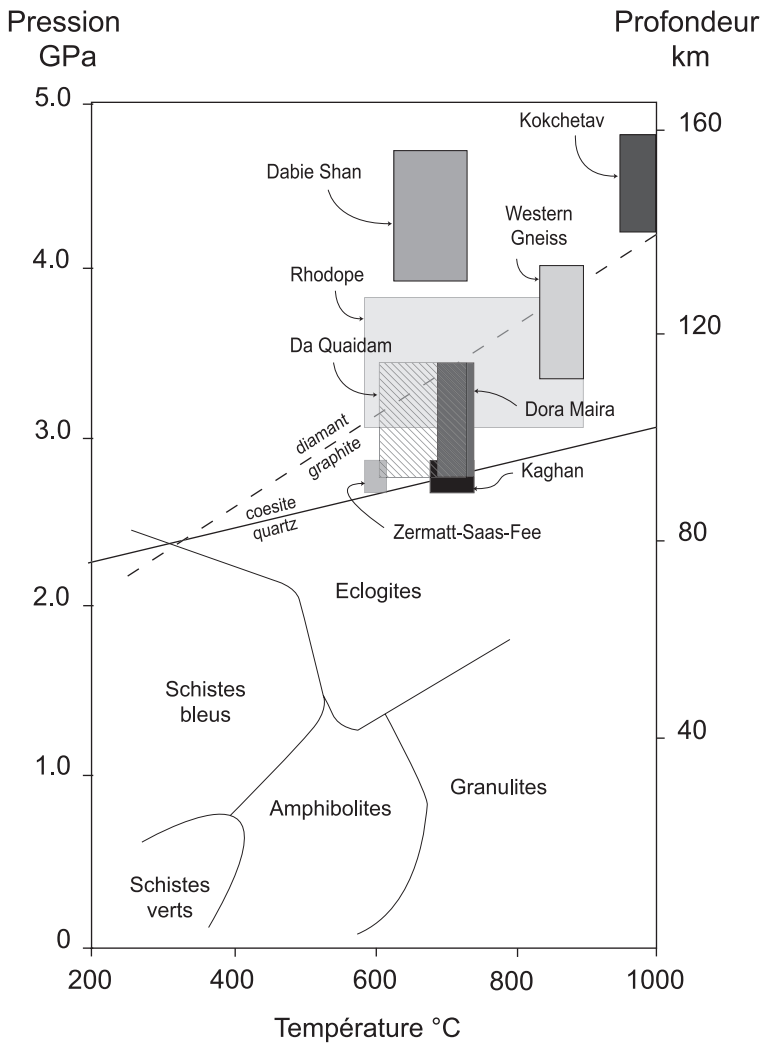


Figure 1.2 - Positions des massifs de ultra haute pression/basse température dans le diagramme pression température : Dora Maira (Schertl, et al., 1991), Zermatt-Saas-Fee (Reinecke, 1998), Dabie Shan (Schmid et al., 2000), Kokchetav (Hermann, et al., 2001), Kaghan (O'Brien, et al., 2001), Da Quaidam (Yang, et al., 2001), Rhodope (Mopskos et Kostopoulos, 2001) et Gneiss de l'Ouest en Norvège (van Roermund et Drury, 1998). Les droites de transition quartz-coésite et graphite-diamant sont issues de Ernst, 2000. En dessous de la droite de transition quartz-coésite, on est dans le domaine du métamorphisme de haute pression (faciès éclogitique) caractéristique d'un contexte de subduction. Au dessus de cette droite, la formation de coésite stable marque l'entrée dans le domaine du métamorphisme de ultra haute pression.

Au Dabie Shan, des inclusions de coésite ont été découvertes dans les gneiss encaissants (Ye, *et al.*, 2000). Les enclaves basiques, interprétées comme des dykes, sills ou coulées volcaniques basiques et les roches encaissantes gneissiques ont donc subi ensemble le métamorphisme de ultra haute pression/basse température. Cependant, les gneiss encaissants montrent peu de traces du métamorphisme UHP/BT car ils ont été largement rétromorphosés. Le principal facteur contrôlant la préservation des paragenèses minéralogiques de ultra haute pression semble être la présence ou l'absence d'eau, favorisant ou non la rétrogression dans le faciès amphibolite ou schistes verts (Hermann, 2002). Ainsi, les gneiss éclogitisés mais contenant encore suffisamment d'eau après la phase de ultra haute pression, ont-ils été presque complètement transformés lors du rétro-métamorphisme, alors que les éclogites, plus sèches, ont conservé les assemblages de ultra haute pression. Les unités de ultra haute pression ne se limitent donc pas aux quelques enclaves basiques décamétriques mais sont

beaucoup plus vastes (kilométriques). Nous discuterons des dimensions des unités UHP dans le paragraphe 1.2.1.

1.1.3. Les protolithes des unités de ultra haute pression

Les protolithes de ces unités de ultra haute pression sont assez variés. L'unité de Dora Maira dans les Alpes italiennes provient de granites (au sens large) hercyniens, ainsi que de la couverture sédimentaire de la marge européenne (Avigad, *et al.*, 2003). Quelques dizaines de kilomètres plus au nord, l'unité de Zermatt-Saas-Fee contient une partie basique provenant de la croûte océanique téthysienne, ainsi que du manteau lithosphérique serpentinisés et une partie d'origine sédimentaire correspondant encore à la couverture sédimentaire de la marge européenne (van der Klauw, *et al.*, 1997). Dans les Alpes, les unités de haute et ultra haute pression proviennent de la marge passive européenne formée lors de l'ouverture de l'océan téthysien.

De même, en Himalaya, les massifs de ultra haute pression/basse température de Kaghan Valley au Pakistan et Tso Morari en Inde se trouvent au cœur des nappes cristallines du Haut Himalaya qui dérivent elles-mêmes de la couverture sédimentaire de l'ancienne marge passive Indienne (Dèzes, 1999). Pour les massifs plus anciens (Dabie Shan en Chine, Western Gneiss Region en Norvège ou Kokchetav au Kazakhstan par exemple), il est plus difficile de préciser l'origine précise des roches de ultra haute pression. On note cependant qu'ils dérivent de la croûte continentale supérieure et/ou de la couverture sédimentaire (Liou*, et al.*, 1998 ; Liou, 2000).

1.1.4. Arguments en faveur d'une origine lithostatique de la pression

Les inclusions minéralogiques permettent de calculer une pression subie qui peut être :

a) lithostatique : il s'agit de la pression de confinement P liée à la profondeur d'enfouissement par la relation $P = \rho \times g \times Z$ ou ρ est la masse volumique du milieu de confinement, g l'accélération gravitaire et Z la profondeur d'enfouissement.

b) non lithostatique ou « pression tectonique » : il s'agit d'une pression engendrée par les contraintes tectoniques qui s'ajoute à la pression lithostatique. Cette pression non lithostatique est limitée par la résistance des roches : les contraintes tectoniques n'étant pas isotropes, leur augmentation conduit à la rupture/fluage de la roche et la pression induite diminue alors.

Les pressions qui nous intéressent sont de l'ordre de 3 GPa, donc bien supérieures à la pression tectonique qui est comparable à la résistance des roches (Brace*, et al.*, 1970 ; Mancktelow, 1993) : de l'ordre de 0,1 GPa. Schreyer argumente également dans ce sens (Schreyer, 1995) en ajoutant que le pyrope du massif de Dora Maira s'est développé avec la coésite dans un assemblage de talc + chlorite + disthène (Chopin, 1984 ; Chopin*, et al.*, 1991; Schertl*, et al.*, 1991) qui est très peu compétent. Cela signifie que lors de la formation des minéraux de ultra haute pression, la roche était très peu résistante : la pression non lithostatique est donc nécessairement très faible par rapport à la pression lithostatique. Nous pouvons alors convertir les pressions subies (~ 3 GPa) en kilomètres d'enfouissement (~ 100 km).

1.1.5. Les chemins Pression-Température-temps

1.1.5.1. Evolution prograde : la subduction continentale

Les roches de ultra haute pression/basse température montrent un fort rapport pression/température que l'on ne trouve que dans un contexte de subduction. Les roches subduites à plus de 100 kilomètres enregistrent alors une forte pression lithostatique tandis que la faible conductivité thermique des roches permet de conserver des températures relativement basses (par rapport à la profondeur donnée) au sein du panneau subduit (Fig. 1.3). Nous verrons par la suite qu'il est possible d'obtenir des températures encore plus basses en prenant en compte la subduction d'une partie de la plaque chevauchante.

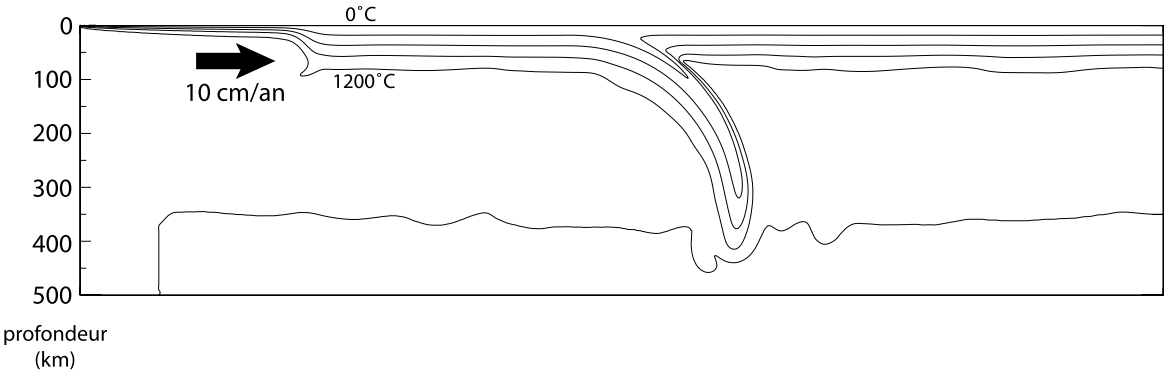


Figure 1.3 - Structures thermiques des plaques, subduite et chevauchante, obtenues en modélisation numérique (document de Diane Arcay). On impose une convergence de 10 cm/an aux deux plaques océaniques. Les isothermes sont tous les 300°C.

Les roches UHP/BT gardent peu de trace de l'évolution prograde (Parkinson, 2000). En effet, les paragenèses minéralogiques sont progressivement effacées lors de l'évolution prograde, puis la paragenèse de plus haut degré (UHP/BT) est à son tour partiellement ou totalement effacée lors de l'évolution rétrograde. Cependant, des inclusions minéralogiques dans des grenats dans les Alpes (Schertl, *et al.*, 1991), au Dabie Shan (Wang, *et al.*, 1992) ainsi qu'au Kokchetav (Katayama*, et al.*, 1998 ; Zhang*, et al.*, 1997 ; Parkinson, 2000) montrent une augmentation progressive et régulière des conditions de pression et de température, interprétée comme résultant de la subduction progressive de l'unité métamorphique. Dans ce contexte de subduction, le chemin serait caractérisé par un gradient froid : 4 à 6°C/km (Peacock, 1996).

Aujourd'hui les zones de subduction continentale sont : l'Himalaya où la lithosphère indienne subduit sous l'Eurasie, Taiwan, où la lithosphère Eurasienne (chinoise) entre en subduction sous la plaque des Philippines, Timor où la plaque Australie entre en subduction sous la plaque Eurasienne et la Nouvelle Guinée ou la marge Australienne est subduite sous la plaque Pacifique. Cependant, c'est seulement sous le Pamir-Hindu Kush où une zone de faible vitesse des ondes sismiques est interprétée comme reflétant la croûte continentale indienne se trouvant actuellement à la profondeur de 150 km (Roecker, 1982).

1.1.5.2. Evolution rétrograde : l'exhumation

De nombreux chronomètres géochimiques sont disponibles, permettant de retracer l'évolution thermique de l'unité métamorphique lors de sa remontée. Ces chronomètres datent le passage d'une isotherme : l'instant pendant lequel l'unité se trouve à la température de fermeture du système isotopique donné : Rb-Sr sur muscovite (500 ± 50°C), K-Ar sur muscovite (350 ± 50°C) ou traces de fissions sur apatite (100 ± 20°C). On obtient ainsi

l'évolution température-temps de l'unité UHP échantillonnée. Pour obtenir le chemin Pression-Température-temps (P-T-t) suivis, il est nécessaire de passer par une étude pétrographique détaillée, afin de reconnaître certaines paragenèses minéralogiques dont les conditions de pression et température sont estimées (Duchêne, *et al.*, 1997).

L'exhumation des unités UHP se fait en deux étapes au minimum, caractérisées par des vitesses très différentes (Tableau 1.1). La première phase de remontée permet l'exhumation depuis 100 à 150 km de profondeur jusqu'à près de 20 km et se fait avec une vitesse très importante (plusieurs centimètres par an : Tableau 1.1).

Tableau 1.1 - Profondeurs et taux d'exhumation. Plusieurs massifs montrent une première phase d'exhumation très rapide (~ 10 à 34 km/Ma) puis une seconde phase beaucoup plus lente (quelques km/Ma).

Massif	Profondeur max/min (km)	Taux d'exhumation (km/Ma)	Référence
Dora Maira 1er phase	110 à 35	34	(Rubatto et Hermann, 2001)
Dora Maira 2nde phase	35 à 18	16	(Rubatto et Hermann, 2001)
Dora Maira 3ième phase	18 à 8	0,5	(Rubatto et Hermann, 2001)
Zermatt-Saas 1er phase	90 à 25	10 - 26	(Amato, *et al.*, 1999)
Zermatt-Saas 2nde phase	15 à 10	0,3	(Amato, *et al.*, 1999)
Kokchetav 1er phase	150 à 30	20	(Hermann, *et al.*, 2001)
Kokchetav 2nde phase	30 à 10	1,5	(Hermann, *et al.*, 2001)
WGR 1er phase	120 à 60	~12	(Terry, *et al.*, 2000)
WGR 2nde phase	40 à 20	6 – 3,4	(Terry, *et al.*, 2000)
WGR 3ième phase	20 à 0	0,2 – 0,8	(Terry, *et al.*, 2000)

Le chemin P-T-t (Fig. 1.4) montre également que cette partie de la remontée est quasi-isotherme : la température, au sein de l'unité, varie peu pendant cette ascension. Néanmoins, l'unité peut-être légèrement refroidie pendant la remontée et l'on observe parfois un léger réchauffement lorsque l'unité atteint la profondeur de 20-30 km (Duchêne*, et al.*, 1997; Rubatto et Hermann, 2001). Les méthodes géochimiques montrent cependant leurs limites pour ce qui est de quantifier ces vitesses d'exhumation extrêmement rapides. En effet, la précision des datations est très proche de la durée caractéristique du phénomène.

Certains massifs montrent une évolution en deux phases, d'autre en trois phases (tableau 1.1). Tout semble dépendre, en réalité, de la quantité des datations effectuées et de la manière dont le chemin P-T-t est échantillonné. Cependant, toutes les études s'accordent à montrer un ralentissement de l'exhumation entre 35 et 25 kilomètres de profondeur. La dernière phase d'exhumation, depuis ces profondeurs crustales, est alors caractérisée par une vitesse de quelques millimètres par an, compatible avec les taux de dénudation des massifs par l'érosion.

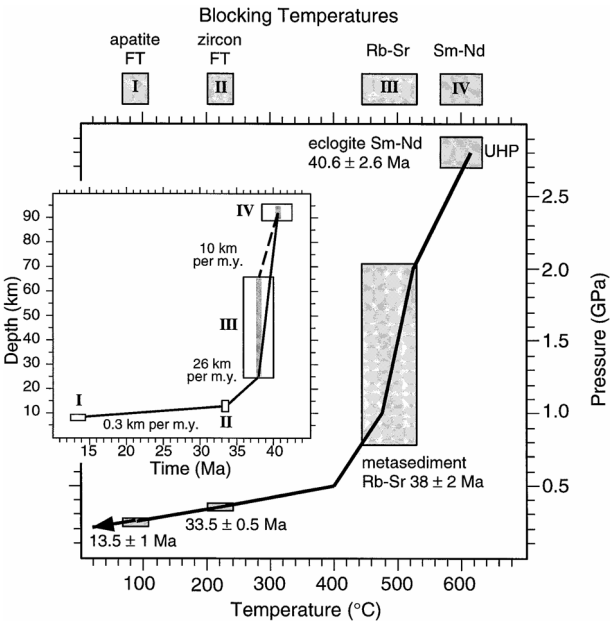


Figure 1.4 - Chemins Profondeur-temps (inset en anglais) et Pression-Température-temps pour l'exhumation des unités UHP/BT de Zermatt-Saas-Fee (Amato et al., 1999). Quatre chronomètres géochimiques ont été utilisés : Sm-Nd, Rb-Sr, traces de fission sur zircon et apatite, permettant d'échantillonner quatre fois le chemin rétrograde. La première phase d'exhumation entre ~95 et ~25 km se fait avec une vitesse très grande 10 à 26 cm/Ma et un faible refroidissement. Ensuite, l'exhumation depuis 25 km jusqu'à la surface est très lente et s'accompagne d'un refroidissement important.

1.1.6. Microstructure et déformation des unités de ultra haute pression

Les déformations enregistrées par les roches de ultra haute pression/basse température sont des contraintes importantes sur les mécanismes d'exhumation. Cependant, nous avons vu que l'exhumation ne se faisait pas en une seule étape, et les déformations enregistrées renseignent souvent sur les dernières étapes du processus.

Ainsi, le massif de Dora Maira montre très peu de déformations associées au métamorphisme de ultra haute pression (Michard, *et al.*, 1993). En revanche, le massif a subi une intense déformation ainsi qu'un métamorphisme de faible degré alors que les unités UHP/BT étaient déjà remontées dans la croûte continentale. Il est possible que les déformations synchrones du métamorphisme de ultra haute pression aient été effacées lors de la dernière phase d'exhumation. Cependant, certaines roches de ultra haute pression, peu affectées par le métamorphisme tardif, montrent également très peu de déformation liées à l'épisode de ultra haute pression. Par exemple, le granite de Brossasco été subduit à plus de 100 kilomètres puis exhumé sans enregistrer de déformation. Il a même conservé sa texture magmatique originelle et a été seulement faiblement affecté par le métamorphisme de faciès schistes verts (Stöckert, 2002). Cela peut alors signifier que l'unité profondément subduite a subie une très faible déformation ou bien que la déformation était forte mais localisée en dehors des limites actuelles du granite de Brossasco.

Encore dans les Alpes, les schistes et éclogites de Lago di Cignana en Italie font partie du massif de ultra haute pression de Zermatt-Saas-Fee et montrent, de manière très détaillée, des déformations liées aux différentes étapes du processus d'exhumation. Les unités métamorphiques proviennent de la croûte océanique téthysienne et des sédiments de la marge passive européenne (van der Klauw, *et al.*, 1997), subduit à près de 100 km. Cinq phases de déformation ont pu être observées et les conditions P-T ont été calculées pour chacune de ces phases (Fig. 1.5) :

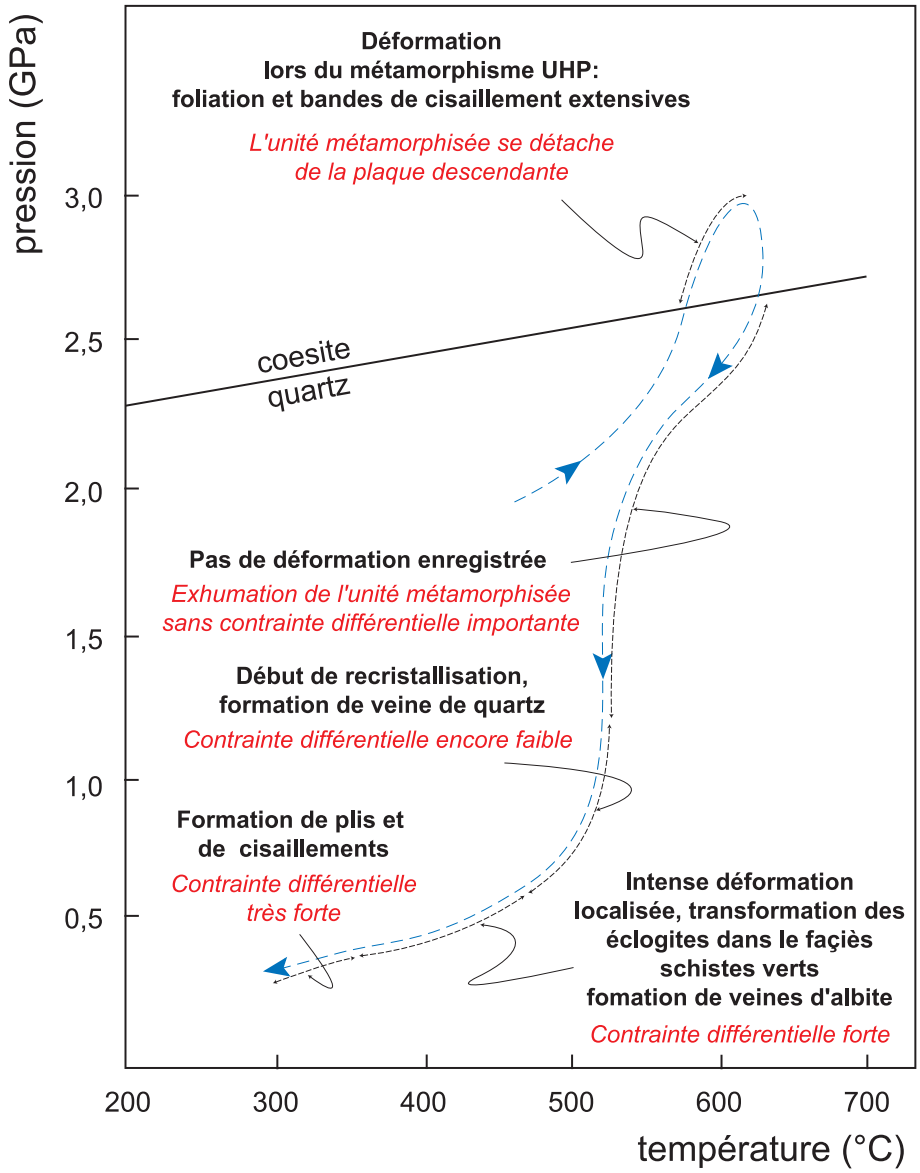


Figure 1.5 - Chemin pression-température-déformation, enregistré par les éclogites et métasédiments de Lago di Cignana, massif de Zermatt-Saas, dans les Alpes italiennes (van der Klauw et al. 1997).

- ✓ A plus de 2,6 GPa et 600°C, des bandes de cisaillements témoignent d'une faible déformation extensive hétérogène. Cette déformation est interprétée par van der Klauw (1997) comme le détachement des unités métamorphiques de la plaque subduite.
- ✓ A la suite de cette déformation, toujours à grande pression, aucune structure ni recristallisation ne sont observées avant 1,2 GPa et 550-575°C. L'unité subie alors une décompression importante (~1,4 GPa soit ~50 km), quasi-isotherme (<50°C de refroidissement) sans déformations. Cela signifie que les contraintes différentielles étaient trop faibles pour induire une déformation au sein de l'unité et que, si il y a eu déformation, elle devait être localisée au delà des limites actuelles de l'unité exhumée.
- ✓ Vers 500°C et 1,2 GPa, des veines de quartz apparaissent au sein de l'unité. Les formes et orientations de ces veines traduisent une contrainte déviatorique encore faible.

- ✓ A 350-400°C et 0,4-0,6 GPa, les éclogites sont localement déformées et rétromorphosées dans le faciès schistes verts. L'unité de Zermatt-Saas-Fee devient alors une nappe cohérente.
- ✓ La dernière phase d'exhumation (≈300°C) montre une déformation importante : plissement des métasédiments et cisaillement intense des roches métabasiques. Cela traduit une contrainte différentielle forte.

D'autres massifs de ultra haute pression/basse température montrent des déformations similaires, bien que les études soient, en général, moins détaillées. Ainsi dans le massif du Kokchetav au Kazakhstan, les déformations contemporaines du métamorphisme éclogitique sont très faibles, peu préservées et les unités exhumées ont ensuite été fortement déformées lors d'un épisode de métamorphisme de faciès amphibolite (Yamamoto, *et al.*, 2000). Dans le massif du Dabie Shan en Chine ou de Kaghan au Pakistan, les roches de ultra haute pression montrent également une importante déformation contemporaine d'un métamorphisme de faciès amphibolite, donc lors de la dernière phase d'exhumation (Hacker*, et al.*, 2000 ; Faure*, et al.*, 1999 ; Treolar*, et al.*, 2003).

1.1.7. Rôle des fluides, réaction d'éclogitisation et densités des unités métamorphiques

Le rôle des fluides dans les réactions minéralogiques est prépondérant. Les fluides sont en effet nécessaires dans les réactions minéralogiques progrades conduisant à la formation de coésite ou de diamant. En contrepartie, lors de l'exhumation, ils favorisent également les réactions rétrogrades conduisant à l'effacement des paragenèses minéralogiques de ultra haute pression (Harley et Carswell, 1995). La présence ou l'absence de fluides explique en partie la préservation des inclusions de ultra haute pression au sein d'enclaves basiques. Lors du métamorphisme de ultra haute pression, les roches de la croûte continentale conservent encore une quantité d'eau importante grâce aux minéraux tels que : micas et épidotes qui sont encore stables. En revanche, les enclaves ultramafiques sont sèches (Hermann, 2002 ; Chopin, 2003). Ainsi lors de l'exhumation, les réactions rétrogrades sont-elles favorisées dans les gneiss alors que les enclaves basiques conservent les paragenèses de ultra haute pression. De même au sein des gneiss, certaines inclusions de coésite ou diamant peuvent survivre à la rétrogression si elles sont protégées des fluides au sein de grenats ou de zircons.

La réaction d'éclogitisation n'est donc pas seulement conditionnée par les conditions P-T au sein des unités subduites, mais également par la quantité de fluides disponibles au sein de ces unités. Du fait de cette complexité, plusieurs questions restent encore sans réponses. Quel est le taux de croûte continentale subduite qui est éclogitisée ? Cette question en amenant une autre : quelle est alors la densité moyenne de la croûte subduite à plus de 100 km de profondeur ? En effet, les transformations minéralogiques s'accompagnent d'un changement de densité. Pour évaluer ce changement de densité de la croûte subduite, il est nécessaire d'estimer la proportion de croûte subduite éclogitisée et l'effet de cette éclogitisation sur les matériaux de la croûte continentale.

Bien qu'une partie de la croûte subduite semble échapper à la transformation (Chopin, 2003), faisons, pour simplifier, comme si celle-ci était complètement éclogitisée. La paragenèse minéralogique la plus importante au sein de la croûte continentale soumise aux conditions de ultra haute pression/basse température serait alors : coésite, disthène, phengite, clinopyroxène et grenat (Hermann, 2002). La densité de la croûte continentale supérieure serait dans ce cas comprise entre 3,0 g/cm^3 et 3,3 g/cm^3 : celle-ci serait donc encore inférieure à la densité du manteau environnant (3,3 g/cm^3). Evidemment, si la croûte continentale subduite n'est que partiellement éclogitisée sa densité serait encore inférieure.

L'éclogitisation de la croûte inférieure plus mafique donnerait par contre des densités supérieures à celle du manteau. En effet, si la croûte inférieure a une composition moyenne andésitique, son éclogitisation totale donnerait une densité de 3,37 g/cm^3. On obtiendrait même une densité de 3,56 g/cm^3 si sa composition est gabbroïque (Bousquet, *et al.*, 1997).

1.1.8. Rhéologie de la croûte continentale à grande profondeur

L'élévation de pression et de température lors de la subduction entraîne un changement de la rhéologie de la croûte continentale soumise au métamorphisme UHP/BT. C'est un point important pour la modélisation des processus de subduction continentale et d'exhumation des roches de ultra haute pression.

En première approximation, la rhéologie de la croûte continentale peut alors être déduite de celle du minéral le plus abondant : le quartz (Ranalli, 2000). Lors du métamorphisme de ultra haute pression, celui-ci est remplacé par la coésite. La rhéologie de la croûte continentale subduite à ~100 km peut donc être estimée, en première approximation, à partir des mesures de propriétés mécaniques de cristaux de coésite. Ces mesures donnent une très faible résistance de la croûte (~ quelques MPa) pour une température de 750 ± 150°C et une pression supérieure à 2,8 GPa (Renner*, et al.*, 2001 ; Stöckert et Renner, 1998).

La résistance de la croûte continentale dominée, par la coésite, est donc très faible et se trouve parfois encore diminuée lorsque celle-ci est partiellement fondue comme dans les gneiss de l'Ouest en Norvège (Labrousse, 2001). En effet, les gneiss auraient subi près de 30% de fusion partielle durant leur exhumation, ce qui pour une roche granitique conduirait à une diminution de la viscosité de 4 ordres de grandeurs (Labrousse*, et al.*, 2002; Vanderhaeghe, 2001).

En résumé :

- ✓ Les indices minéralogiques dans les roches métamorphiques UHP/BT montrent des conditions, de pression forte (> 3GPa) et de relativement faible température (700-900°C), caractéristiques de la subduction de marges passives à plus de 100 km.
- ✓ L'exhumation des roches UHP/BT se fait en plusieurs étapes. La première, depuis >100 km jusqu'à 20-30 km de profondeur est très rapide (quelques cm/an) et quasi-isotherme, tandis que la seconde étape, jusqu'à la surface, est beaucoup plus lente.
- ✓ Les roches UHP/BT montrent très peu de déformation synchrone du métamorphisme UHP/BT. En revanche, elles sont déformées lors de la remontée dans les faciès éclogites, amphibolite et/ou schistes verts.
- ✓ Les densités de la croûte continentale supérieure et inférieure restent mal contraintes. Cependant, même si l'éclogitisation est totale, la densité de la croûte continentale reste inférieure à celle du manteau.

1.2. Les massifs de ultra haute pression

1.2.1. Dimensions des massifs

Les dimensions des massifs contenant des roches de UHP/BT sont très variables. Les surfaces couvertes par ces massifs vont de quelques km^2 (Zermatt-Saas-Fee) à plusieurs centaines de km^2 (Dabie Shan). En général, les dimensions horizontales des massifs de ultra haute pression/basse température sont cependant relativement faibles, de l'ordre de 100 km par quelques dizaines de kilomètres. De ce fait, les unités UHP ne forment pas de ceinture continue comme les ophiolites. Les cartes structurales des chaînes alpine et himalayenne (Fig. 1.6 et 1.9) illustrent cette discontinuité.

Les épaisseurs des unités de ultra haute pression sont typiquement de ~7 ± 5 km (Ernst, 1999), cependant les nappes les plus épaisses, au Dabie Shan (Faure, et al., 1999) ou Tso Morari (Steck, *et al.*, 1998) font 10-15 km d'épaisseur, tandis que les unités à coésite de Dora Maira et Zermatt-Saas-Fee ne font respectivement que 1-2 km et quelques centaines de mètres d'épaisseur. Les unités exhumées ne représentent donc pas toute la croûte continentale mais seulement sa partie supérieure ou superficielle.

1.2.2. Position structurale des massifs

1.2.2.1. Les Alpes

Dans la chaîne alpine, les unités de ultra haute pression de Dora Maira et Zermatt-Saas se trouvent dans la partie occidentale de la chaîne caractérisée par une forte courbure convexe (Fig.1.6). La partie orientale de la chaîne laisse apparaître des roches de haute pression/basse température (fenêtre des Tauern) mais aucune roche de ultra haute pression (pas de coésite). Les unités UHP/LT ont donc été exclusivement exhumées dans la partie actuellement fortement courbée de la chaîne.

L'édifice alpin est constitué d'une pile de nappes d'origine crustale et sédimentaire. Dans cette pile de nappes, on distingue les zones internes, fortement déformées et témoignant d'un métamorphisme intense, des zones externes, caractérisées par une déformation et un métamorphisme beaucoup plus faibles. Les massifs UHP/BT se trouvent dans la partie la plus interne, à proximité de la suture ophiolitique qui marque la limite entre les plaques Européenne et Apulienne. Ainsi, le massif cristallin interne de Dora Maira se trouve au cœur des nappes ophiolitiques et le massif de Zermatt-Saas-Fee fait lui-même partie des ophiolites alpines (Fig. 1.6 et 1.7).

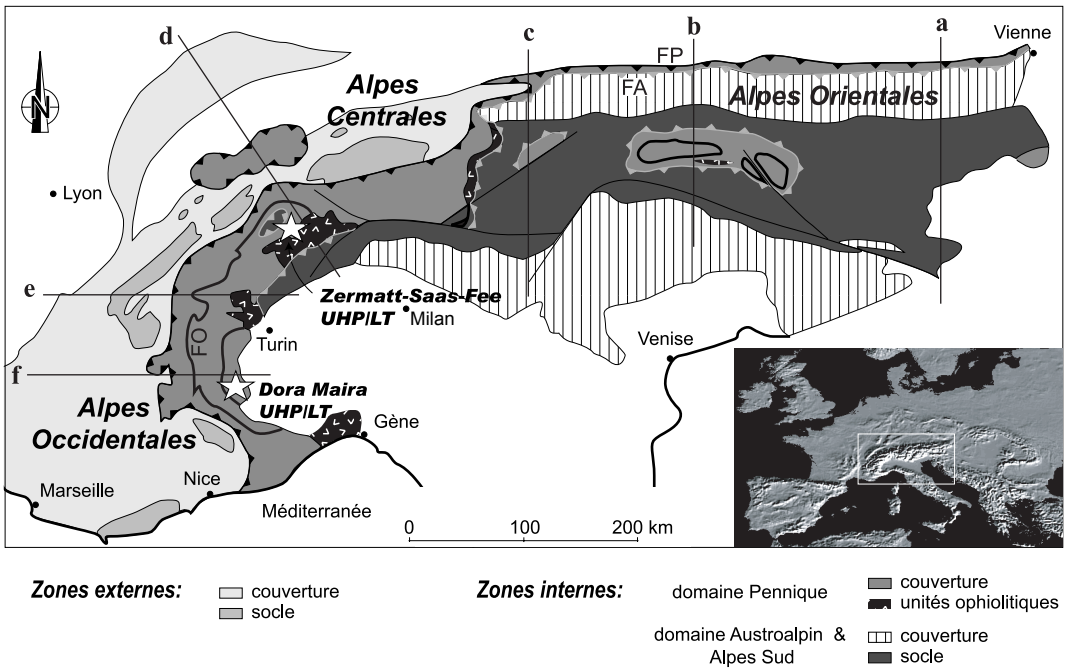


Figure 1.6 - Carte structurale simplifiée des Alpes (Lemoine, et al., 2000). Les massifs UHP/BT (Dora Maira et Zermatt-Saas-Fee) se trouvent dans les zones internes des Alpes occidentales. C'est uniquement dans cette partie de la chaîne, dont la courbure devient très forte, que l'on observe des massifs UHP/BT. FP : front pennique, FA : front austro-alpin, FO : front des nappes ophiolitiques. Les traits a, b, c, d, e et f montrent les positions des coupes de la figure 1.7.

Le massif de Dora Maira est lui-même constitué de plusieurs nappes juxtaposées (Fig. 1.8). Seule l'unité I, à la base du massif, témoigne du métamorphisme de ultra haute pression (P~3 GPa) alors que les nappes II et III ont subi un métamorphisme éclogitique (P~1,5-2,4 GPa). Cet ensemble chevauche l'unité de Pinerolo-Sanfront, métamorphisée dans le faciès des schistes bleus (P~1-1,2 GPa). Il existe donc un très grand saut de pression à la base du massif de ultra haute pression. D'autres sauts de pression, moins importants, sont également observés au dessus de l'unité UHP, le massif de Dora Maira étant chevauché par les éclogites du Viso, dérivant de portion de lithosphère océanique et de sédiments. Le massif de Dora Maira résulte donc de la juxtaposition de nappes dont les degrés de métamorphisme sont très différents. Ces nappes auraient été mises en contact vers 20-25 km de profondeur, puis, ensemble elles auraient été lentement exhumées jusqu'à la surface (Schwartz, 2000 ; Avigad*, et al.*, 2003).

Les contacts tectoniques du massif de Dora Maira sont un chevauchement basal amenant les unités HP et UHP sur l'unité de Pinerolo-Sanfront, alors que le contact au toit du massif montre est un cisaillement normal (Michard*, et al.*, 1993 ; Avigad*, et al.*, 2003). Nous verrons que c'est une caractéristique récurrente des massifs de ultra haute pression/basse température.

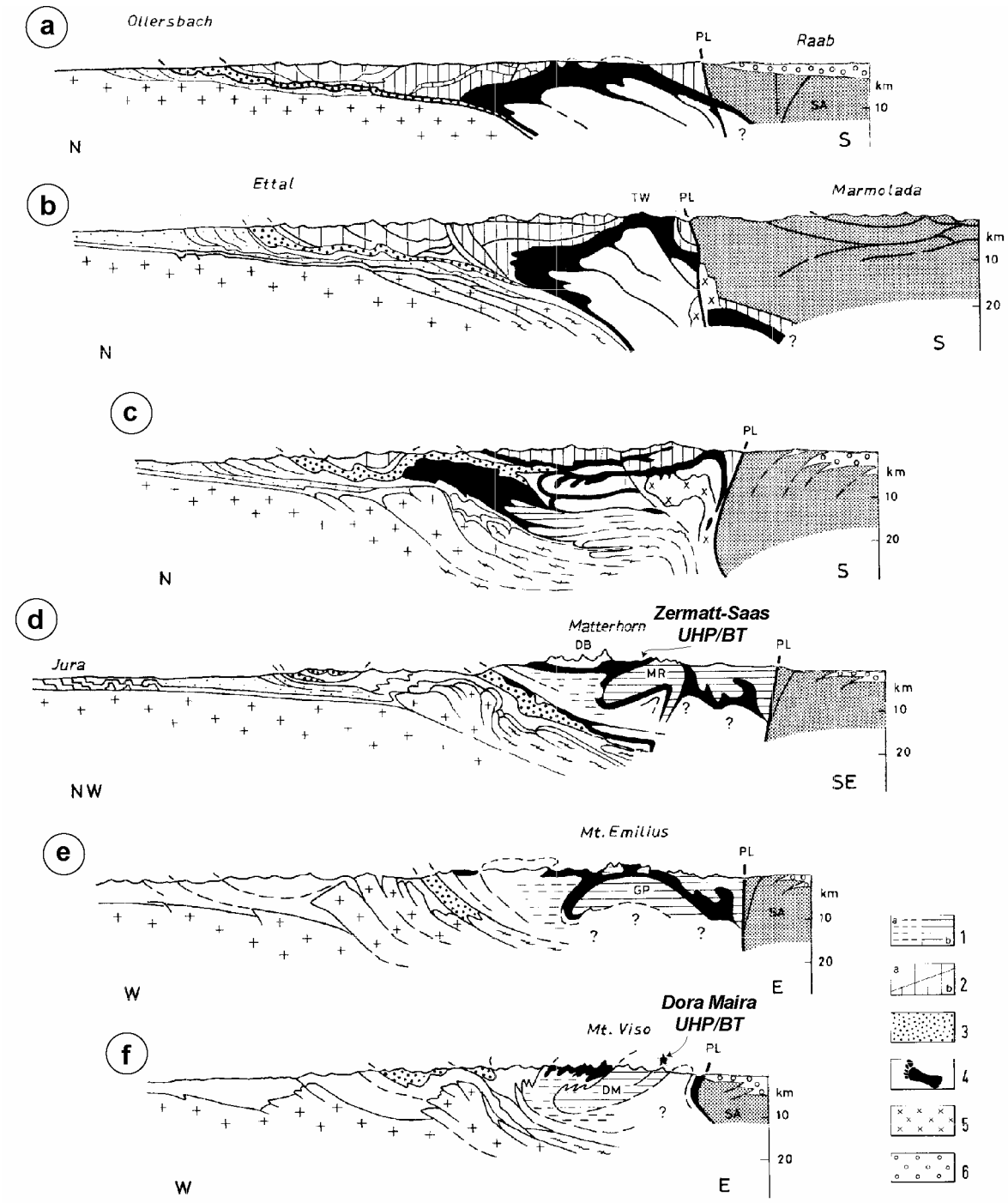


*Figure 1.7 - Coupes interprétatives simplifiées de la pile des nappes alpine (Polino, et al., 1990). **a** : la bordure orientale autrichienne, **b** : la fenêtre des Tauern, **c** : les alpes centrales, **d** : les alpes Pennines, **e** : les alpes Graies, **f** : les alpes cottiennes. Les coupes **d** et **f** montrent les unités de ultra haute pression/basse température se situant au sommet de la pile, au niveau de la suture ophiolitique entre les plaques européenne et adriatique. 1-Métamorphisme HP dans le socle et la couverture : (a) schistes bleus Eocène, (b) schistes bleus/éclogites Crétacé/Eocène. 2-Métamorphisme : (a) faible, (b) schistes verts à amphibolite. 3-Unités de flysch. 4-Unités ophiolitiques éclogite/schistes bleus. 5-Plutons oligocènes. 6-Dépôts molassiques tertiaires.*

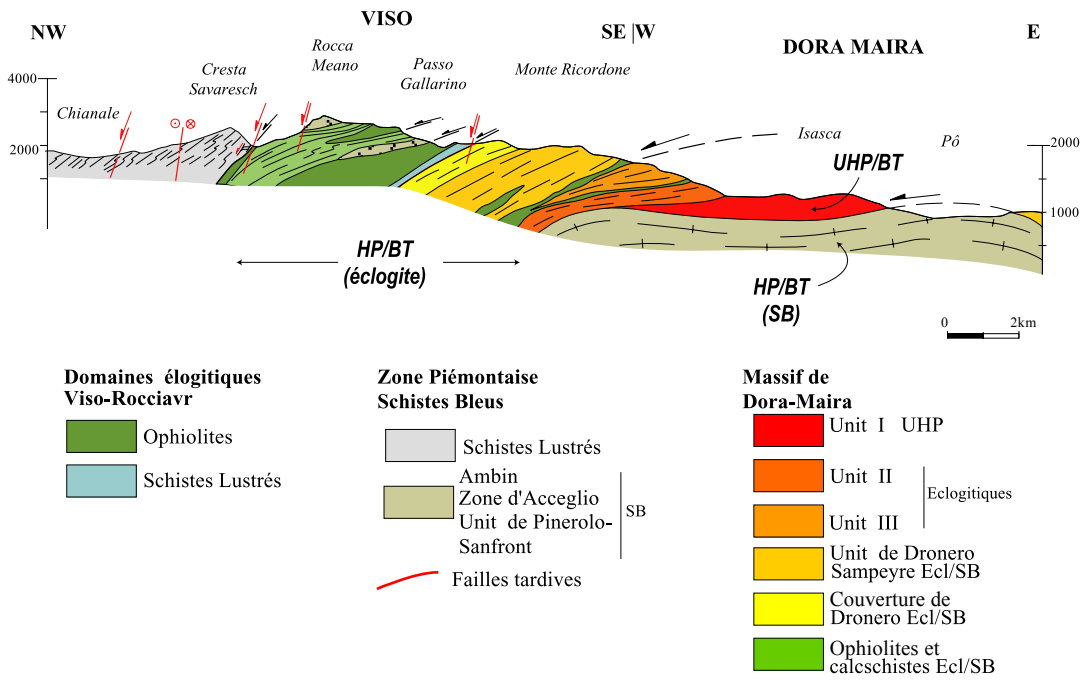


Figure 1.8 - Coupe schématique du massif de Dora Maira (Schwartz, 2000).

1.2.2.2. La chaîne himalayenne

La chaîne himalayenne, longue de 2500 km, résulte de la collision des plaques indienne et asiatique, entamée à l'Eocène et se poursuivant encore aujourd'hui. La figure 1.9 montre un schéma structural simplifié de la chaîne himalayenne. La continuité des unités et des structures principales (MFT, MCT, MBT, YTZS) est remarquable. On peut les suivre sur presque toute la longueur de la chaîne. Au contraire de ces structures continues, les massifs de ultra haute pression sont relativement petits et discontinus. Seuls deux massifs de ultra haute pression/basse température ont été découverts : tous les deux dans la partie occidentale marquée par une forte courbure de la chaîne. Il s'agit des massifs de Kaghan Valley au Pakistan (Pognante et Spencer, 1991 ; O'Brien, *et al.*, 2001) et Tso Morari en Inde (Guillot, *et al.*, 1995 ; de Sigoyer, *et al.*, 2000 ; Mukherjee et Sachan, 2001).

En coupe, les unités UHP/BT de Kaghan, comme celles du Tso Morari, se trouvent au sommet de la pile des nappes himalayennes (Fig.1.10). Elles se trouvent au sein des séquences cristallines du haut Himalaya (HHCS), composées de roches métamorphiques, et au contact de la zone de suture entre les plaques indienne et asiatique (YTSZ). La position de ces unités de ultra haute pression suggère que celles-ci ont été exhumées en suivant le même chemin que lors de la subduction. C'est à dire qu'elles sont remontées au niveau de la zone inter-plaque pour ce retrouver, finalement, en surface au contact de la suture.

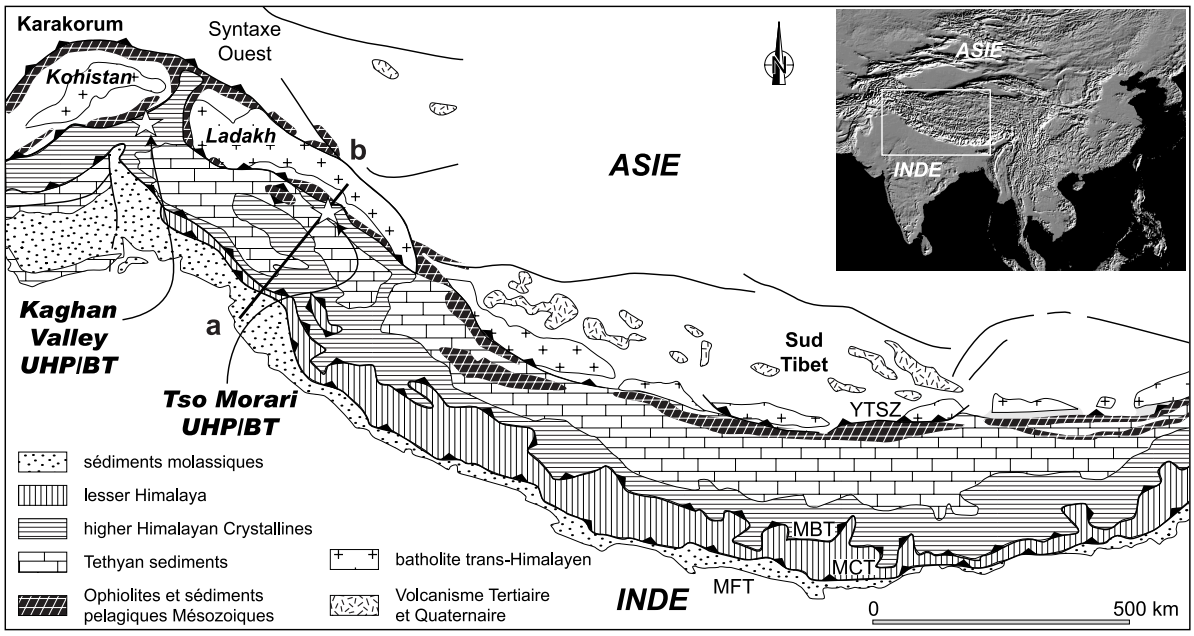


Figure 1.9 - Carte structurale simplifiée de la chaîne Himalayenne. MFT : Main Frontal Thrust, MCT : Main Central Thrust, MBT : Main Boundary Thrust, YTSZ : Yarlung Tsangpo Suture Zone (aussi appelée Indus Suture Zone dans la partie Ouest de la chaîne).

Le massif du Tso Morari présente un cisaillement synchrone du métamorphisme éclogitique (Steck, *et al.*, 1998), correspondant à la mise en place du massif vers le Sud, sous les sédiments téthysiens (TS). On aurait alors un chevauchement à la base du massif tandis que le cisaillement au sommet du massif est normal (Schlup*, et al.*, 2003 ; Steck*, et al.*, 1998).

Les déformations au bord du massif de Kaghan ont été récemment décrites (Treolar, et al., 2003). Comme pour le Tso Morari, la base de l'unité est délimitée par un chevauchement attribué à l'exhumation vers le Sud du massif. Au sommet, l'unité est marquée par un cisaillement normal, enregistré lors de la dernière phase d'exhumation et son métamorphisme de faciès amphibolite à schistes verts (Treolar, *et al.*, 2003).

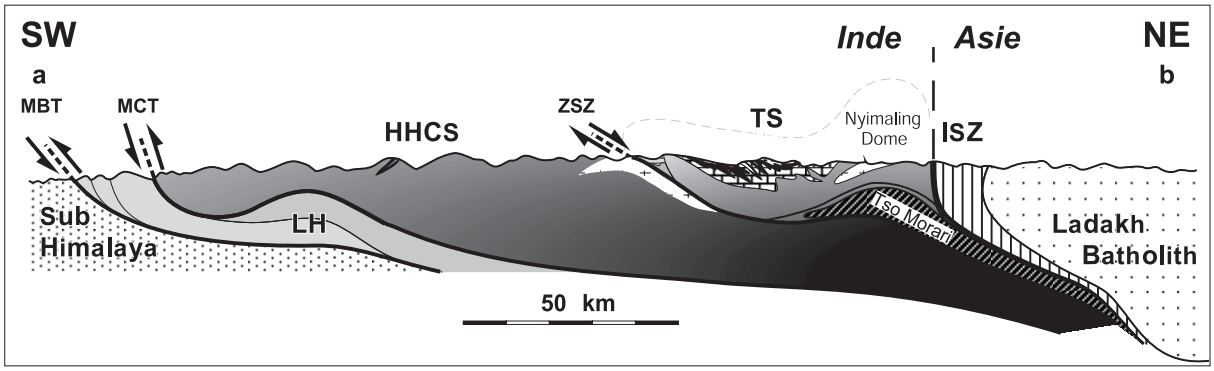


Figure 1.10 - Coupe interprétative des nappes himalayennes dans la région du Sud-Ladakh (trait a-b sur la figure 1.9). MCT : Main Central Thrust, MBT : Main Boundary Thrust, ISZ : Indus Suture Zone, ZSZ: Zanskar Shear Zone, LH: lesser Himalaya, HHCS : higher Himalayan cristalinnes sequence, TS: Tethyan Sediments (Dèzes, 1999).

1.2.2.3. Le Dabie Shan

Dans les chaînes plus anciennes, comme le Dabie Shan en Chine, la structure de la chaîne de collision est largement effacée. La chaîne a depuis longtemps été érodée et les structures ont rejoué, effaçant en partie les déformations liées à l'exhumation des roches de ultra haute pression (Gilder, *et al.*, 1999). Ainsi, la chaîne du Dabie Shan marque la collision entre les blocs de Chine du Sud et de Chine du Nord au Trias (Hacker*, et al.*, 1998 ; Li*, et al.*, 2000). Cependant, aujourd'hui cette chaîne est pratiquement effacée, et la croûte continentale est revenue à une épaisseur normale (Yang, 2002). De plus, un dôme migmatitique est venu masquer un peu plus les structures liées à l'exhumation. Pour certains, ce dôme est lié à la relaxation thermique dans la croûte continentale rapidement exhumée (Faure, *et al.*, 1999). Ce dôme serait alors indirectement lié à l'exhumation des roches de ultra haute pression. Cependant pour d'autres (Hacker, *et al.*, 2000 ; Ratschbacher, *et al.*, 2000), ce dôme est beaucoup plus tardif et reflète alors un épisode post-exhumation, qui nous importe peu dans ce travail.

De même, le massif est coupé par la très grande faille de Tan Lu qui semble décaler les massifs de Dabie Shan et Sulu de plusieurs centaines de kilomètres (Zheng, *et al.*, 2003). Cette structure pourrait être un élément majeur de l'exhumation des roches UHP/BT dans cette région, cependant l'existence même de cette structure au Trias est encore discutée (Hacker*, et al.*, 2000; Faure*, et al.*, 1999). Pour certains, la faille de Tan-Lu est une zone de transfert entre les deux zones de collision que sont le Dabie au sud-ouest et le Sulu au nord-est, ayant été formé durant la collision continentale (Okay*, et al.*, 1993 ; Gilder*, et al.*, 1999). Cependant des âges protérozoïques (Fletcher, *et al.,* 1995), paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (Grimmer, *et al.*, 2002) ont été rapportés concernant la faille de Tan-Lu bien aujourd'hui les indices de mouvement sur la faille semblent témoigner d'un jeu normal crétacé à cénozoïque (Ratschbacher*, et al.*, 2000 ; Grimmer*, et al.*, 2002). Les contradictions dans les âges de la faille ne permettent ni d'affirmer ni d'infirmer l'existence d'une faille lithosphérique au Dabie Shan lors de la collision entre les blocs de Chine du Nord et Chine du Sud. On remarque que les unités de haute pression et ultra haute pression se trouvent au contact de la suture présumée entre les blocs de Chine du Nord et de Chine du Sud (Fig. 1.11), l'unité de ultra haute pression formant un panneau cohérent de 10 à 15 km d'épaisseur (Faure*, et al.*, 1999, 2003) exhumé avec des nappes dont les degrés de métamorphisme sont plus faibles (HP). Cependant, les contacts entre les différentes unités apportent peu de contraintes sur l'exhumation car ils ont également rejoué lors de phases tectoniques postérieures à l'exhumation (Faure, *et al.*, 1999).

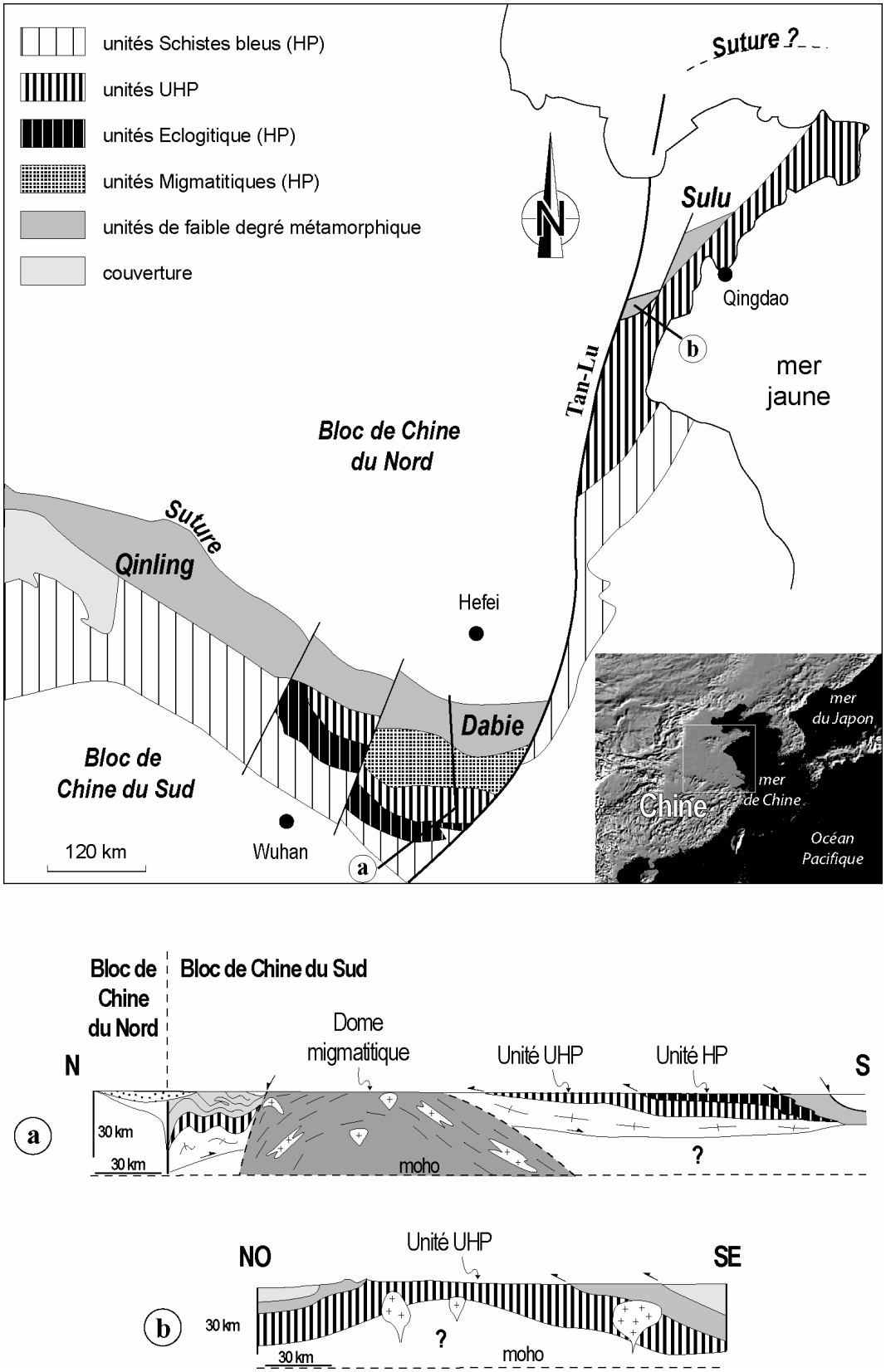


Figure 1.11 - Carte structurale simplifiée du massif de Dabie Shan-Sulu (Zheng et al., 2003) et coupes schématiques au travers du Dabie Shan (coupe a d'après Faure et al., 1999) et Sulu (coupe b d'après Faure et al., 2003).

1.2.2.4. Les gneiss de l'Ouest (Norvège)

Les premières inclusions de coésite ont été découvertes d'abord dans les Alpes italiennes (Chopin, 1984) puis dans les gneiss de l'Ouest (Western Gneiss Region : WGR en anglais sur la figure 1.12) en Norvège (Smith, 1984). Ce dernier massif important par sa taille est aussi l'un des plus anciens, résultant de la collision des plaques Baltica et Laurentia à la fin du Silurien (~400 Ma). La chaîne des Calédonides est aujourd'hui fragmentée entre les Appalaches, le Groenland, les îles Shetland, le Spitzberg, l'Ecosse et la Norvège.

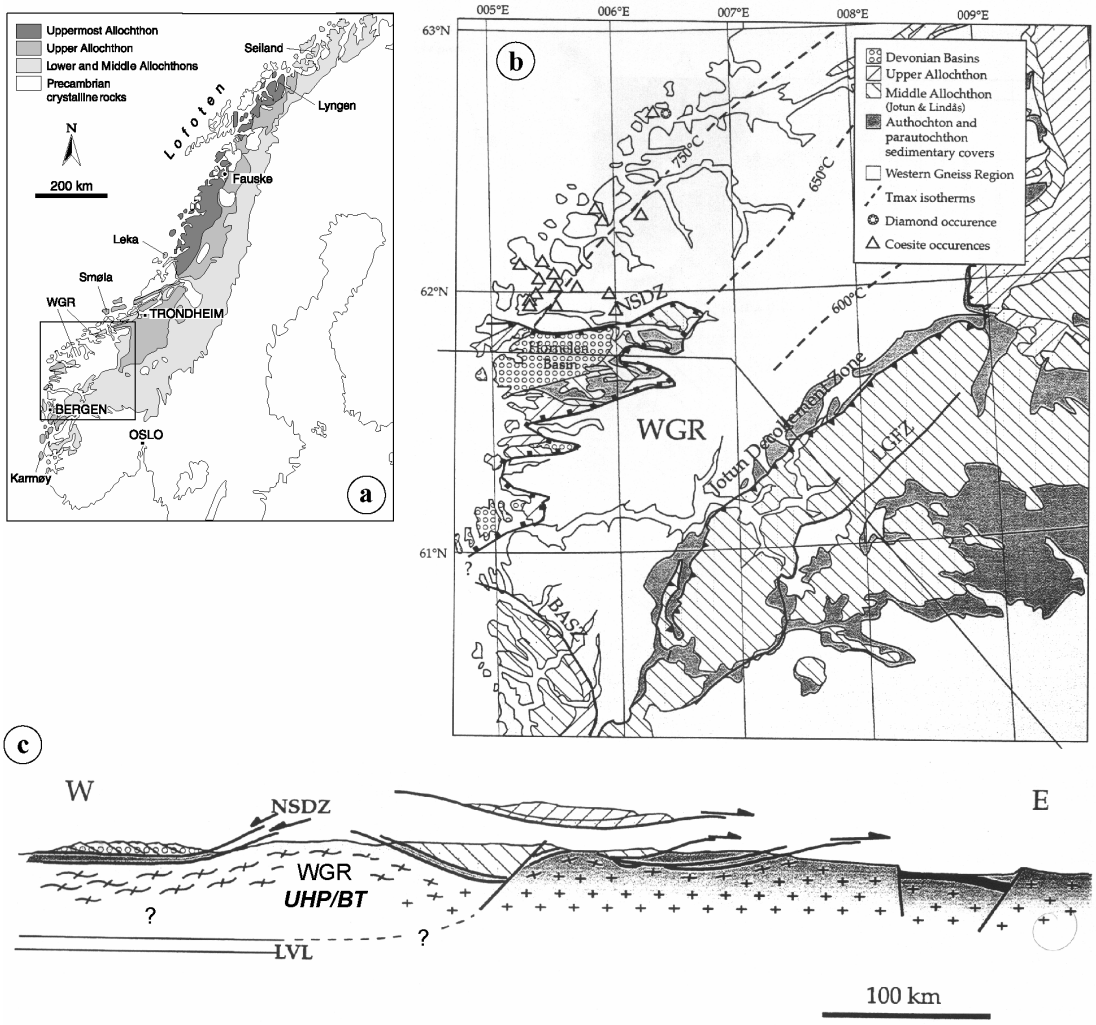


*Figure 1.12 – **a** : Carte structurale simplifiée des Calédonides de Norvège (Roberts, 2003),. **b** : carte structurale de la région des gneiss de l'Ouest. Au sein de l'unité des gneiss de l'Ouest (WGR), aucune limite tectonique sépare les roches de haute pression des roches de ultra haute pression/basse température caractérisées par des inclusions de coésite et/ou diamant. (Labrousse, et al., 2002), **c** : coupe structurale du massif de ultra haute pression/basse température (Labrousse, et al., 2002). Seul le toit de l'unité à coesite/diamant est visible, il s'agit du détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ). Des données de géophysique montrent une zone de faible vitesse des ondes sismiques (LVL) sous les gneiss qui suggère une limite tectonique en dessous du bloc des gneiss de l'Ouest (Labrousse, 2001).*

La chaîne des Calédonides a subi une importante phase d'extension tardi à post orogénique se traduisant par la formation de détachements et des bassins Dévoniens (Andersen, 1998). Au Jurassique, l'ouverture de l'atlantique nord a encore repris les structures de la chaîne qui s'est trouvée partagée de chaque coté de l'océan Atlantique et des roches de ultra

haute pression ont ainsi été trouvées en Norvège (Smith, 1984 ; van Roermund et Drury, 1998) et au Groenland (Gilotti et Krogh Ravna, 2002). Au Quaternaire, l'érosion glaciaire intense a encore dénudé et incisé le massif, effaçant d'avantage certaines structures mais découvrant ainsi le socle baltique et les unités de ultra haute pression. Les structures de la chaîne sont donc moins claires que pour les massifs plus récents ou anciens mais ayant eu une histoire géologique moins complexe.

Au sein des gneiss, les éclogites à coésite ou à diamant ont été seulement découvertes dans la partie ouest des Calédonides de Norvège (Fig. 1.12), près de la côte atlantique. Cependant, aucune limite cartographique ne permet de séparer les gneiss de ultra haute pression de ceux de haute pression. Nous considérerons donc les gneiss de l'Ouest comme une unité mixte de haute et ultra haute pression. Seul le toit de cette unité est visible en surface. Il s'agit de la zone de détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ). Le rôle de cette structure extensive est encore peu clair. Elle a joué lors de la phase d'extension est-ouest tardi orogénique mais pourrait être également plus ancienne, peut-être contemporaine de l'exhumation des gneiss de l'Ouest (Labrousse, et al., 2002). Une zone de faible vitesse des ondes sismiques a également été rapportée sous le massif des gneiss de l'Ouest (Mykkeltsveit, *et al.*, 1980), mais la signification de cette zone est également peu clair. Il pourrait s'agir d'un contact tectonique à base du massif des gneiss de l'Ouest ou à la base d'une autre nappe, elle-même sous les gneiss (Labrousse, 2001).

1.2.2.5. Le massif du Kokchetav (Kazakhstan)

Le massif du Kokchetav est réputé pour ses éclogites dans lesquelles des inclusions de diamants on été trouvées (Sobolev et Shatsky, 1990), suggérant une subduction à près de 150 km de profondeur (Hermann, *et al.*, 2001). Cet épisode de métamorphisme UHP est très ancien (~530 Ma), mais le massif fournit encore de nombreuses contraintes structurales. La figure 1.13 montre une coupe simplifiée du massif et les positions structurales des différentes unités. Les nappes de haute et ultra haute pression (unités I à IV) se trouvent prises en sandwich entre des unités de faible pression. On a donc, comme dans les Alpes, des sauts de pression très importants. L'analyse des critères de cisaillement indique que l'ensemble des unités HP et UHP chevauchent les unités de faible pression de la suite de Daulet à la base et se trouve bordées au sommet par une faille normale (Yamamoto*, et al.*, 2000 ; Kaneko*, et al.*, 2000).

Une structure similaire est observée au sein même des unités de haut degré métamorphique. L'unité II, comportant les inclusions de diamant et témoignant ainsi du plus haut degré de métamorphisme est comprise entre les unités I et III dont le métamorphisme est moins intense. La base de l'unité II est, là encore, un chevauchement tandis que le toit de cette unité est une faille normale (Kaneko, *et al.*, 2000).

Dans le Kokchetav, les déformations postérieures à l'exhumation se traduisant principalement par des failles normales à fort pendage et des failles décrochantes (Kaneko, *et al.*, 2000), les cisaillements observés dans les unités métamorphiques sont interprétés comme résultant de leurs mises en place dans la croûte. Les failles bordant l'unité I seraient alors liées à la mise en place de cette dernière dans les unités de haute pression, puis l'ensemble des unités HP et UHP aurait été exhumé jusqu'à la surface, créant ainsi les contacts normaux et inverses au sommet et à la base de l'ensemble.

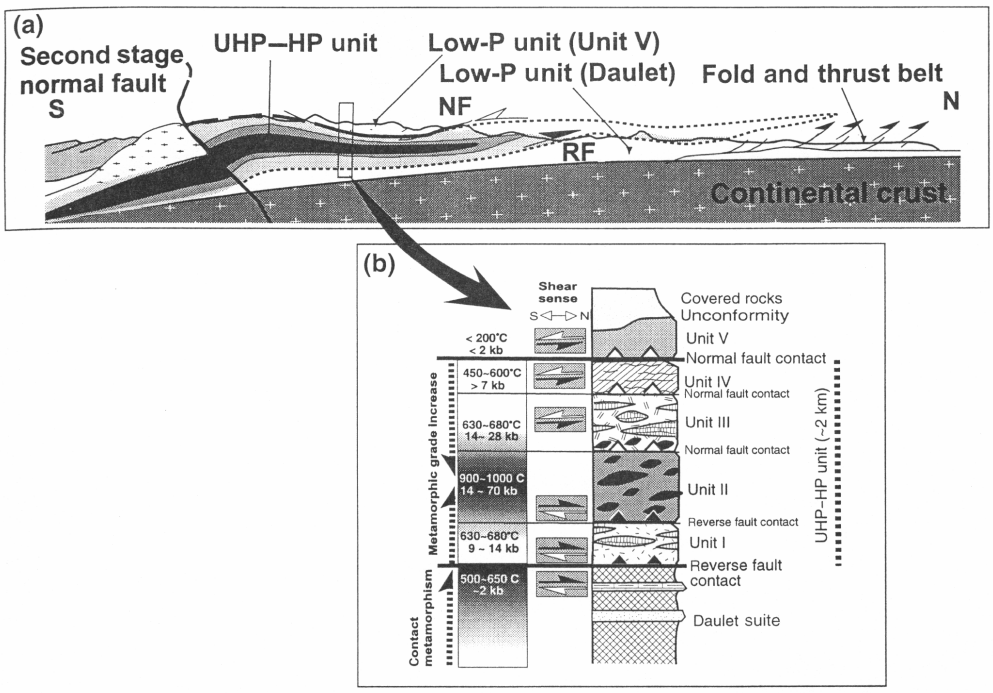


Figure 1.13 - Coupe simplifiée du massif de ultra haute pression du Kokchetav (a) et diagramme tectono stratigraphique de la pile des nappes métamorphiques (b) montrant les contacts tectoniques entre les différentes unités (Kaneko, et al., 2000).

<u>En résumé :</u>

- ✓ Les dimensions en plan des massifs UHP/BT sont en général limitées par 100 × quelques dizaines de km et ne forment pas de ceintures continues dans les chaînes de collision.
- ✓ Les épaisseurs des nappes de UHP/BT vont de 1 à 15 km.
- ✓ Les massifs se trouvent dans les zones internes des chaînes, à proximité de la suture entre les plaques entrées en collision.
- ✓ Les unités UHP/BT sont souvent bordées par des contacts tectoniques : une faille normale au toit et un chevauchement à la base.
- ✓ Ces unités se trouvent en contact avec des unités de plus faible degrés de métamorphisme : éclogitique ou schistes bleus. L'ensemble est mis en contact dans la croûte continentale (20 à 30 km de profondeur) puis exhumé jusqu'à la surface.

1.3. Mécanismes d'exhumation

Différents mécanismes ont été proposés afin de rendre compte de l'exhumation des roches de haute et ultra haute pression. Certains mécanismes semblent inadéquats pour exhumer des roches subduites à ~100 km de profondeur, mais pourraient intervenir lors des dernières phases d'exhumation. On doit, en effet, envisager que l'exhumation n'est pas le fruit d'un seul et unique mécanisme mais plutôt d'une combinaison de différents processus.

1.3.1. Erosion et rééquilibrage isostatique

L'érosion est le mécanisme le plus simple pour faire monter une roche vers la surface. L'érosion enlève les matériaux formant les reliefs et permet ainsi de diminuer l'épaisseur qui sépare une roche de la surface (Cuthbert*, et al.*, 1983 ; England et Thompson, 1984). L'érosion des reliefs est accompagnée d'un rééquilibrage isostatique de la croûte continentale épaissie permettant à des roches situées en profondeur dans cette croûte continentale de remonter (Fig. 1.14). Cependant, ce mécanisme permet seulement l'exhumation de roches se trouvant dans la croûte, c'est à dire à des profondeurs bien inférieures aux 100 à 150 km nécessaires pour obtenir le métamorphisme UHP. En effet, même fortement épaissie, (~70 km au Tibet (Zhao, *et al.*, 2001) ou dans les Andes (Scheuber et Giese, 1999)) la croûte continentale ne peut pas permettre la stabilisation de coésite (>100 km de profondeur) et encore moins de diamant (>150 km de profondeur). De plus le processus d'exhumation dû à l'érosion est caractérisé par des vitesses très lentes : inférieures à ~1 cm/an (Burbank, 2002). L'érosion seule ne peut donc pas être responsable de la première phase d'exhumation profonde et rapide des roches UHP/BT. En revanche, il est très possible que l'érosion joue un rôle important lors de la dernière phase d'exhumation : lorsque les roches sont déjà remontées dans la croûte continentale (20 à 30 km de profondeur) et sont ensuite lentement exhumées.

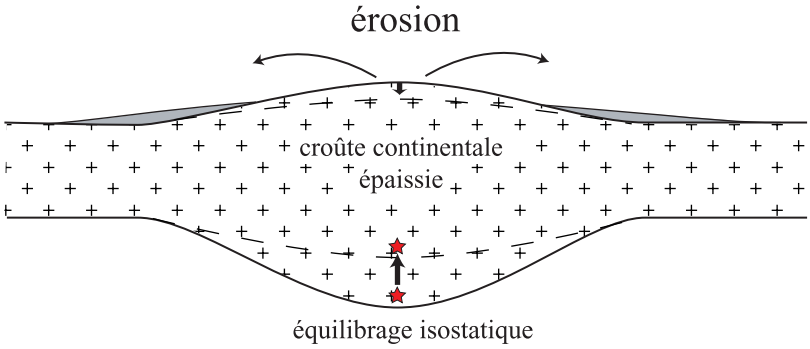


Figure 1.14 - Schéma de l'exhumation par érosion. La croûte épaissie est érodée et revient à une épaisseur normale. L'équilibre isostatique assure la remontée vers la surface des matériaux crustaux profonds.

1.3.2. Tectonique extensive

L'extension tectonique permet, par le jeu de failles normales et de détachements, d'amincir la croûte continentale (Davis et Coney, 1979) et de faire remonter les parties profondes de celle-ci (Fig. 1.15). Ce mécanisme peut exhumer des roches de profondeurs relativement fai-

bles (10 à 30 km) mais pas des roches de ultra haute pression car les roches amenées à la surface grâce à l'extension se trouvent dans la croûte continentale, donc a des profondeurs ne permettant pas le métamorphisme de ultra haute pression. Ainsi dans la région du Basin and Range, où la croûte continentale a été soumise à une forte extension (Davis et Coney, 1979), on observe en surface que des roches provenant de la croûte continentale supérieure à moyenne (Ring, *et al.*, 1999). Les roches les plus profondes exhumées grâce à ce mécanisme d'extension se trouvent en Papouasie Nouvelle Guinée et ne proviennent que de ~35 km de profondeur (Hill et Baldwin, 1993).

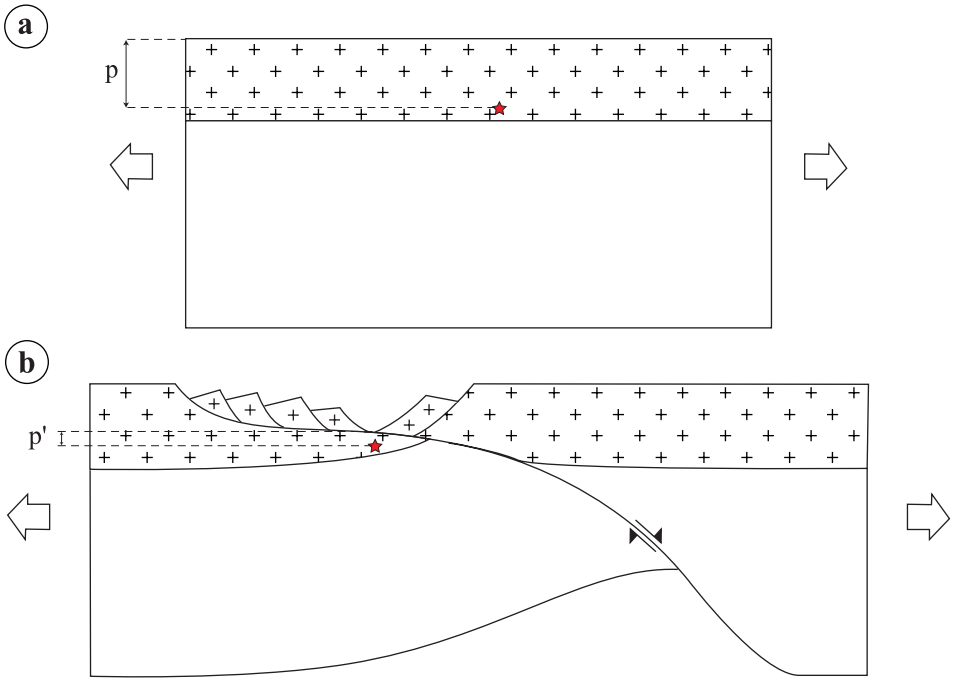


Figure 1.15 - Schémas de l'exhumation par amincissement crustal lors de l'extension.

Enfin, l'extension peut également être syn-orogénique, c'est à dire se produire lors d'une phase de compression. Ainsi, Avé Lallemant et Guth (1990) proposent qu'au nord-est du Venezuela, des éclogites et schistes bleus aient été exhumés dans une zone de subduction grâce à une phase d'extension dans le domaine avant arc. Bien que l'on se trouve dans un contexte en compression, l'obliquité de la subduction de la plaque des Caraïbes sous la plaque sud américaine aurait produit une extension parallèle à la zone de subduction entraînant l'exhumation des schistes bleus et éclogites (Avé Lallemant et Guth, 1990). De même, l'obliquité de la convergence est proposée comme cause de l'extension est-ouest de l'Himalaya et du plateau tibétain (McCaffrey et Nabalek, 1998) alors que, dans la direction perpendiculaire au front, le système est clairement en compression. On notera cependant que pour d'autres cette extension résulte d'une tectonique d'expulsion résultant de la compression nord-sud (Seeber et Pêcher, 1998 ; Zhang, *et al.*, 2000) ou de l'effondrement de la chaîne sous l'effet de son propre poids (Coleman et Hodges, 1995 ; Searle, 1995).

1.3.3. Tectonique compressive

Sous l'effet d'une compression horizontale, un matériau déformable va se raccourcir horizontalement et s'épaissir verticalement (Fig. 1.16 a). Ce mouvement d'épaississement peut être réalisé par le jeu de chevauchements et faire monter vers la surface les matériaux du bloc

chevauchant. Cependant, sans érosion ce mécanisme permet seulement la montée, pas l'exhumation. Pour qu'une unité au sein du bloc chevauchant soit exhumée, il faut qu'elle monte avec le bloc chevauchant mais aussi que les matériaux qui la séparent de la surface soient érodés. Ce mécanisme de tectonique compressive permet l'exhumation depuis des profondeurs crustales et peut être adapté à la dernière phase d'exhumation dans un prisme crustal de collision.

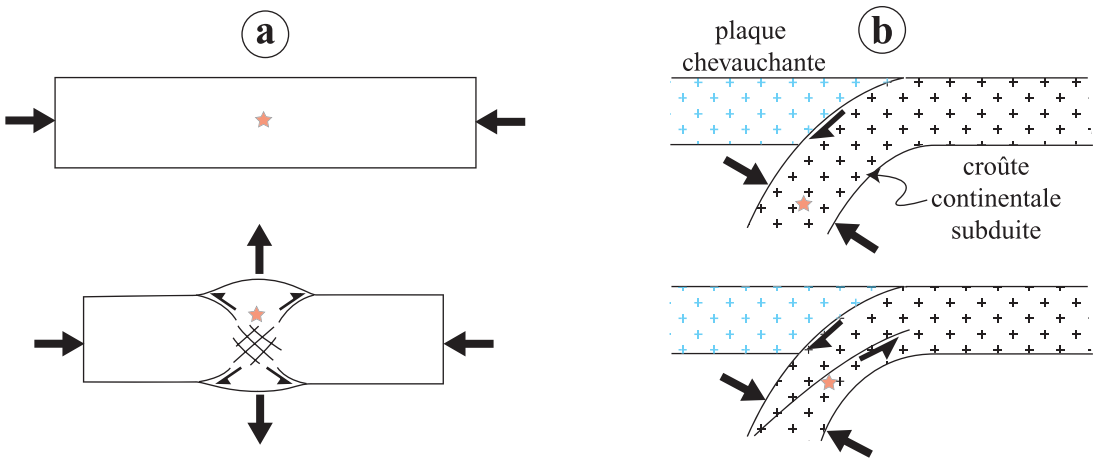


*Figure 1.16 - Schémas de l'exhumation par extrusion/expulsion verticale, **a** : raccourcissement horizontal et épaississement d'une couche. Le marqueur monte verticalement mais n'est pas exhumé tant que les reliefs créés en surface ne sont pas érodée, **b** : compression de la croûte continentale lors de la subduction (Hynes, 1996).*

Ce mécanisme a également été considéré pour expliquer la première phase d'exhumation des roches UHP/BT. Hynes (1996) suggère que la croûte continentale subduite à plus de 100 km de profondeur et soumise à une compression peut être expulser vers la surface (Fig. 1.16 b). La faiblesse de ce modèle vient de ce que la croûte continentale doit être compressée entre 100 et 150 km afin d'expulser des unités UHP/BT. Or, à ces profondeur, les contraintes tectoniques doivent être très faibles car nous sommes proches de la base de la lithosphère continentale (~100 km en moyenne) ou même dans l'asthénosphère si la plaque chevauchante est océanique. La résistance du manteau lithosphérique étant très faible à ces profondeurs (quelques MPa), les contraintes tectoniques doivent donc être également faibles.

1.3.4. Sous placage et extension dans un prisme d'accrétion

Un prisme d'accrétion crustal et/ou sédimentaire est formé lorsque des unités crustales et/ou sédimentaires sont déformées entre une plaque subduite d'un côté et une butée, rigide ou se déformant très lentement, appartenant à la plaque chevauchante de l'autre coté. Le modèle du prisme de Coulomb, dans lequel les déformations des matériaux du prisme sont contrôlées par le mécanisme de glissement frictionnel (Davis, *et al.*, 1983 ; Dahlen, 1984), peut être appliqué aux prismes d'avant pays des chaînes de collision (Malavieille, 1984) ainsi qu'aux prismes sédimentaires résultant de subduction de lithosphère océaniques et de l'accrétion des sédiments océaniques (Lallemand, 1999). La stabilité d'un tel prisme est alors contrôlée par la friction à la base et la pente topographique (Davis, *et al.*, 1983). Lorsque ce prisme devient instable, par exemple lorsque de nouvelles unités sont sous plaquées à la base du prisme, il subit une extension en surface qui diminue sa pente et le ramène dans une situation stable (Fig. 1.17).

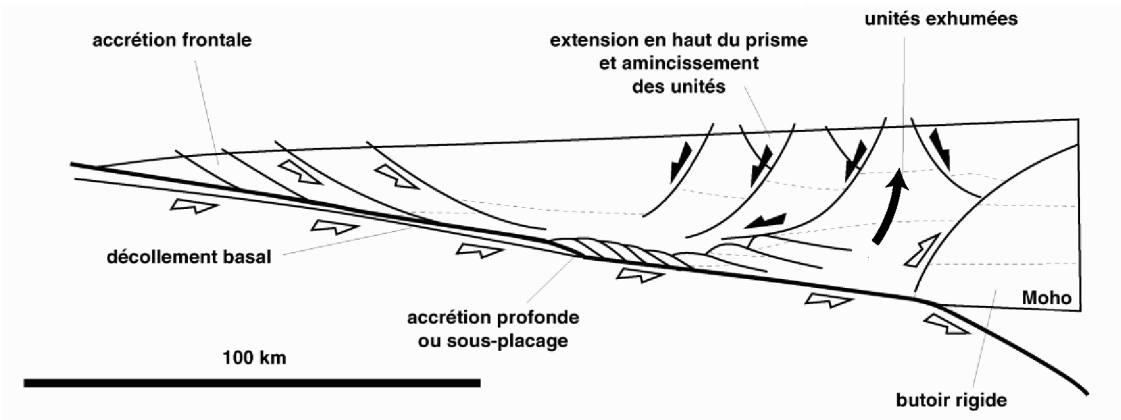


Figure 1.17 – Schéma de l'exhumation dans un prisme d'accrétion. Les unités sédimentaires et/ou crustales sont sous plaquées à la base du prisme et augmentent alors sa pente topographique. Devenu instable, celui-ci subit une extension en surface le ramenant vers une pente moins forte et une plus grande stabilité. L'extension en surface et le sous placage à la base permettent l'exhumation des unités constituant le prisme (Jolivet et Goffé, 2000).

Un tel prisme peut alors permettre l'exhumation de roches ayant subi des pressions modérées (~30 km de profondeur) comme cela a été proposé pour le complexe Franciscain en Californie (Platt, 1986). Cependant, il ne peut exhumer des roches de ultra haute pression (c'est à dire provenant de profondeur de plus de 100 à 150 km) car les profondeurs atteintes dans les prismes d'accrétion sont trop faibles (<40 km).

1.3.5. Corner flow, channel flow

Le modèle de corner flow (Emerman et Turcotte, 1983 ; Pavlis et Bruhn, 1983) décrit la circulation des matériaux dans un prisme d'accrétion. Cependant, dans le modèle de corner flow, les matériaux circulant dans le prisme possèdent une rhéologie visqueuse. Dans le prisme, un flux d'entraînement est généré par le mouvement de la plaque subduite. Les matériaux du prisme sont donc entraînés en profondeur jusqu'à sa base (< 40 km), puis au contact de la plaque chevauchante, le flux est dévié vers la surface : les matériaux sont donc exhumés (Fig. 1.18 chemin 2). Ce mécanisme pourrait exhumer des roches de haute pression mais pas de ultra haute pression car, encore une fois, les profondeurs atteintes dans les prismes d'accrétion sont trop faibles.

Une variante de ce modèle est le « channel flow » (Cloos et Shreve, 1988 ; Cloos, 1982). Il s'agit d'un modèle de flux visqueux comme dans le « corner flow » mais se produisant dans un chenal étroit se trouvant entre la plaque lithosphérique chevauchante et la plaque subduite. La serpentinisation partielle du manteau lithosphérique chevauchant due aux fluides libérés par la plaque subduite serait à l'origine de la formation de ce chenal de faible viscosité (Schwartz, 2000 ; Guillot*, et al.*, 2001 ; Gerya*, et al.*, 2002). Comme dans le modèle de corner flow, la subduction entraîne un flux descendant dans le chenal jusqu'à la base de celui-ci à ~70 km de profondeur (Guillot, *et al.*, 2000), puis un flux ascendant. Des unités de croûte continentale détachées de la plaque subduite pourraient alors être entraînées dans ce flux de retour (de Sigoyer, 1999), mais comme le chenal doit être étroit, ce mécanisme semble inadapté à l'exhumation de larges panneaux de croûte continentale comme le Dabie Shan qui fait près de 15 km d'épaisseur.

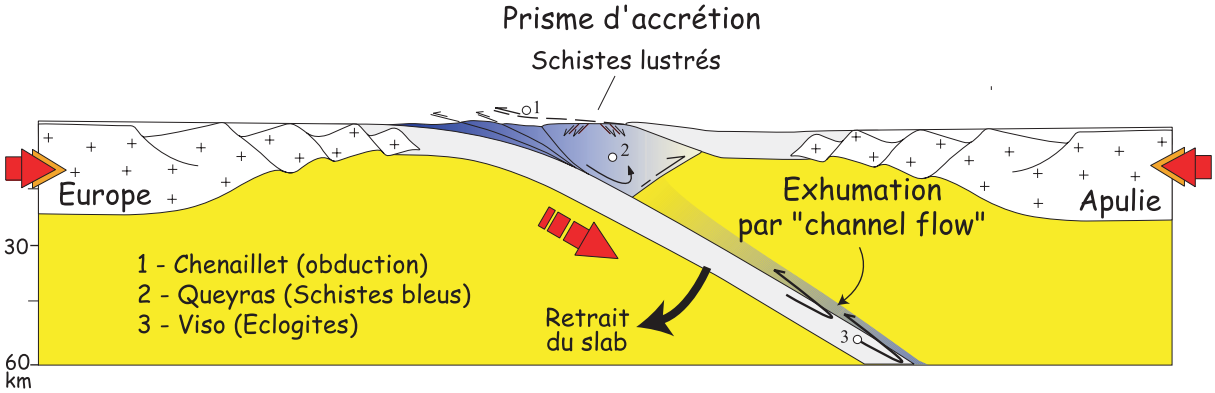


Figure 1.18 – Schéma de l'exhumation par corner flow et channel flow, appliqué aux ophiolites des Alpes occidentales (Schwartz, 2000). Les ophiolites de Chenaillet ont été obductées et ont ainsi échappé au métamorphisme de haute pression. Les ophiolites du Queyras ont subi un métamorphisme de faciès schistes bleus, impliquant qu'elles ont été subduites à ~20 km de profondeur. Selon l'auteur, le mécanisme de leur exhumation serait le corner flow dans le prisme d'accrétion. Les ophiolites du Viso ont été subduite plus profondément et le mécanisme d'exhumation serait le channel flow.

1.3.6. Poussée d'Archimède

Les unités métamorphiques de ultra haute pression dérivant de croûte continentale supérieure ont une densité inférieure à celle du manteau. Ainsi, lorsqu'elles sont subduites ces unités subissent la poussée d'Archimède qui tend à les faire remonter vers la surface. Pour certains (Davies et von Blanckenburg, 1995), la poussée d'Archimède permettant l'exhumation d'écailles crustales interviendrait après que ces écailles aient été séparées du manteau lithosphérique subduit grâce à la rupture de ce dernier (slab break-off). Pour d'autres (Chemenda, *et al.*, 1995), c'est la poussée d'Archimède elle-même qui est à l'origine du détachement des écailles crustales puis de leur exhumation.

1.3.6.1. Modèle de slab break-off (Davies et von Blanckenburg, 1995)

Dans ce modèle, la subduction continentale est précédée d'une longue subduction océanique. La lithosphère océanique subduite exerce alors une importante force de traction verticale. Lors de la subduction de la marge continentale, cette force de traction génère une contrainte extensive dans la lithosphère en subduction qui se rompt au niveau de la marge continentale. Les auteurs de ce modèle suggèrent qu'une fois séparée de sa racine mantellique dense, la croûte continentale de la marge remonte alors entre les plaques grâce à la poussée d'Archimède. Dans ce modèle, c'est donc la rupture de la lithosphère subduite qui provoque le détachement de la croûte continentale subduite qui est ensuite exhumée grâce à la poussée d'Archimède. De plus, le break-off permettrait la remontée d'asthénosphère chaude sous la zone de collision (Fig. 1.19 c) qui entraînerait alors un réchauffement de la croûte continentale de la plaque chevauchante (métamorphisme de basse pression/haute température) et un magmatisme.

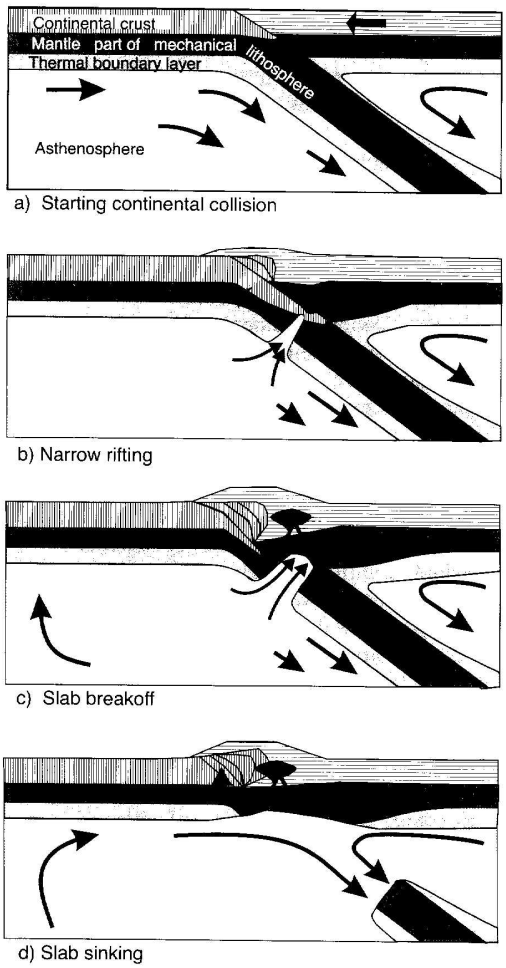


Figure 1.19 - Modèle d'exhumation par poussée d'Archimède après la rupture de la lithosphère subduite (break-off). La force de traction verticale exercée par le panneau plongeant entraîne la rupture de celui-ci lors de la subduction de la marge continentale. La croûte continentale détachée de sa racine mantellique remonte sous l'effet de la poussée d'Archimède tandis que la lithosphère détachée coule dans l'asthénosphère sous son poids (Davies et von Blanckenburg, 1995).

1.3.6.2. Modèle de détachement d'une écaille crustale (Chemenda, et al., 1995, 1996)

Dans ce modèle, issu de la modélisation analogique de la subduction continentale (Chemenda, *et al.*, 1995), l'exhumation d'une écaille de croûte continentale subduite intervient du fait de la poussée d'Archimède. Cette force est alors le moteur du détachement de l'écaille puis de sa surrection jusqu'à la surface. Comme dans le modèle précédent la force de traction générée par la lithosphère océanique et le manteau lithosphérique continental subduit joue également un rôle important, mais de façon complètement différente. En effet deux modes de subduction continentale et deux mécanisme d'exhumation sont obtenus selon que la force de traction exercée par la lithosphère océanique subduite est faible ou forte.

Lorsque l'on a un faible contraste de densité entre la lithosphère océanique et le manteau continental subduit d'une part et l'asthénosphère environnant d'autre part, alors la force de traction exercée par le slab est faible. Cela se traduit au niveau de la zone de contact entre les plaques (zone inter-plaque) par une forte pression (supérieure à la pression lithostatique) qui génère une forte compression horizontale de la lithosphère. Ce régime de subduction continentale est alors appelé régime de forte compression. Les expériences analogiques montrent alors que la croûte continentale subduit jusqu'à ~200 km puis se rompt au front de la subduc-

tion. Le chevauchement ainsi créé entraîne la formation de reliefs dont le poids compense la poussée d'Archimède et empêche le segment de croûte continentale subduite de remonter. Cependant, lorsque l'érosion réduit (décharge) ces reliefs, tout le segment de croûte continentale subduite remonte entre les plaques (Fig. 1.20 c et d), le niveau de détachement et de glissement étant la croûte continentale inférieure modélisée par une couche de faible résistance mécanique.

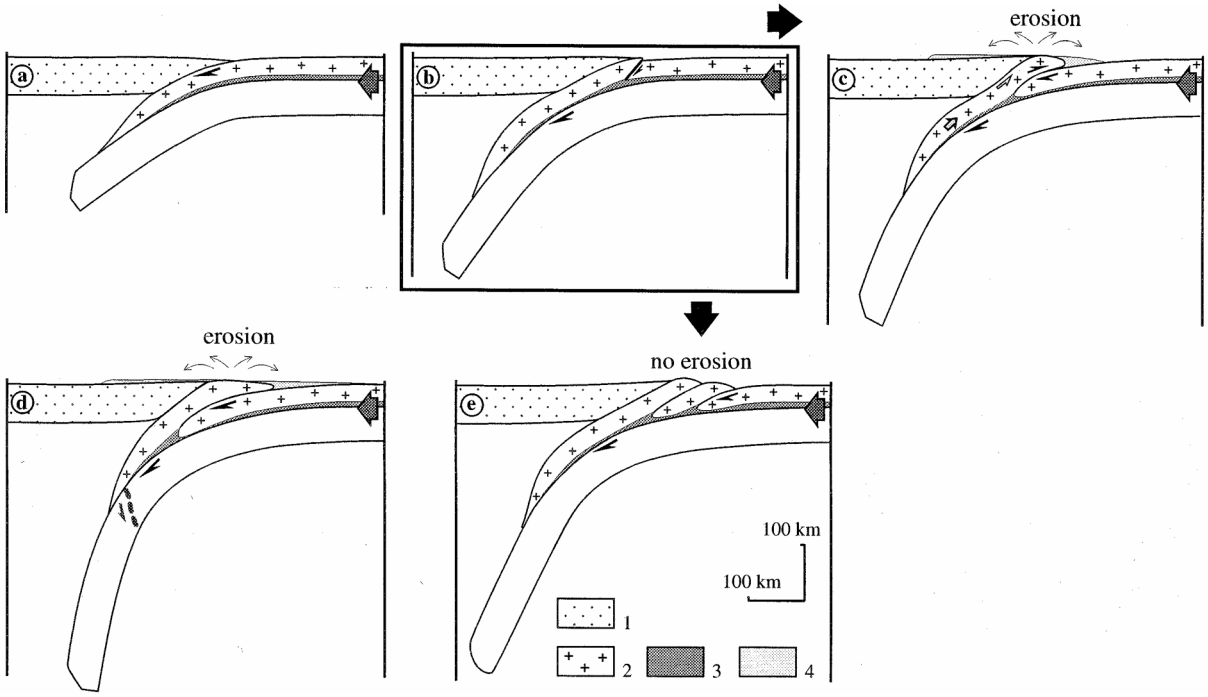


Figure 1.20 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique lors de la subduction continentale en régime de forte compression (Chemenda, et al., 1995). 1 : plaque chevauchante ; 2 : croûte continentale supérieure ; 3 : croûte continentale inférieure ; 4 : produits de l'érosion.

Lorsque l'on a un contraste de densité plus important (~3%) entre la lithosphère océanique et le manteau lithosphérique continental subduit d'un coté et l'asthénosphère de l'autre coté, la force de traction exercée par la lithosphère océanique et le manteau continental subduit augmente et réduit la pression entre les plaques. Le régime de subduction change alors et est appelé régime de faible compression. Dans ce cas, la croûte continentale est également subduite à plus de 200 km avant de rompre, mais la rupture se produit sous la lithosphère chevauchante (Fig 1.21 a). Sous l'effet de la poussée d'Archimède et de la force de traction exercée par le panneau plongeant, le segment de croûte continentale se trouvant en dessous de la rupture se détache du manteau lithosphérique subduit et remonte alors le long du slab en chevauchant la croûte continentale dans la zone inter-plaque. La force motrice de cette exhumation est encore la poussée d'Archimède. Dans ce modèle, le détachement de l'écaille crustale précède la rupture (break-off) du slab.

Ce modèle provient d'expériences de modélisation analogique purement mécaniques et l'effet de l'augmentation de la température des matériaux subduits ainsi que les changements de leurs propriétés mécaniques ne sont donc pas pris en compte. De ce fait, la stratification rhéologique de la croûte continentale est simplifiée. La croûte continentale inférieure est en effet modélisée par une couche de faible résistance qui permet le détachement d'écailles crustales dont l'épaisseur fait près de 20-30 km. De même, n'étant pas chauffée dans l'asthénosphère, la croûte continentale subduite garde sa cohérence car sa résistance ne diminue pas. Les unités exhumées sont ainsi épaisses (20-30 km) et longues (>100 km).

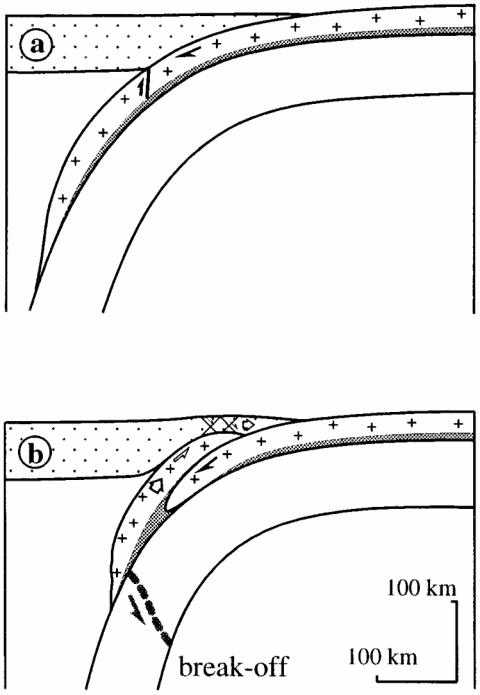


Figure 1.21 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique lors de la subduction continentale en régime de faible compression (Chemenda, et al., 1996).

En imposant un gradient thermique au sein des modèles analogiques, il est possible de rendre compte de la chute de résistance des matériaux subduits. Les premiers modèles analogiques thermomécaniques (Chemenda*, et al.*, 2000 ; Jorand, 2000) montrent que la croûte continentale subduite à ~130 km est chauffée par l'asthénosphère, voit sa résistance fortement diminuée et subit alors une déformation plastique importante. La croûte continentale se détache du manteau lithosphérique subduit et remonte le long de celui-ci en s'insérant au niveau de la croûte inférieure. Une partie de cette unité vient alors se sous plaquer sous la base de la lithosphère chevauchante. La séparation des couches crustale et mantellique se propageant dans la zone inter-plaque, une seconde rupture de la croûte continentale intervient à ~50 km de profondeur (Fig. 1.22 panneaux c et d) conduisant à l'exhumation entre les plaques d'une écaille crustale.

Le gradient thermique au sein de la croûte continentale conduit à la formation d'un niveau de décollement à la base de la croûte continentale tout à fait comparable à ce qui était réalisé en modélisation purement mécanique (Jorand, 2000). En effet, dans ce modèle issu des premières expériences de modélisation thermomécanique, une écaille de forte épaisseur se détache dans la zone inter-plaque et remonte entre les plaques. On obtient alors une unité exhumée aussi épaisse que dans les expériences purement mécaniques. Cependant, on remarque que la longueur de cette unité est plus faible que dans les expériences purement mécaniques (comparer avec Fig. 1.21). Le segment de croûte mis en contact avec l'asthénosphère à subit une intense déformation plastique et se trouve séparé de l'écaille exhumée.

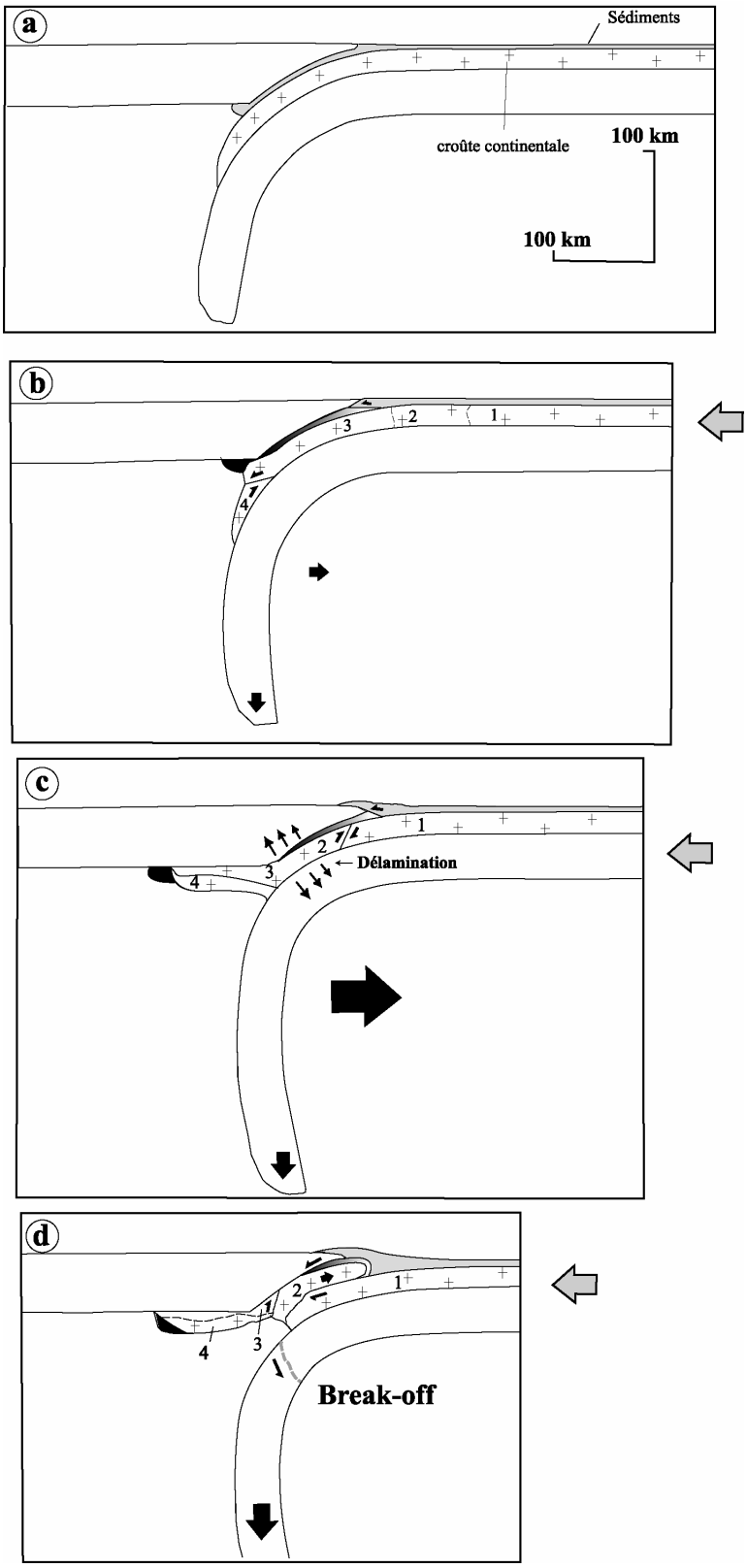


Figure 1.22 - Modèle d'exhumation obtenu en modélisation analogique thermomécanique lors de la subduction continentale en régime de faible compression (Jorand, 2000). Les différentes couches de la lithosphère subduite (couverture sédimentaire, croûte continentale et manteau lithosphérique) sont progressivement chauffées lors de la subduction et leurs résistances diminuent. La croûte continentale et la couverture sédimentaire subduites dans l'asthénosphère subissent une importante déformation ductile tandis qu'une écaille de croûte continentale est formée dans la zone inter-plaque puis remonte.

Dans les modèles thermomécaniques et purement mécaniques, les écailles crustales sont exhumées entre les plaques chevauchantes et subduites. Elles se retrouvent donc dans la partie interne de la chaîne au niveau de la suture inter-plaque. De plus ces écailles sont bordées en dessous par des chevauchements et au dessus par des cisaillements normaux. En modélisation thermomécanique, il est possible d'exhumer une écaille crustale dont les dimensions sont moins importantes et donc plus compatibles avec les données de terrain. Cependant, dans les premières expériences thermomécaniques de subduction continentale, les roches crustales exhumées proviennent seulement de la zone inter-plaque, de profondeur équivalente ne dépassant pas 70 km. Les profondeurs maximales atteintes par ces unités exhumées sont donc insuffisantes pour permettre la stabilisation de coésite (90-100 km) ou de diamant (~150 km). Les écailles provenant de la croûte subduite à ~130 km de profondeur au maximum (unité 3 sur la figure 1.22 d) remontent dans la croûte mais ne vont pas jusqu'à la surface, de plus elles se trouvent en contact avec l'asthénosphère très chaude durant la presque totalité de l'exhumation. Ces unités auraient donc été soumises à un métamorphisme de ultra haute pression/haute température.

1.3.7. Instabilité convective (Burov, *et al.*, 2001)

Il s'agit ici d'expliquer l'exhumation des roches de HP/HT grâce à une instabilité convective dans la croûte continentale subduite chauffée par l'asthénosphère. Interviennent également dans ce modèle les mécanismes de corner flow, channel flow ainsi que la poussée d'Archimède. Il s'agit de résultats de modélisation numériques dans lesquelles la croûte continentale subduite possède une rhéologie visqueuse non-newtonienne.

Des simulations ont été réalisées, dans lesquelles, toute la croûte continentale est éclogitisée. Sa densité est alors égale à celle du manteau. Les auteurs obtiennent une triple circulation des matériaux crustaux subduits (Fig. 1.23 a). Des roches de basse pression/basse température sont exhumées dans le prisme d'accrétion tandis que des roches de haute pression/haute température sont exhumées depuis ~70 km de profondeur grâce au mécanisme de channel flow. A plus grande profondeur, le channel flow ne permet plus l'exhumation et c'est une nouvelle circulation indépendante qui entraîne l'exhumation de roches de ultra haute pression/ultra haute température. Cette circulation est due à une cellule de convection au sein des matériaux crustaux chauffés par l'asthénosphère.

Dans d'autres simulations, la croûte continentale subduite conserve sa densité initiale (Fig. 1.23 b). Dans ce cas, deux circulations sont possibles pour la croûte continentale subduite. Une première circulation dans le prisme d'accrétion permet l'exhumation de roches de basse pression/basse température. Dans la seconde, les matériaux crustaux légers sont subduits jusqu'à 120 km de profondeur, subissent des conditions HP/HT à UHP/UHT (la température varie entre 500 et 900°C entre 40 et 120 km de profondeur) puis remontent, assistés par une combinaison des mécanismes d'instabilité convective, channel flow et poussée d'Archimède, ce dernier mécanisme étant dominant.

Dans ce modèle les roches crustales, profondément subduite et soumise au métamorphisme de haute pression ou ultra haute pression, sont fortement chauffées par l'asthénosphère. Il ne permet donc pas l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température mais seulement les roches de ultra haute pression/ultra haute température.

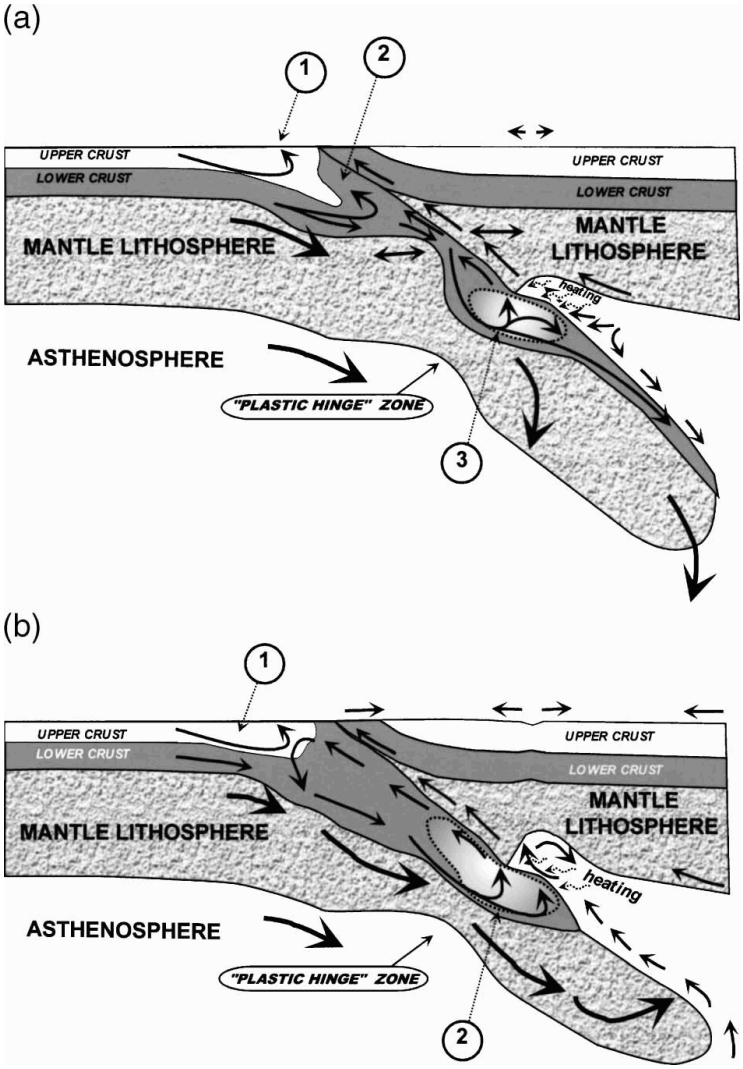


Figure 1.23 - Modèles d'exhumation par instabilité convective basés sur des simulations numériques (Burov, et al., 2001) ; ***a*** *: la croûte continentale subduite est complètement éclogitisée (sa densité est égale à celle du manteau) ;* ***b*** *la croûte continentale n'est pas éclogitisée (sa densité ne change pas lors de la subduction et reste inférieure à celle du manteau).*

1.4. Objectifs de ce travail

Parmi les modèles détaillés plus haut, certains semblent convenir à la phase d'exhumation tardive, lente et peu profonde. Ainsi, l'exhumation des unités UHP/BT dans la croûte continentale pourrait être une combinaison d'érosion et tectonique compressive amenant en surface l'unité UHP/BT dans une chaîne en compression (Alpes, Himalaya). On doit cependant également envisager une combinaison d'érosion et tectonique extensive découvrant le massif UHP/BT lors d'une phase d'extension post-orogénique (Norvège).

Cette dernière phase d'exhumation pouvant s'expliquer par des processus géologiques usuels (érosion et tectonique), nous concentrerons notre étude sur la première phase d'exhumation, rapide et profonde, pour laquelle les mécanismes sont encore très discutés :

- ✓ Une tectonique compressive pourrait être le moteur de l'expulsion d'une écaille crustale (Hynes, 1996, 2002). Cependant, à 150 km de profondeur, c'est à dire près de la base de la lithosphère continentale ou dans l'asthénosphère, les contraintes tectoniques doivent être trop faibles pour que ce mécanisme fonctionne.

- ✓ Un flux ascendant dans un chenal étroit et de faible viscosité se trouvant entre la plaque lithosphérique subduite et la chevauchante pourrait entraîner des écailles crustales vers la surface. Cependant, certaines unités UHP/BT sont assez épaisses (près de 10-15 km d'épaisseur au Dabie Shan par exemple) et semblent donc trop épaisses pour avoir été exhumée grâce à ce mécanisme. L'existence de ce chenal pourrait cependant jouer un rôle important dans le processus d'exhumation en agissant comme un lubrifiant favorisant l'exhumation des roches UHP/BT (Guillot, *et al.*, 2001)
- ✓ La poussée d'Archimède pourrait être la force motrice de l'exhumation d'écailles de croûte continentale supérieure car la densité de cette partie de la croûte continentale reste inférieure à la densité du manteau même lorsqu'elle est éclogitisée. Cependant, on doit aussi prendre en compte l'effet de la chute de résistance des matériaux subduits. Quel est l'effet de la poussée d'Archimède sur un matériau ductile ? Ce matériau peut-il s'insérer dans la zone inter-plaque ?
- ✓ La chute de résistance de la croûte continentale pourrait entraîner des instabilités convectives au sein de celle-ci lorsqu'elle est chauffée par l'asthénosphère. Dans ce cas, on se heurte également au comportement ductile des unités exhumées. Comment ces unités remontent-elles dans la zone inter-plaque ? Sous la forme d'une nappe visqueuse, comme le proposent Burov *et al.* (2001) ? Et dans ce cas, ou remontent-elles ? Sur toute la largeur de la zone de subduction ou dans une zone particulière de concentration des fluages ?

Il est aujourd'hui bien communément reconnu que la poussée d'Archimède doit être la principale force motrice de l'exhumation de la croûte continentale et des sédiments subduit. Cependant, plusieurs questions restent encore sans réponses. Dans cette étude, nous tenterons principalement de répondre aux questions suivantes :

Quels mécanismes de déformation permettent l'exhumation des unités crustales subduites à plus de 100 km ?

En fonction de la température, le comportement de la croûte continentale, subduite à grande profondeur et chauffée, peut-être plus ou moins ductile. Les modèles purement mécaniques montrent une déformation plastique localisée sur un chevauchement principal puis l'exhumation d'une écaille de croûte continentale qui garde sa cohérence (il y a très peu de déformation à l'intérieur de l'unité exhumée). Cependant, en modélisation thermo mécanique, la croûte continentale, devenue beaucoup moins résistante à cause de l'augmentation de température, se déforme de manière beaucoup plus ductile, par fluage. Nous analyserons comment se déforme la croûte continentale lors de l'exhumation dans les modèles expérimentaux thermo mécaniques et comparerons cette déformation à celle observée dans les roches de ultra haute pression/basse température.

On peut également se demander pourquoi les roches de ultra haute pression sont-elles si rares au sein des chaînes de collision, ou :

Pourquoi l'exhumation ne se produit-elle que dans certains lieux spécifiques ?

En effet, les modèles présentés plus haut sont quasiment tous des modèles 2D et aucun ne peut expliquer pourquoi les roches de ultra haute pression/basse température sont seulement exhumées dans certains lieux spécifiques caractérisés par une forte courbure de la chaîne (Alpes, Himalaya) ou une complexité structurale (Dabie Shan et Sulu). Pour répondre à cette question, nous avons développé une modélisation expérimental thermomécanique 3D de l'exhumation des roches UHP/BT. L'exhumation de la croûte continentale profondément subduite et soumise au métamorphisme UHP/BT peut-elle se produire spontanément en certains lieux canalisant le fluage crustal, comme un diapir crustal ? Ou bien est ce que ce sont les complexités géométriques ou structurales, mentionnées plus haut, qui, localement seulement, permettent l'exhumation de la croûte continentale profondément subduite ?

Nous tenterons de répondre à ces questions en présentant des résultats de modélisation expérimentale thermomécanique 2D puis 3D. Les mécanismes obtenus seront comparés aux données détaillées dans ce chapitre.

Chapitre 2

Méthode de modélisation analogique

La modélisation des processus de subduction continentale et d'exhumation de la croûte continentale peut être abordée par la technique numérique ou expérimentale (analogique) ou encore une approche combinant les deux. Ce travail est basé sur la modélisation expérimentale qui consiste à reproduire en laboratoire à une échelle réduite le phénomène naturel. Dans ce chapitre nous présentons les critères de mise à l'échelle physique des modèles, les matériaux et les techniques développées pour la modélisation analogique thermo mécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de haute et ultra haute pression.

2.1. Critères de similarité physique

La création d'un modèle physique d'un phénomène naturel ne se réduit pas à la création d'un modèle géométriquement similaire à l'objet étudié. Son comportement physique (thermo mécanique dans notre cas) doit aussi être reproduit à échelle réduite. Pour cela il faut satisfaire les **critères de similarité physique** (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1967 ; Weijermars et Schmeling, 1986 et Shemenda, 1994). Ces critères représentent les équations qui relient les paramètres de l'objet naturel et ceux de son modèle. Il y a deux façons, en principe équivalentes, de déduire les critères de similarité : ils peuvent être déduits des équations décrivant le phénomène en question (si ces équations sont connues) ou on peut utiliser le Pi-théoreme (Buckingham, 1914) en définissant d'une façon ou d'une autre les paramètres qui contrôlent le phénomène étudié. Pour obtenir les critères de similarité dans un cas concret il faut d'abord définir les paramètres qui contrôlent le phénomène étudié. La liste de ces paramètres peut à son tour être déduite des équations ou d'une analyse qualitative des propriétés de l'objet et des forces qu'il subit. Nous adoptons ci-dessous la première approche, plus rigoureuse, en considérant les propriétés mécaniques élémentaires à partir desquelles on peut décrire les propriétés d'un objet.

2.1.1. Critères de similarité mécanique

Le comportement élastique des matériaux est décrit par la loi de Hook :

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1+\nu}{E}\sigma_{ij} - \frac{\nu}{E}\sigma_{kk}\delta_{ij} \tag{1}$$

et l'équation d'équilibre (pour les processus quasi-statiques) :

$$\rho F_j + \partial\sigma_{ij} / \partial x_i = 0 \tag{2}$$

où ε_{ij} est le tenseur des déformations, σ_{ij} est le tenseur des contraintes, δ_{ij} est le delta de Kronecker, E est le module d'élasticité, υ est le coefficient de Poisson, x_i sont les coordonnées

orthogonales i = x, y, z (z est vertical, orienté vers le bas) et F_j sont des composantes de force de volume, en effet dans notre cas il n'y a qu'une composante non nulle : $F_z = g$. Les équations (1) et (2) montrent qu'il y a quatre paramètres qui contrôlent la déformation élastique : E, υ, ρg et H où H est une échelle de x_i. A partir de ces paramètres, on peut construire les critères de similarité pour le comportement élastique en utilisant le π-théorème. Selon ce théorème, il doit y avoir *n-m* critères de similarité où *n* est le nombre de paramètres définissant le phénomène (les paramètres identifiés ci-dessus) et *m* le nombre de paramètre parmi les *n* indiqués ayant des dimensions indépendantes (les paramètres sans dimension doivent avoir la même valeur dans la nature et le modèle). Dans notre cas $n=4$ et $m = 2$, car, par exemple, les dimensions de E et υ peuvent être exprimées à partir des dimensions de deux paramètres restant [E] = [ρgH] et [υ] = [H/H]. Ces deux équations donnent deux critères de similarité :

$$E/\rho gH = \text{const}, \ \nu = \text{const} \tag{3}$$

Ces critères sont sans dimension et doivent avoir les mêmes valeurs pour l'objet naturel et le modèle. On peut également écrire ces critères (équations) de la façon suivante :

$$\frac{E^o}{\rho^o g^o H^o} = \frac{E^m}{\rho^m g^m H^m} \text{ et } \nu^o = \nu^m \tag{4}$$

où les indices « o » et « m » désignent respectivement les paramètres caractérisant l'original (nature) et le modèle.

La déformation élastique ne peut se produire que jusqu'à un certain seuil de contraintes : la résistance ou le seuil de plasticité σ_s, après quoi le matériaux se romps de façon cassante ou plastique (ductile). Pour les milieux ductiles, le critère de rupture (du fluage ductile) est celui de von Mises (Nadai, 1950) :

$$\sigma_s = \frac{1}{\sqrt{2}}\left[(\sigma_1-\sigma_2)^2+(\sigma_2-\sigma_3)^2+(\sigma_3-\sigma_1)^2\right]^{1/2} \tag{5}$$

où σ_s est le seuil de plasticité sous un chargement normal et σ_1, σ_2 et σ_3 sont les contraintes principales. Le critère de von Mises comporte un paramètre σ_s qui contrôle le passage à la déformation ductile, ce qui ajoute un critère de similarité aux conditions (3). Avec les paramètres H et ρg nous obtenons le critère sans dimensions suivant :

$$\sigma_s/\rho gH = \text{const} \tag{6}$$

Le critère de von Mises est valide pour les milieux dont la friction interne est nulle ou négligeable. Si cela n'est pas le cas il faut le remplacer par le critère de Coulomb (Nadai, 1950 ; Jaeger et Cook, 1969) :

$$(\sigma_1 - \sigma_3)\boldsymbol{c} + 2\boldsymbol{c}\sqrt{A} = 0 \tag{7}$$

avec A = (1+sinϕ)/(1-sinϕ); ϕ est l'angle de la friction interne, ***c*** est la cohésion interne, analogue du seuil de plasticité. Deux critères de similarités correspondent à la condition (7) :

$$\boldsymbol{c}/\rho gH = \text{const} \;\text{ et }\; \phi = \text{const} \tag{8}$$

Il suit de l'analyse des équations présentées et du π-théorème que le rapport de tous les paramètres correspondants, ayant la même dimension, doivent être les mêmes pour l'original et le modèle. Par exemple, si H_s, H_c et H_l désignent respectivement les épaisseurs de la couverture sédimentaire, de la croûte et du manteau lithosphérique, les conditions suivantes doivent être vérifiées :

$$\frac{H_s}{H_c} = \text{const} \;\text{ et }\; \frac{H_c}{H_l} = \text{const} \tag{9}$$

De la même façon, si ρ_s, ρ_c, ρ_l et ρ_a désignent respectivement les masses volumiques de la couverture sédimentaire, de la croûte continentale, des manteau lithosphérique et asthénosphérique, les conditions suivantes doivent être satisfaites :

$$\frac{\rho_s}{\rho_c} = \text{const}\,,\; \frac{\rho_c}{\rho_l} = \text{const} \;\text{ et }\; \frac{\rho_l}{\rho_a} = \text{const} \tag{10}$$

Le déplacement Δl a la même dimension que la longueur (ou épaisseur) caractéristique H du phénomène, d'où $\Delta l / H$ = const, mais $\Delta l = Vt$ donc :

$$Vt / H = \text{const} \tag{11}$$

V étant (dans notre cas) la vitesse de convergence des plaques et t le temps. On notera que dans ce critère, la vitesse n'est pas mise à l'échelle, c'est la quantité de déplacement qui l'est. Le temps entre donc dans les critères de similarité via une condition cinématique et non pas dynamique. Le temps obtient une signification dynamique, quand des propriétés visqueuses doivent être prise en compte, et les équations de Navier-Stokes s'ajoutent alors aux équations d'équilibre (2).

$$\sigma_{ij} = \eta \cdot \dot{\varepsilon}_{ij} - p\delta_{ij} \tag{12}$$

η étant le coefficient de viscosité dynamique et p la pression. Cette équation identifie encore une paramètre déterminant : η, ce qui ajoute un critère de similarité :

$$\frac{\eta \cdot V}{\left(\rho g H^2\right)} = \text{const} \tag{13}$$

Dans ce critère, le temps intervient via V.

2.1.2. Critère de similarité contrôlant l'évolution thermique du modèle

L'objet de notre étude est la subduction. Pendant ce processus, la lithosphère subduite subit un changement important de température (elle se réchauffe), ce qui entraîne un changement de ses propriétés et donc du comportement mécanique. Pour que ces processus soient correctement mis à l'échelle dans nos modèles, il faut que le rapport du « temps thermique » (le temps caractéristique du réchauffement ou refroidissement du modèle) et le temps dynamique/cinématique ait la même valeur pour le modèle et l'original. Les paramètres contrôlant le processus de conductivité thermique proviennent de l'équation de la conduction thermique dans un milieu en mouvement :

$$\partial T/\partial t + v_i\, \partial T/\partial x_i = \kappa \cdot \Delta T \tag{14}$$

où T est la température, t est le temps, v_i la vitesse de déplacement dans la direction i, x_i sont les coordonnées orthogonales, κ est la diffusivité thermique du milieu et ΔT est le contraste de température caractéristique du phénomène. Ses paramètres déterminants sont V, κ, H (ou t, comme $V = H/t$) et donnent un critère de similarité portant le nom de critère de Péclet :

$$\frac{VH}{\kappa} = \text{const} \tag{15}$$

Les valeurs de vitesse V (ou du temps $t = H/V$) dans des formules (10) et (13) sont les mêmes. Enfin, la température T intervient dans l'équation (12) et doit être proportionnelle au contraste de température caractéristique du phénomène. Prenons par exemple T_s la température à la surface de la lithosphère et T_a la température à sa base. Le contraste de température caractéristique est $\Delta T = T_a - T_s$ et dans le modèle la température T en un point entre la surface et la base doit être telle que :

$$\frac{T_a - T}{T_a - T_s} = \text{const} \tag{16}$$

2.2. Cadre général de la modélisation

Pour modéliser une subduction, on doit avoir au minimum deux modèles de lithosphère (la lithosphère chevauchante et la lithosphère subduite) reposant sur l'asthénosphère. La lithosphère représente la partie superficielle de la Terre capable de subir des déplacements horizontaux dans un mouvement quasi rigide avec des taux de déformation très inférieurs (de

plus de trois ordres de grandeur) à ceux qui affectent l'asthénosphère. La lithosphère est donc définie (Turcotte et Schubert, 1982) comme l'enveloppe pouvant transmettre les contraintes associées à la tectonique des plaques, tandis que l'asthénosphère peut être considéré comme un fluide de très faible viscosité incapable de transmettre ces contraintes (1 à 10 MPa pour un taux de déformation de $10^{-15}s^{-1}$ caractéristique de la tectonique des plaques). Cette définition permet de donner le cadre général de notre modélisation. En effet, puisque la résistance mécanique effective de l'asthénosphère (~1 MPa) est très inférieure à celle de la lithosphère (~100 MPa) et comme sa viscosité est également très inférieure (plusieurs ordres de grandeur) à celle de la lithosphère (Turcotte et Schubert, 1982 ; Richards, *et al.*, 2001), on peut considérer que l'asthénosphère exerce une très faible contrainte cisaillante à la base de la lithosphère. Cette contrainte peut alors être négligée lorsque l'on ne s'intéresse qu'à la zone de subduction. En effet, si cette contrainte est très faible, son action sur une zone relativement restreinte, comme la zone de subduction, est faible. Cependant, intégrée sur toute la surface de la base d'une plaque lithosphérique, cette contrainte devient très importante et doit être prise en compte dans les forces motrices de la subduction. Nous pouvons donc, dans notre modélisation, négliger la contrainte qu'exerce l'asthénosphère sur la lithosphère dans la zone de subduction et remplacer son effet à plus grande échelle par l'action d'un piston produisant la convergence des plaques (Fig. 2.1). Nous pouvons donc modéliser l'asthénosphère par un liquide dont le rôle consiste simplement à conserver l'équilibre hydrostatique sous la lithosphère.

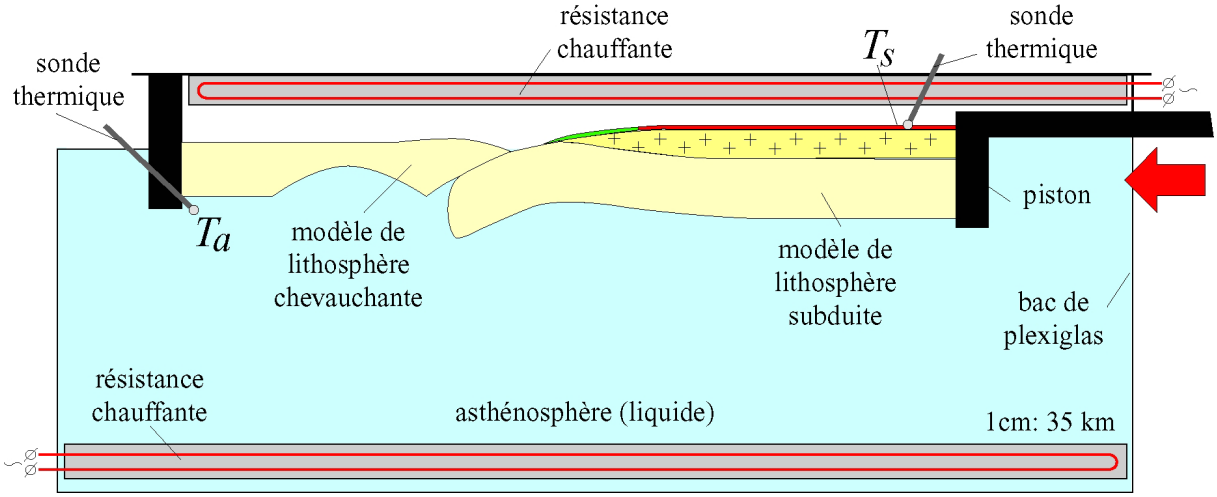


Figure 2.1 - Schéma du dispositif expérimental utilisé pour la modélisation expérimentale thermo mécanique 2-D de la subduction continentale.

Si il semble clair que l'asthénosphère est un fluide de faible viscosité, le comportement mécanique de la lithosphère reste encore assez incertain. Quel modèle rhéologique peut-on utiliser pour décrire le comportement mécanique de la lithosphère ? Nous devons ici faire la distinction entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique qui possèdent des structures et des propriétés physiques différentes. La figure 2.2a montre une enveloppe rhéologique de la lithosphère océanique déduite des mesures des résistances des minéraux principaux de la croûte océanique et du manteau lithosphérique. Les mesures en laboratoires étant extrapolées aux conditions de pression, température et taux de déformation caractéristique de la lithosphère, cette enveloppe ne peut pas être considérée comme une illustration fidèle de la stratification rhéologique de la lithosphère. De plus, les comportements mécani-

ques en profondeur sont encore mal connus et très incertains. Cependant, il semble clair que le comportement de la lithosphère en surface (dans les 10 premiers kilomètres) est cassant et principalement contrôlé par les mécanismes de glissement frictionnel. Avec la profondeur, la pression augmente et la résistance également. Le rôle du glissement frictionnel doit alors devenir beaucoup moins important et le comportement doit devenir plastique (les déformations seraient alors semi cassantes puis de plus en plus ductiles avec la profondeur). Enfin, plus en profondeur encore, la température augmente et se rapproche des températures de fusion des matériaux. Le comportement mécanique de ces matériaux doit alors devenir de type visqueux. On peut donc représenter la lithosphère océanique comme un modèle à trois couches dont la plus haute serait cassante, celle du milieu (la plus épaisse et la plus résistante) serait plastique et la dernière, à la base serait visqueuse. Cependant, si l'on s'intéresse, comme nous, aux grandes déformations de la lithosphère, on peut considérer celle-ci comme une seule couche dont le comportement mécanique est plastique avec adoucissement.

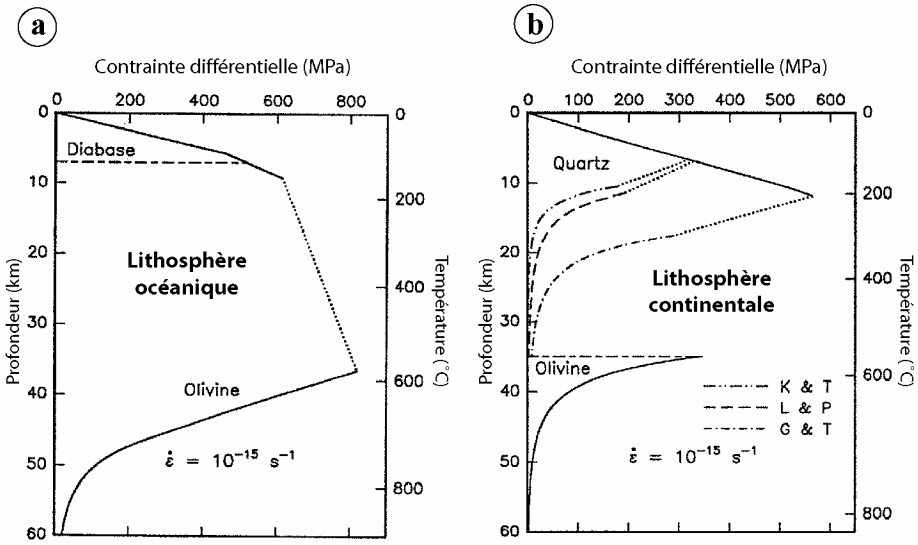


*Figure 2.2 – Enveloppes de contrainte de la lithosphère océanique (**a**) et continentale (**b**) (Kohlstedt, et al., 1995). L'enveloppe des contraintes de la lithosphère océanique est calculée pour une lithosphère mature, de 60 Ma. La résistance du manteau lithosphérique est déduit de la résistance du minéral le plus abondant : l'olivine. Pour la lithosphère continentale, le géotherme utilisé donne un flux de chaleur en surface de 60 mWm^{-1}. La résistance de la croûte continentale est déduite de celles du quartz hydraté, mais plusieurs courbes expérimentales ont été obtenues. K&T : (Kronenberg et Tullis, 1984) ; L&P : (Luan et Peterson, 1992) ; G&T : (Gleason et Tullis, 1993). La résistance du manteau lithosphérique continentale est déduite de celle de l'olivine hydratée.*

La lithosphère continentale ne peut pas être modélisée par une seule couche. En effet, les compostions très différentes de la croûte continentale (granitique au sens large) et du manteau lithosphérique (ultra basique) font que ces deux couches ont des densités différentes et entraînent une stratification rhéologique particulière. Les premiers kilomètres de la lithosphère continentale sont cassants, mais, en dessous, du fait de sa composition granitique, la croûte continentale devient rapidement ductile (Kohlstedt, *et al.*, 1995). Son comportement mécanique doit devenir plastique ou viscoplastique puis visqueux (et très peu résistant) à la base de la croûte. La résistance de la croûte continentale augmente donc avec la profondeur dans sa partie cassante superficielle puis doit diminuer avec la profondeur dans sa partie ductile jusqu'à devenir très faible (asthénosphère crustale) à la base (Fig. 2.2 b). Sous le Moho, le

manteau lithosphérique se déforme également de façon ductile, mais sa résistance est plus importante que celle de la croûte. On doit avoir là encore un comportement, plastique ou viscoplastique devenant progressivement plus visqueux avec la profondeur. Pour l'étude des grandes déformations de la lithosphère continentale on peut négliger la partie supérieure cassante et considérer la lithosphère comme un modèle à deux couches : (1) la croûte continentale qui possède une rhéologie plastique adoucissante et dont la résistance (seuil de plasticité) diminue avec la profondeur et (2) le manteau lithosphérique, plus résistant mais également plastique et dont la résistance diminue également avec la profondeur.

Une dernière caractéristique majeure de la lithosphère continentale concerne les densités de ses couches. La croûte continentale est granitique et a donc une densité relativement faible de près de 2800 kg/m^3 tandis que le manteau lithosphérique est plus dense : 3300 à 3400 kg/m^3 (Poudjom Djomani, et al., 2001). Enfin, pour être plus fidèle, on peut ajouter une troisième couche au modèle de lithosphère continentale représentant la mince (de l'ordre d'un kilomètre) partie supérieure de très faible résistance : la couverture sédimentaire.

La figure 2.1 montre le schéma du dispositif expérimental adopté dans cette étude. Les modèles de plaques lithosphériques reposent sur l'asthénosphère liquide. La plaque chevauchante est océanique et ne comporte qu'une seule couche mantellique dont le comportement mécanique est plastique. Cette couche peut avoir une épaisseur constante ou posséder des zones de faiblesse majeure caractérisée par une faible épaisseur lithosphérique. En effet, les images tomographiques des zones de subduction océanique révèlent une zone de faible vitesse des ondes P sous l'arc volcanique (Fig. 2.3) et, lorsqu'il y en a un, sous le bassin d'arrière arc (Zhao*, et al.*, 1997 ; Stern, 2002).

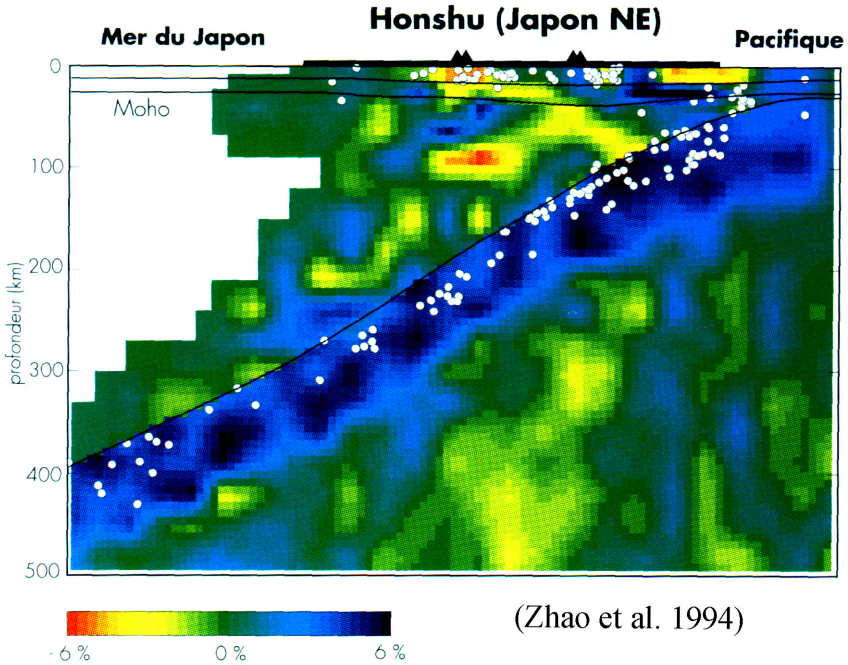


Figure 2.3 – Image tomographique de la subduction du Japon (Zhao et al., 1994) montrant une zone de faible vitesse des ondes P sous l'arc volcanique.

Ces zones sont interprétées comme résultantes de l'érosion de la lithosphère chevauchante océanique par l'asthénosphère (Fig. 2.4) et de l'hydratation du manteau par les fluides libérés par la plaque subduite océanique (Juteau et Maury, 1999 ; Stern, 2002). On a donc localement

(sous l'arc) une faible épaisseur lithosphérique et donc une zone de faiblesse majeure. Lorsque la lithosphère océanique chevauchante a subi un épisode d'ouverture arrière arc récent, le centre d'accrétion de ce bassin constitue une deuxième zone de faiblesse majeure. En effet, la lithosphère nouvellement créée au niveau de l'axe d'accrétion du bassin d'arrière arc est très peu épaisse (Le Pichon, *et al.*, 1976) et donc également très peu résistante. Nous testerons dans cette étude les effets de ces différentes structures de la plaque chevauchante (lorsque la plaque chevauchante possède une ou deux zones de faible résistance ou n'en possède aucune) lors d'une collision arc-continent.

La plaque subduite comporte deux parties : une partie océanique modélisée par une seule couche mantellique et une partie continentale constituée de trois couches : la couverture sédimentaire de très faible résistance, la croûte continentale, de plus forte résistance et de faible densité et le manteau lithosphérique, encore plus résistant et plus dense. Ces trois couches possèdent des propriétés plastiques et la résistance à la déformation plastique (seuil de plasticité) décroît au sein de chacune grâce à un gradient thermique imposé. Des résistances électriques, (Fig. 2.1), permettent d'imposer la température T_a de l'asthénosphère et une température T_s plus faible à la surface des modèles.

La subduction est réalisée grâce à un piston imposant la convergence des plaques à vitesse constante et par la force de traction exercé par le manteau lithosphérique subduit, qui peut être, dans certains cas, légèrement plus dense que l'asthénosphère.

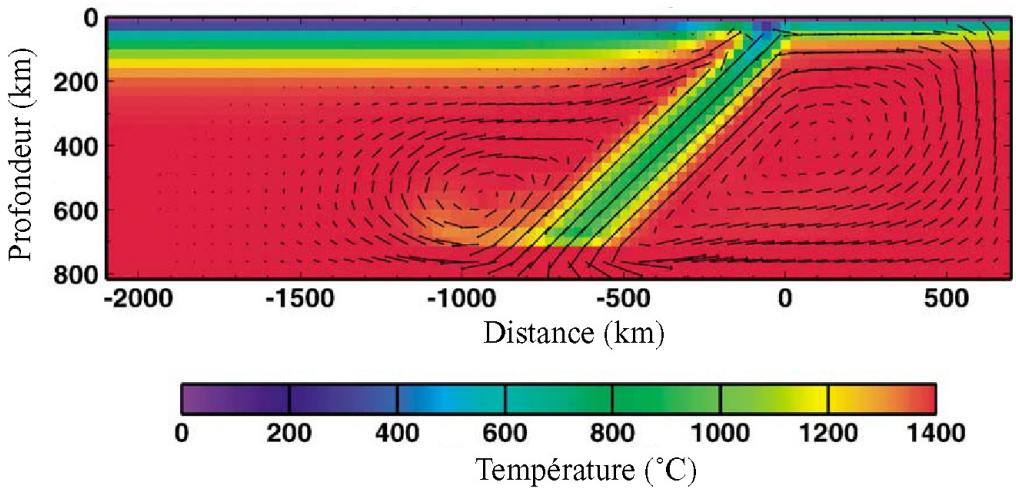


Figure 2.4 - Modèle numérique de la convection mantellique autour de la subduction. La cellule de convection créée au dessus du panneau subduit entraîne l'érosion thermo mécanique de la lithosphère chevauchante sous l'arc volcanique et la formation d'une zone de faiblesse majeure (Eberle, et al., 2002).

2.3. Critères de similarité physique pour la modélisation réalisée dans cette étude

Les critères retenus pour réaliser une modélisation à l'échelle des processus de subduction continentale et d'exhumation dans le cadre général décrit plus haut sont les suivants :

- ✓ Pour que la mise à l'échelle du comportement plastique des différentes couches du modèle de lithosphère continentale soit correcte, ce modèle doit respecter les critères :

$$\sigma_l/(\rho_l g H_l) = \text{const}\ ,\ \sigma_c/(\rho_c g H_c) = \text{const}\ \text{ et }\ \sigma_s/(\rho_s g H_s) = \text{const} \tag{17}$$

σ_s, σ_c et σ_l désignant les seuils de plasticité de la couverture sédimentaire, la croûte continentale et le manteau lithosphérique continental, ρ_s, ρ_c et ρ_l désignant les masses volumiques de la couverture sédimentaire, la croûte continentale et le manteau lithosphérique continental et H_s, H_c et H_l désignant les épaisseurs de la couverture sédimentaire, la croûte continentale et le manteau lithosphérique continental respectivement. g est l'accélération de pesanteur.

- ✓ Pour respecter la géométrie de la lithosphère continentale, le modèle doit également respecter les critères :

$$H_c/H_l = \text{const}\ \text{ et }\ H_s/H_l = \text{const} \tag{18}$$

- ✓ Pour que les forces de volumes soient correctement mises à l'échelle, il faut respecter les critères :

$$\frac{\rho_s}{\rho_c} = \text{const}\ ,\ \frac{\rho_c}{\rho_l} = \text{const}\ \text{ et }\ \frac{\rho_l}{\rho_a} = \text{const} \tag{19}$$

- ✓ La cinématique du processus de subduction doit être respectée en satisfaisant le critère :

$$Vt / H = \text{const} \tag{20}$$

V est la vitesse de subduction : la vitesse imposée grâce au piston dans le modèle, t est le temps et H est l'épaisseur de la lithosphère continentale.

- ✓ Enfin, le réchauffement de la plaque plongeante lors de la subduction doit respecter le critère:

$$\frac{VH}{\kappa} = \text{const} \tag{21}$$

κ étant le coefficient de diffusivité thermique de la lithosphère.

2.4. Les matériaux analogues.

2.4.1. Matériau modélisant l'asthénosphère

Dans nos expériences, l'asthénosphère est modélisée par de l'eau. Sa viscosité est donc négligeable et son rôle consiste uniquement à maintenir l'équilibre hydrostatique sous la lithosphère. En choisissant de l'eau, nous choisissons également la valeur de la densité de l'asthénosphère dans les modèles : 1000 kg/m^3.

2.4.2. Les matériaux analogues « lithosphériques » et leur propriétés thermo mécaniques

Les matériaux analogiques utilisés dans cette étude pour modéliser les différentes couches de la lithosphère ont été spécialement développés en collaboration avec des chimistes. Ces matériaux sont des systèmes composites d'hydrocarbures solides (paraffines et cérésine), d'huile minérale, de fines poudres et de tensioactifs. Les différentes formules ont été conçues pour modéliser les couches lithosphériques et satisfaire les critères de similarité correspondants. De manière générale, ils possèdent des propriétés élasto-visco-plastique avec adoucissement qui dépendent cependant très peu de la vitesse de déformation. Ces propriétés peuvent être présentées de manière simplifiée (Fig. 2.5) par le modèle de Bingham-Norton (Lemaitre et Chaboche, 1988). Pour des contraintes inférieures au seuil de plasticité, le comportement est élastique. Pour des contraintes supérieures au seuil de plasticité, les matériaux se comportent de façon élasto-visco-plastique mais nous montrerons que, pour les températures et les vitesses de déformation utilisées dans nos expériences, la viscosité est négligeable.

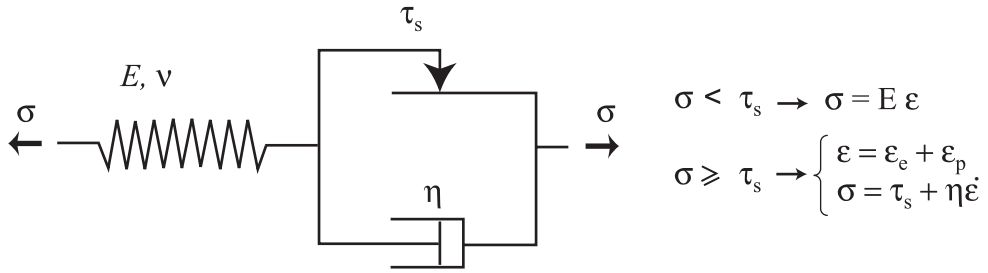


Figure 2.5 - Modèle de Bingham-Norton dont les réponses à des sollicitations sont similaires à celles de nos matériaux analogues. σ est la contrainte imposée, E est le module d'Young, ν le coefficient de Poisson, τ_s le seuil de plasticité en cisaillement, η est la viscosité, ε est la déformation totale du système, ε_e est la déformation élastique, ε_p la déformation viscoplastique et $\dot{\varepsilon}$ le taux de déformation.

Les propriétés mécaniques des matériaux dépendent très fortement de la température. Nous avons caractérisé ces propriétés mécaniques en mesurant le seuil de plasticité et la viscosité pour chaque matériau et pour chaque température entre 36 et 44°C. Cela représente des centaines de mesures réalisées avec un nouveau dispositif original détaillé en annexes.

2.4.3. Matériau modélisant la couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire de la lithosphère continentale est une couche de faible densité mais surtout de faible résistance mécanique. Nous utilisons pour modéliser cette couche la formule N9. Ce matériau possède une masse volumique de 860 kg/m^3 et est caractérisé par un très faible seuil de plasticité qui décroît de 8 à 1 Pa entre 36 et 43 °C (Fig. 2.6).

Les seuils de plasticité des matériaux ont été mesurés lors de tests en cisaillement. La contrainte mesurée est alors la contrainte cisaillante τ et le seuil de plasticité obtenu est le seuil cisaillant τ_s. Les courbes expérimentales $\tau(\varepsilon)$ du matériau N9 (Fig. 2.7) montrent que la déformation plastique se fait avec un adoucissement significatif pour les températures les plus basses (autour de 38°C) qui devient quasiment nul pour les hautes températures de notre gamme. Cette formule possède également une très faible viscosité (Fig. 2.8 a) et pour les températures et taux de déformation qui nous intéressent, l'effet de la viscosité est négligeable devant les valeurs du seuil de plasticité (Fig. 2.8 b). Cela signifie que les valeurs du seuil de plasticité de la figure 2.6 dépendent très peu du taux de déformation.

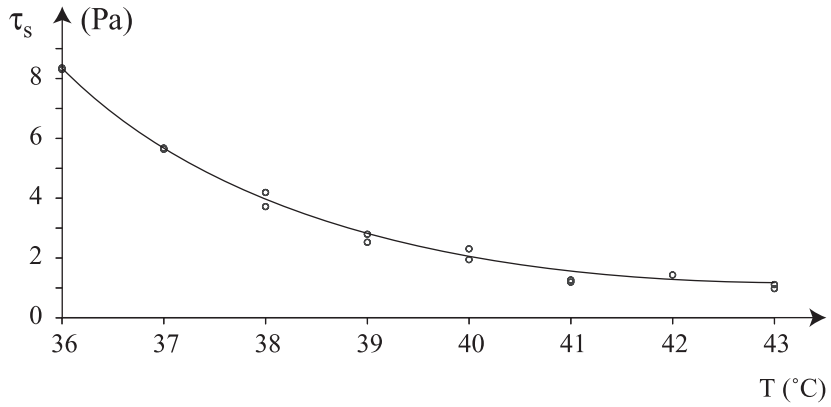


Figure 2.6 - Courbe expérimentale $\tau_s(T)$ pour le matériau N9. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\ s^{-1}$.

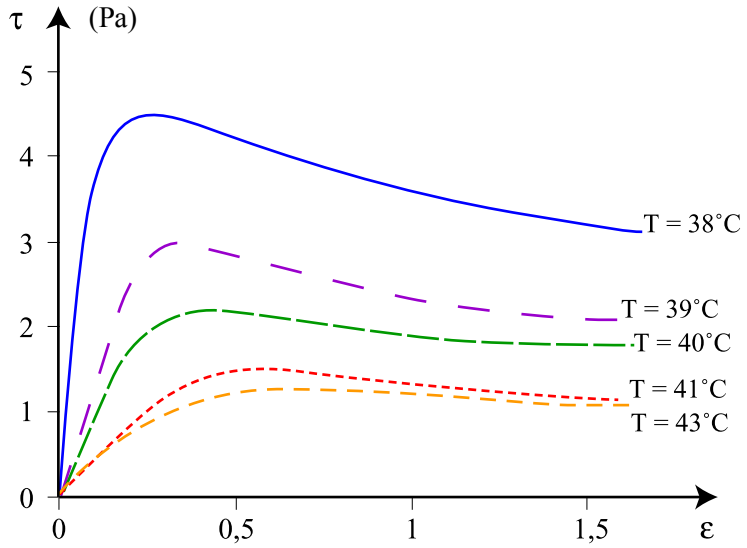


Figure 2.7 - Courbes expérimentale $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau N9 à 38, 39, 40 ,41 et 43°C. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\ s^{-1}$.

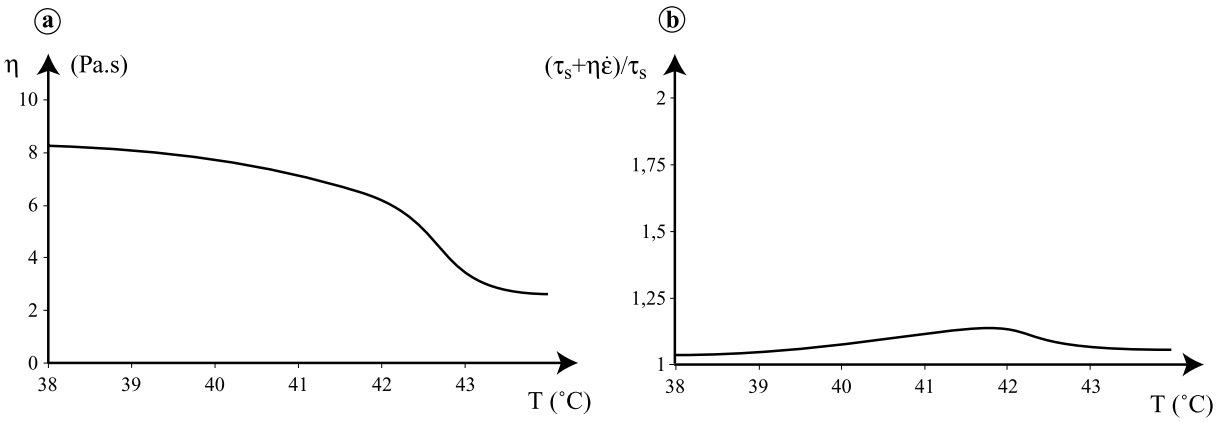


Figure 2.8 - Courbes expérimentales $\eta(T)$, (a) et $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s = f(T)$, (b) pour le matériau N9 servant à modéliser la couverture sédimentaire. Plus $(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon})/\tau_s$ est proche de la valeur 1, moins le matériau est sensible au taux de déformation, c'est à dire, moins il est visqueux.

2.4.4. Matériau modélisant la croûte continentale

Pour modéliser la croûte continentale, nous utilisons principalement deux matériaux, N2 et 80%N2, 20%F1. La masse volumique de ces matériaux est de 860 kg/m^3 et leurs résistances mécaniques sont supérieures à celles du matériau N9. Leurs seuils de plasticité sont en effet plus importants mais décroissent également lorsque la température augmente, comme indiqué sur la figure 2.9.

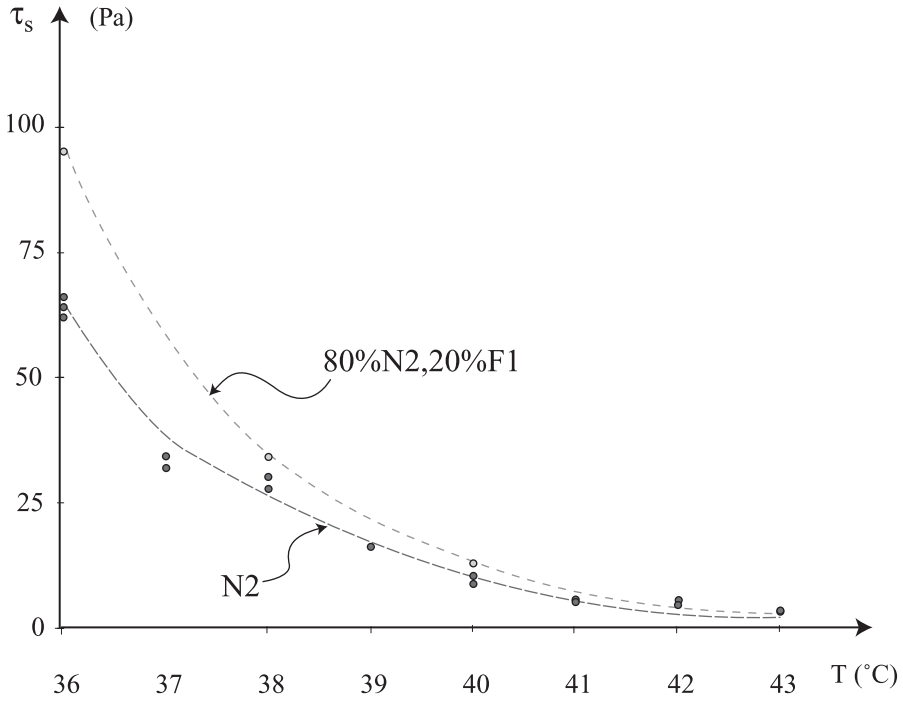
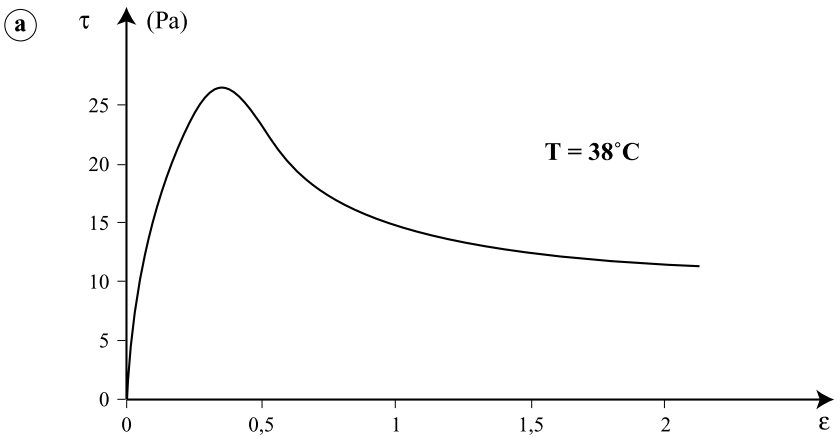


Figure 2.9 - Courbe expérimentale τ_s (T) pour les matériaux N2 et 80%N2, 20%F1. $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\ s^{-1}$.

Les courbes expérimentales $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau N2 sont montrées dans la figure 2.10 pour les températures de 38, 40 et 42°C. La viscosité du matériau N2 diminue également avec la température (Fig. 2.11 a) et comme pour le matériau N9, l'effet de la viscosité reste négligeable pour les taux de déformation et températures qui nous intéressent (Fig. 2.11 b).



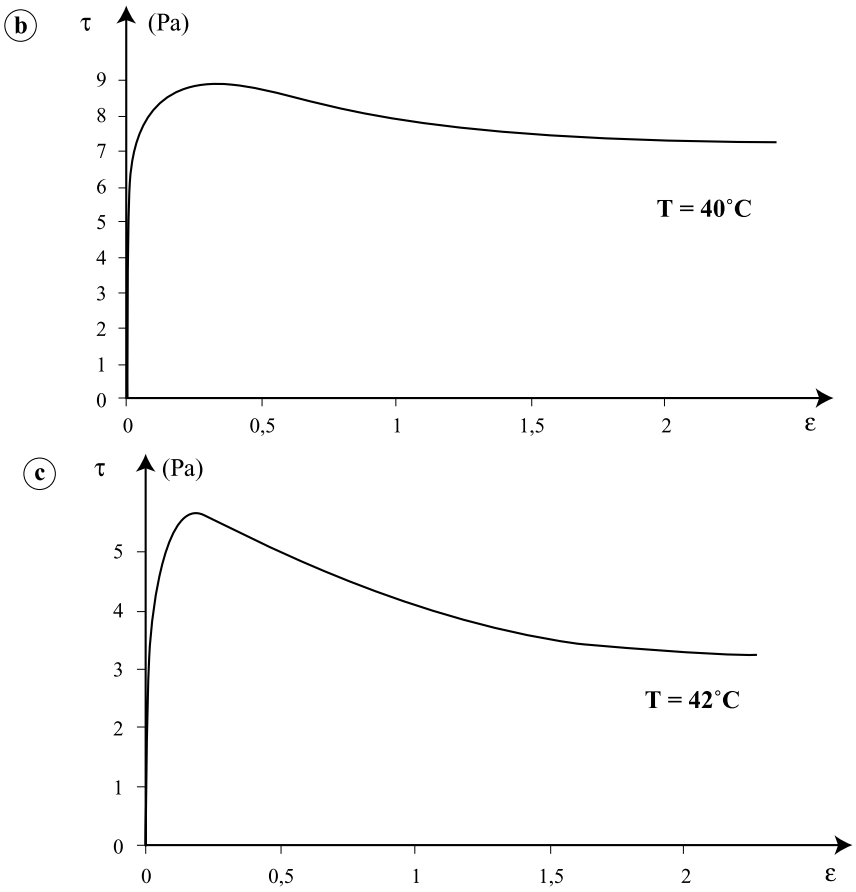


Figure 2.10 - Courbes expérimentales τ(ε) pour le matériau N2 à T=38°C (a), T=40°C (b) et T=42°C (c). $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\,s^{-1}$.

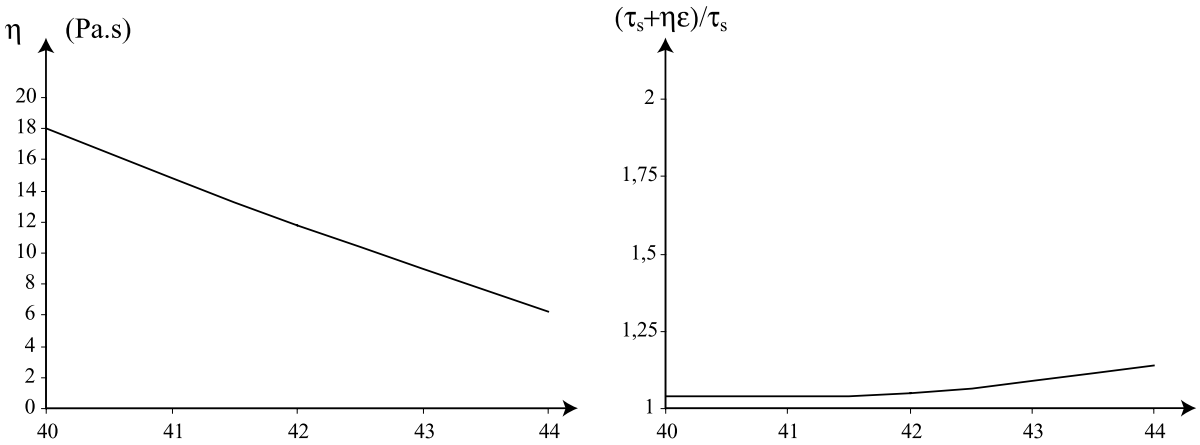


Figure 2.11 – Courbes expérimentales η (T), (a) et $\left(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon}\right)/\tau_s = f(T)$*, (b) pour le matériau N2 servant à modéliser la croûte continentale.*

2.4.5. Matériaux modélisant le manteau lithosphérique

Les matériaux servant à modéliser le manteau lithosphérique continental possèdent des densités et des résistances supérieures à celle de la croûte. Dans la nature, la densité du manteau lithosphérique continental reste incertaine mais doit être proche de celle de l'asthénosphère (Poudjom Djomani, *et al.*, 2001). Pour nos expériences, nous disposons de plusieurs matériaux ayant des caractéristiques mécaniques (seuil de plasticité et viscosité) identiques mais des densités différentes. Ainsi nous pouvons modéliser un manteau lithosphérique continental dont la densité est égale à celle de l'asthénosphère (ρ_l = 1000 kg/m^3) avec la formule F3 ou bien légèrement supérieure (ρ_l = 1030 kg/m^3) avec la formule F7, tout en conservant des caractéristiques mécaniques identiques. Nous pouvons également réaliser des mélange de ces deux formules afin d'obtenir des densités intermédiaires.

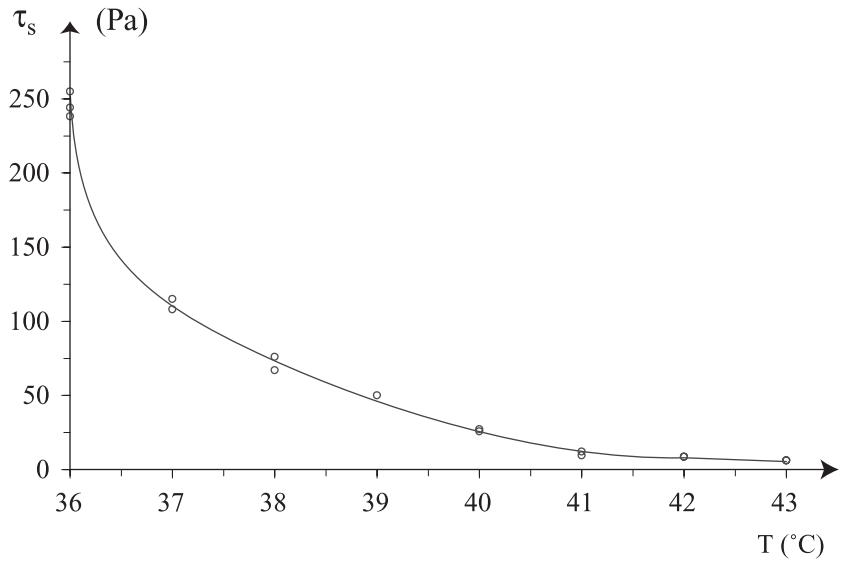
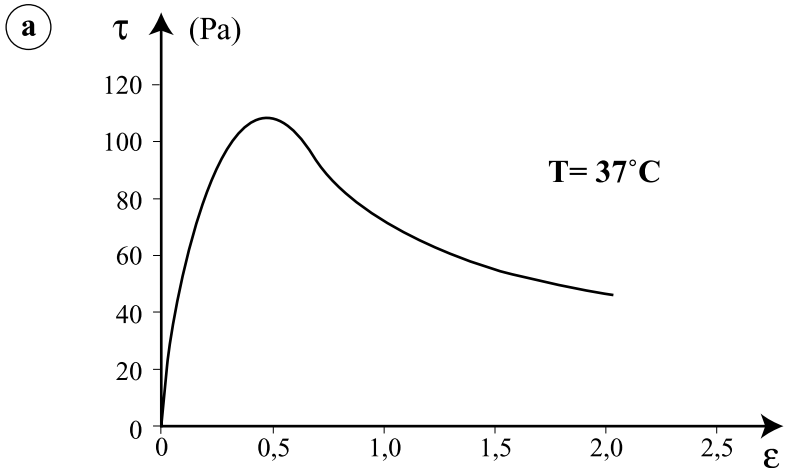


Figure 2.12 - Courbe expérimentale τ_s (T) pour les matériaux de type F modélisant le manteau lithosphérique.

Les seuils de plasticité de ces matériaux sont très sensibles à la température (Fig. 2.12) et la déformation plastique se fait avec un adoucissement important, même pour les hautes températures (Fig. 2.13). Enfin, la viscosité de ce type de matériaux (type F) reste négligeable dans notre gamme de température et taux de déformation (Fig. 2.14).



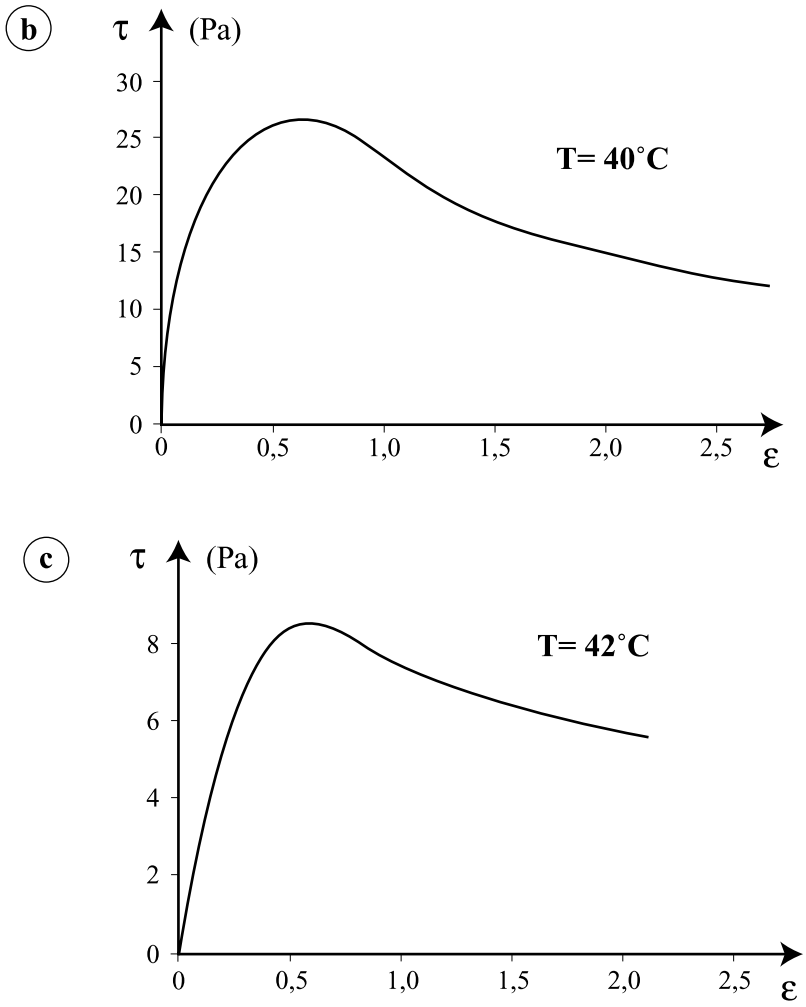
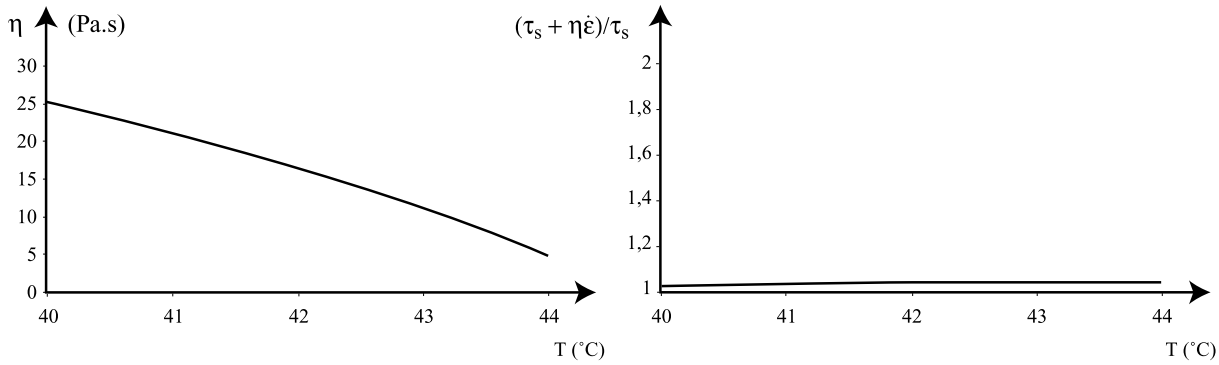


Figure 2.13 - Courbes expérimentales $\tau(\varepsilon)$ pour le matériau de type F1 à différentes températures et $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\,s^{-1}$. (a) T = 37°C ; (b) T = 40°C ; (c) T = 42°C



Figures 2.14 – Courbes expérimentales η(T), (a) et, $\left(\tau_s + \eta\cdot\dot{\varepsilon}\right)/\tau_s = f(T)$ (b) pour le matériau F3 servant à modéliser le manteau lithosphérique.

2.5 Technique de la modélisation

2.5.1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental comporte un réservoir de plexiglas de dimensions : 50 × 30 × 11 cm. Ce réservoir est rempli d'eau modélisant l'asthénosphère, sur laquelle sont disposés les modèles de lithosphère subduite et chevauchante faites avec les matériaux analogues précédemment décrits (Fig. 2.1). Les modèles de plaques lithosphériques sont réalisés dans un moule spécifique puis disposés à température ambiante sur l'eau (les modèles lithosphériques sont solides à température ambiante et on peut les manipuler aisément sans les endommager). Afin de ne pas avoir de friction sur les côtés des modèles de plaques, ceux-ci ne sont pas mis en contact avec les parois du réservoir : on garde un espace de 2 mm entre les côtés des modèles et les parois du réservoir. On chauffe alors l'ensemble du modèle (l'eau et les modèles de plaques lithosphériques) grâce à deux résistances électriques situées l'une juste au dessus des modèles de plaques lithosphériques et l'autre au fond du bac (Figs. 2.1 et 2.15). Des sondes thermiques mesurent la température T_s à la surface du modèle et T_a dans l'asthénosphère, juste sous la base de la lithosphère chevauchante. Un thermo régulateur auto adaptatif reçoit ces mesures et ajuste la puissance fournie aux résistances électriques afin de maintenir les températures T_s et T_a souhaitées. L'équilibrage thermique du dispositif dure environ 3 heures. Durant cette phase de chauffage, les plaques lithosphériques sont placées l'une contre l'autre, mais la subduction n'est pas encore engagée.

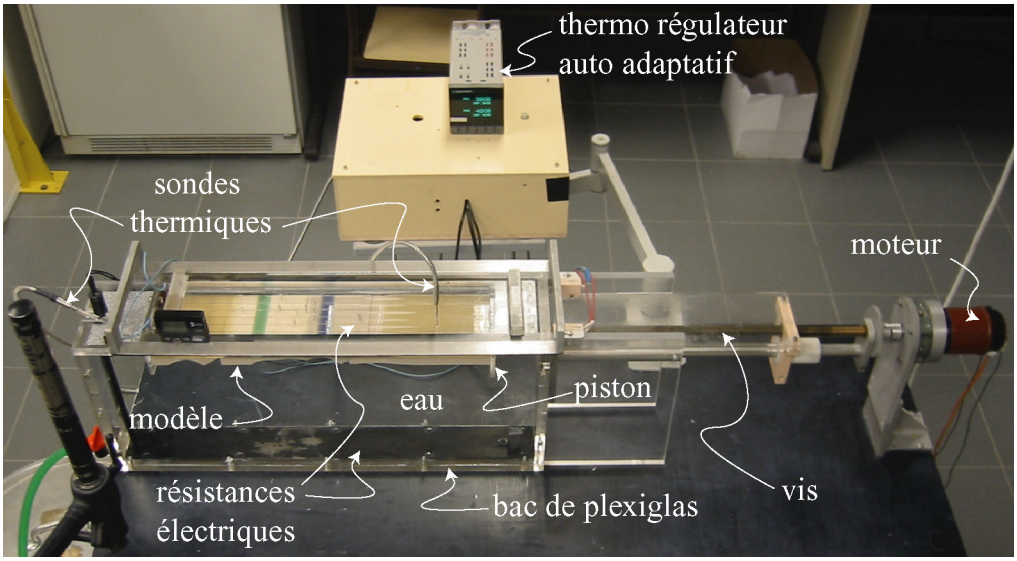


Figure 2.15 - Photo du dispositif expérimental. Durant les expériences les photos sont prises perpendiculairement à la face avant du bac.

Une fois que le gradient thermique voulu est établi, on démarre la convergence des plaques grâce à un système comprenant un moteur électrique et un réducteur entraînant un piston à vitesse constante (Figs. 2.1 et 2.15). La vitesse de la subduction est ajustée de façon à satisfaire le critère de Péclet (13). Dans les expériences présentées la vitesse est de 3×10^{-5} m/s soit un déplacement du piston de 11 cm en une heure. Une expérience dure entre 1h30 et 2h. Durant la convergence, les déformations des plaques sont suivies en photographiant, de ma-

nière cadencée, l'ensemble de la face latérale du dispositif à travers la paroi transparente du réservoir. Sur chaque cliché on peut observer les déformations de chaque couche ainsi que la quantité de raccourcissement depuis de début de l'expérience.

Les déformations des modèles sont également analysées à la fin de l'expérience. On arrête alors la convergence (le moteur électrique) et le système de régulation de la température et on laisse le modèle refroidir. Une fois à température ambiante, on sort les modèles du réservoir et on les coupe longitudinalement, au milieu, afin d'étudier plus finement les déformations au centre du modèle.

2.5.2. Réalisation du modèle de lithosphère subduite

La plaque subduite possède une partie océanique modélisée par une seule couche mantellique de longueur variable et une partie continentale modélisée par trois couches : la couverture sédimentaire, la croûte continentale, le manteau lithosphérique. La transition entre les domaines océanique et continentale correspond à une marge continentale passive au sein de laquelle l'épaisseur de la croûte continentale diminue progressivement puis devient nulle vers l'océan (Fig. 2.16).

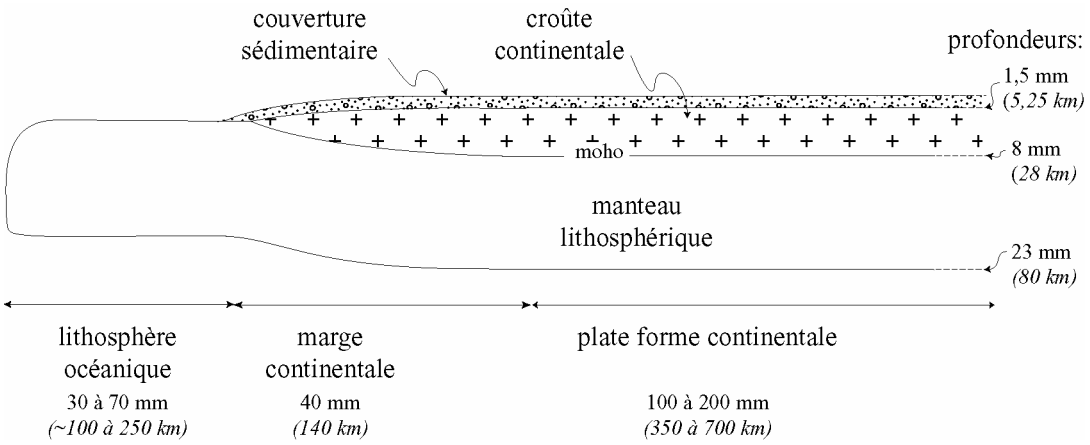


Figure 2.16 – Schéma du modèle de la lithosphère subduite.

Le modèle de lithosphère continentale détaillé sur la figure 2.16 peut être simplifié à deux couches dans certaines expériences : la croûte continentale fait alors 8 mm d'épaisseur (correspondant à 28 km dans la nature) et l'épaisseur du manteau lithosphérique est de 15 mm (52,5 km dans la nature).

Les plaques lithosphériques sont réalisées dans un moule de bakélite de dimensions 55 × 11 × 4 cm. Deux lames de plexiglas viennent dans le moule, sur les grands côtés. Leur retrait laisse un espace de chaque côté du modèle permettant d'insérer des couteaux de profilage. Les modèles de plaques lithosphériques réalisés ont une largeur de 10,5 cm et des longueurs variables grâce à des cales mobiles de plexiglas. Nous allons voir maintenant quelles sont les étapes de la réalisation du modèle de plaque lithosphérique continentale (Fig. 2.17).

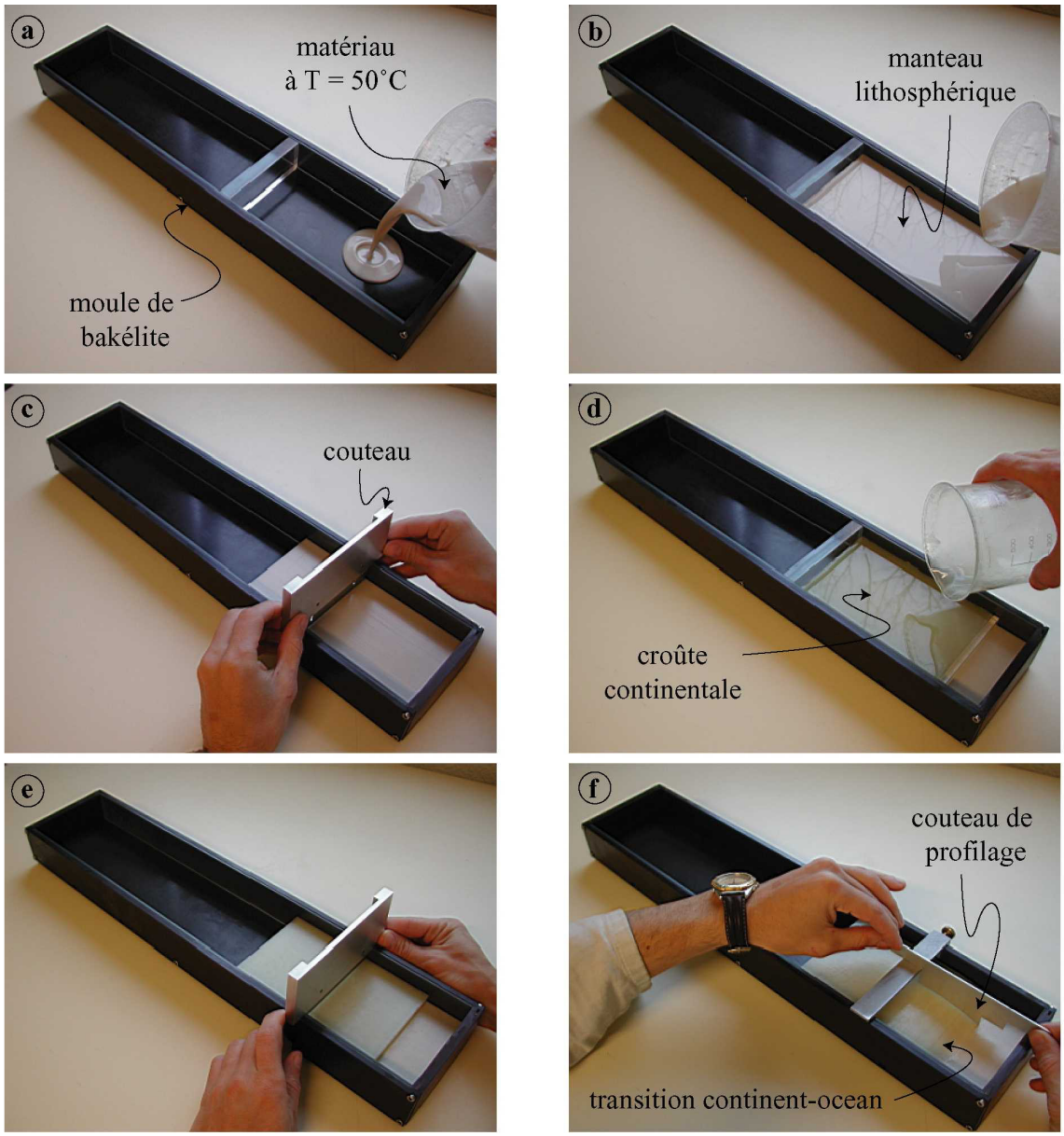


Figure 2.17 - Réalisation d'un modèle de lithosphère subduite. Voir le texte pour les explications.

On construit cette plaque en commençant par la couche inférieure : le manteau lithosphérique. La première étape consiste à faire fondre le matériau choisi (F3, F7 ou un mélange des deux) pour modéliser le manteau lithosphérique avant de le couler dans le moule. Afin d'obtenir la couche la plus homogène possible, on chauffe ce matériau à 60°C puis on le laisse refroidir jusqu'à 50° en le remuant pour l'homogénéiser. On le verse dans le moule de bakélite dès qu'il est à la température de 50°C (Fig. 2.17 a et b) puis on le laisse refroidir. Lorsqu'il est redevenu solide (après plus d'une heure) on coupe sa surface (Fig. 2.17 c) afin d'obtenir une couche bien plane, d'épaisseur constante souhaitée (15 mm), sur laquelle on peut déposer les autres couches du modèle : la croûte continentale puis la couverture sédimentaire (Fig. 2.17 d, e et f). Une cale de plexiglas disposée sur la couche mantellique permet de construire une croûte continentale moins longue que le manteau (Fig. 2.17 d) et de modéliser ainsi la transition océan (couche mantellique seule) – continent (modèle à 2 ou 3 couches).

L'épaisseur et la forme de cette transition sont réalisées avec un couteau de profilage spécifique glissé latéralement depuis le côté du modèle (Fig. 2.17 f). Les couches sont coulées les unes sur les autres à 50°C afin de souder les différentes couches entre elles et de minimiser ainsi les interfaces mécaniques.

2.5.3. Réalisation du modèle de lithosphère chevauchante

Dans les expériences réalisées pour étudier les processus de subduction continentale et d'exhumation de la croûte continentale, la lithosphère océanique n'est généralement constituée que d'une seule couche mantellique. Cependant, lorsque l'on désire étudier les déformations de la croûte océanique et/ou de l'arc volcanique on peut complexifier ce modèle. La lithosphère océanique chevauchante comporte alors deux couches : la croûte océanique et le manteau lithosphérique et porte également un arc volcanique.

L'une des caractéristiques principales de la lithosphère océanique chevauchante est de posséder une ou deux zones de faiblesse majeure. Dans ces zones, sous l'arc et/ou le bassin d'arrière arc, l'épaisseur de la lithosphère est très faible (Nakajima*, et al.*, 2001 ; Zhao*, et al.*, 1994). La figure 2.18 montre un schéma de la structure de la plaque chevauchante lorsqu'elle contient une ou deux zones de faible épaisseur sous l'arc volcanique et le bassin d'arrière arc.

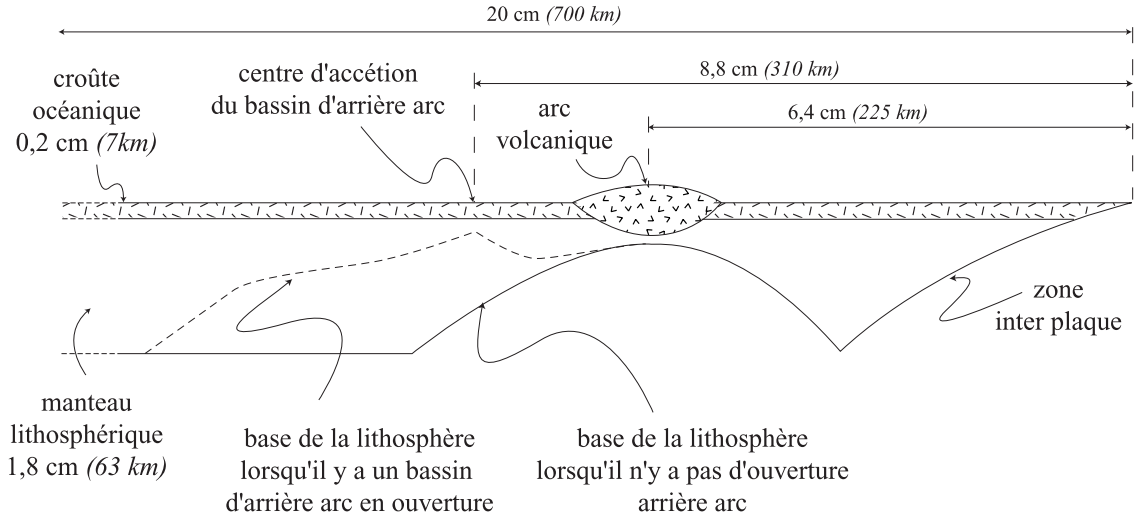


Figure 2.18 – Schéma de la structure du modèle de lithosphère océanique chevauchante. Le modèle peut comporter une seule zone de faiblesse sous l'arc volcanique ou deux si l'on modélise une plaque chevauchante ayant subie une ouverture d'arrière arc. En italique sont indiquées les épaisseurs et longueurs équivalentes dans la nature.

Afin de réaliser ces formes particulières de la base de la lithosphère, on construit le modèle à l'envers, en commençant par couler la couche superficielle : la croûte océanique. La figure 2.19 montre les différentes étapes de la réalisation d'un modèle de lithosphère océanique chevauchante complexe contenant la croûte océanique, un arc volcanique et le manteau lithosphérique amincie sous l'arc et sous le bassin d'arrière arc. On réalise cette plaque sur un socle de plexiglas contenant l'empreinte du relief de l'arc ou des arcs volcaniques (Fig. 2.19 a). On coule le matériau modélisant la croûte océanique autour de l'arc (Fig. 2.19 b). On ajuste l'épaisseur de cette couche puis on coule le matériau modélisant l'arc volcanique (Fig. 2.19 c). Dans certains cas, lorsque l'on désire obtenir le meilleur couplage possible entre l'arc

et la croûte océanique, on peut réaliser les deux en même temps en utilisant un seul et unique matériau. On réalise la forme de la base de l'arc volcanique grâce à un couteau de profilage glissé depuis le coté du modèle, puis on saupoudre la base de la croûte de sable fin. Ce sable, en très petite quantité, permet de renforcer le couplage entre la croûte océanique et le manteau lithosphérique. Une fois le manteau lithosphérique coulé, on ajuste son épaisseur puis on taille successivement le plan de subduction et les amincissements sous l'arc et le bassin d'arrière arc avec des couteaux de profilage (Fig. 2.19 d). En réglant précisément la hauteur de ces couteaux, on peut amincir plus ou moins le manteau lithosphérique et affaiblir ainsi plus ou moins la lithosphère chevauchante.

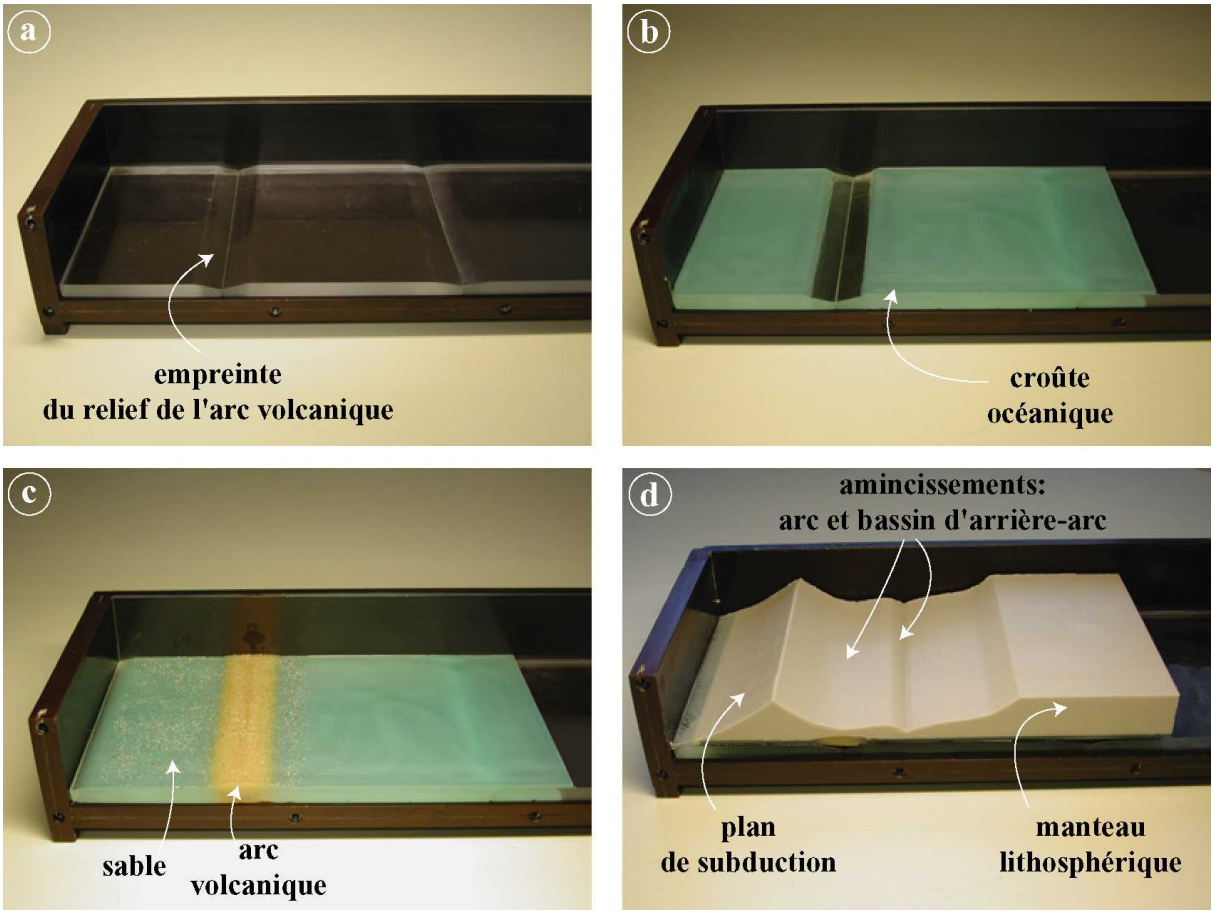


Figure 2.19 – Les étapes de la réalisation d'un modèle de lithosphère chevauchante océanique comportant : la croûte océanique (en vert), un arc volcanique (en orange) et le manteau lithosphérique (couleur crème). Voir le texte pour les explications.

2.6. Choix du gradient thermique

Le choix du gradient thermique dans le modèle lithosphérique (le choix des valeurs de T_s et T_a, Fig. 2.1) est guidé par la nécessité de satisfaire les critères de similarité (15) et d'obtenir une réduction significative de la résistance dans chaque couche du modèle initial (avant la subduction) ainsi que lors de la subduction. En effet, après l'équilibrage thermique, la température augmente avec la profondeur de façon quasi-linéaire au sein du modèle lithosphérique (Fig. 2.20), entraînant une diminution de la résistance des matériaux au sein de chaque couche. En connaissant les températures imposées en surface et en profondeur et en connaissant

la structure du modèle ainsi que les caractéristiques mécaniques des matériaux constituant les différentes couches, on peut calculer l'enveloppe rhéologique (de résistance) du modèle, c'est dire l'évolution de la résistance en fonction de la profondeur (Fig. 2.21). De manière évidente, la diminution de la résistance avec la profondeur est plus importante lorsque le contraste est important entre les températures imposées en surface et dans l'asthénosphère (Fig. 2.21).

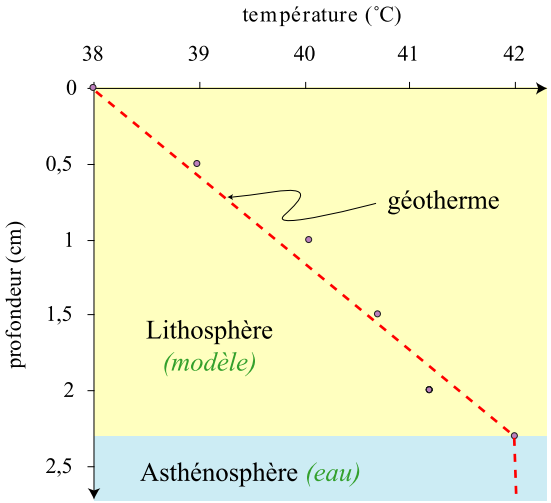


Figure 2.20 - Températures mesurées dans un modèle de lithosphère continentale après 3 heures d'équilibrage thermique avec les températures T_s et T_a imposées. La température imposée en surface est de 38°C et celle imposée de l'asthénosphère est de 42°C. Il existe un écart entre le « géotherme » observé (les points) et une droite (le trait pointillé) mais celui-ci reste faible (<0,3°C). On peut donc considérer que le gradient thermique au sein du modèle de lithosphère continentale est linéaire.

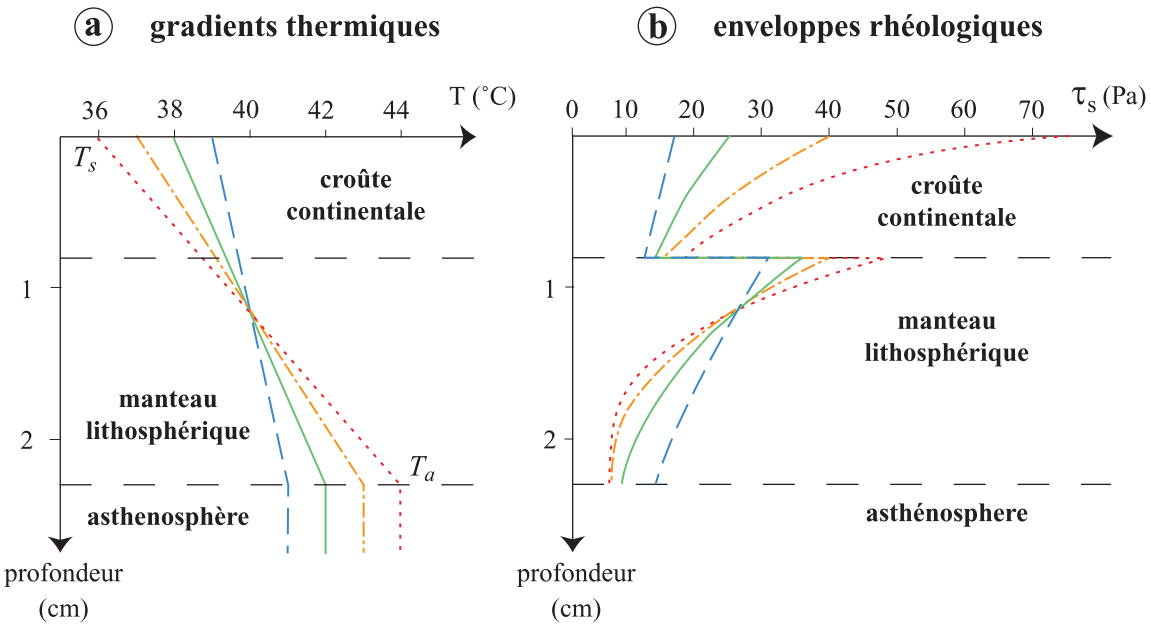


*Figure 2.21 - Différents gradients thermiques imposés dans un modèle de lithosphère continentale à deux couches (**a**) et les enveloppes rhéologiques obtenues (**b**). La croûte continentale est modélisée par 8 mm de matériau N2 (28 km dans la nature) et le manteau par 15 mm de matériau F3 (52,5 km dans la nature).*

Pour les expériences présentées dans cette étude nous avons choisi T_s = 38°C et T_a = 42 °C. L'enveloppe rhéologique, alors obtenue pour notre modèle de lithosphère à trois couches : couverture sédimentaire, croûte et manteau continentale, est montré dans la figure 2.22. Ces

températures imposées en surface et dans l'asthénosphère permettent d'obtenir une diminution significative de la résistance avec la profondeur au sein de la croûte continentale comme du manteau lithosphérique et de satisfaire les critères de similarité (15). Nous utilisons dans ces critères la résistance moyenne de chaque couche, c'est à dire la somme des valeurs minimale et maximale de chaque couche, divisée par deux. L'ensemble des valeurs des paramètres entrant dans les critères de similarité est donné dans le tableau 2.1 pour le modèle de lithosphère continentale à trois couches ainsi que les valeurs correspondantes de ces paramètres dans la nature.

Tableau 2.1 – Valeurs des paramètres entrant dans les critères de similarité physique pour le modèle de lithosphère continentale et les valeurs correspondantes dans la nature. On remarquera que dans ce tableau le manteau lithosphérique continental possède la même densité que l'asthénosphère.

Paramètres	*Symbole*	*Prototype*	*Modèle*
Résistance moyenne de la couverture sédimentaire	σ_s (Pa)	3.4×10^{7}	3
Résistance moyenne de la croûte continentale	σ_c (Pa)	2.65×10^{8}	23
Résistance moyenne du manteau lithosphérique continental	σ_l (Pa)	3.5×10^{8}	30
Densité de la couverture sédimentaire	ρ_s (kg/m^3)	2.8×10^{3}	0.86×10^{3}
Densité de la croûte continentale	ρ_c (kg/m^3)	2.8×10^{3}	0.86×10^{3}
Densité du manteau lithosphérique	ρ_l (kg/m^3)	3.3×10^{3}	103
Densité de l'asthénosphère	ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^{3}	103
Epaisseur de la couverture sédimentaire	H_s (m)	5.25×10^{3}	1.5×10^{-3}
Epaisseur de la croûte continentale	H_c (m)	2.3×10^{4}	6.5×10^{-3}
Epaisseur du manteau lithosphérique continental	H_l (m)	5.25×10^{4}	1.5×10^{-2}
Taux de convergence	V	3 cm/an	3×10^{-5} m/s
Diffusivité thermique de la lithosphère	κ (m^2/s)	10^{-6}	8×10^{-8}
Temps	t	1 m.a	4.6 min

Enfin, grâce à ce gradient thermique imposé, les matériaux de la lithosphère subduite vont être chauffés lorsqu'ils seront enfouis dans l'asthénosphère chaude et leurs résistances diminueront de manière très importante. Ainsi, la résistance de la croûte continentale supérieure est divisée par 5 en passant d'une température initiale de 38°C à une température de près de 42°C et la croûte devient donc beaucoup plus ductile.

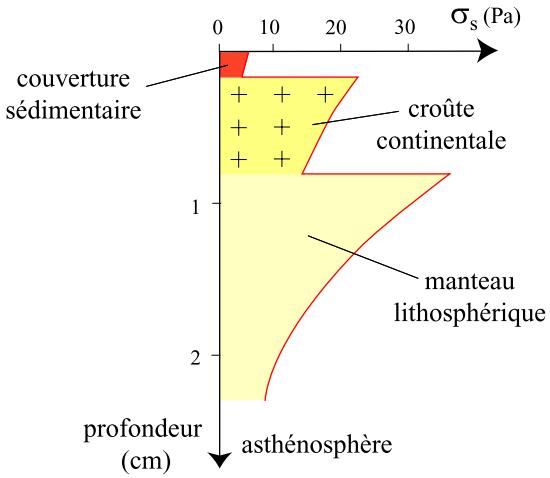


Figure 2.22 – Enveloppe rhéologique obtenue pour le modèle de lithosphère continentale à trois couches avant la subduction lorsque T_s = 38°C et T_a = 42 °C sont imposées.

Chapitre 3

Résultats de la modélisation thermomécanique 2D de la subduction continentale et de l'exhumation des roches de haute pression/basse température

Nous présentons dans ce chapitre les résultats de la modélisation thermomécanique 2D de la subduction continentale et l'exhumation de roches de haute et ultra haute pression/basse température. La modélisation expérimentale purement mécanique, réalisée par A. Chemenda et ses collaborateurs (1995, 1996), a montré l'existence de deux régimes de subduction continentale caractérisés par des mécanismes différents d'exhumation de la croûte. Le régime de subduction continentale est défini par la pression inter-plaque qui est inversement proportionnelle à la force de traction exercée par le panneau subduit. Cette force est elle-même notamment déterminée par le contraste de densité entre la lithosphère subduite et le manteau environnant mais aussi par la force d'interaction visqueuse entre ce panneau et le manteau entourant. On parle de subduction continentale en régime de faible compression lorsque la pression inter-plaque est faible (inférieure à la pression lithostatique) et inversement, on parle de subduction continentale en régime de forte compression lorsque la pression inter-plaque est forte (en moyenne supérieure à la pression lithostatique). Nous reprenons ici cette terminologie en détaillant les mécanismes d'exhumation obtenus en modélisation thermomécanique lorsque le régime de subduction continentale est en faible puis en forte compression.

3.1. Subduction continentale en régime de faible compression

37 expériences de subduction continentale en régime de faible compression ont été réalisées. Nous présentons ici deux expériences représentatives. La première est détaillée dans un article publié dans la revue « *The Journal of the Virtual Explorer* » et la seconde dans un article qui a été accepté et sera très bientôt publié dans « *Earth and Planetary Sciences Letters* ».

Le cadre général, le montage expérimental et la procédure de réalisation des expériences thermomécaniques 2D rappelés dans les articles ci-dessous sont détaillés dans le chapitre précédent.

3.1.1. Article 1: Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction: first experiments

Boutelier, D., Chemenda, A., & Jorand, C. 2002. Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction: first experiments. In: Schellart, W.P. and Passchier, C. 2002. Analogue modelling of large-scale tectonic processes. Journal of the Virtual Explorer, 6, 61-65

Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction: first experiments

David Boutelier, Alexandre Chemenda, and Cedric Jorand.

Abstract

Thermo-mechanical physical modelling of continental subduction is performed using new temperature sensitive analogue materials to model the lithospheric layers. The initially horizontal lithosphere model is underlain by the liquid asthenosphere and subjected to a constant vertical thermal gradient. The lithosphere contains three layers: the very weak sedimentary layer, the crust made of a stronger material in which strength reduces with depth due to the temperature increase, and the lithospheric mantle, made of a still stronger material with strength also droping with depth. During subduction, the temperature of all layers increases, causing reduction of their strength and limiting the depth of crustal subduction. The crust subducts to more than 100 km-depth and then undergoes large and complex deformation, including the upward ductile flow of the deeply subducted portions and a localised failure of the upper crust at depth of a few tens of kilometres. This deformation is accompanied by (is part of) the delamination of the crustal and mantle layers which can be stopped by the break off of the subducted continental mantle and the previously subducted oceanic lithosphere. The modelling reveals an interesting burial/exhumation evolution of the sedimentary cover. During initial stages of continental subduction the sediments of the continental margin are dragged to the overriding plate base and are partially accreted at the lower part of the interplate zone (at 60-70 km-depth). These sediments remain there until the beginning of delamination which results in the reduction of the coupling between the crust and the dense mantle, and in the growth of the interplate pressure between the subducted crust and the overriding plate. This pressure squeezes the underplated sediments out. A small amount of these sediments is rapidly extruded along the interplate zone to about 20 km-depth.

Keywords: continental subduction, thermo-mechanics of the lithosphere, physical modelling, exhumation, high-pressure rocks.

Introduction

Previously performed physical modelling of continental subduction suggested existence of two principal regimes of this process characterised by different mechanisms for exhumation of high-pressure rocks (Chemenda, *et al.*, 1996). The regime is defined by the interplate pressure which is inversely proportional to the pull-force. The latter depends on the difference between the average density of the subducting lithosphere and the surrounding mantle. In both regimes the continental crust reaches a critical depth proportional to its strength (~200 km) and fails, forming a major crustal thrust. In the case of high interplate pressure (highly compressional regime), the failure occurs in front of the subduction zone and the uplift (exhumation) of the subducted crust is only possible with erosion of the forming relief. If the interplate pressure is low (low compressional regime), the failure of the crust occurs under the base of the overriding plate and is followed by the buoyancy driven uplift of the subducted crust between the subducting and overriding plates. Although the results of this modelling seem to correspond quite well to the available geological data, it was purely mechanical (isothermal) and did not consider any change in the mechanical properties of the subducting material. In the real conditions, however, both pressure and temperature increase during subduction, causing the rheology of the subducting crust and the mantle to change. Experimental studies of the coesite aggregates show in particular, that the strength of the crustal rocks reduces from ca. 100 MPa at the mid-crustal level (Ranalli and Murphy, 1987) to about 10 MPa (Stockert and Renner, 1998; Renner, *et al.*, 2001) at 750± 150°C and P≥ 3 GPa (corresponding to ca. 100 km-depth). Such strong change in the mechanical properties should certainly affect the subduction and exhumation processes, which therefore must be addressed by thermo-mechanical modelling. In this paper we describe the set-up of such modelling and report the first results. They confirm that in a low compressional regime of continental subduction, a coherent slice of the subducted continental crust rises between the plates, although both its volume and exhumation-depth are smaller than in the isothermal experiments. The crust subducted to more than 70 km-depth follows different evolution, undergoing intense plastic deformation and upward flow. The sedimentary material buried to these depth experiences still greater deformation: it is squeezed by the thickening and moving up crust and extruded upwards, overtaking the rising crust.

Set-up of thermo-mechanical experiments

A scheme of the experiment is shown in Fig. 3.1. It is similar to the mentioned isothermal experiments. The principal difference is that the lithospheric layers are made of new temperature sensitive materials (hydrocarbon compositional systems) and that the whole model is subjected to a vertical thermal gradient. The subducting plate comprises oceanic and continental parts. The oceanic lithosphere is one layer, while the continental lithosphere is composed of three layers. The upper layer corresponds to a sedimentary cover; it is continuous and coloured in green at the continental margin and in red in the rest of the model to better visualise its deformation during the experiment. The whole crust is made of a single material in contrast with the isothermal experiments where two different materials were used to simulate the strong upper crust and the weak lower crust. The rheological stratification (reduction of strength with depth) of the crust is now achieved in a more continues and natural manner due to the temperature

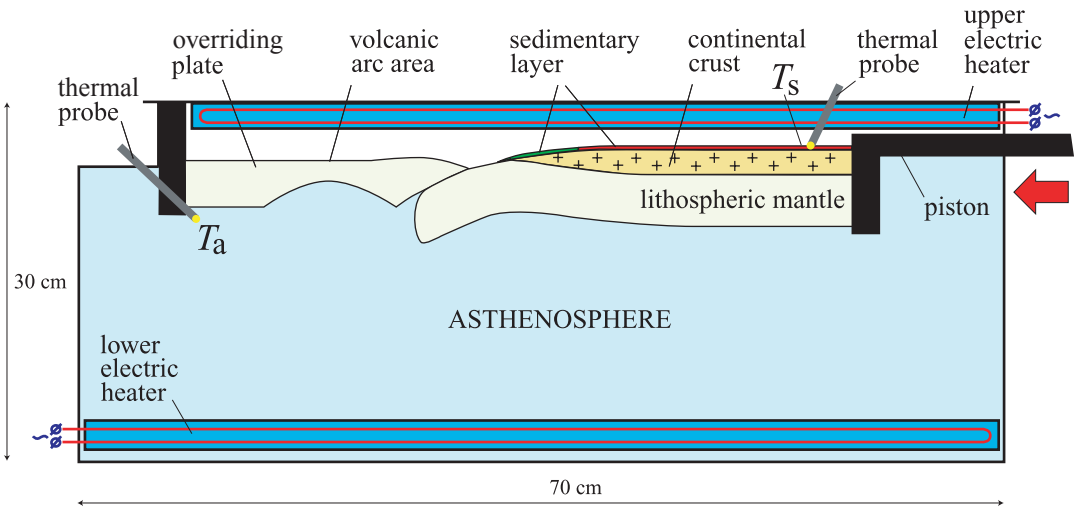


Figure 3.1 - Scheme of the experiments. The names of model layers correspond to what they model: e.g. the continental crust means the continental crust model. The lithospheric layers are made of the hydrocarbon compositional systems. The asthenosphere is model by pure water.

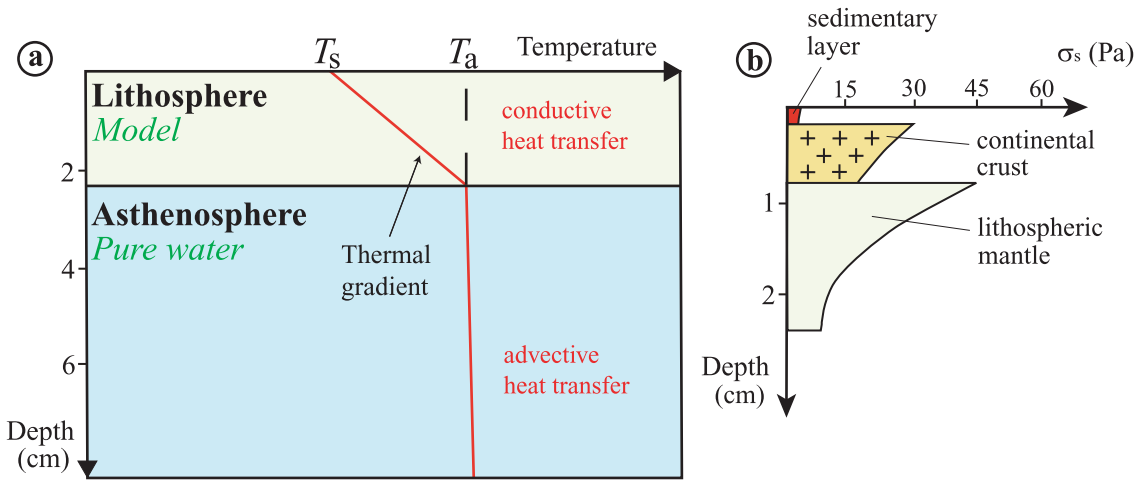


*Figure 3.2 - Thermal gradient maintained within the model (**a**) and strength envelope of the continental lithosphere model before subduction (**b**) at strain rate: $\dot{\varepsilon} = 2\times10^{-2}\,s^{-1}$.*

gradient. The overriding lithosphere is oceanic and is thinned in the arc area as suggested by petrologic (Schmidt and Poli, 1995), geothermal (Furukawa, 1993), and seismic (Zhao, *et al.*, 1994) data as well as by the results of thermal numerical simulations (Peacock, 1996; Kincaid and Sacks, 1997). (The thinning, however is not important for the present experiments where overriding plate does not fail during subduction). The lithospheric plates are underlain by the low-viscosity asthenosphere, which is pure water. Convergence is driven by a piston moving at a constant rate throughout the experiments, and the pull force generated by both subducted oceanic lithosphere and the continental lithospheric mantle. Upper and lower electric heaters (Fig. 3.1) are used to create a vertical thermal gradient in the model shown in Fig. 3.2a. The temperature is controlled and maintained by high preci-

sion thermal probes and auto-adaptive thermo-regulator: temperature T_s is imposed at the lithosphere surface and the asthenosphere is maintained at temperature T_a. The thermal gradient inside the model induces a vertical variation of mechanical properties in each layer: the strength of the crustal layer drops from 30 to 15 Pa between the top and the base (Fig. 3.2b). The lithospheric mantle strength reduces from 45 Pa at the "Moho" to 8 Pa at the base. T_s = 37°C and T_a = 42°C are maintained constant throughout the experiments.

Similarity criteria

The mechanical similarity criteria met in this modelling are the following (Chemenda et al., 2000):

$$\sigma_s/\rho_s g H_s = \text{const},\ \sigma_c/\rho_c g H_c = \text{const},$$
$$\sigma_l/\rho_l g H_l = \text{const},\ \rho_l/\rho_a = \text{const},$$
$$\rho_l/\rho_c = \text{const},\ H_l/H_c = \text{const}, \quad (1)$$
$$Vt/H_l = \text{const},\ VH/\kappa = \text{const};$$

where σ_s,σ_c and σ_l are the average yield limits under normal loading of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively; H_s, H_c and H_l, are the thicknesses of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively. ρ_s, ρ_c, ρ_l and ρ_a are the densities of the sedimentary cover, the crust, the mantle and the asthenosphere. V is the convergence rate, t is the time, κ is the thermal diffusivity of the lithosphere and H is the thickness of the whole continental lithosphere. Table 3.1 shows the parameters values assumed for the prototype and the model which satisfy the similarity conditions (1).

Experimental results

We report here the results of one representative experiment (Figs. 3.3, 3.4 and 3.5). The initial stages of this experiment (Figs. 3.3a to c) are the same as in the purely mechanical modelling. At stage c the subducting "sediments" reach the base of the overriding plate, being already very weak. They are partly underplated at the lower part of the interplate zone and partly accumulated at the entrance of this zone. The continental crust subducts deeper, following the subducting lithospheric mantle and reaches ~4 cm-depth (equivalent to ~130 km in nature).Then it fails and a crustal slice (unit 1 in Figs. 3.3d and 3.5b) starts to slide up, intruding the lower crust. This is the beginning of a delamination of the subducted crustal and mantle layers. Approximately at the same stage, the sedimentary cover starts to be scraped off and accreted in front of subduction zone (Figs. 3.3d and 3.5b). The crust in the interplate zone undergoes ductile along-interplate zone shortening and thickening in the direction perpendicular to this zone.

Table 3.1 - Parameter values adopted for the model and nature σ_s,σ_c and σ_l are the average yield limits under normal loading of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively; H_s, H_c and H_l, are the thicknesses of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively. ρ_s, ρ_c, ρ_l and ρ_a are the densities of the sedimentary cover, the crust, the mantle and the asthenosphere. V is the convergence rate, t is the time and κ is the thermal diffusivity of the lithosphere.

Parameters	*Prototype*	*Model*
σ_s (Pa)	3.4×10^7	3
σ_c (Pa)	2.65×10^8	23
σ_l (Pa)	3.5×10^8	30
ρ_s (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_c (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_l (kg/m^3)	3.4×10^3	1.03×10^3
ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^3	1×10^3
H_s (m)	5.25×10^3	1.5×10^{-3}
H_c (m)	2.3×10^4	6.5×10^{-3}
H_l (m)	5.25×10^4	1.5×10^{-2}
V	3 cm/year	3×10^{-5}
κ (m^2/s)	1×10^{-6}	8×10^{-8}
t	1 m.y	4.6 min

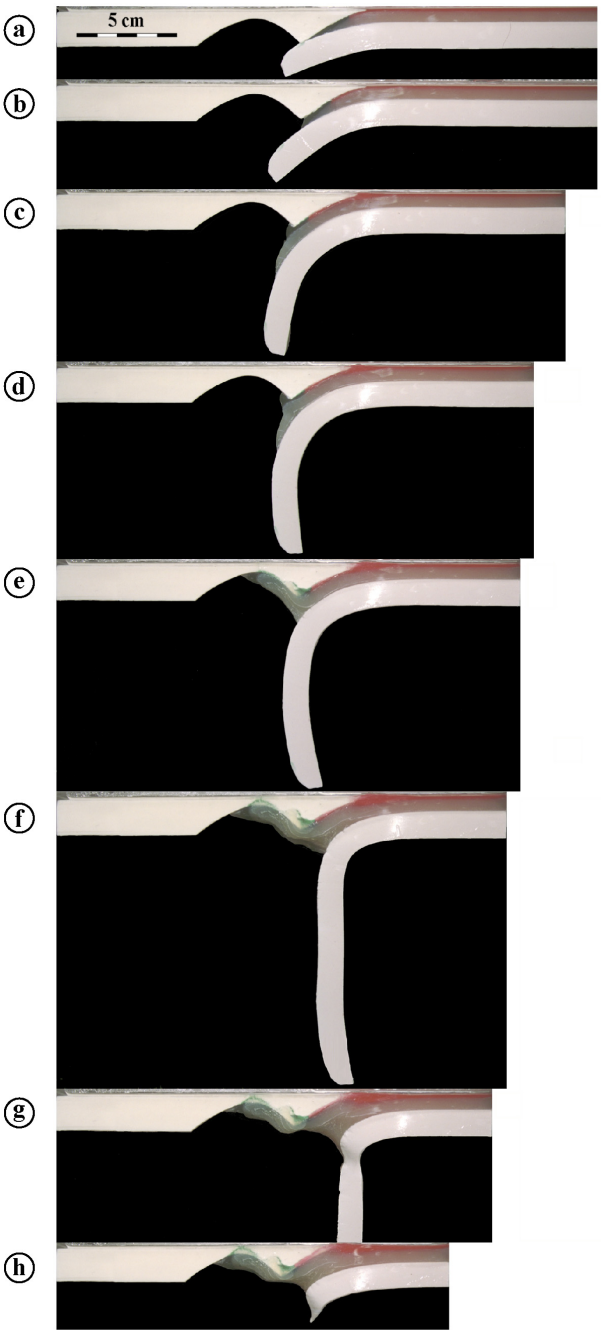


Figure 3.3 - Experimental result: a to h, photos of successive stages of the continental subduction. The model parameters are indicated in Table 1.

This is followed by the failure of the crust resulting in the formation of a second slice (unit 2 in Fig. 3.5d). This decoupled from the lithospheric mantle slice rises, pushing up and extruding the sedimentary material accumulated along the interplate zone. The deeply subducted sedimentary cover (green colour in Figs. 3.3f and 3.5d) of the continental margin therefore find itself over the crustal slice at the last stage of the experiment (Figs. 3.4 and 3.5e).

During this process, the subducted lower crust continues to flow up under the upper crust, increasing the crustal thickening. The subducted lithospheric mantle then breaks off (Fig. 3.3g and h) after which the experiment was stopped.

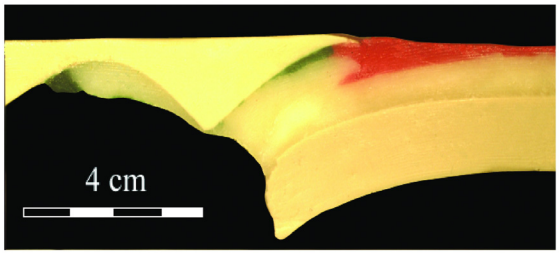


Figure 3.4 - Cross-section of the middle part of the model at the last stage (h in Fig.3.3) of the experiment.

Discussion and conclusion

One can easily recognise in the thermo-mechanical experiment in Fig. 3.5 evolution of the continental subduction and exhumation corresponding to the low-compression regime obtained in the isothermal experiments (Chemenda, *et al.*, 1996). As in the previous experiments, starting from some depth of continental subduction, the continental crust undergoes failure and buoyancy driven uplift along the interplate zone followed by the mantle layer break off. The thermo-mechanical model, however, provides new important insights into this process. Crustal failure and uplift have proved to be closely related to the delamination of the subducting crust and the mantle. The delamination is caused by the pull force generated by the subducted oceanic lithosphere and the continental mantle (both are denser than the asthenosphere, see Table 3.1) and occurs due to the large ductile deformation of the crust, especially of the lower crust as

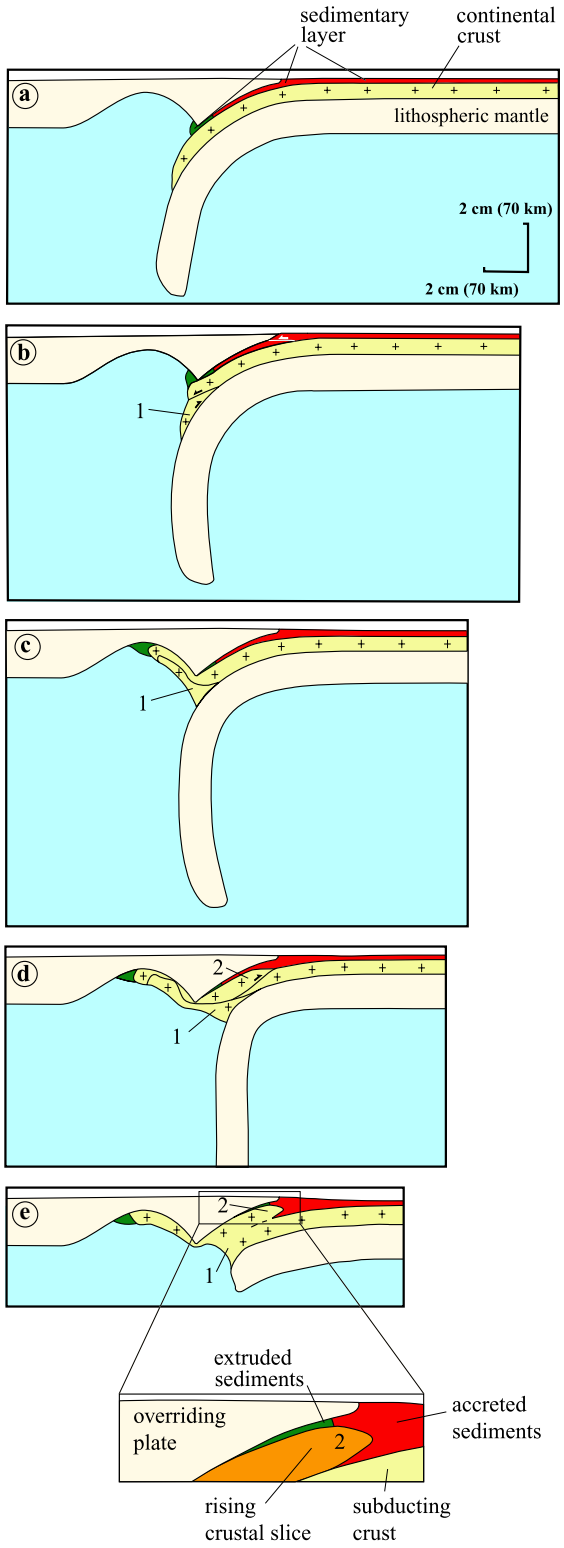


Figure 3.5 - Drawings of the experimental photos in Fig. 3.3.

well as of the upper crust subducted into the asthenosphere (to ~100 km-depth). These warmed and weakened units flow up under the upper crust segment located between the overriding and subducting plates, being driven by the buoyancy force. The upper crust griped between the overriding and subducting plates undergoes much smaller internal deformation in spite of the fact that, deeper than a few tens of kilometres, it is also very weak and can flow under small differential stress. The upper crust segment finally fails at about 40 km-depth, forming a coherent rising slice which reaches about 20 km-depth. Overthrusting and uplift of this slice as well as the upward flow of a deeper subducted crust correspond to the delamination of the crust and the mantle. In the presented experiment this process was stopped by the break off which removes the pull force, the driving force of the delamination, but in other experiments conducted under slightly different conditions we obtained a total separation of the crustal and mantle layers. After the break off both the delamination and delamination-related rise of the crust were stopped. The thermo-mechanical experiments reveal also very interesting burial/exhumation evolution of the sedimentary cover. The sediments of the continental margin are dragged to the overriding plate base, are partially accreted (underplated) at the lower part of the interplate zone (at 60-70 km-depth) and partially flow under the overriding plate base, being pushed by the crust (Fig. 3.5b). The underplated sediments remain at their place until the beginning of the delamination and formation of the upper crustal slice 2 (Fig. 3.5d). During the delamination, the coupling between the crust and the mantle reduces and the crust is not pulled down anymore by the dense mantle layer. Therefore the pressure between the crust and the overriding plate increases along the interplate zone starting form its deepest part as the delamination propagates from the overriding plate base upwards. The increasing pressure squeezes the underplated sediments of the continental margin. They are extruded

upward, overtaking the rising upper crustal slice (Figs. 3.4 and 3.5e). After this rapid exhumation a small volume of the continental margin cover subducted to ~70 km-depth reaches 15-20 km-depth and finds itself above the crust exhumed from much smaller depth (ca. 40 km). The increased interplate pressure makes it difficult for new portion of the sedimentary cover to enter the interplate zone: they are scraped off and accreted in front of subduction zone (Figs. 3.3h and 3.5e). The continental margin sediments entered the asthenosphere flow up with the deeply subducted continental crust under the overriding plate into the arc area (Fig. 3.5d) where they can be eventually exhumed. In the presented experiments we were not able to obtain the exhumation from depths exceeding the overriding plate thickness, i.e. 60-70 km (or probably maximum ~100 km), while in reality this depth can reach ~150 km as for example, in Dabie Shan and Kazahstan (Hacker and Peacock, 1994; Ernst and Liou, 1999). The reason is a very low crustal strength at these depths, allowing the crust to flow when it is not limited by more rigid units (overriding and subducting plates). A possible way of obtaining the exhumation of ultra-high pressure (UHP) rocks could be an integration into the modelling of one more element, the fore arc block subduction. Such a block can serve both as a rigid guide for the deep crustal subduction and exhumation, and as a thermal shield protecting the deeply subducted crust from overheating by the mantle (Chemenda *et al.,* 1997, 2001), and thus providing a low temperature under the UHP conditions.

References

Chemenda, A., Mattauer, M., and Bokun, A.N. 1996. Continental subduction and a mechanism for the exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. Earth and Planetary Science Letters. 143,173-182.

Chemenda, A., Matte, P., and Sokolov, V. 1997. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks in the southern Urals. Tectonophysics, 276, 217-227.

Chemenda, A., Burg, J.-P., and Mattauer, M. 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. Earth and Planetary Science Letters. 174, 397-409.

Chemenda, A., Hurpin, D., Tang, J.-C., Stefan J.-F., and Buffet, G. 2001. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling. Tectonophysics, 343, 137-161.

Ernst, W.G., and Liou, J.G. 1999. Overview of UHP metamorphism and tectonics in well-studied collisional orogens. International Geolological Review., 41, 477-493.

Furukawa, Y. 1993. Magmatic processes under arcs and formation of the volcanic front. Journal of Geophysical Reserch. 98, 8309-8319.

Hacker, B.R., and Peacock, S.M. 1994. Creation, preservation and exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic rocks: in Coleman, R.G and Wang, X eds: Ultrahigh Pressure metamorphism, Cambridge University Press, 159-181.

Kincaid, C., and Sacks, I. S. 1997. Thermal and dynamic evolution of the upper mantle in subduction zones. Journal of Geophysical Research. 102, 12295-12315.

Peacock, S. M. 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. In: Bebout, G. E. *et al.,* (Ed.), Subduction: Top to Bottom. Geophysical Monograph Serie 96 AGU, Washington, DC, 119-133.

Ranalli, G., and Murphy, D. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics. 132, 281-295.

Renner, J., Stockert, B., Zerbian, A., Röller, K., and Rummel, F. 2001. An experimental study into the rheology of synthetic polycristalline coesite aggregates. Journal of Geophysical Research. 106, B9, 19411-19429.

Schmidt, M.S., and Poli, S. 1995. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequencse for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters, 163, 361-379.

Stockert, B., and Renner, J. 1998. Rheology of crustal rocks at ultrahigh pressure, in Hacker, B., and Liou, J eds: When Continents collide: Geodynamics and Geochimistry of Ultrahigh-Pressure Rocks, Kluwer., Norwell Mass, 57-95.

Zhao, D., Hasegawa, A., Kanamori, H. 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and tele-seismic events. Journal of Geophysical Research. 99, 22313-22329.

3.1.2. Article 2: Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks: insights from thermo-mechanical laboratory modelling

Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks: insights from thermo-mechanical laboratory modelling

Accepted for publication in *EPSL*

David Boutelier, Alexandre Chemenda, and Cedric Jorand

Abstract

Thermo-mechanical physical modelling of continental subduction is performed to investigate the exhumation of deeply subducted continental crust. The model consists of two lithospheric plates made of new temperature sensitive analogue materials. The lithosphere is underlain by liquid asthenosphere. The continental lithosphere contains three layers: the weak sedimentary layer, the crust made of a stronger material, and of a still stronger lithospheric mantle. The whole model is subjected to a constant vertical thermal gradient, causing the strength reduction with depth in each lithospheric layer. Subduction is driven by both push force and pull force. During subduction, the subducting lithosphere is heating and the strength of its layers reduces. The weakening continental crust reaches maximal depth of about 120 km and cannot subduct deeper because its frontal part starts to flow up. The subducted crust undergoes complex deformation, including indicated upward ductile flow of the most deeply subducted portions and localised failure of the subducted upper crust at about 50 km-depth. This failure results in the formation of the first crustal slice which rises up between the plates under the buoyancy force. This process is accompanied by the delamination of the crustal and mantle layers of the subducting lithosphere. The delamination front propagates upwards into the interplate zone resulting in the formation of two other crustal slices that also rise up between the plates. Average equivalent exhumation rate of the crustal material during delamination is about 1cm/year. The crust-asthenosphere boundary near the interplate zone is uplifted. The subducted mantle layer then breaks off, removing the pull force and thereby stopping the delamination and increasing horizontal compression of the lithosphere. The latter produces shortening of the formed orogen and the growth of relief. The modelling reveals an interesting burial/exhumation evolution of the sedimentary cover. During initial stages of continental subduction the sediments of the continental margin are dragged to the overriding plate base and are partially accreted at the deep part of the interplate zone (at 60-70 km-depth). These sediments remain there until the beginning of delamination during which the pressure between the subducted crust and the overriding plate increases. This results in squeezing the underplated sediments out. Part of them is extruded upwards along the interplate zone to about 30 km-depth at an equivalent rate of 5-10 cm/year.

Keywords: continental subduction, thermo-mechanics of the lithosphere, physical modelling, exhumation, high-pressure rocks.

1. Introduction

Discovery of coesite and diamond inclusions within rocks of the continental crust [1-3] has revealed that the continental crust can be subducted to more than 100 km-depth and then part of it can be rapidly exhumed [4-6]. Both processes, continental subduction and exhumation have been previously studied with scaled physical modelling [7, 8]. The results suggested existence of two principal regimes of continental subduction characterised by different mechanisms for the exhumation of high-pressure rocks. The regime is defined by the interplate pressure which is inversely proportional to the pull-force. The latter depends on the difference between the average density of the subducting lithosphere and the surrounding mantle. In both regimes the continental crust is subducted to a critical depth proportional to its strength (~200 km) and fails, forming a major crustal thrust. For highly compressional regime (high interplate pressure) the failure occurs in front of the subduction zone and the uplift (exhumation) of the subducted crust is only possible when erosion partly removes the forming relief. If the interplate pressure is low (low compressional regime), the failure of the crust occurs under the base of the overriding plate and is followed by the buoyancy driven spontaneous rise of the subducted crust between the subducting and overriding plates. Although the results of this modelling seem to correspond quite well to the geological data in different mountain belts [8-15], they are purely mechanical (isothermal) and do not consider any change in the mechanical properties of the material during subduction. In reality, however, both pressure and temperature increase, resulting in the weakening of the subducting crustal and mantle layers. Experimental studies of the coesite aggregates show in particular, that the strength of the crustal rocks reduces from ca. 200 MPa at the mid-crustal level [16, 17] to about 10 MPa at 750± 150°C and P ≥ 3 GPa [18-20] (corresponding to ca. 100 km-depth). Such strong drop of the crustal strength should certainly affect the subduction and exhumation processes, which therefore must be addressed by thermo-mechanical modelling. In this paper we describe the set-up of such modelling and report the results. They confirm that in a low compressional regime of continental subduction, coherent slices of the subducted continental crust do rise between the plates, although both their volume and exhumation-depth are smaller than in the isothermal experiments. The crust subducted to more than 70 km-depth in new experiments follows different evolution, undergoing intense plastic deformation and upward flow beneath the crustal slices exhumed in the interplate zone. A part of this deeply subducted continental crust flows up to the overriding plate base where it is underplated. The sedimentary material subducted till the overriding plate base experiences still greater deformation: it is squeezed by the thickening and moving up crust and extruded partly upwards and partly into the asthenosphere under the overriding plate.

2. Set-up of thermo-mechanical experiments

The set-up of the thermo-mechanical experiments (Fig. 1) is similar to that of the mentioned isothermal experiments, although in the thermo-mechanical modelling the lithospheric layers are made of new temperature sensitive materials (hydrocarbon compositional systems) and the whole model is subjected to a vertical thermal gradient (Fig. 2a). The model includes two “lithospheric” plates. The subducting plate contains two parts: one-layer oceanic and three-layer continental lithosphere with a passive continental margin between them.

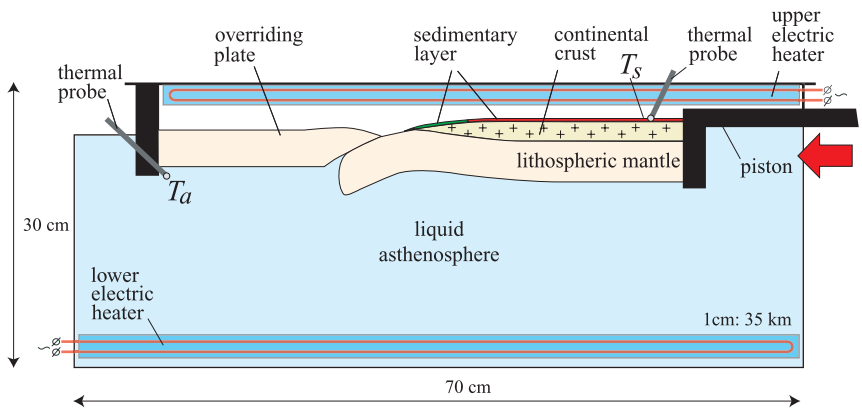


Figure 3.6 - Scheme of the experimental set-up. The lithospheric layers are made of the hydrocarbon compositional systems and the asthenosphere is pure water. Temperatures T_s and T_a are maintained at the model surface and the asthenosphere.

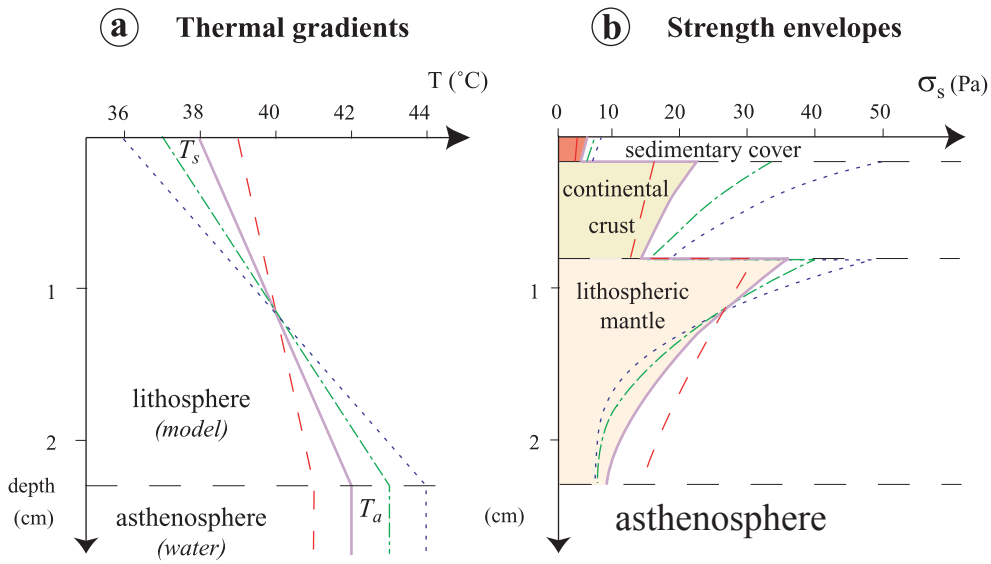


*Figure 3.7 - Initial (before deformation) thermal gradients within the model (**a**) and corresponding strength envelopes for the continental lithosphere model (**b**) derived from the shear-type rheological tests under different temperatures. In the experiment presented in this paper T_s = 38°C and T_a = 42°C (solid lines).*

The upper layer of the continental lithosphere model corresponds to the weak sedimentary cover (Fig. 2b). The stronger continental crust layer is made of a single material in contrast to the isothermal experiments where two different materials were used to simulate the strong upper crust and the weak lower crust. The rheological stratification (reduction of strength with depth) of the crust is now achieved in a more natural and continues manner due to the temperature gradient. Finally, the lowest layer of the continental lithosphere model corresponds to the lithospheric mantle, made of a still stronger material which strength also reduces with depth due to the temperature increase (Fig. 2b). The overriding lithosphere is oceanic and one-layer. The lithospheric plates are underlain by low-viscosity asthenosphere, which is water (Fig. 1). The thermal gradient within the model is maintained by upper and lower electric heaters (Fig. 1) and is controlled by high precision thermal probes and auto-

adaptive thermo-regulator. Temperature T_s is imposed at the model surface and the asthenosphere is maintained at temperature T_a. Lithosphere strength envelopes shown in Fig. 2b were obtained from the shear tests of model materials conducted at various temperatures. In the experiment presented in this paper T_s is 38°C and T_a is 42°C. Subduction is driven by a piston moving at a constant rate and by the pull force generated by both subducted oceanic lithosphere and the continental lithospheric mantle, which are slightly denser than the asthenosphere (see Table 1 for the parameter values).

3. Similarity criteria

The mechanical similarity criteria met in this modelling are the following [11]:

$$\sigma_s/\rho_s g H_s = \text{const},\ \sigma_c/\rho_c g H_c = \text{const},$$
$$\sigma_l/\rho_l g H_l = \text{const},\ \rho_l/\rho_a = \text{const},$$
$$\rho_l/\rho_c = \text{const},\ H_l/H_c = \text{const}, \qquad (1)$$
$$Vt/H_l = \text{const},\ VH/\kappa = \text{const},$$

where σ_s, σ_c and σ_l are the average yield limits under normal loading of the sedimentary cover, the crust, and the mantle, respectively; H_s, H_c and H_l, are the thicknesses of the sedimentary cover, the crust, and the lithospheric mantle, respectively; ρ_s, ρ_c, ρ_l and ρ_a are the densities of the sedimentary cover, the crust, the lithospheric mantle and the asthenosphere; V is the convergence rate; t is the time; κ is the thermal diffusivity of the lithosphere, and H is the thickness of the whole continental lithosphere. The parameter values assumed for the prototype and the model which satisfy the similarity conditions (1) are given in Table 3.2.

Table 3.2 - Parameter values adopted for the model and scaled to nature

Symbol	*Prototype*	*Model*
σ_s (Pa)	3.4×10^7	3
σ_c (Pa)	2.0×10^8	17.5
σ_l (Pa)	2.6×10^8	22.5
ρ_s (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_c (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_l (kg/m^3)	3.4×10^3	1.03×10^3
ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^3	10^3
H_s (m)	5.25×10^3	1.5×10^{-3}
H_c (m)	2.3×10^4	6.5×10^{-3}
H_l (m)	5.25×10^4	1.5×10^{-2}
V	3 cm/year	3×10^{-5} m/s
κ (m^2/s)	10^{-6}	8×10^{-8}
t	1 m.y	4.6 min

4. Experimental results

A total of 37 experiments have been conducted. We present below one of the most representative experiments (Figs. 3, 4 and 5) and summarise the results from the others. The experiment starts with subduction of the oceanic segment of the subducting plate followed by the subduction of the continental margin. This process first occurs without any complications, as simple oceanic subduction. Although the sedimentary layer is very weak, it subducts almost completely to the base of the overriding plate. After reaching the asthenosphere, the sedimentary material is accumulated at the exit of the interplate zone (Fig. 3a and 4a, b). The continental crust subducts deeper, following the subducting lithospheric mantle and reaches ~4 cm-depth (equivalent to ~130 km in nature). Then the crust fails and its slice (unit 1 in Fig. 4b) starts to slide up, intruding the lower crust. This is the beginning of a delamination of the subducted crustal and mantle layers which propagates upward into the interplate zone.

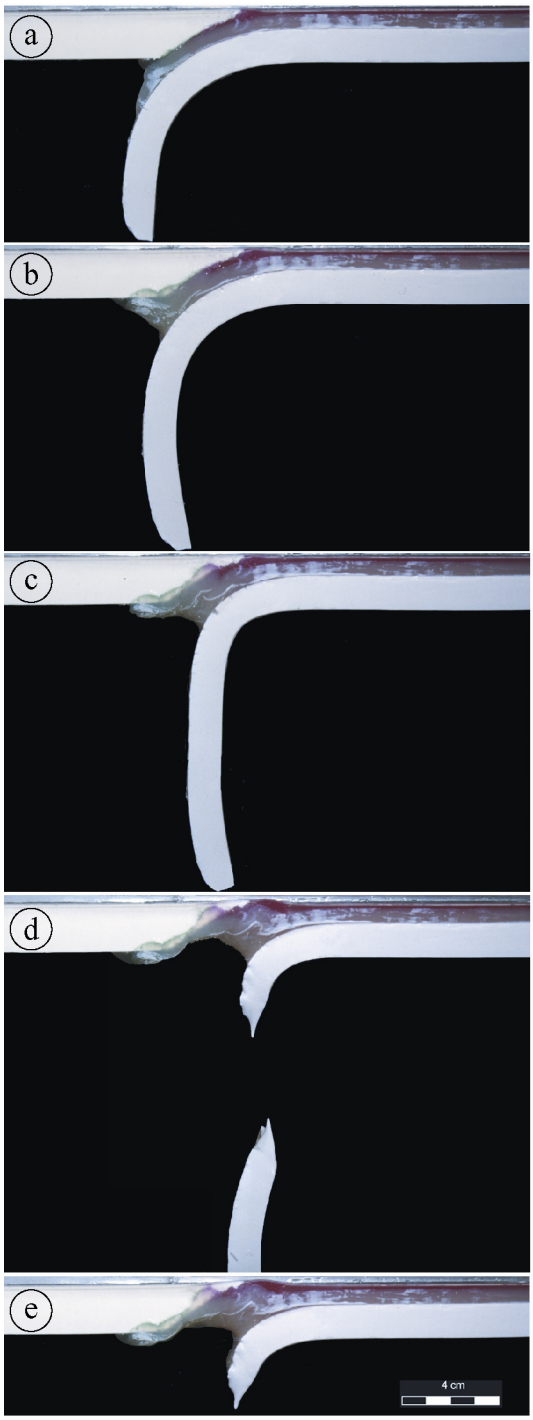


Figure 3.8 - Successive stages of the experiment in cross section (model parameter values in Table 1).

The continental crust in this zone undergoes ductile along-interplate zone shortening and thickening in the perpendicular direction, resulting in the failure of the crust at ~50 km-depth and formation of a second slice (unit 2 in Figs. 3b and 4c) that rises up, pushing and extruding the sedimentary material accumulated between the lithospheric plates (Fig. 4d).This is rapidly followed by the formation of a shallower third slice (unit 3 in Fig. 4d). Uplift of all slices results in progressive across-interplate zone crustal thickening. A fourth slice forms within unit 1 at ~ 50 km-depth (Fig. 4e). Along-interplate zone shortening of the crust causes considerable uplift of the crust-asthenosphere boundary in this area (Figs. 3d, and 4d, e). Thickening of the interplate zone occurs simultaneously with the roll-back of the subducted lithospheric mantle, which finally breaks off (Figs. 3d and 4e). The experiment was stopped at this stage to preserve the deformed model structure for further detailed study (see Fig. 5).

The whole experiment lasts about one hour and a half, while the delamination process takes only ~ 3 min, which being scaled up to nature yields about 13 Ma. The uplift of slice 2 lasts some 45s. The equivalent average exhumation rate is about 1cm/year. During this process the subducted sediments are extruded upwards five to ten times faster, i.e. at a rate of 5 - 10 cm/year.

5. Discussion and conclusion

Subduction in the presented experiment correspond to the low-compression regime [8]. As in the previously conducted purely mechanical experiments [8], starting from some depth of continental crust subduction, the crust undergoes failure and buoyancy driven uplift along the interplate zone which is followed by the lithospheric mantle break off. However, the thermo-mechanical experiments reveal new important details of this process. They show that the crustal failure and uplift are closely related with the delamination of the subducting crust and the lithospheric mantle caused by both the buoyancy force exerting the low-density continental crust and the pull force generated by the subducted oceanic lithosphere and the continental mantle.

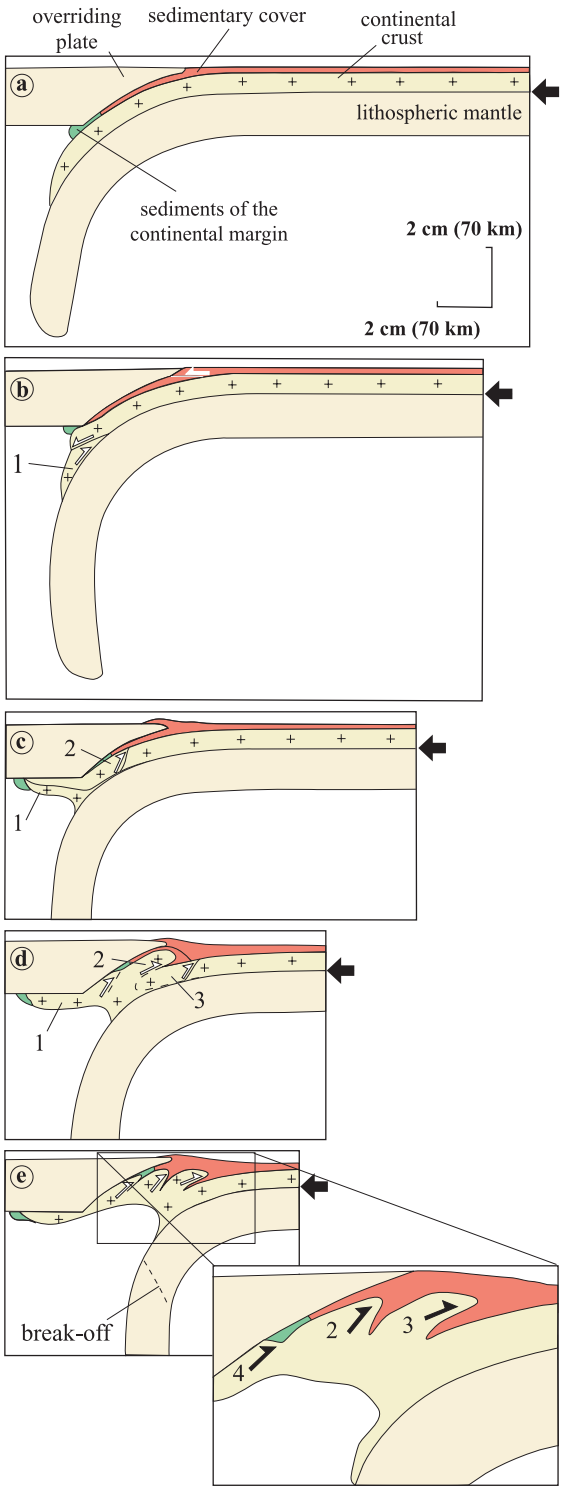


Figure 3.9 - Drawings of the experimental photos with explanations.

The delamination occurs via large ductile deformation of the subducted crust. This process starts in the deepest part of the interplate zone and then propagates upwards, inducing generally upward displacement of the crust. The deepest, hence, hottest crustal segment undergoes high ductile deformation which is first diffused (flow) and then localises along a narrow shear bend (ductile fault). The upper crust gripped between the overriding and subducting plates is more brittle and stronger, but it is still very weak (equivalent strength is about 100 MPa) and normally should also undergo ductile flow. Its diffused deformation however is small because it is blocked by more rigid units. Finally, this crust fails simultaneously with the delamination onset. The later allows the gripped crust to change the form and provides the room for the second crustal slice (unit 2 in Fig. 4c) that rises up between the plates. The third slice (unit 3 in Fig. 4d) forms in a similar way. Formation of the fourth slice is part of the same delamination process and widening of the interplate zone or orogen. During delamination all units undergo uplift (exhumation). The average equivalent exhumation rate was obtained to be of about 1cm/year, which corresponds well to the available data, for example in Sezia Lanzo (Alps) and Münchberg Massif (Bohemian massif) [22]. The rate is not constant. At the end of the exhumation it approaches to zero and at the beginning should be a few to several times greater than the average value, but we cannot measure directly the rate variation. Brake off of the subducted mantle removes the driving force of delamination. Experiment in Fig. 3 was stopped at this stage. In other experiments where convergence was continued, we observed a considerable shortening of the formed orogen due to the increase in horizontal compression of the lithosphere caused by the removal of the pull force. This new phase of continental subduction and orogenesis corresponds to highly compressional regime [7, 8] and is not a subject of study in this work.

A new feature obtained in the thermomechanical experiment is the uplift of the continental crust-asthenosphere interface in the interplate zone. Such uplift of the hot asthenosphere provides heating of the

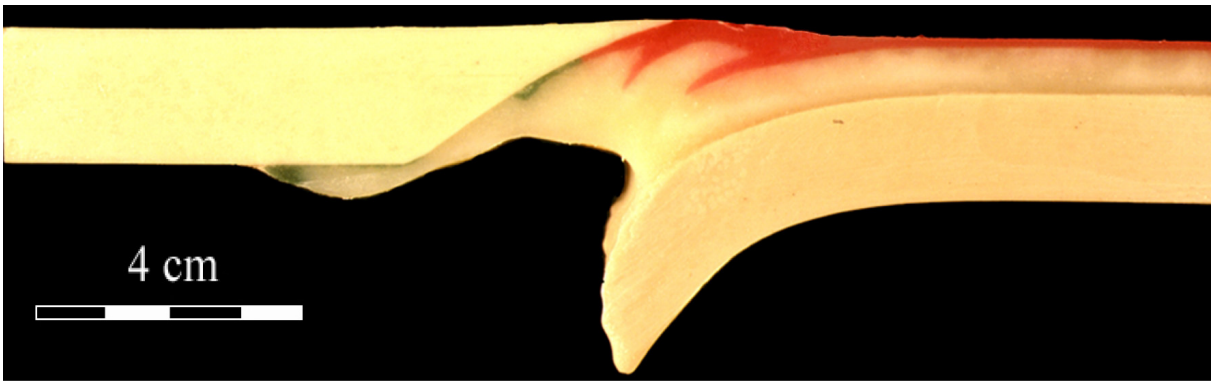


Figure 3.10 - Cross-section of the middle part of the model corresponding to the last stage of the experiment (e in Fig. 3) and made after model freezing.

surrounding crustal and mantle material. In nature, this can lead to magmatism and high- temperature metamorphism [23]. Davies and von Blanckenburg [23] have suggested that the detachment of the crust from the mantle, the asthenosphere uplift and the exhumation of the subducted crust are the consequences of the slab break off and therefore occur after it. In our experiments all these processes occur before as they are driven by the pull force. The break off removes this force and stops the delamination and rapid exhumation to the mid-crustal depth.

The thermo-mechanical experiments reveal also interesting burial/exhumation evolution of the sedimentary cover. The sediments of the continental margin are dragged to the overriding plate base, are partially accreted (underplated) at the lower part of the interplate zone (at 60-70 km-depth) and partially flow under the overriding plate base, being pushed by the crust (Fig. 4b). The underplated sediments remain at their place until the beginning of delamination (Fig. 4d, e). During the delamination, the coupling between the crust and the mantle reduces (as they are detaching) and the crust is not pulled down anymore by the dense mantle layer. Therefore the pressure between the crust and the overriding plate increases along the interplate zone starting form its deepest part as the delamination propagates from the overriding plate base upwards. The increasing pressure squeezes the underplated sediments of the continental margin which are very rapidly (~10 cm/year) extruded upward from ~70 km-depth to about 30 km-depth (Fig. 5). The increased interplate pressure (between the subducted crust and the overriding plate) makes it difficult for the new portions of the sedimentary cover to enter the interplate zone: they are scraped off and accreted in front of subduction zone (Fig. 4c to e).

In the presented experiment we obtain exhumation from depths not exceeding the overriding plate thickness, i.e. 60-70 km (or, probably, maximum ~100 km), while in reality the exhumation-depth can reach ~130-150 km (or more) with temperature recorded at theses depths by metamorphic rocks being of ~750-950°C [6, 24, 25]. With the used set up it is impossible to obtain not only the exhumation from such depths, but simply the formation of such ultra-high pressure/low-temperature (UHP/LT) material as at depth about 100 km the crust becomes too hot/weak and cannot be pushed deeper. To deliver the crustal material to ~150 km-depth and keep it at relatively low temperature a modification of the whole subduction scheme is necessary. Possible modification follows from the mechanical and thermo-mechanical modelling of arc-continent collision that takes into account a considerable thinning/weakening of the overriding lithosphere in the volcanic are area during oceanic subduction [26-28] as indicated in Fig. 6a. Experiments show that a

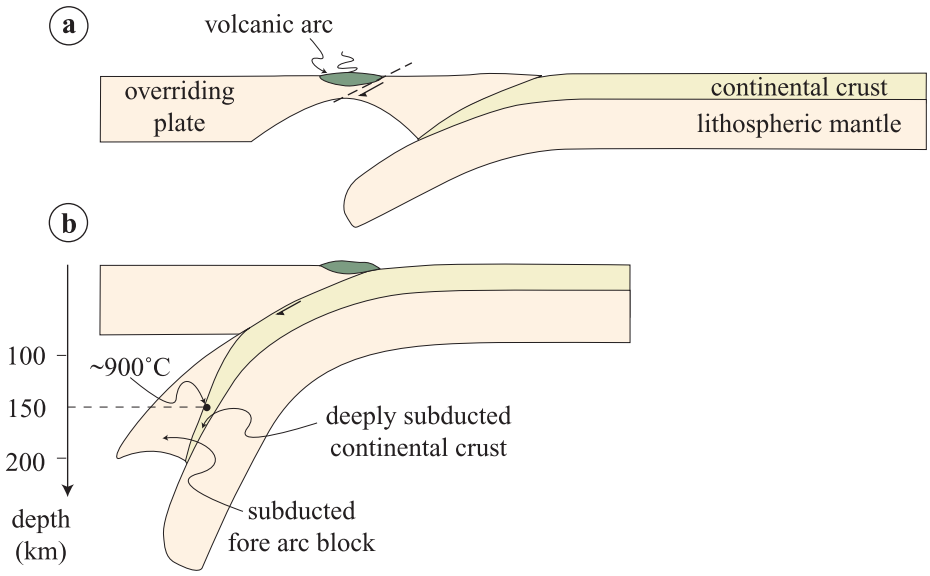


Figure 3.11 - Scheme of the deep continental crust and fore arc block subduction followed from a thermo-mechanical experimental modelling [17].

large lithospheric unit, the fore arc block or the whole arc plate can be completely subducted allowing deep (~200 km) subduction of the continental crust (Fig. 6a). Such deep crustal subduction also occurs in the thermo-mechanical experiments [28] as the heating and weakening crust is sandwiched between "cold" and rigid units: the fore arc block andthe subducted mantle. The fore arc block plays a role of thermal shield protecting the crust from overheating by the asthenosphere. Indeed, temperature at the crust surface at 150 km-depth in the model is of ~ 40.7°C which corresponds in nature to about 900°C. The UHP/LT conditions were thus achieved in these models, but we did not obtain exhumation of UHP/LT material because of the same reason which provided deep crustal subduction: the crust is blocked between the rigid units. To obtain the UHP/LT rocks exhumation, a reduction of the interplate pressure is needed. It is difficult to imagine the mechanism of such reduction in a two dimensional configuration. We succeeded in the required pressure reduction only locally in a specific 3-D context [29] and paper in preparation. This implies that the exhumation of the UHP/LT rocks is essentially 3-D phenomenon that can occur only in specific locations.

Acknowledgement

We thank J-M. Lardeaux and J. Malavieille for useful review. This work has been supported by the DyETI 2003 (CNRS/INSU) Programme. It is Geosciences Azur contribution n° 642.

References

[1] C. Chopin, Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps : a first record and some consequences, Contrib. Mineral. Petrol 86 (1984) 107-118
[2] D. Smith, Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics, Nature 310 (1984) 641-644
[3] N. Sobolev and V. Shatsky, Diamand inclusions in garnets from metamorphic rocks:

A new environment for diamond formation, Nature 343 (1990) 742-746
[4] D. Gebauer, H.-P. Schertl, M. Brix and W. Schreyer, 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, Lithos 41 (1997) 5-24
[5] J. Amato, C. Johnson, L. Baumgartner and B. Beard, Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology, Earth. Planet. Sci. Lett 171 (1999) 425-438
[6] J. Hermann, D. Rubatto, A. Korsakov and V. Shatsky, Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan), Contrib. Mineral petrol 141 (2001) 66-82
[7] A. Chemenda, M. Mattauer, J. Malavieille and A. Bokun, A mechanism for syn-collisional exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling, Earth Planet Sci. Lett. 132 (1995) 225-232
[8] A. Chemenda, M. Mattauer and A. Bokun, Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman, Earth Planet Sci. Lett. 143 (1996) 173-182
[9] A. Chemenda, P. Matte and V. Sokolov, A Model of Paleozoic Obduction and Exhumation of High-Pressure/Low-Temperature rocks in the Southern Urals, Tectonophysics 276 (1997) 217-227
[10] P. Matte, Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides, GFF 120 (1998) 209-222
[11] R. Anczkiewicz, J.-P. Burg, S. Hussain, H. Dawood, M. Ghazanfar and S. Chaudhry, Stratigraphy and structure of the Indus Suture in the Lower Swat, Pakistan, NW Himalaya, J. Asian Earth. Sci. 16 (1998) 225-238
[12] R. Hetzel, H. Echter, W. Seifert, B. Schulte and K. Ivanov, Subduction and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure/low-temperature Maksyutov Complex, Antingan area, southern Urals, Russia, Geol. Soc. Am. Bull 110 (1998) 916-930
[13] W. Franke, Exhumation of HP rocks in the Saxothuringian belt:sedimentary and tectonic record, in: SPP. Kollog. Orogene Prozesse, pp. 44-46, Gieben, 1998.
[14] D. Brown, C. Juhlin, J. Alvarez-Marron, A. Perez-Estaun and A. Oslinshi, Some thermomechanical aspects of the subduction of continental lithosphere, Tectonics 11 (1998) 316-329
[15] P. Treolar, P. O'Brien, R. Parrish and M. Khan, Exhumation of early Tertiary, coesite-bearing eclogites from the Pakistan Himalaya, J. Geol. Soc. London 160 (2003) 367-376
[16] G. Ranalli and D. Murphy, Rheological stratification of the lithosphere, Tectonophysics 132 (1987) 281-295
[17] G. Ranalli, Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation, J. Geodynamics. 30 (2000) 3-15
[18] B. Stöckert and J. Renner, Rheology of crustal rocks at ultrahigh pressure, in: B. Hacker and J. Liou (Eds), When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks, Petrology and structural geology 10, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998, pp. 57-95.
[19] J. Renner, B. Stöckert, A. Zerbian, K. Röller and F. Rummel, An experimental study into the rheology of synthetic polycrystalline coesite aggregates, J. Geophys. Res. 106 (2001) 19411-19429
[20] B. Stöckert, Stress and deformation in subduction zones: insight from the record of exhumed metamorphic rocks, in: S. De Meer, M. Drury, J. De Bresser and G. Pennock (Eds), Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives 200, Geological Society, London, Special Publications, 2002, pp. 255-274.
[21] A. Chemenda, J.-P. Burg and M. Mattauer, Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data, Earth Planet Sci. Lett. 174 (2000) 397-409

[22] S. Duchêne, J.-M. Lardeaux and F. Albarède, Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis, Tectonophysics (1997) 125-140
[23] J. Davies and F. von Blanckenburg, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens, Earth Planet Sci. Lett. 129 (1995) 85-102
[24] S. Xu, A. Okay, S. Ji, A. Sengör, W. Su, Y. Liu and L. Jiang, Diamond from Dabie Shan eclogite and its implication for tectonic setting, Science 256 (1992) 80-82
[25] R. Schmid, L. Franz, R. Oberhänsli and S. Dong, High-Si phengite, mineral chemistry and P-T evolution of ultra-high-pressure eclogites and calc-silicates from the Dabie Shan, eastern China, Geol. J. 35 (2000) 185-207
[26] A. Chemenda, R. Yang, C.-H. Hsieh and A. Groholsky, Evolutionary Model for the Taiwan Collision based on Physical Modelling, Tectonophysics 274 (1997) 253-274
[27] A. Chemenda, D. Hurpin, J.-C. Tang, J.-F. Stefan and G. Buffet, Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling, Tectonophysics 342 (2001) 137-161
[28] D. Boutelier, A. Chemenda and J.-P. Burg, Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments, Earth Planet Sci. Lett. 212 (2003) 31-45
[29] D. Boutelier, La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermomécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température, PhD Thesis, University of Nice-Sophia Antipolis, 2004.

3.1.3. Conclusion des expériences de subduction continentale en régime de faible compression

Nous avons vu qu'en régime de faible compression la croûte continentale est subduite dans l'asthénosphère où elle est chauffée, devient très peu résistante et ductile et se détache alors du manteau lithosphérique subduit pour remonter en fluant dans l'asthénosphère et venir se sous plaquer sous la base de la lithosphère chevauchante grâce à la poussée d'Archimède. Dans ce contexte, la croûte continentale ne peut pas être subduite au-delà d'une profondeur critique (120-130 km) où la température s'approche à celle de l'asthénosphère (~ 1200°C). On ne peut donc pas former des roches de ultra haute pression subduites à 150 km et encore moins des roches de UHP/BT à cette profondeur. Une manière d'obtenir la subduction de la croûte continentale à 150 km de profondeur et de maintenir des températures relativement basses dans la croûte continentale subduite à cette profondeur pourrait être d'intégrer un nouvel élément dans la modélisation qui est la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc. Les expériences purement mécaniques (Chemenda, *et al.*, 2001) ont montrés que la subduction continentale en régime de forte compression peut entraîner la rupture de la plaque chevauchante et la subduction du bloc avant arc (Fig. 3.12).

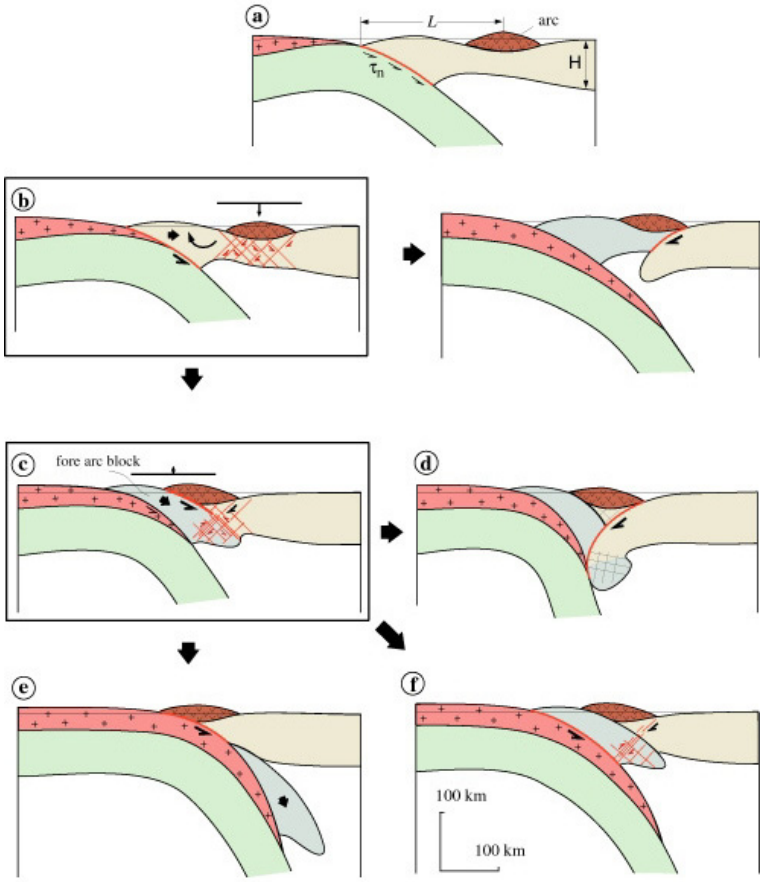


Figure 3.12 – Les différents scénarios de la collision arc-continent (Chemenda et al., 1997).

Le bloc avant arc subduit est, en effet, une unité lithosphérique relativement froide et rigide qui doit permettre de guider la subduction profonde de la croûte continentale (jusqu'à plus de 200 km de profondeur) en empêchant le détachement et le fluage de la croûte continentale subduite devenue très peu résistante et très ductile. Ce bloc doit également permettre de maintenir des températures relativement basses dans la croûte continentale subduite en jouant le

rôle d'un bouclier thermique entre la croûte subduite et l'asthénosphère. Nous détaillons maintenant les expériences thermomécaniques de subduction continentale en régime de forte compression réalisées afin d'étudier l'impact de la subduction du bloc avant arc/plaque d'arc sur la subduction puis l'exhumation de la croûte continentale et des sédiments.

3.2. Subduction continentale en régime de forte compression

La subduction continentale en régime de forte compression correspond à la faible force de traction (positive quand orientée vers le bas) ou à la force négative (Chemenda, *et al.*, 1996). Les expériences purement mécaniques de collision arc-continent (Chemenda, *et al.*, 2001) ont montré que lorsque le contraste de densité entre le manteau lithosphérique subduit et l'asthénosphère est faible, la subduction de la marge continentale passive entraîne une forte compression horizontale de la plaque chevauchante. Celle-ci peut alors se rompre là où elle est la moins résistante : au niveau de l'arc volcanique ou du bassin d'arrière arc si il y en a un. La rupture de la plaque chevauchante peut se produire dans deux directions conjuguées pouvant entraîner soit la formation d'une subduction dont la polarité est inverse de celle de la subduction continentale (Fig. 3.12 d) soit la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc (Fig. 3.12 c, e). Lorsque la lithosphère se rompt au niveau de l'arc volcanique, le sens de la rupture est principalement contrôlé par : la rigidité flexurale de lithosphère subduite, la forme de la marge continentale subduite, la friction inter-plaque et la distance entre l'axe de l'arc volcanique et la fosse de subduction (*L* sur la figure 3.12 a) (Chemenda, *et al.*, 2001). Si la rupture a lieu au niveau de l'axe d'ouverture du bassin d'arrière arc, le sens de la rupture est principalement déterminé par la distance entre l'axe d'accrétion du bassin d'arrière arc et la fosse de subduction. Pour étudier l'impact de la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc sur les processus de subduction continentale et d'exhumation de la croûte et des sédiments subduits, nous avons réalisé les modèles de plaque lithosphérique chevauchante et subduite de manière à obtenir la subduction de ces unités lithosphériques.

3.2.1. Résultats des expériences

Expérience 3 (Fig. 3.13) : dans cette expérience, la plaque chevauchante est modélisée par une seule couche mantellique et comporte une zone de faiblesse majeure au niveau de l'arc volcanique. Le modèle de lithosphère continentale est constitué des trois même couches que dans les deux expériences précédentes, cependant la densité du manteau lithosphérique est plus faible : proche de celle de l'asthénosphère. Les valeurs des paramètres adoptées dans cette expérience sont répertoriées dans le tableau 3.3. Ces valeurs permettent de satisfaire les critères de similarité physique pour cette expérience qui sont les même que les deux expériences précédentes. Pour visualiser les déformations de la marge continentale, celle-ci est colorée en vert.

Tableau 3.3 – Valeurs des paramètres adoptées dans l'expérience 3 : subduction continentale en régime de forte compression.

Symbole	*Prototype*	*Modèle*
σ_s (Pa)	3.4×10^7	3
σ_c (Pa)	2.0×10^8	17.5
σ_l (Pa)	2.6×10^8	22.5
ρ_s (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_c (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_l (kg/m^3)	3.34×10^3	1.012×10^3
ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^3	10^3
H_s (m)	5.25×10^3	1.5×10^{-3}
H_c (m)	2.3×10^4	6.5×10^{-3}
H_l (m)	5.25×10^4	1.5×10^{-2}
V	3 cm/an	3×10^{-5} m/s
κ (m^2/s)	10^{-6}	8×10^{-8}
t	1 Ma	4.6 min

L'expérience commence par la subduction de la partie océanique de la plaque subduite puis la marge continentale entre alors en subduction (Fig. 3.13 a-c). La subduction de la croûte continentale (Fig. 3.13 c) entraîne une forte compression horizontale de la lithosphère chevauchante qui flambe au niveau de l'arc volcanique. La compression provoque ensuite la rupture de la plaque chevauchante au niveau de l'arc et le bloc avant arc commence à subduire (Fig. 3.13 d). La subduction de la marge continentale sous le bloc avant arc est alors quasiment arrêtée et la convergence (dont la vitesse imposée par le piston est constante) est entièrement absorbée par la subduction du bloc avant arc. La convergence se poursuit et la croûte continentale se trouve subduite sous la base de la plaque chevauchante, en étant maintenue entre le bloc avant arc et le manteau lithosphérique (Fig. 3.13 e-f). A ce moment, les sédiments commencent à être accrétés au front de la subduction (Fig. 3.13 f-g). La croûte continentale atteint ~150 km de profondeur en étant couverte par le bloc avant arc. Le bloc avant arc entre ensuite entièrement dans l'asthénosphère (Fig. 3.13 h) puis la croûte continentale subduite sous la base de la plaque chevauchante entre également dans l'asthénosphère, se détache, flue verticalement et se sous plaque sous la base de la plaque chevauchante (Fig. 3.13 h).

Cette expérience montre très peu de déformation de la croûte continentale subduite dans la zone inter-plaque. La partie la plus profonde (60 à 70 km de profondeur) est très légèrement amincie (Fig. 3.13 h) mais au dessus, la croûte continentale a gardé son épaisseur initiale. Il n'y a aucune écaille ou nappe de croûte exhumée. En profondeur, sous la base de la lithosphère chevauchante, la croûte s'accumule à l'entrée de la zone inter-plaque mais ne pénètre pas cette zone.

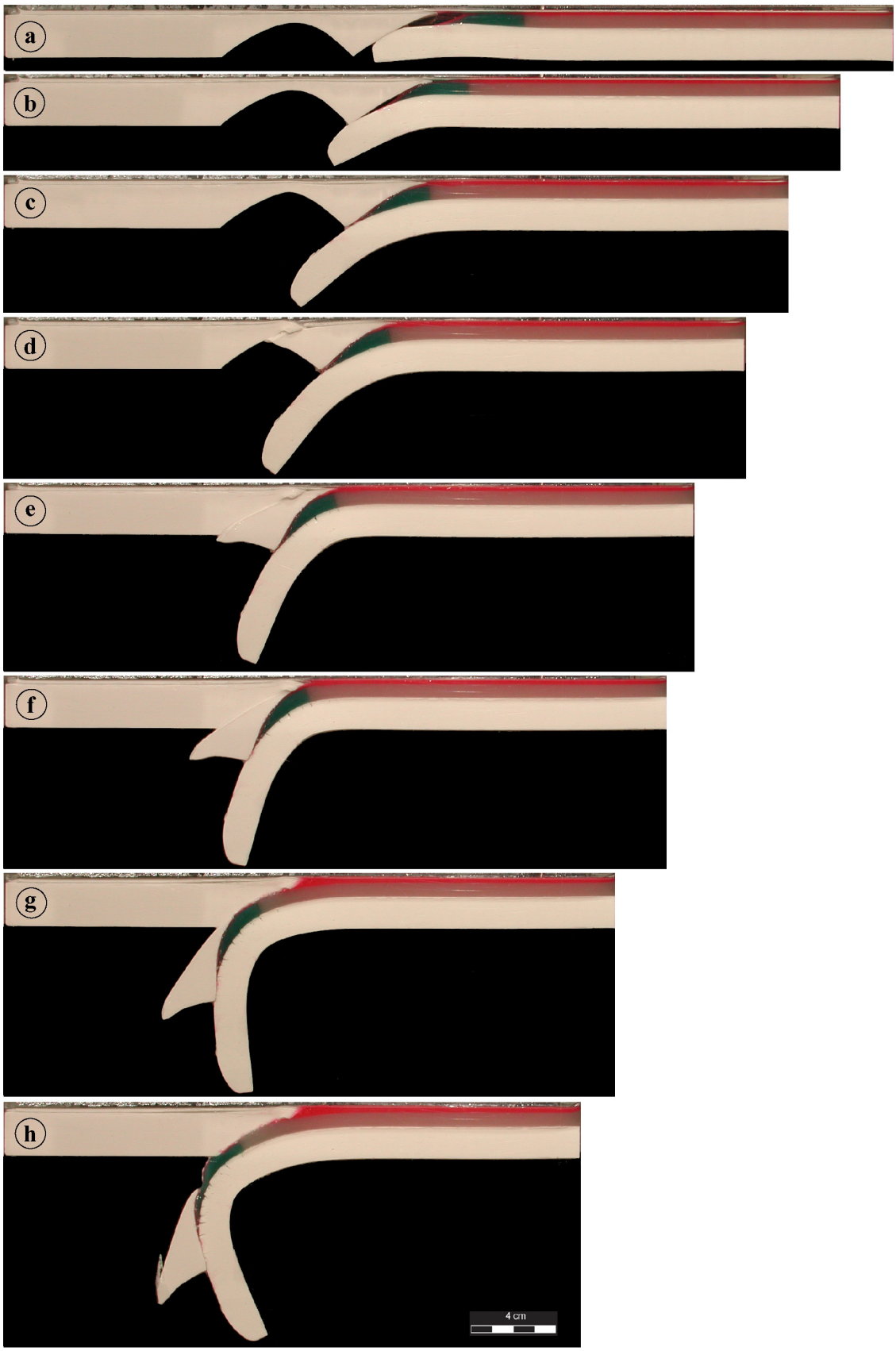


Figure 3.13 – Photos des stades successifs de l'expérience 3 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la plaque chevauchante au niveau de l'arc volcanique et la subduction du bloc avant arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.3.

Expériences 4 et 5 : Ces deux expériences ont été réalisées afin d'étudier les déformations de la plaque chevauchante océanique, comportant un amincissement du manteau lithosphérique à la fois sous l'arc et sous le bassin d'arrière arc, lors d'une collision arc-continent (Fig. 3.14). Elles apportent cependant des informations importantes sur la capacité de la croûte continentale à subduire profondément sous la plaque d'arc et sur les déformations de la croûte continentale subduite à plus de 150 km. Une attention particulière a été portée aux déformations de la lithosphère océanique qui comporte deux couches, la croûte océanique et le manteau lithosphérique et porte, dans l'expérience 5, un arc volcanique. Le modèle de la lithosphère continentale est ici simplifié : il ne comporte pas de couche modélisant la couverture sédimentaire et ne contient donc que deux couches : la croûte continentale et le manteau lithosphérique. Comme dans l'expérience précédente, la densité du manteau lithosphérique est ici proche de celle de l'asthénosphère ce qui correspond à une subduction continentale en régime de forte compression.

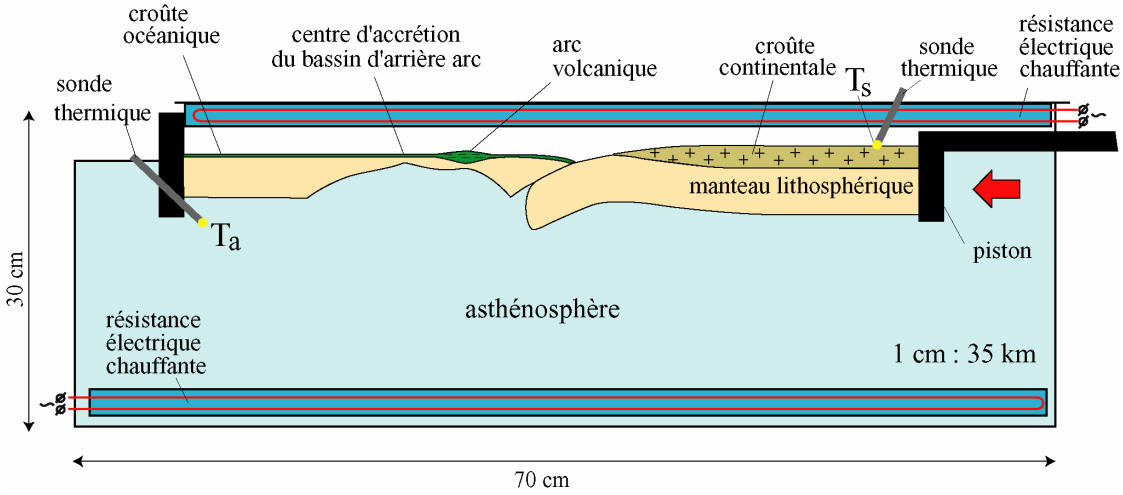


Figure 3.14 – Schéma du dispositif expérimental dans les expériences 4 et 5. La plaque chevauchante océanique est amincie sous l'arc et le bassin d'arrière arc. Cette plaque peut comporter (expérience 5) ou non (expérience 4) la croûte de l'arc volcanique. Le modèle de lithosphère continentale est simplifié et ne comporte que deux couches : la croûte continentale et le manteau lithosphérique.

Les critères de similarité pour ces modèles sont les suivants :

$$\sigma_{oc}/\rho_{oc}gH_{oc} = \text{const},\ \ \sigma_{cc}/\rho_{cc}gH_{cc} = \text{const},\ \sigma_l/\rho_l gH_l = \text{const},\ \rho_l/\rho_a = \text{const},$$
$$\rho_l/\rho_{cc} = \text{const},\ \rho_l/\rho_{oc} = \text{const},\ H_l/H_{cc} = \text{const},\ H_{cc}/H_{oc} = \text{const}, \qquad (22)$$
$$Vt/H_l = \text{const},\ VH/\kappa = \text{const};$$

σ_{oc}, σ_{cc} et σ_l désignent respectivement les résistances moyennes de la croûte continentale, de la croûte océanique et du manteau lithosphérique continental. H_{oc}, H_{cc} et H_l, sont les épaisseurs de la croûte continentale, de la croûte océanique et du manteau lithosphérique continental, ρ_{oc}, ρ_{cc}, ρ_l et ρ_a sont les densités respectives de la croûte continentale, de la croûte océanique, du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère. V est la vitesse de convergence ; t est le temps ; κ est la diffusivité thermique de la lithosphère et H est l'épaisseur totale de la lithosphère continentale. Les valeurs des paramètres adoptées dans les expériences 4 et 5, permettant de satisfaire ces critères de similarité (1), sont répertoriées dans le tableau 3.4.

Tableau 3.4 – Valeurs des paramètres adoptées dans les expériences 4 et 5.

Symbole	*Prototype*	*Modèle*
σ_{oc} (Pa)	6.8×10^7	60
σ_{cc} (Pa)	2.62×10^7	23
σ_l (Pa)	3.12×10^7	27
ρ_{oc} (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_{cc} (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
ρ_l (kg/m^3)	3.37×10^3	1.02×10^3
ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^3	10^3
H_{oc} (m)	7×10^3	2×10^{-3}
H_{cc} (m)	2.8×10^4	8×10^{-3}
H_l (m)	5.25×10^4	1.5×10^{-2}
V	3 cm/an	3×10^{-5} m/s
κ (m^2/s)	10^{-6}	8×10^{-8}
t	1 Ma	4.6 min

Expérience 4 (Fig. 3.15) : Dans cette expérience, la lithosphère océanique chevauchante comporte deux couches : la croûte continentale océanique épaisse de 2 mm (équivalent à 7 km dans la nature) et le manteau lithosphérique qui est amincie sous l'arc volcanique et le bassin d'arrière arc. La zone de faiblesse principale (maximale) se trouve sous le centre d'accrétion du bassin d'arrière arc où la lithosphère océanique ne fait que 4 mm d'épaisseur (14 km dans la nature). Cette expérience a d'abord été réalisée afin d'étudier le comportement de la croûte océanique lors de la subduction de la plaque d'arc. Ainsi, elle ne comporte pas d'arc volcanique et la distance L entre le centre d'accrétion et la fosse de subduction a été choisie (L = 8,8 cm correspondant à ~300 km dans la nature) de façon à ce que la rupture de la lithosphère au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc entraîne la subduction de la plaque d'arc. Cette expérience montre également une intéressante déformation de la croûte continentale subduite à plus de 150 km de profondeur et couverte par la plaque d'arc.

Les stades initiaux de cette expérience (Fig. 3.15 a-b) sont similaires à ceux de l'expérience précédente. La partie océanique de la plaque plongeante est subduite puis la marge passive continentale entre dans la subduction ce qui entraîne la compression horizontale de la lithosphère chevauchante et la rupture au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc (Fig. 3.15 c). Il s'agit en effet du lieu où l'épaisseur de la lithosphère est minimale et donc où la lithosphère est la moins résistante. La rupture est suivie par la subduction de la plaque d'arc. Durant la subduction de cette plaque, la croûte océanique du bassin d'arrière arc et de la zone d'arc est partiellement raclée et accrétée tandis que la croûte océanique de la partie avant arc (zone où le gradient thermique est moins fort car la lithosphère est plus épaisse) subduit entièrement (Fig. 3.15 d-e). On remarque que la subduction de la croûte continentale sous la plaque d'arc se poursuit durant ce processus : la croûte continentale subduit sous la plaque d'arc qui elle-même subduit sous le bassin d'arrière arc. On a donc alors deux subductions fonctionnant simultanément. La plaque d'arc entre ensuite entièrement dans l'asthénosphère et la croûte continentale est subduite jusqu'à ~200 km de profondeur, n'entrant en contact avec l'asthénosphère qu'au niveau de l'extrémité de la marge passive (Fig. 3.15 e-g). On observe peu de déformation de la croûte continentale subduite dans l'asthénosphère et couverte par la plaque d'arc. Dans le dernier stade cependant, alors que la plaque d'arc se trouve presque entièrement dans l'asthénosphère, on observe une déformation de la croûte profondément subduite. L'épaisseur de la partie la plus profonde de la croûte

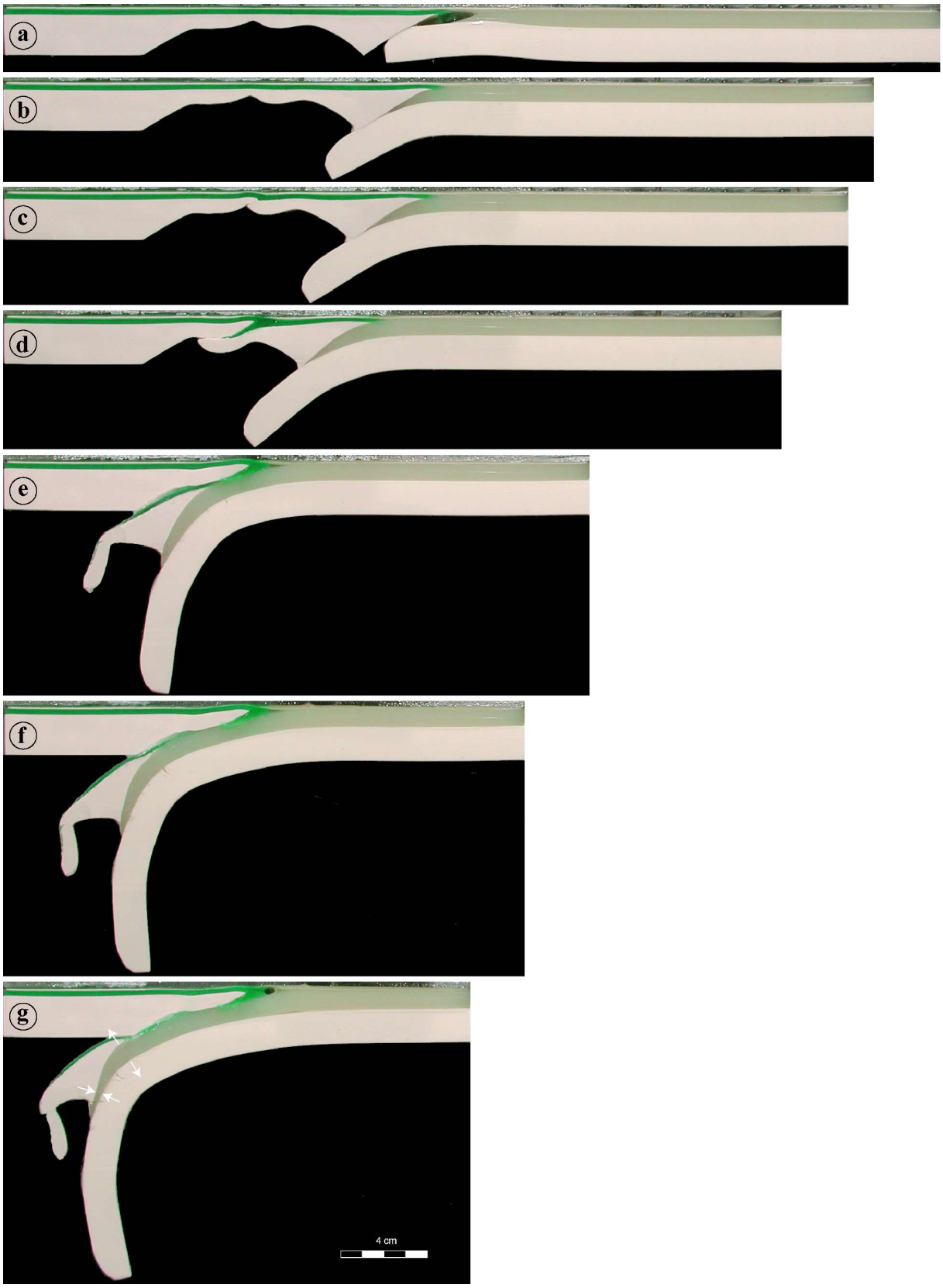


Figure 3.15 – Photos des stades successifs de l'expérience 4 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la lithosphère chevauchante au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc et la subduction de la plaque d'arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.4.

continentale diminue alors que, sous la base de la plaque chevauchante, l'épaisseur de la croûte augmente en poussant la plaque d'arc vers la base de la lithosphère chevauchante : les flèches blanches convergentes sur la figure 3.15 g indiquent la zone d'amincissement tandis que les flèches blanches divergentes indique la zone d'épaississement de la croûte sous la plaque d'arc. Une coupe du modèle à la fin de l'expérience (Fig. 3.16) révèle que cette faible déformation crustale est limitée à la portion de croûte se trouvant sous la plaque d'arc. Encore une fois, la croûte se trouvant dans la zone inter-plaque est très peu déformée et aucun mouvement ascendant de matière crustale n'a pu être observé. La coupe du modèle figé à la fin de l'expérience montre également que la faible déformation de la croûte continentale se trouvant sous la plaque d'arc est une déformation ductile de l'ensemble de cette portion de croûte. On n'observe en effet aucun chevauchement dans la croûte continentale se trouvant sous la plaque d'arc subduite.

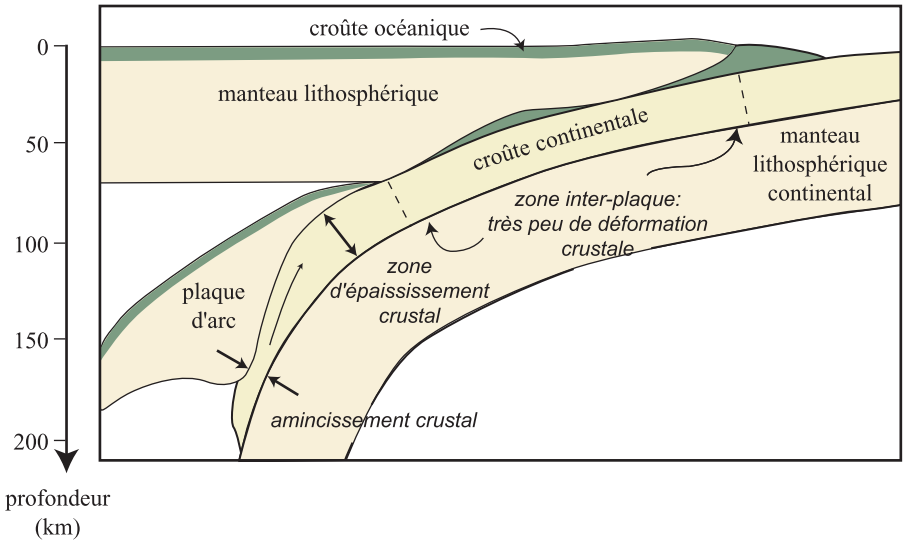


Figure 3.16 – Schéma de la déformation crustale observée à la fin de l'expérience 4 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la subduction de la plaque d'arc.

Expérience 5 (Fig. 3.17) : Dans cette expérience, la plaque chevauchante est amincie sous l'arc et le bassin d'arrière arc et contient un arc volcanique. L'arc est réalisé de manière à avoir le meilleur couplage possible avec la croûte océanique : ces deux unités sont réalisées comme une seule couche. Nous avons volontairement provoqué la rupture inverse de la lithosphère chevauchante au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc en pré coupant cette lithosphère avant la collision arc-continent (nous réalisons des petites entailles dans le modèle qui n'est cependant pas entièrement coupé) afin d'observer la déformation de la lithosphère chevauchante et de l'arc volcanique lorsque qu'une subduction à polarité inverse intervient au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc.

L'expérience débute par la subduction de la partie océanique de la plaque plongeante puis la marge continentale commence à subduire (Fig. 3.17 a-b). La compression horizontale générée par la subduction de la marge passive continentale conduit alors à la rupture inverse de la lithosphère chevauchante au niveau du centre d'accrétion du bassin d'arrière arc (Fig. 3.17 b-c). La lithosphère océanique du bassin d'arrière arc commence à subduire sous la plaque d'arc (Fig. 3.17 c) et provoque une rupture de cette plaque sous l'arc volcanique. La rupture se fait encore dans le sens inverse et la lithosphère océanique du bassin d'arrière arc commence alors

Figure 3.17 – Photos des stades successifs de l'expérience 5 : subduction continentale en régime de forte compression entraînant la rupture de la plaque chevauchante dans le domaine arrière arc et la subduction de la plaque d'arc. Les paramètres du modèle sont indiqués dans le tableau 3.4.

à subduire sous le bloc avant arc (Fig. 3.17 d). Enfin une troisième rupture de la plaque chevauchante a eu lieu en arrière de l'ancien centre d'accrétion du bassin d'arrière arc (Fig. 3.17 e). Cette dernière rupture se fait dans le même sens que la subduction continentale et permet alors la subduction des écailles de lithosphère océanique du bassin d'arrière arc ainsi que du bloc avant arc (Fig. 3.17 f-g). L'arc volcanique reste, par contre, en surface et est obducté sur la lithosphère continentale à la fin de l'expérience (Fig. 3.17 g). Durant ces processus de rupture de la lithosphère océanique, la subduction continentale se poursuit sous le bloc avant arc. Lorsque ce bloc entre en subduction (Fig. 3.17 d), la croûte continentale est déjà profondément subduite : l'extrémité de la marge se trouve déjà à ~80 km de profondeur. La subduction tardive permet alors de faire subduire la croûte continentale à très grande profondeur. Celle-ci atteint près de 240 km de profondeur (Fig 3.17 g) en étant toujours guidée par le bloc avant arc. Dans cette expérience, la croûte continentale subduite dans la zone inter-plaque comme celle subduite plus en profondeur sous la plaque d'arc est très peu déformée.

Les expériences 3, 4 et 5 montrent que la croûte continentale peut être profondément subduite lorsque la subduction continentale entraîne la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc, mais qu'advient-il de l'arc volcanique lors de ces processus ? L'arc volcanique peut-il être entièrement subduit lors de la subduction de la plaque d'arc ? Les expériences suivantes, présentées dans un article publié dans *Earth and Planetary Sciences Letters,* ont été réalisées spécifiquement afin d'étudier le comportement de l'arc volcanique lors de la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc. Dans quelles conditions l'arc volcanique peut-il être subduit, accrété ou bien partiellement subduit et accrété ?

3.2.2. Article 3: Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments

Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments

D. Boutelier, A. Chemenda and J.-P. Burg

Earth and Planetary Science Letters 212, 31-45

Abstract

We perform thermo-mechanical laboratory experiments designed to explore the behaviour of the volcanic arc during intra-oceanic arc-continent collision following oceanic subduction and subsequent back-arc opening. The overriding oceanic lithosphere is made of two layers representing the oceanic crust and the lithospheric mantle. This lithosphere carries a volcanic arc and is thinned and weakened beneath both the arc and the back-arc basin. The subducting plate contains three parts: one-layer oceanic and two-layer (crust and mantle) continental lithosphere with a continental margin between them. When the continental margin reaches the trench and starts subducting, the overriding plate undergoes growing horizontal compression and finally fails in the vicinity of the back-arc spreading centre plate, which is the weakest part of this plate. The failure can result in subduction of the whole arc plate comprised between the trench and the back-arc spreading centre. During subduction of the arc plate, the mantle part of this plate subducts completely, while the behaviour of the arc crust depends on its thickness and strength, which is a function of composition and temperature. We tested four cases with different arc crust thicknesses and composition (rheology), with total lithosphere thickness in the arc being constant. Three types of tectonic evolution have been obtained: complete arc subduction, complete arc accretion, and partial arc subduction/accretion. The result is largely controlled by the crustal thickness of the arc. A thin arc (equivalent to ~ 16 km in nature) made of same strong material as the oceanic crust subducts completely without leaving any trace at the surface. On the contrary, a thick arc (equivalent to ~ 26 km in nature) made of the same material is scraped off and accreted to the overriding plate. The lower crust of such an arc is hotter, therefore its strength at 'Moho' depth and coupling between crust and mantle are small. In addition, the thick arc has a high isostatic relief and hence a greater mechanical resistance to subduction. Therefore, the arc is scraped off. If the arc is made of a weaker 'continental-like' material or contains a weak layer/low friction interface, it will be completely or partially scraped off even if it is small. When there is no back-arc opening before collision (no thin lithosphere in the rear of the arc), the overriding lithosphere fails in the arc area, which may result in fore-arc block subduction with the volcanic arc remaining at the surface. The obtained models are compared with mountains belts with nearly no trace of arc activity (Oman), with accreted arcs (Kohistan), and with small remnants of subducted arc (southern Tibet).

Introduction

The general sequence of tectonic events leading to the formation of collisional mountain belts includes closure of an ocean through oceanic subduction, subduction of the continental margin (arc-continent collision and/or obduction) and subduction/deformation of the continental lithosphere (continent-continent collision). Oceanic subduction typically results in the formation of magmatic arcs. Therefore, collisional mountain belts should normally contain remnants of the arcs. However, such remnants are less systematically found than expected. For example, the lack of arc-related rocks in the Alps lead most of the authors to consider that Cretaceous subduction of the Tethys Ocean beneath the Adriatic plate was amagmatic [1-2]. One can suppose that subduction in this area was relatively flat as, for example, in Costa Rica or Central Chile [3], or that the amount of the subducted oceanic lithosphere was too small to initiate the magmatic activity [2]. An alternative is to suppose that an intra-oceanic magmatic arc has existed and is not found because it has been entirely subducted. The India-Asia collision has been preceded by long-lived intra-oceanic subduction of the Tethys lithosphere which therefore should have resulted in the formation of the island arcs. Indeed, there are large Kohistan-Ladakh arcs accreted in the western part of the Himalayas [4-6]. On the other hand, further to the east the southern-Tibetan part of the suture (Tsangpo Suture) was reputed to include no intra-oceanic volcanic arc, with subduction producing only the active continental margin preserved in the Transhimalaya Belt [7-8]. The recent discovery of calc-alkaline volcanic and volcanoclastic rocks in this area [9-11] indicates that an island-arc did exist and was active in the Cretaceous, but then has almost entirely disappeared. The arc could not have been 'erased' by erosion [12]. Therefore, the most plausible mechanism of arc disappearance is its subduction. Arc subduction has been obtained in both experimental and numerical models [13-14]. This process is part of a larger scale phenomenon, the subduction of the whole arc plate comprised between the trench and the back-arc spreading centre. This process was shown to occur when collision follows oceanic subduction of extensional regime (with back-arc opening). With the onset of continental margin subduction, the convergence system enters into a compressional regime: extension in the back-arc basin ceases and is then changed by compression. Increasing compression causes failure of the overriding plate in the vicinity of the extinct back-arc spreading-centre, which can lead to the subduction of the whole arc plate.

In the previous lithospheric-scale modelling [13] the overriding lithosphere has been presented by a single layer. The oceanic and the volcanic arc crusts were not integrated and hence their deformation could not be studied. This deformation is the subject of the present study. We have performed new thermo-mechanical laboratory modelling of arc-continent collision. The overriding oceanic plate now consists of the lithospheric mantle, the oceanic crust and the arc crust. Below, we first summarise the present-day knowledge on the structure and properties of active intra-oceanic island arcs. This information is then used to define the experimental set-up. The experiments have revealed two end-member behaviours of the arc during subduction. They mainly depend on the thickness of the arc crust and the presence of décollement surfaces within this crust: a small and strong arc can be entirely subducted into the mantle, while thick and/or weak arc is only partially subducted. These results are applied to modern and ancient collisional systems.

Arc structure

The structure of island arcs is ill-constrained because of very limited modern controlled-source data and a lack of seismic velocity resolution at depth. The eastern Aleutian [15-16], the Izu-Bonin [17-18] and to some extent the Mariana [19] are the best-studied island arcs and are essential references for the following summary.

Arcs have various crustal thicknesses: 30 km in the Aleutian, 20-22 km in the Izu-Bonin arc, and about 16 km in the Mariana arc [17-19]. As usual, seismic velocities increase with depth, but they vary considerably from one arc to another, suggesting different crustal composition. For example, the deepest layer in the Aleutian arc has P-waves velocities of 6.8 to 7.2 km/s and is interpreted as a 15 km-thick sequence of mafic to ultramafic cumulates (Fig. 3.18a).

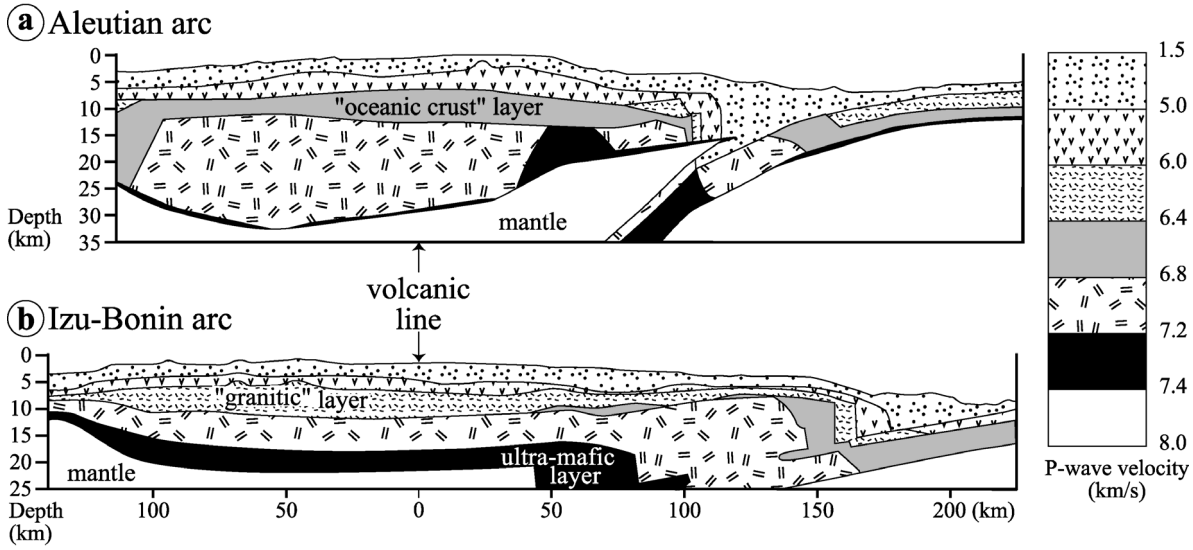


Figure 3.18 - P-wave velocity structure of the Aleutian (a) [16, 20] and Izu-Bonin (b) [17, 20] arcs.

The middle crustal layer has thickness and velocity corresponding to the oceanic crust [15]. The lower crust of the Izu-Bonin arc is more 'rapid' (there is a layer with velocities of about 7.3 km/s, which is absent in the Aleutian) and thinner (~10 km, Fig. 3.18b). Moreover, the middle, ~5 km-thick layer of this arc has velocities around 6 km/s, believed to correspond to a granitic layer [17]. The Izu-Bonin arc appears therefore as more mature than the Aleutian arc, although both have approximately the same age of about 50 Ma (55-50 Ma for the Aleutian [21] and 48 Ma for the Izu-Bonin [17] arc). The age thus does not directly control the arc crustal structure. What are these controlling factors? An important one is arc rifting (initial stage of back-arc opening) which, on the one hand, reduces the crustal thickness and, on the other hand, removes the part of the arc that becomes a remnant arc after the back-arc basin opening. Rifting also changes the thermal history (hence mineralogical composition) of the arc and is commonly accompanied by mafic and ultramafic intrusions [22]. The Izu-Bonin and Aleutian arcs have different rifting history. The Izu-Bonin arc has experienced one cycle of rifting and back-arc spreading and is presently being rifted again [17], while the Aleutian arc has never been split. It is therefore reasonable to assume that extension has impelled some differences between these two arcs. We conclude that the thickness of the arc is not indicative of its maturity and temperature (lithosphere thickness). A young arc may be thin and cold (i.e. with a thick lithosphere. Yet, a thin arc can be old and have a thin lithosphere (be hot) if it has undergone recent rifting. In terms of modelling set-up, we must thus test hot versus cold and

thin versus thick arcs with little consideration of age because any thickness/temperature combination may have happened.

Constraints on the models:

The first parameter to test is thus the arc crust thickness, which ranges for the chosen examples between ~16 km for the Mariana and ~30 km for the Aleutian arcs. The effective strength of the arc is another controlling parameter. It depends on the arc composition, which is heterogeneous and changes from ultramafic/mafic in the lower crust to more felsic (andesitic) in the upper crust [15]. Since island arcs have nearly the same bulk composition as the oceanic crust [16], the model arc in most experiments was made of the same material as the model oceanic crust. A weaker material was used in some experiments to test the behaviour of predominantly felsic arcs or those weakened by various faults, low-strength layers or décollement surfaces that may be present within the arc.

The arc strength also depends on the thermal gradient and/or the total lithosphere thickness. Tomographic data reveal well-developed low velocity zones beneath volcanic arcs, which are interpreted as caused by ascending mantle flow reducing the overriding plate thickness [23, 24]. The arc lithosphere is thus very thin (e.g. < 30 km in NE Japan [24]). We adopted approximately this value to calculate the arc lithosphere thickness in the model.

Coupling between the crust and the mantle is one more parameter that should affect the arc behaviour during subduction. Early ideas professed that volcanic rocks are progressively accumulated, resulting in a passive growth of the arc upon the surface of the oceanic crust covered by the sedimentary (lubricating) layer. In reality, magmatic underplating reworks the lower crust of the arc, the oceanic crust and the underlying mantle, which provides a rather continuous transition from deep ultramafic to top andesitic crust. Therefore, a sharp interface between the crustal arc and its mantle is unlikely and it seems reasonable to assume that crust/mantle coupling is strong in the sense that there is no décollement layer. This is especially true for arcs that have undergone rifting and are somehow reinforced by strong mafic and ultramafic intrusions. Coupling between the arc crust and its substratum will thus be defined by the lower crust strength, which depends on temperature and hence on the crust thickness (assuming the total lithosphere thickness to be constant). Therefore, in the experiments, we apply strong coupling between the arc crust and its basement (the oceanic crust and lithospheric mantle) before subjecting the models to a thermal gradient. However, we also tested a low coupling interface between the arc crust and the underlying oceanic crust to cover supplementary eventualities.

Modelling set-up

The models include two 'lithospheric' plates resting on the liquid 'asthenosphere' (Fig. 3.19). The overriding plate corresponds to the two-layer oceanic lithosphere with coupled oceanic crust and lithospheric mantle. The oceanic crust material is stronger than the continental crust (Table 3.5 and Fig. 3.20), while the mantle layers of both plates have the same composition and hence properties. The overriding plate carries the volcanic arc made of the same material as either the strong 'oceanic' or the weak 'continental' crust. To get the above-mentioned strong coupling between the arc crust and oceanic crust, both are made as one single body. In experiment 3 presented later, these two units are separated by a low coupling (friction) interface. The overriding plate in all experiments is thinned under the volcanic arc (equivalent lithospheric thickness here is 30 km, as indicated above). In most of the experiments this plate has also been thinned in the rear of the arc (Fig. 3.19) to simulate young

back-arc lithosphere formed just before the arrival of the continental margin into the subduction zone. The lithosphere at the back-arc spreading centre is very young, thin and weaker than in the arc. Subduction/collision is driven by a piston moving at a constant rate throughout the experiment and the pull force generated by the subducting oceanic lithosphere and the continental lithospheric mantle, both being slightly denser than the asthenosphere (Table 3.5). In similar, purely mechanical experiments reported by Chemenda, *et al.* [13] it was shown that during subduction of the continental lithosphere the overriding plate fails near the spreading centre. Failure can occur along either of two possible oppositely dipping directions depending in particular on the distance L between the trench and the back-arc spreading centre. Failure along the arc-verging fault is followed by subduction of the arc plate, whereas failure along the arc-dipping fault results in subduction reversal. Similar results have been obtained when the overriding plate contains only one weak zone in the arc area (no young back-arc lithosphere). In this case failure occurred along fault dipping under the arc in either of two possible directions, resulting either in the subduction reversal or fore-arc block subduction [13, 14]. In the present paper we are interested in arc subduction. Therefore we have chosen an L value (L = 8.8 cm, corresponding to ~300 km in nature) that provides arc-verging failure plane, synthetic to the main subduction.

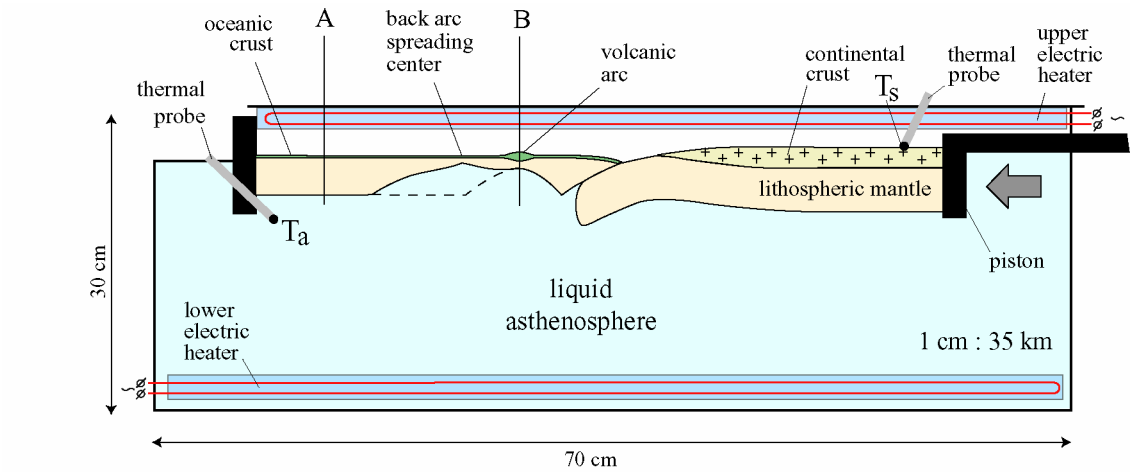


Figure 3.19 - Scheme of the experimental set-up. Dashed line in the lower part of the overriding plate shows the base of this plate in the experiment 1 where young back arc basin is absent. T_s and T_a are the temperature of the lithosphere surface and the asthenosphere, respectively. Sections A and B correspond to the strength envelopes in Figure 3.20.

The principal difference between the present experiments and those reported earlier [13] is the structure of the overriding plate, which now contains both oceanic and arc crust. New models are thermo-mechanical. The model lithosphere is made of temperature sensitive materials (hydrocarbon compositional systems [25]), and the whole model is subjected to a vertical thermal gradient. Temperature T_s at the model surface and T_a in the 'asthenosphere' ($T_a > T_s$) are imposed and controlled using high-precision thermal probes, auto-adaptive thermo-regulator and electric heaters (Fig. 3.19). In the experiments presented, T_s = 38°C and T_a = 42°C. The thermal gradient within the lithosphere before deformation (subduction) is mainly defined by its thickness as the thermal diffusivity of the model crust and the lithospheric mantle are close (Table 3.5). Thermal and mechanical structures of the 'normal' oceanic and continental lithospheres as well as four tested variants of the arc lithosphere properties are presented in Fig. 3.20. Note that deformation of the subducting continental lithosphere is not the subject of this study.

Similarity criteria

The similarity criteria are the following [26]:

$$\sigma_{oc}/\rho_{oc}gH_{oc} = \text{const}, \ \sigma_{cc}/\rho_{cc}gH_{cc} = \text{const}, \ \sigma_l/\rho_l gH_l = \text{const}, \ \rho_l/\rho_a = \text{const},$$
$$\rho_l/\rho_{cc} = \text{const}, \ \rho_l/\rho_{oc} = \text{const}, \ H_l/H_{cc} = \text{const}, \ H_{cc}/H_{oc} = \text{const}, \quad (1)$$
$$Vt/H_l = \text{const}, \ VH/\kappa = \text{const};$$

where σ_{oc}, σ_{cc} and σ_l are the average yield limits under normal loading of the oceanic crust, the continental crust, and the lithospheric mantle, respectively. As the strength of the materials decreases downward in each layer, due to the temperature increase, the yield limits used for the similarity criteria are averaged over the layer thickness. H_{oc}, H_{cc} and H_l, are the thicknesses of the oceanic crust, the continental crust, and the mantle of the continental lithosphere, respectively. ρ_{oc}, ρ_{cc}, ρ_l and ρ_a are the densities of the oceanic crust, the continental crust, the mantle, and the asthenosphere. V is the convergence rate; t is the time; κ is the thermal diffusivity of the lithosphere and H is the total thickness of the continental lithosphere. The parameter values assumed for the prototype and the model which satisfy the similarity conditions 1 are given in Table 3.5.

Table 3.5 - Parameter values adopted for the model and scaled to nature. Because our materials are temperature-sensitive and due to the thermal gradient imposed in the model, the strength of the materials decreases with depth in each layer. In this table we indicate the strengths averaged over the layer thickness, which are half of the sum of the maximal and minimal values.

Parameters	*Symbol*	*Prototype*	*Model*
Average yield limit of the oceanic crust	σ_{oc} (Pa)	6.8×10^7	60
Average yield limit of the continental crust	σ_{cc} (Pa)	2.62×10^7	23
Average yield limit of the continental lithospheric	σ_l (Pa)	3.12×10^7	27
Density of the oceanic crust	ρ_{oc} (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
Density of the continental crust	ρ_{cc} (kg/m^3)	2.8×10^3	0.86×10^3
Density of the lithospheric mantle	ρ_l (kg/m^3)	3.37×10^3	1.02×10^3
Density of the asthenosphere	ρ_a (kg/m^3)	3.3×10^3	10^3
Thickness of the oceanic crust	H_{oc} (m)	7×10^3	2×10^{-3}
Thickness of the continental crust	H_{cc} (m)	2.8×10^4	8×10^{-3}
Thickness of the continental lithospheric mantle	H_l (m)	5.25×10^4	1.5×10^{-2}
Convergence rate	V	3 cm/year	3×10^{-5} m/s
Thermal diffusivity of the lithosphere	κ (m^2/s)	10^{-6}	8×10^{-8}
Time	t	1 Ma	4.6 min

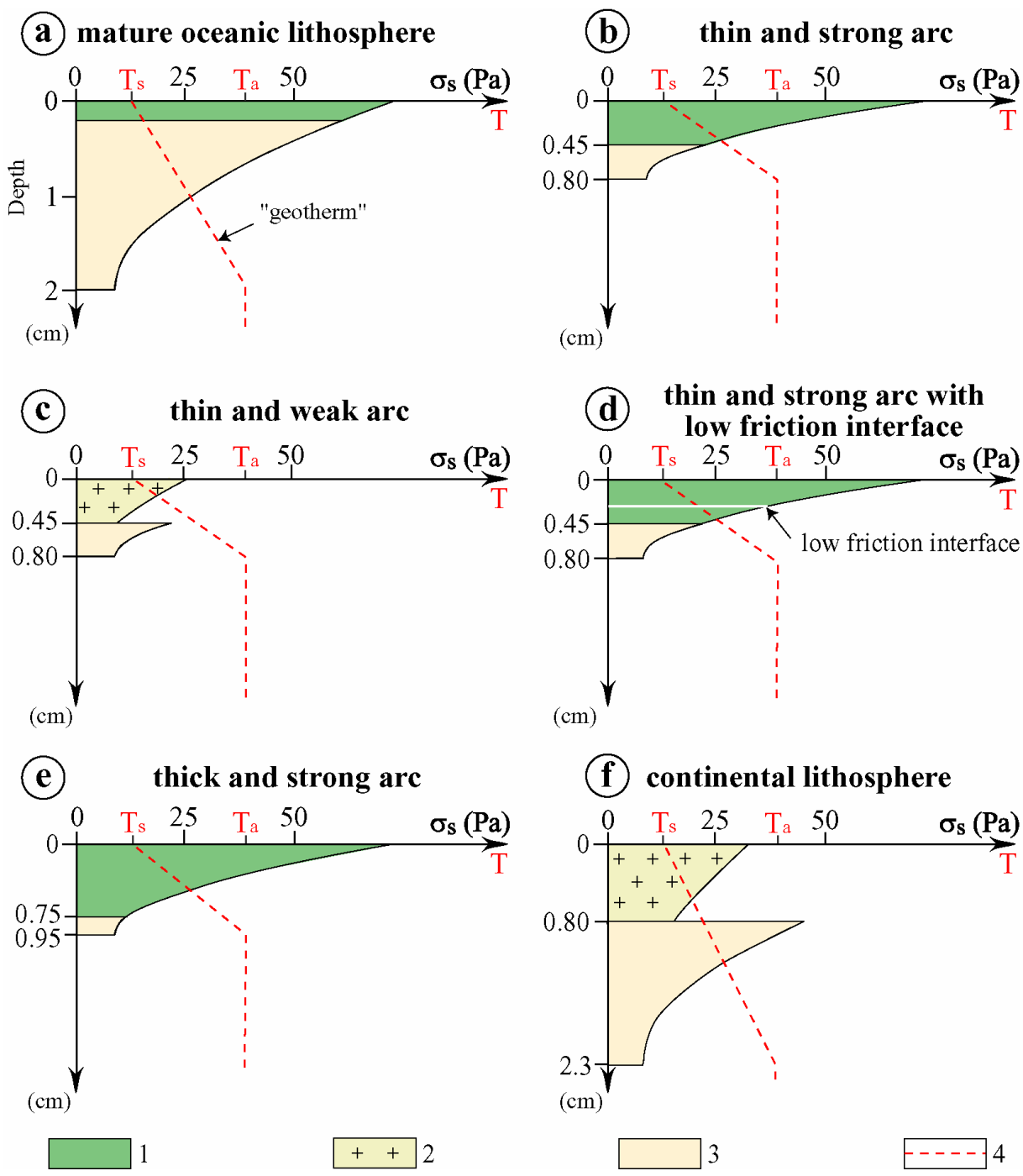


Figure 3.20 - Strength envelopes of the model lithosphere. The strength of each model material has been measured experimentally (shear tests) for temperatures between Ts and Ta. The thermal gradient in various models was also measured. The strength envelopes presented were calculated using these experimental data. (a) Mature oceanic lithosphere corresponding to section A in Figure 3.19; (b-e) Thinned oceanic overriding lithosphere in the volcanic arc area (section B in Fig.1): (b) thin (4.5 mm equivalent to 16 km in nature) and strong arc crust made of the same material as the oceanic crust; (c) thin and weak volcanic arc made of the same material as the continental crust; (d) the same as in panel b with low-friction interface inside the arc; (e) thick (7.5 mm equivalent to 26 km in nature) and strong volcanic arc; (f) continental lithosphere. 1: oceanic crust; 2: continental crust; 3: lithospheric mantle; 4: 'geotherm'.

Results

A total of 33 experiments have been performed. We present the five most representative experiments, which demonstrate end-member scenarios for arc deformation during arc/continent collision.

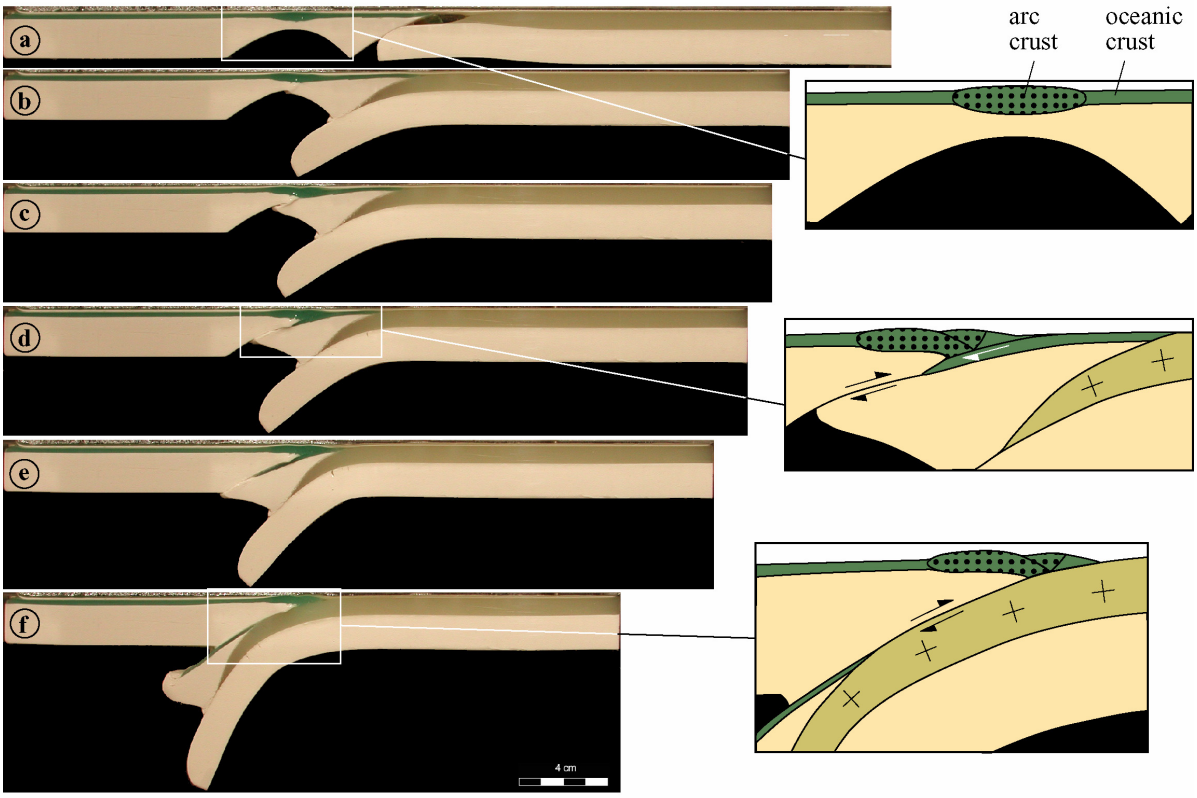


Figure 3.21 - Successive stages of experiment 1 with zoom-in on some parts of the deformed model. There is no young back-arc basin; therefore the overriding lithosphere contains only one thin zone beneath the arc. The lithosphere fails below the arc crust (panels b and c), resulting in the fore-arc block subduction (panels d-f). Only small parts of the fore-arc oceanic crust are scraped and accreted (zoom-ins in panels d and f). The arc crust is slightly deformed and remains in its place.

Experiment 1 (Fig. 3.21): The overriding plate contains only one weak (thinned) zone in the arc area; there is no young back-arc lithosphere (the dashed line on Fig. 3.19 shows the base of this plate). The strength envelope of the arc lithosphere is presented in Fig. 3.20 b: the model arc is made of a 4.5 mm thick 'oceanic' crust, which scales up to 16 km in nature. The trench/arc-axis distance is 6.5 cm (~230 km in nature), which provides failure of the overriding plate along a continent-verging fault dipping under the arc (Fig. 3.21a), see Tang *et al.* [14]. Failure is followed by the complete subduction of the fore-arc block (Figs. 3.21 d to f). The arc crust and a scraped and accreted slice of the oceanic crust remain at the surface (Fig. 3.21 f). In the alternative scenario with subduction reversal, the arc also remains at the surface and new subduction occurs under the arc [14, 27].

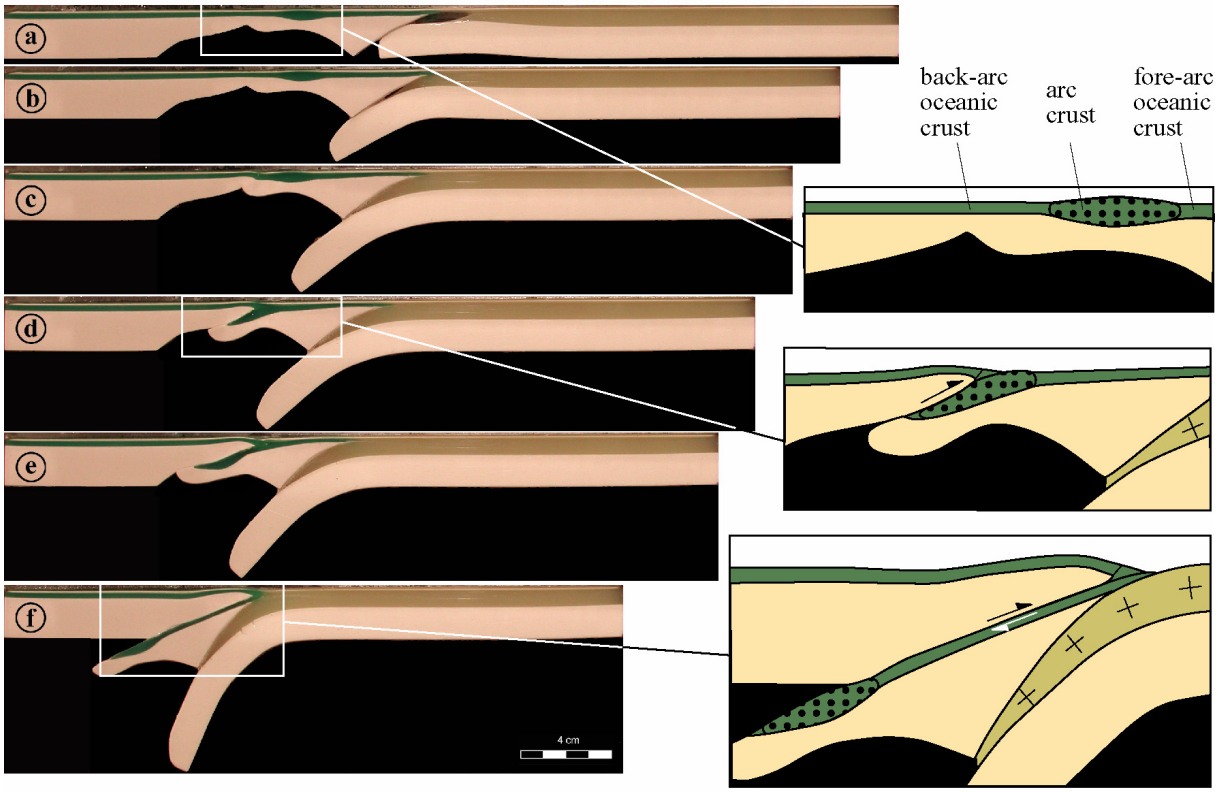


Figure 3.22 - Successive stages of experiment 2. The arc is thin and strong (corresponding to Figure 3.20 b). The arc subducts almost completely, leaving on the surface only small blocks of scraped off and accreted back-arc and arc crust (zoom- ins in panels d and f).

Experiment 2 (Fig. 3.22): The overriding plate is the same as in experiment 1 but now includes a young 'back-arc basin lithosphere' (see Fig. 3.19). The arc is strong and thin (Fig. 3.20 b). The initial stages of this test (Fig. 3.22 a-c) are similar to those of purely mechanical experiments with a one-layer overriding plate [13]: subduction of the continental margin causes an increase in the horizontal compression of the overriding plate which fails near the 'extinct back-arc spreading centre'. A subduction jumps to this new location. At the initial stages, the new subduction accommodates almost all convergence (the initial subduction zone is practically inactive) and 'consumes' the back-arc segment of the arc plate. This process then slightly slows down when the arc enters the new subduction zone, resulting in reactivation of the continental margin subduction (Fig. 3.22 d). The whole arc plate then subducts into the 'asthenosphere', which leads to complete disappearance of the arc from the surface at the end of the experiment (Fig. 3.22 f). Continental subduction then resumes to absorb further convergence, and the oceanic lithosphere of the back-arc basin is obducted on the subducting continental lithosphere. The experiment was stopped at that stage.

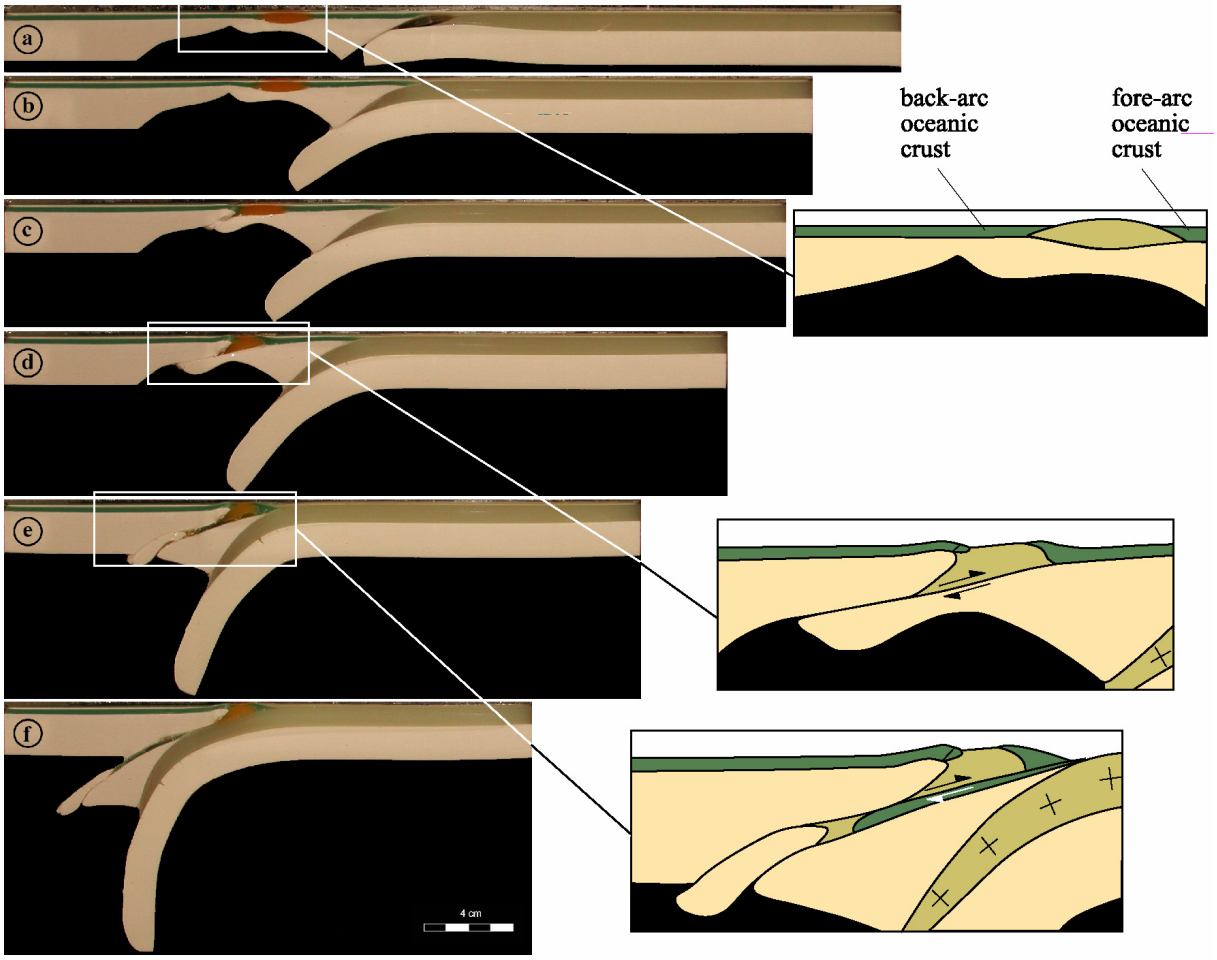


Figure 3.23 - Successive stages of experiment 3. The thin and weak 'continental-like' volcanic arc (corresponding to Fig. 3.20 c) is deformed and accreted along with small amounts of the fore-arc oceanic crust (zoom-in in panel c).

Experiment 3 (Fig. 3.23): The same set-up as in experiment 2 is applied, but the arc is weaker (made of the 'continental crust'; Fig. 3.20c). As in the previous experiment, failure occurs near the back-arc spreading centre (Fig. 3.23 b, c), resulting in the arc plate subduction (Fig. 3.23 c-f). The weak volcanic arc is scraped off with part of the fore-arc oceanic crust (Fig. 3.23 d). The arc undergoes large deformation, being jammed between the overriding plate and the fore-arc block, which continue to subduct (Fig. 3.23 d). At the same time, the continental margin continues slow subduction under the fore-arc block until stage e. After the arc plate is consumed, there remains only one subduction zone. A small amount (about 20%) of the arc is dragged into the subduction zone (Fig. 3.23 e), but its main part is accreted at shallow depth. Relatively small volumes of the back-arc and fore-arc oceanic crust are also accreted to the overriding plate and obducted onto the continental lithosphere (Fig. 3.23 f). During subduction of the lithospheric mantle of the arc plate, a second failure occurs in the thinned area that was the former arc mantle (Fig. 3.23 e).

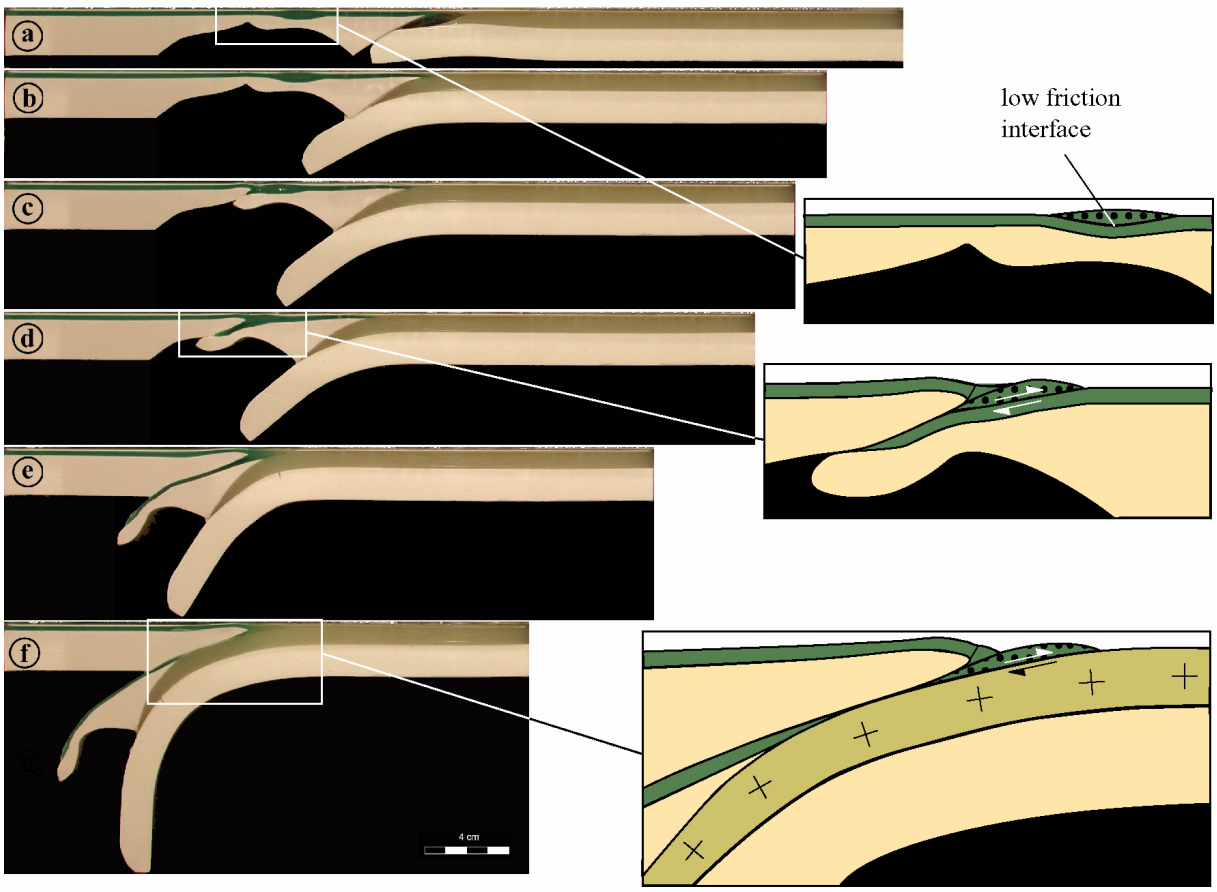


Figure 3.24 - Successive stages of experiment 4. The arc is strong but there is a low-friction interface within it (zoom- in in panel a), which is a décollement surface along which the upper part of the crust is scraped off just at the onset of the arc subduction (panels d-f).

Experiment 4 (Fig. 3.24): As in experiment 2, the arc is thin and strong, but also comprises a low-friction interface at the surface of the 'initial oceanic crust' (Fig. 3.20 d). Cohesion along this interface is 20-30% lower than the shear strength of the crust. In this case, the upper part of the arc is shifted from its substratum during subduction (Fig. 3.24 d) and is accreted at very shallow depth (Fig. 3.24 e,f). The convergence is almost entirely accommodated by the arc plate subduction, the continental lithosphere subducting together with this plate. The last stage of this experiment (Fig. 3.24 f) shows that the accreted upper arc becomes part of the overriding plate and is obducted on the subducting continental lithosphere. There was no need to test the same decoupling conditions with a weak crust because it is obvious that the low-strength, 'continental-like' crust will also be, and even easier, scraped off and accreted.

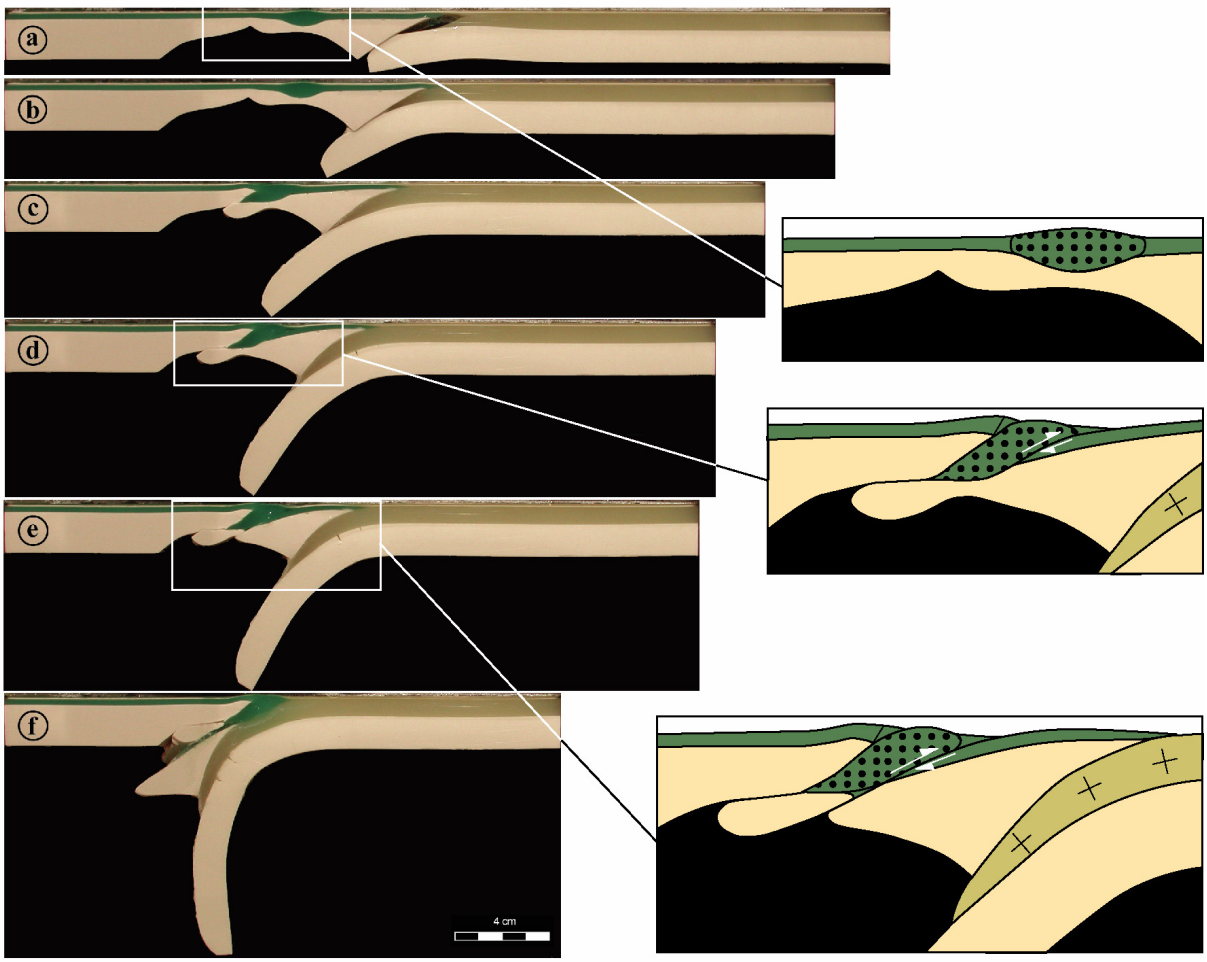


Figure 3.25 - Successive stages of experiment 5. The arc is thick and strong (Fig.3.20 e). It subducts to a few tens of kilometres-equivalent depth (panel d), but then it is scraped off (panels e and f) and one third to half of it remains exposed at the surface along with the remnants of back-arc and fore arc crust.

Experiment 5 (Fig. 3.25): In this experiment, the arc crust is made of the same strong material as the oceanic crust, but the arc crust thickness is 7.5 mm (equivalent to 26 km in nature). The strength envelope of such an arc lithosphere is presented in Fig. 3.20 e. After failure of the overriding plate at stage c, the arc undergoes considerable deformation when it enters the new subduction. During this stage (Fig. 3.25 c,d), the convergence is absorbed by subductions of both the arc plate and the incoming continental lithosphere. After subduction of a few tens of equivalent kilometres of the arc plate, the arc crust is scraped off (Fig. 3.25 d). The thin and hot (hence, very weak) arc lithosphere fails at depth (Fig. 3.25 e) and remains under-accreted against the overriding plate, while the fore-arc block continues subducting. The whole mantle part of the arc plate disappears in the asthenosphere, whereas a large part of the deformed arc crust remains at shallow depth and at the surface, being obducted on the continental lithosphere (Fig. 3.25 f).

Discussion

Cloos [28] argued that the low density of an intra-oceanic island arc should prevent its subduction and that the plate bringing an arc into subduction should be choked and blocked. Our experiments, where arc subduction/accretion occurs during back-arc closure (subduction of the arc plate) confirm this statement insofar that solely the arc crust can be blocked, while the underlying lithospheric mantle keeps subducting. Yet, the arc blockage and accretion occur only if the arc crust is thick (>~15-20 km-thick). This result does not match at a first glance the experiments on continental subduction [26, 29-31], where even thicker (35 km-thick) and weaker continental crust was subducted to ~ 100 km equivalent depth. Three main reasons explain scraping-off of the scaled-to-26km-thick arc: First, the lithosphere in the arc area is thin and hence the lower crust is hot and weak. Strong decoupling thus takes place at this level. Second, the thick arc has a high isostatic relief and hence resists subduction, being submitted to high pressure while it is driven in the interplate zone. Third, the buoyancy force generated during subduction of the low-density arc crust also opposes to deep burial. The coupling between the arc crust is only defined by the strength of the lower arc crust, which in the case of a thick arc crust is low. Since the basal surface of the arc is also small, the integral shear coupling force between the arc crust and the lithospheric mantle is low and scraping off is easy. The coupling of the continental crust with its substratum is also weak, but the surface of the crust is very large and hence the integral shear coupling force between the crust and the mantle is high. Accretion of the thick arc crust does not prevent the rest of the arc plate including the fore-arc and part of the back-arc lithosphere, from being subducted. These leave small remnants near the surface. Experiments show (Figs. 3.22 and 3.25) that slices/blocks of the young and hot back arc crust are more easily scraped and accreted because coupling to the mantle is small compared to the cold fore arc block. This result is consistent with the geochemical information, which points out that most ophiolites are likely to be derived from arc and back-arc lithospheres [32, 33].

Reduction of the arc thickness will obviously facilitate arc subduction. A thin arc is stronger than a thick one (compare Fig. 3.20 b, e) and forces resisting to subduction, such as buoyancy and pressure due to the subduction of a elevated topography, are smaller for a thin arc than for a thick one. All this favours complete arc subduction. We cannot tell what is the threshold arc thickness that controls the transition between the two end-member behaviours of the arc because the modelling gives qualitative rather than quantitative results. Moreover, the experiments show that any weak layer (zone) within arc, whatever the arc thickness, strongly affect the result: the weak layer (interface) favours accretion of the upper (felsic) crust, while the lower (mafic and ultramafic) crust can be subducted.

Our experiments were focused on intra-oceanic island arcs. On the other hand, the arc can include a fragment of the continental lithosphere separated from the main continent by a back-arc basin (e.g. Japan). In this case, the arc is thicker (>30 km) and weaker (made on a continental crust basement) than an intra-oceanic arc. Experiments 3 and 5 show that such a 'continental' arc has little or no chance to completely subduct.

The experimental result on which we want to elaborate is that subduction may absorb the whole arc as part of a larger-scale process, which is subduction of the entire arc plate. To know whether plate convergence has entirely swallowed an arc in a particular collision belt, experimental scenarios of the whole arc plate subduction must be tested against the data. For example, we can come back to the Tsangpo Suture, along which there are only faint traces of a within-Tethys Cretaceous island arc [9-11]. The experiments suggest that this volcanic arc, the eastern continuation of the Kohistan and Ladakh arcs of the western Himalayas, is presently nearly absent because it has been subducted below the remaining ophiolites, which are

the fore-arc of the Asian active margin [7,8]. This arc should thus be rather thin, either because it was young or because it has undergone back-arc rifting. Conversely, accretion of the Kohistan and Ladakh arcs corresponds to a thick volcanic arc model. Although arc rifting is documented in the Kohistan [34], we speculate that extension there may have been insufficient to reach the critical thickness under which the whole arc plate would have been subducted. The topic requires discussing many geological and geochronological details, which are outside the scope of this paper. The existence of a second subduction zone at the rear of the back-arc basin (the south-Asia active margin) should also be taken into account for the realistic modelling of Kohistan Island arc accretion. This preliminary application only sets the stage of ongoing research that will be presented in a later paper.

Now we demonstrate how the experimental results shed some light on other geological examples. Taiwan is a present-day example of ongoing fore-arc block subduction [27,35], but we do not know any example of present-day arc plate subduction. In the Aegean region the African margin front enters into subduction but the back-arc lithosphere is still under tension [36]. We can predict that the next stage of this arc-continent collision following intra-oceanic subduction and back-arc opening will be the change from extension to compression of the overriding plate and failure of this plate in the back-arc area. The same evolution should occur in Papua New Guinea where the Australian continental lithosphere is subducting beneath the Huon-Finistere arc while the Bismark Sea is still opening in the back-arc area [37,38].

In the Oman Mountains there are disputed traces of arc activity [39,40]. It has already been argued that the arc plate carrying small volcanic arcs has been subducted in this region in Cretaceous times [13], a conclusion that experiment 2 supports. A scenario of complete arc plate subduction (including the arc itself) is consistent with the available data (see [13] and references therein). Assuming that arcs can disappear in the asthenosphere revives the question on the existence of a volcanic arc before Adria-Europe collision in the Alps. Most of the authors consider that there never was any [1,2]. However, calc-alkaline volcanism is documented in clastic sediments [41] and produced volcanoes now buried below the Po plain [42,43]. The volcanic belt extends into the eastern Alps [44] and, seen from the experimental perspective, could represent the remnants of a subducted arc.

Traces of pre-collisional setting in older orogenic belts are often scarce and discrete but they find possible interpretation based on the presented model experiments. For example, the Kudi ophiolites of the western Kunlun Mountains in northwestern China represent the upper mantle and crustal section of a back-arc basin [45]. These rocks show two distinct episodes of arc activity, the second one witnessing interaction with the back-arc basin mantle lithosphere. This event has been interpreted as the closure of the back-arc basin. We conclude that in this region the pre-collisional setting included intra-oceanic subduction with back-arc opening that evolved into back-arc closure with arc plate subduction before continental collision. Other, old sutures such as along the Tilemsi arc of northern Mali [46] expose only the accreted volcanic arc whereas back-arc and fore-arc rocks are rare. Experiment 3 with arc accretion and subduction of the rest of the arc plate or experiment 1 with only fore-arc block subduction and the arc remaining in its place offer plausible scenarios for the evolution of this area.

Conclusion

Subduction of oceanic and continental lithosphere is key element of plate tectonics. Modern studies are concentrated on thermo-mechanical and mineralogical evolutions of both overriding and subducting plates, their interaction with the surrounding mantle and geophysical signature of these processes. Our experiments show that the basic scheme can be considerably modified at the beginning of continental subduction when subduction can jump

into the back-arc region. During a few million years there will be two active subductions, resulting in complete disappearance of a large lithospheric unit, the arc plate. This process will drastically modify the thermo-mechanical regime of the lithosphere and the underlying mantle [13]. Does this process occur in nature? We can judge this only based on the traces that possible arc plate subduction could leave at the surface. When the mountain belt underwent intra-oceanic subduction and now contains accreted arc, but instead of fore-arc and back-arc lithosphere there are only small remnants of oceanic crust and possibly sedimentary units, the solution consisting of subduction of subduction of the arc plate with arc accretion seems to be obvious; at least it is difficult to find a credible alternative. We obtain this process in the physical models when the arc is thick (>~20 km thick). A good natural example of this case is the Kohistan arc. Another scenario obtained is complete or almost complete arc subduction corresponding to a thin (<15-20 km thick). This scenario can be applied to the orogens that do not contain an arc. The alternative solution suggested for such cases is that there was no arc at all because the intra-oceanic subduction was too short. This is a possible hypothesis. However, when not only the arc is absent, but also the fore-arc and back-arc, such a solution is no longer valid. The subduction of the whole arc plate is a more plausible scenario, which fits well to the history and structure of the Oman Mountains [13] and possibly the Alps (this paper). Of course, intermediate regimes with partial arc subduction/accretion are also possible. A good example of arc subduction leaving only small accreted remnants is presented by the Indus-Tsangpo Suture in southern Tibet.

Acknowledgements:

This work has been supported by the IT 2002 (CNRS/INSU) Programme, the Swiss National Fonds (Project 20-61465.00) and the ETH (Project 0-20884-01). It is Geosciences Azur- CNRS-UNSA contribution No. 576.

References:

[1] G.M. Stampfi, J. Mosar, D. Marquer, R. Marchant, T. Baudin, and G. Borel, Subduction and obduction process in the Swiss Alps, Tectonophysics 296 (1998) 159-204.

[2] P. O'Brien, Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples, Phys. earth planet. inter. 127 (2001) 277–291.

[3] M.-A. Gutscher, W. Spakman, H. Bijwaard, and R. Engdahl, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, Tectonics 19 (2000) 814-833.

[4] R.A.K. Tahirkheli, M. Mattauer, F. Proust and P. Tapponier, The India-Eurasia suture zone in northern Pakistan; synthesis and interpretation of recent data at plate scale, in: A. Farah and K. A. DeJong (Eds.) Geodynamics of Pakistan, Geol. Surv. Pakistan, 1979, pp125-130.

[5] J.-P. Bard, H. Maluski, P. Matte, and F. Proust, The Kohistan sequence: crust and mantle of an obducted island arc, Geol. Bull. Univ. Peshawar 11 (1980) 87-94.

[6] M.P. Coward, B.F. Windley, R.D. Broughton, I.W. Luff, M.G. Petterson, C.J. Pudsey, D.C. Rex and M.A. Khan, Collision tectonics in the NW Himalayas, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 19 (1986) 203-219.

[7] C. Allègre, V. Courtillot, P. Tapponier, A. Hirn, M., Mattauer, C. Coulon, J.J. Jaeger, J. Achache, U. Schaerer, J. Marcoux, J.-P. Burg, J. Girardeau, R. Armijo, C. Gariepy, C. Goe-

Goepel, Li. Tindong, Xiao. Xuchang, Chang. Chenfa, Li. Guanggin, Lin. Baoyu, Teng. Ji. Wen, Wang. Naiwen, Chen. Guoming, Han. Tonglin, Wang. Xibin, Den. Wanming, Sheng. Huaibin, Cao. Yougong, Zhou. Ji, Qiu. Hongrong, Bao. Peisheng, Wang. Songchan, Wang. Bixiang, Zhou. Yaoxiu, and Ronghua. Xu, Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt, Nature 307, 5946 (1984) 17-22.

[8] J.-P. Burg, and G.M. Chen, Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China, Nature 311, 5983 (1984) 219-223.

[9] J.C. Aitchison, Badengzhu, A.M. Davis, Jianbing Liu, Hui Luo, J.G. Malpas, I. McDermid, Hiyun Wu, S.V. Ziabrev, and Mei-fu Zhou, Remnants of a cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet), Earth Planet Sci. Lett. 183 (2000) 231-244.

[10] A.M. Davis, J.C. Aitchison, Badengzhu, Hui Luo, and S. Zyabrev, Paleogene island arc collision-related conglomerates, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet, Sediment. Geol. 150 (2002) 247-273.

[11] I. Mc Dermid, J.C. Aitchison, A. Davis, T. Harrison, and M. Grove, The Zedong terrane: a late Jurassic intra-oceanic magmatic arc within the Yarlung-Tsangpo suture zone, southeastern Tibet, Chem. Geol. 187 (2002) 267-277.

[12] E.J. Fielding, Morphotectonic evolution of the Himalayas and Tibetan Plateau, in: M.A. Summerfield (Ed.), Geomorphology and global tectonics, John Wiley & Sons Pub., 2000, pp.20

[13] A.I. Chemenda, D. Hurpin, J.-C. Tang, J.-F. Stefan, and G. Buffet, Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling, Tectonophysics 342 (2001) 137-161.

[14] J.-C. Tang, A.I Chemenda, J. Chery, S. Lallemand, and R. Hassani, Compressional Subduction Regime and Arc-Continent Collision: Combined Experimental and Numerical modeling, Spec. pap. - Geol. Soc. Am. (accepted).

[15] M. Fliedner, and S. Kemplerer, Structure of an island-arc : Wide-angle seismic studies in the eastern Aleautian Islands, Alaska, J. Geophys. Res. 104 (1999) 10,667-10,694.

[16] W.S. Holbrook, D. Lizarralde, S. McGeary, N. Bangs, and J. Diebold, Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental growth, Geology, 27 (1999) 31-34.

[17] K. Suyehiro, N. Takahashi, Y. Ariie, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, N. Hirata, H. Tokuyama, and A. Taira, Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, Science 272 (1996) 390-392.

[18] N. Takahashi, K. Suyehiro, and M. Shinohara, Implications from seismic crustal structure of the northern Izu-Bonin arc, Isl. Arc 7 (1998) 383-394.

[19] K. Lange, Auswertung eines weitwinkelreflexions-und refraktionsseismischen Profils im suedlichen Marianen Backarc Becken. Diplomarbeit thesis, Institut fur Geophysik, Universitaet Hamburg, Germany, 1992.

[20] B. Taylor, G. Moore, A. Goodliffe, P. Fryer, D. Wiens, G. Smith, S. Klemperer, J. Hildebrand, K. Suyehiro, S. Kodaira, H. Shiobara, A. Taira, and N. Seama, US-Japan collaborative research: multi-scale seismic imaging of the Mariana subduction factory. Research Proposal summary, 2001 http://www.ldeo.columbia.edu/margins/IZUBonin.html

[21] D.W. Scholl, T.L. Vallier, and A.J. Stevenson, Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge, in: D.W. Scholl, A. Grantz, and J.G. Vedder, (Eds.), Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins-Beaufort Sea to Baja California: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1987, pp123-155.

[22] K. Tamaki, Two modes of back-arc spreading, Geology 13, 7 (1985) 475-478.

[23] D. Zhao, A. Hasegawa, and H. Kanamori, Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events. J. Geophys. Res. 99 (1994) 22,313-22,329.

[24] J. Nakajima, T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, J. Geophys. Res. 106 (2001) 21,843-21,857.

[25] A.I. Shemenda, Subduction: Insights from Physical modelling, Kluwer, 1994, 215pp.

[26] A. Chemenda, J.-P. Burg, and M. Mattauer, Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data, Earth Planet Sci. Lett. 174 (2000) 397-409.

[27] J.-C. Tang, and A. Chemenda, Numerical modelling of arc–continent collision: application to Taiwan, Tectonophysics 325 (2000) 23–42.

[28] M. Cloos, Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, Geol. Soc. Amer. bull. 105 (1993) 715-737.

[29] A.I. Chemenda, M. Mattauer, J. Malavieille, and A. Bokun, A mechanism for syn-collisional exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling, Earth Planet Sci. Lett. 132 (1995) 225-232.

[30] A. Chemenda, M. Mattauer, and A.N. Bokun, Continental subduction and a mechanism for the exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman, Earth Planet Sci. Lett. 143 (1996) 173-182.

[31] D. Boutelier, A. Chemenda, and C. Jorand, Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction: first experiments, in: W.P. Schellart, and C. Passchier (Eds.), Analogue modelling of large-scale tectonic processes, J. Virtual Explorer 7 (2002) 61-65.

[32] A. Miyashiro, The Troodos complex was probably formed as an island arc, Earth Planet Sci. Lett. 25 (1973) 217-222.

[33] A. Miyashiro, J. Malpas and H. Ischizuka, Circum-pacific Phanerozoic multiple ophiolites belts, in: A. Ischiwatari, J. Malpas and H. Ishizuka (Eds.), Circum Pacific Ophiolites, 29th Int. Geol. Cong. Part D, 1994, pp7-28.

[34] J.-P. Burg, J.-L. Bodinier, S. Chaudhry, S. Hussain, and H. Dawood, Infra-arc mantle crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya) : petro-structural evidence, Terra Nova 10, 2 (1998) 74-80.

[35] J. Malavieille, Evolutionary model for arc-continent collision in Taiwan, in: Active Subduction and Collision in Southern Asia, Montpellier, France, Conf. Abstr., 1999, pp 231-234.

[36] L. Jolivet, J.-P. Brun, P. Gautier, S. Lallemant and M. Patriat, 3D-kinematics of extension in the Aegean region from the early Miocene to the Present, insights from the ductile crust, Bull, Soc. Geol. France 165 (1995) 195-209.

[37] L.D. Abott, E.A. Silver, and J. Galewsky, Structural evolution of a modern arc-continent collision in Papua New Guinea, Tectonics 13, 5 (1994) 1007-1034.

[38] G.A. Abers and R. McCaffrey, Active arc-continent collision: Earthquakes, gravity anomalies, and fault kinemetics in the Huon-Finisterre collision zone, Papua New Guinea, Tectonics 13, 2 (1994) 227-245.

[39] J.A. Pearce, T. Alabaster, A.W. Shelton, M.P. Searle, The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications, Philos. Trans. R. Soc. London A 300 (1981) 119-133.

[40] T. Alabaster, J.A. Pearce, J. Malpas, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite Complex, Contrib. Mineral. Petrol. 81 (1982) 168-183.

[41] M. Boyet, H. Lapierre, M. Tardy, D. Bosch, and R. Maury, Nature des sources des composants andésitiques des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannas. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène, Bull. Soc. Geol. France 172, 4 (2001) 487-501.

[42] R. Fantoni, R. Bersezio, F. Forcella, F. Gorla A. Mosconi, and V. Picotti, New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic History, Mem. Sci. Geol. Padova 51, 1 (1999) 47-61.

[43] M. Mattioli, G. di Battistini, G. Zanzucchi, Geochemical features of the Tertiary buried Martara volcanic body (Northern Appennines, Italy), Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. 1 (2002) 239-249.

[44] W. Frisch, J. Kuhlemann, I. Dunkl, and A. Brügel, Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during Tertiary tectonic extrusion, Tectonophysics 297 (1998) 1-15.

[45] W. Zhihong, How back-arc basins evolved: tholeiite associations in the Kudi ophiolite of western Kunlun Mountains, northwestern China, Int. Res: Ophiolites 11, 1 (2002) 25-29.

[46] R. Caby, U. Andreopoulos-Renaud, and C. Pin, Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the pan-African trans-Saharan belt of Mali, Can. J. Earth Sci. 26 (1998) 1136-1146.

3.2.3. Apports des expériences de subduction continentale en régime de forte compression

Les expériences thermomécaniques réalisées confirment une nouvelle fois les résultats obtenus en modélisation expérimentale purement mécanique (Chemenda, *et al.,* 2001) et en modélisation numérique (Tang et Chemenda, 2000). Lorsque la lithosphère subduite avant la collision n'exerce pas (ou très peu) de traction verticale vers le bas, la subduction de la marge continentale provoque une forte compression horizontale de la plaque chevauchante qui peut se rompre au niveau de l'arc volcanique ou du bassin d'arrière arc.

La subduction des unités lithosphériques, que sont le bloc avant arc ou la plaque d'arc, permet de faire subduire la croûte continentale à plus grande profondeur que lorsque ces unités lithosphériques restent en surface (Fig. 3.3). La marge continentale est subduite jusqu'à ~150 km dans l'expérience 3 (Fig. 3.13), ~200 km dans l'expérience 4 (Fig. 3.15) et près de ~240 km dans l'expérience 5 (Fig. 3.17). La croûte continentale peut être subduite jusqu'à >200 km si la marge continentale est déjà profondément subduite sous la plaque chevauchante lorsque celle-ci se rompt et que la plaque d'arc commence à subduire (expérience 5, Fig. 3.17). Le moment du déclenchement de la rupture de la plaque chevauchante dépend principalement de la résistance de cette plaque dans la zone de faiblesse et de traction exercée par la lithosphère subduite. Dans la nature, ces deux paramètres sont mal contraints et le moment de la rupture ne peut donc pas être précisé. A cela s'ajoute l'architecture 3D des zones de subduction qui joue certainement un rôle dans le moment du déclenchement de rupture.

L'expérience 3 (Fig. 3.13) montre que la croûte continentale, subduite dans l'asthénosphère et bloquée entre le bloc avant arc et le manteau lithosphérique, devient peu résistante mais ne flue pas verticalement et se trouve entraînée en profondeur. En effet, lorsque le bloc avant arc glisse et libère un segment de croûte continentale dans l'asthénosphère, celui-ci flue et vient se sous plaquer comme dans les expériences précédentes de subduction continentale en régime de faible compression (Figs. 3.3 et 3.8). C'est donc bien le bloc avant arc rigide qui permet de faire subduire la croûte au delà de ~120 km de profondeur (profondeur critique dans les expériences 1 et 2, Figs. 3.3 et 3.8). La croûte continentale couverte par le bloc avant arc est ductile et très peu résistante mais ne peut pas fluer tant qu'elle est bloquée par une unité lithosphérique plus rigide : le bloc avant arc ou la plaque d'arc.

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc permet également de maintenir des températures relativement basses au sein de la croûte continentale subduite. La température mesurée dans la croûte continentale subduite à la profondeur équivalente de 140 km dans l'expérience 4 (Fig. 3.15) est de ~40,7°C ce qui correspond à une température de ~900°C dans la nature. Le bloc lithosphérique rigide permet alors de faire subduire profondément la croûte continentale et d'obtenir la formation des roches UHP/BT.

Cependant, si dans ces expériences de subduction continentale en régime de forte compression on obtient bien la formation de roches UHP/BT, on n'observe pratiquement pas de mouvements ascendants de matière crustale (pas d'exhumation). Dans l'expérience 3 (Fig. 3.13), une partie de la croûte continentale, subduite dans l'asthénosphère et dégagée du bloc avant arc, remonte jusqu'à la base de la lithosphère chevauchante mais ne pénètre pas dans la zone inter-plaque. A l'intérieur de cette zone, il n'y a aucun mouvement ascendant de matière crustale. Cette zone semble bloquée : la croûte ductile ne parvient pas à pénétrer entre les plaques à la base de cette zone, ni entre la croûte continentale et la plaque chevauchante, ni entre la croûte continentale et le manteau lithosphérique continentale. Dans les derniers stades de cette expérience, la croûte continentale, subduite à la base de la zone inter-plaque, et devenue

beaucoup moins résistance, est légèrement amincie (moins de 1 mm) dans la direction perpendiculaire à la zone inter-plaque. Comme dans le modèle de Hynes (1996), décrit dans le chapitre 1 (Fig. 1.16), la croûte, subduite à la profondeur de ~60-70 km semble compressée dans la direction perpendiculaire à la zone inter-plaque mais, dans notre expérience, elle ne remonte cependant pas dans la zone inter-plaque car quelques dizaines de kilomètres plus haut la croûte subduite, plus froide et résistante est également pressée contre la plaque chevauchante et bloque tout mouvement ascendant entre les plaques. En poursuivant la convergence, nous pouvons alors obtenir l'écaillage de la croûte continentale au front de la subduction, comme dans les expériences de subduction continentale en régime forte compression sans subduction du bloc avant arc (Chemenda, *et al.*, 1995; Jorand, 2000). L'expérience 4 (Fig. 3.15), lorsque la croûte continentale est subduite avec et sous la plaque d'arc, conduit à la même analyse. La croûte subduite se déforme (légèrement) uniquement sous la plaque d'arc et seulement lorsque cette dernière se trouve presque entièrement dans l'asthénosphère. On observe un amincissement de la partie la plus profonde et un épaississement de la croûte sous la base de la lithosphère chevauchante. La croûte continentale située entre les deux plaques échappe à cette déformation. Il semble que la croûte ne puisse pas pénétrer la zone inter-plaque et remonte seulement là où elle peut se créer un espace propre : sous la base de la lithosphère, en poussant la plaque d'arc grâce à la poussée d'Archimède.

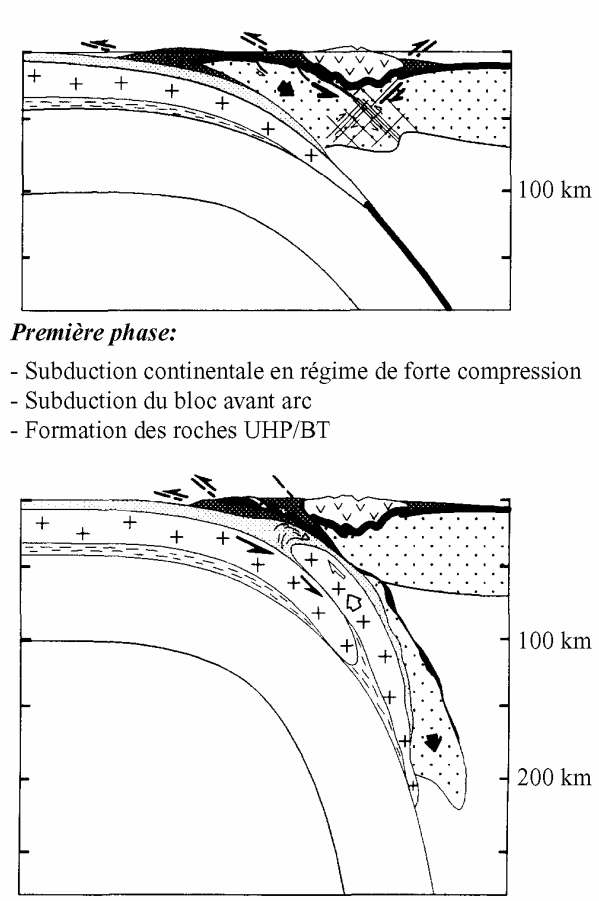
3.3. Conclusions des expériences de modélisation thermo mécanique 2-D

En faisant varier la densité du manteau lithosphérique subduit, nous avons obtenus des scénarios très différents. Une densité forte correspond à une faible pression inter-plaque (inférieure à la pression hydrostatique). La délamination de la croûte et du manteau subduit obtenue dans ce régime favorise alors l'exhumation de la croûte continentale subduite dans la zone inter-plaque. Cependant, dans ce contexte, la croûte continentale ne peut pas être subduite très profondément et on ne peut pas former les roches de ultra haute pression témoignant de subduction à >~100 km de profondeur, car la croûte, chauffée et devenue très peu résistante, se détache du manteau lithosphérique subduit et flue dans l'asthénosphère en se sous plaquant sous la plaque chevauchante.

La diminution de la densité du manteau lithosphérique (réduction de la force de traction), aboutit à une forte pression inter-plaque qui peut conduire à la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc. Ce phénomène permet de faire subduire très profondément la croûte continentale en la conservant à des températures relativement basses, correspondant aux conditions de ultra haute pression/basse température (UHP/BT). Cependant, en augmentant la pression inter-plaque, nous avons également bloqué l'exhumation dans la zone inter-plaque. La croûte continentale est soumise à la pression d'Archimède et tend à remonter vers la surface mais elle ne parvient pas à pénétrer la zone inter-plaque. Cela signifie que pour obtenir l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température il faut, dans un premier temps, obtenir la subduction profonde de la croûte continentale sous le bloc avant arc ou la plaque d'arc afin de créer les conditions UHP/BT dans la croûte subduite. Il faut pour cela se trouver en régime de forte compression. Ensuite, pour obtenir l'exhumation de cette croûte profondément subduite, il faut, d'une manière ou d'une autre, diminuer la pression inter-plaque pour que la croûte puisse remonter entre les plaques sous l'action de la poussée d'Archimède (Fig. 3.26).

Une première solution, envisagée pour diminuer la pression inter-plaque, serait de passer progressivement d'un régime de forte compression à un régime de faible compression en augmentant progressivement la traction verticale exercée par le panneau subduit durant l'expérience. En augmentant volontairement la force de traction exercée par le slab en lui

ajoutant, par exemple, une force de traction vers le bas, on devrait pouvoir diminuer la pression entre les plaques jusqu'à ce que la croûte parvienne à pénétrer dans la zone inter-plaque. Cette solution peut être réaliste car pendant la subduction des unités mantelliques dense (manteau lithosphérique et bloc avant arc) la force de traction peut augmenter. A ceci peuvent s'ajouter les transformations minéralogiques augmentant la densité des matériaux subduits. Malheureusement, il est difficile de reproduire ces processus dans un modèle expérimental. De plus ce raisonnement, basé sur une vision 2D, ne correspond pas aux observations de terrain. En effet, les roches de ultra haute pression se trouvent généralement dans les parties des chaînes de collision marquées par une courbure importante de la zone inter-plaque (Alpes, Himalaya) ou une complexité structurale (Dabie Shan). Ceci suggère une seconde solution, 3D, permettant d'obtenir localement une diminution de la pression inter-plaque puis l'exhumation des roches UHP/BT. Dans le chapitre suivant nous développons une solution permettant d'obtenir une diminution locale de la pression inter-plaque dans une configuration 3D liée à la courbure de la zone de subduction puis détaillons le mécanisme d'exhumation obtenu.



Première phase:

- Subduction continentale en régime de forte compression
- Subduction du bloc avant arc
- Formation des roches UHP/BT

Seconde phase:

- Subduction continentale en régime de faible compression
- Détachement de la croute profondement subduite
- Exhumation des roches UHP/BT entre les plaques

Figure 3.26 – Scénario envisagé pour l'exhumation des roches UHP/BT. On doit séparer l'évolution en 2 phases : la première phase, en régime de forte compression, permet la formation des roches UHP/BT puis d'une manière ou d'une autre le système passe en régime de faible compression (faible pression inter-plaque) et on doit alors pouvoir obtenir l'exhumation de ces roches.

3.4. Application à la chaîne himalayenne

Les massifs de ultra haute pression/basse température himalayens de Kaghan et Tso Morari (Fig. 1.9) ont été formés lors de la subduction à plus de 110 km de profondeur de la marge passive indienne (O'Brien*, et al.*, 2001 ; Mukherjee et Sachan, 2001). Les données paléo magnétiques de l'océan indien, indiquent un ralentissement de la dérive vers le nord de l'Inde vers 60-55 Ma (Klootwijk*, et al.*, 1992 ; Klootwijk*, et al.*, 1994) auquel on peut associer le début de la subduction de la marge indienne sous l'Asie. Ces données sont en accord avec l'âge (~50Ma) du métamorphisme HT/BT dans la marge continentale indienne (Guillot*, et al.*, 1997 ; de Sigoyer*, et al.*, 2000; Kaneko*, et al.*, 2003). Cependant, ce scénario ne correspond pas aux données sédimentologiques. En effet, des sédiments marins profonds datant de la fin du Paléocène début de l'Eocène ont été découverts dans l'arc Kohistan (Tahirkheli, 1979 ; Sullivan*, et al.*, 1993) ainsi que dans la suture de l'Indus (Garzanti et van Haver, 1988 ; Searle*, et al.*, 1990 ; Beck*, et al.*, 1995 ; Rowley, 1996). Il apparaît donc que ce n'est pas sous l'Asie que l'Inde a commencée à subduire à cette époque mais sous une lithosphère océanique. Si la marge indienne avait été subduite sous l'Asie durant le Paléocène, alors il n'y aurait pas eu d'océan entre l'Inde et l'Asie à cette époque et donc aucun dépôt de sédiments marins. De plus, le fait que certains de ces sédiments aient été découverts au sein même du complexe d'arc intra-océanique Kohistan suggère qu'ils ont été déposés dans un bassin d'arrière arc (Burg, communication personnelle). Cela indique alors que c'est sous une lithosphère océanique comportant un arc volcanique (Kohistan pour la partie occidentale de la chaîne) et un bassin d'arrière arc que la marge indienne a été subduite. Nous avons donc une collision arc-continent suivant une subduction intra-océanique avec ouverture arrière arc, ce qui correspond à une situation modélisée dans notre étude (Figs. 3.15, 3.17 et 3.22 à 3.25). De plus, la disparition presque complète d'un arc volcanique intra-océanique dans la partie centrale de la chaîne himalayenne (Aitchison*, et al.*, 2000 ; Davis*, et al.*, 2002) suggère que la plaque d'arc a été complètement subduite lors de la collision arc-continent (Boutelier*, et al.*, 2003) (Fig. 3.22). Dans la partie occidentale de la chaîne himalayenne l'arc volcanique n'a pas disparu, mais a été décollé à sa base (Burg*, et al.*, 1998) et se trouve maintenant au sein de la chaîne himalayenne. Le scénario de la subduction de la plaque d'arc avec accrétion complète de l'arc (Fig. 3.25) est alors ici probable car les domaines avant arc et arrière arc sont manquant (Boutelier*, et al.*, 2003). Cependant, la collision arc-continent en Himalaya a eu lieu dans un contexte géodynamique plus complexe que celui reproduit dans les expériences présentées, incluant notamment une seconde subduction en arrière du bassin d'arrière arc. Nous proposons alors un scénario de la fermeture de la Téthys (Fig. 3.27) basé sur les résultats expérimentaux ainsi que sur les données géologiques présentées ci-dessous.

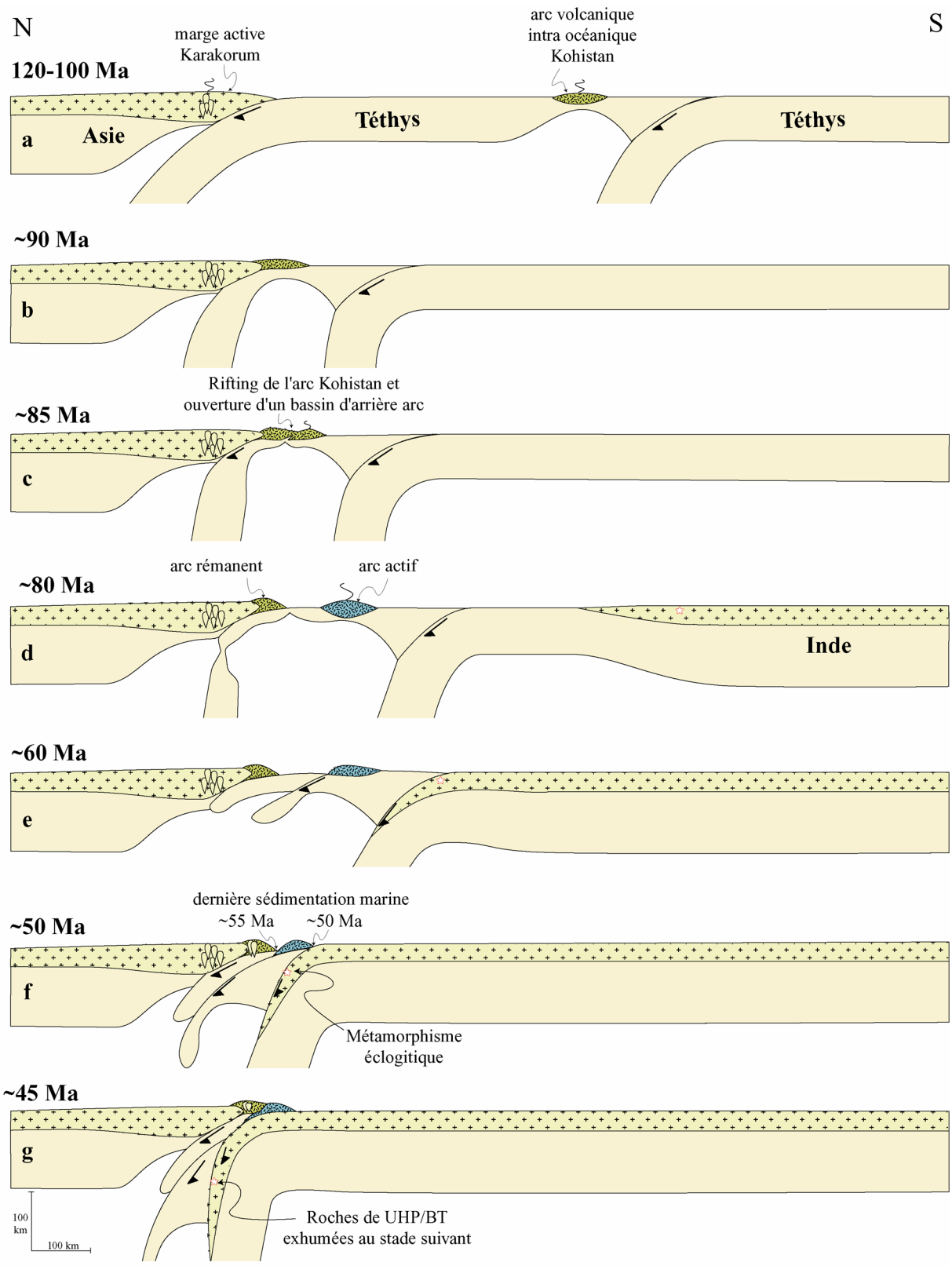


Figure 3.27 – Scénario possible de la fermeture de l'océan Néo Téthys et la collision entre l'arc intra océanique et l'Inde précédent la collision principale entre l'Inde et l'Asie. Ce scénario est basé sur des données géologiques (voir texte) et les résultats expérimentaux présentés dans ce chapitre. La formation des massifs de ultra haute pression de Kaghan et Tso Morari dans ce modèle est assurée grâce à la subduction de la plaque d'arc qui permet de créer les conditions de ultra haute pression/basse température dans la marge continentale indienne profondément subduite.

La fermeture de la Téthys a débuté durant le Crétacé inférieur dans deux zones de subduction océaniques (Fig. 3.27 a) quand la marge sud de l'Asie est devenue une marge continentale active (Searle*, et al.*, 1999). La lithosphère océanique téthysienne était alors subduite sous l'Asie, formant le batholithe Karakorum. La seconde subduction était une subduction intra-océanique à pendage nord (Bignold et Treolar, 2003). Cette subduction a produit l'arc volcanique intra-océanique Kohistan-Ladakh (Bard, *et al.*, 1980 ; Coward, *et al.*, 1987) que l'on trouve aujourd'hui accrété dans la partie occidentale de la chaîne himalayenne. Enfin, des roches d'arc intra-océanique d'âge Crétacé trouvées dans la suture Yarlung Tsangpo au sud du Tibet montrent que l'arc Kohistan-Ladakh possédait une prolongation vers l'est pratiquement disparue depuis (Aitchison*, et al.*, 2000 ; Davis*, et al.*, 2002).

L'arc volcanique Kohistan-Ladakh a été accrété à l'Asie entre ~80 et ~90 Ma (Petterson et Windley, 1985 ; Weinberg*, et al.*, 2000) (Fig. 3.27 b). A la même époque (~85 Ma) l'arc a également subit un rifting (Khan*, et al.*, 1993 ; Treolar*, et al.*, 1996 ; Burg*, et al.*, 1998) conduisant à l'ouverture d'un bassin d'arrière arc (Fig. 3.27 c et d). Ce bassin qui a accumulé des sédiments marins (Tahirkheli, 1979 ; Sullivan*, et al.*, 1993), aurait alors séparé un arc rémanent accrété à l'Asie d'un arc actif intra-océanique. Nous proposons que la plaque lithosphérique portant l'arc se trouvait en extension (régime extensif de la subduction océanique Shemenda, 1994) lors de l'arrivé de cet arc dans la subduction sud asiatique. Cette extension a provoqué la rupture de la lithosphère d'arc (rifting) et l'ouverture du bassin d'arrière arc (Fig. 3.27 c, d).

Le centre d'accrétion du bassin se trouvant alors au front de (et un peu sous) la subduction sud asiatique, une partie de la lithosphère nouvellement créée dans le bassin aurait été entraînée dans la subduction, tirée par la plaque subduite. Cette lithosphère très jeune et donc très mince et peu résistante se serait alors rompue (Fig. 3.27 d) provoquant un arrêt de la subduction sud asiatique et du magmatisme Karakorum (Searle *et al.*, 1999 et références incluses). Cet épisode de l'évolution (l'accrétion puis le rifting et l'ouverture du bassin d'arrière arc) est proposé principalement sur la base des données géologiques concernant l'arc Kohistan-Ladakh et n'est donc valable que pour la partie occidentale de la chaîne himalayenne. Dans la partie centrale, la faible quantité de roches d'arc ne permet pas de construire un scénario. On sait seulement qu'aucun arc n'a été accrété à la marge asiatique et qu'il existait encore un arc volcanique intra-océanique dans la Téthys au Paléogène (Davis*, et al.*, 2002).

La collision de l'arc Kohistan avec l'Asie au Paléocène, dans le modèle (Fig. 3.26 e), s'appuie principalement sur la reconnaissance de sédiments marins, fin paléocènes début éocènes, déposés dans le bassin d'arrière arc dans la partie occidentale de la chaîne. Dans la partie centrale de la chaîne où les sédiments en question sont absents, d'autres arguments géologiques permettent de confirmer ce scénario. Des conglomérats dérivant à la fois de roches de la marge indienne et de roches d'arc intra-océanique dans la suture Yarlung Tsangpo au sud du Tibet (Davis*, et al.*, 2002) sont semblables à ceux que l'on trouve au front des zones actuelles de collision arc-continent (à Taiwan ou en Papouasie Nouvelle Guinée). Ces roches peuvent donc être considérées comme étant les témoins d'une collision entre l'Inde et l'arc intra-océanique durant le Paléogène. L'absence de roches provenant du continent asiatique permet d'ajouter que cette collision a eu lieu avant la fermeture complète de la Téthys, l'arc volcanique se trouvant alors séparé de l'Asie par un bassin océanique (Davis*, et al.*, 2002) (Fig. 3.27 e). L'âge de la fermeture complète de la Téthys peut être estimée grâce aux derniers sédiments marins trouvés dans la suture. Ceux–ci datant du début de l'Eocène (Garzanti et van Haver, 1988 ; Searle*, et al.*, 1990 ; Beck*, et al.*, 1995 ; Rowley, 1996), la collision arc-continent dans la partie centrale de la chaîne doit avoir eu lieu durant le Paléocène, comme dans la partie occidentale. Nous avons vu que la suture Yarlung Tsangpo au sud du Tibet comporte également des roches d'arc volcanique intra-océanique (Aitchison*, et al.*, 2000).

Cependant, cet arc a pratiquement disparu. Il n'en reste que quelques traces conservées dans la zone de suture. L'explication la plus plausible de sa disparition est la subduction de la plaque d'arc lors de la collision arc-continent (Fig. 3.27 e, f). Ce scénario est en accord avec les âges des derniers sédiments marins du bassin d'arrière arc (~55 Ma) puis de la suture (~50 Ma) (Fig. 3.27 f). Si, dans la partie centrale de la chaîne, la subduction de la plaque d'arc a permis la disparition de l'arc volcanique, dans la partie occidentale, l'arc Kohistan-Ladakh a été accrété à l'Asie et obducté sur la lithosphère indienne (Fig. 3.27 f). Cet arc aurait alors été collé à l'arc rémanent précédemment accrété à l'Asie. Cela permet alors d'expliquer la présence des sédiments marins du bassin d'arrière arc au sein du complexe d'arc Kohistan. Les sédiments ont été raclés et se trouvent maintenant entre les deux arcs Kohistan accrétés (Fig. 3.27g). Durant la subduction de la plaque d'arc (Fig. 3.27 e et f), la subduction sous la marge sud asiatique a été réactivé comme le montre l'intrusion du granite de Gilgit dans le nord de l'arc Kohistan vers ~55 Ma (Petterson et Windley, 1985). Ce magmatisme de type andin serait dû à la subduction de la lithosphère océanique du bassin d'arrière arc sous l'Asie (Fig. 3.27 f).

Vers 50 Ma, alors que les domaines marins sont fermés, la marge continentale indienne se trouve subduite à ~60 km de profondeur (Fig. 3.26 f) comme en témoignent les roches de haute pression/basse température des massifs de Kaghan et Tso Morari (Guillot*, et al.*, 1997 ; de Sigoyer*, et al.*, 2000 ; Kaneko*, et al.*, 2003). La marge indienne est alors subduite sous la plaque d'arc qui est elle-même subduite sous l'Asie. Cette marge a ensuite continué à s'enfoncer sous et avec la plaque d'arc et a finalement enregistré des conditions de ultra haute pression/basse température (~2,8 GPa équivalent à ~110 km et 700-750°C) à ~45 Ma (O'Brien*, et al.*, 2001 ; Mukherjee et Sachan, 2001 ; Kaneko*, et al.*, 2003) (Fig. 3.27 g).

Nous avons montré que seule la subduction de la plaque d'arc ou du bloc avant arc permet d'obtenir les conditions de ultra haute pression/basse température dans la croûte continentale subduite. Le scénario de la collision arc-continent, entraînant la subduction plus ou moins complète de la plaque d'arc (Figs. 3.22 à 3.25), est en accord avec les données géologiques de la fermeture de la Téthys et permet alors la formation des roches de ultra haute pression/basse température himalayennes (Fig. 3.27). Maintenant, nous arrêtons, provisoirement, le scénario présenté de la fermeture de Téthys, au moment où sont formées les roches UHP/BT dans la croûte continentale subduite. La suite du scénario est l'exhumation de ces roches, mais ce processus n'a pas été obtenu dans les expériences 2D dont est issu le scénario présenté. Ce processus a été obtenu dans une nouvelle modélisation expérimentale thermomécanique 3D spécifiquement développée afin d'étudier la remontée de la croûte subduite sous la plaque d'arc et soumise au métamorphisme UHP/BT. Dans le chapitre suivant nous détaillons le mécanisme d'exhumation obtenu dans cette modélisation. Celui-ci résulte d'un contexte 3D prenant en compte l'effet de la courbure en carte de la zone inter plaque. Nous verrons alors comment cette courbure dans la partie occidentale de la chaîne himalayenne (Fig. 1.9) a pu permettre l'exhumation des massifs de ultra haute pression/basse température de Kaghan et Tso Morari.

Chapitre 4

Modélisation thermomécanique 3D de l'exhumation des roches de ultra haute pression/basse température

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la subduction continentale en régime de forte compression permet d'obtenir les conditions UHP/BT dans la croûte continentale profondément subduite mais que cette croûte subduite ne peut pas être exhumée à cause de la trop forte pression inter-plaque. Les expériences de modélisation 2D suggèrent également la possibilité d'obtenir alors l'exhumation des roches UHP/BT en diminuant d'une manière ou d'une autre cette pression. On peut alors supposer qu'une diminution locale de la pression inter-plaque pourrait entraîner l'exhumation de la croûte dans cette zone de faible pression uniquement. On aurait alors un processus d'exhumation locale, c'est à dire se produisant uniquement dans une partie spécifique de la zone inter-plaque et conduisant à la formation des massifs de ultra haute pression dans ces lieux spécifiques uniquement : des zones de faible pression inter-plaque. Cette hypothèse est très intéressante car elle permettrait de rendre compte de la localisation particulière des massifs UHP/BT dans les chaînes de montagnes. En effet, ceux-ci ne se trouvent généralement pas sur toute la longueur de la frontière de plaques mais sont très localisés et situés dans des zones particulières caractérisées par une complexité géométrique (forte courbure de la chaîne dans les Alpes ou l'Himalaya) ou structurale (au Dabie Shan et Sulu les massifs UHP/BT se trouvent à proximité d'une grande faille lithosphérique). Cette complexité peut-elle être à l'origine d'une diminution locale de la pression inter-plaque favorisant l'exhumation ? Dans ce chapitre nous montrons par la modélisation numérique que la courbure de la zone de subduction peut entraîner une extension horizontale, parallèle à la subduction dans la plaque chevauchante ou dans la plaque subduite. Cette extension provoque localement l'amincissement de la lithosphère et affaiblit la pression entre les plaques (Figs. 4.1, 4.2 et 4.3). Nous savons déjà que la réduction de cette pression doit permettre à son tour la remontée de la croûte peu dense bloquée entre le bloc avant arc subduit et le manteau lithosphérique continental entre ~70 et 200 km de profondeur (Figs. 3.13, 3.15 et 3.17). Nous décrivons ensuite une nouvelle modélisation expérimentale thermomécanique 3D conçue pour étudier ce processus de remonté des roches de ultra haute pression/basse température. Dans cette nouvelle modélisation, la croûte continentale et la couverture sédimentaire se trouvent dans la situation décrite plus haut : subduites à ~200 km de profondeur, bloquées entre le bloc avant arc et le manteau lithosphérique continental. Nous imposons ensuite à la plaque chevauchante une extension horizontale et parallèle à la subduction conduisant à la formation d'une zone de faible pression inter-plaque (inférieure à la pression hydrostatique) puis à une ouverture locale de la zone inter-plaque. Nous obtenons alors l'exhumation des roches de UHP dont le mécanisme est ensuite détaillé et confronté aux données géologiques (épaisseur des unités exhumées, déformation) et géochronologiques (vitesse d'exhumation). Enfin nous chercherons à savoir si l'exhumation ne peut pas être obtenue dans certains lieux uniquement sans imposer d'extension latérale à la plaque chevauchante. Est-il possible que la croûte continentale parvienne à pénétrer dans la zone inter-plaque au sein d'un modèle 2D large ? Et si elle y parvient, monte-t-elle sur toute la largeur du modèle ou l'exhumation peut-elle être canalisée dans des zones de concentration de fluage crustal pour former une sorte de diapir crustal alimenté par des « rivières crustales » ?

4.1. Spécificité d'une modélisation tridimensionnelle

Les expériences présentées dans le chapitre précédent sont bidimensionnelles car la déformation des modèles de plaques lithosphériques dans la direction horizontale parallèle à la subduction est négligeable. Cependant, dans la nature, les plaques lithosphériques se déforment dans les trois directions de l'espace. Nous devons, afin de réaliser une modélisation tridimensionnelle, prendre en compte les déformations des modèles de plaques lithosphériques dans les trois directions de l'espace, c'est à dire par rapport aux expériences présentées dans le chapitre précédent, prendre également en compte les déformations des modèles de plaques dans la direction horizontale parallèle à la subduction.

4.1.1. Effets de la courbure de la chaîne de collision

Les cartes structurales des Alpes (Fig. 1.6) ou de la chaîne Himalayenne (Fig. 1.9) montrent que les massifs de ultra haute pression/basse températures de ces deux chaînes se trouvent dans les parties les plus courbées des chaînes. En Himalaya, les massifs de Kaghan et Tso Morari sont situés de part et d'autre de la syntaxe ouest himalayenne où la courbure de la chaîne devient intense. En première approximation, la zone de collision autour de cette syntaxe peut être considérée comme un arc de ~500 km de rayon. La subduction de la plaque continentale indienne dans cette région impose une contrainte normale non lithostatique sur la plaque chevauchante. Cette contrainte est, par définition, perpendiculaire au plan de subduction et, comme celui-ci est convexe, les contraintes transmises dans la lithosphère chevauchante sont divergentes (Fig. 4.1). Comme nous le montrerons ultérieurement (partie 4.2) cette divergence entraîne alors à son tour une extension locale de cette plaque dans la direction horizontale parallèle à la zone de subduction. Enfin, si la plaque chevauchante est soumise à une extension latérale, elle doit être amincie dans la direction verticale, ce qui entraînerait alors une diminution de la pression inter-plaque puis éventuellement l'ouverture d'un espace dans la zone inter-plaque.

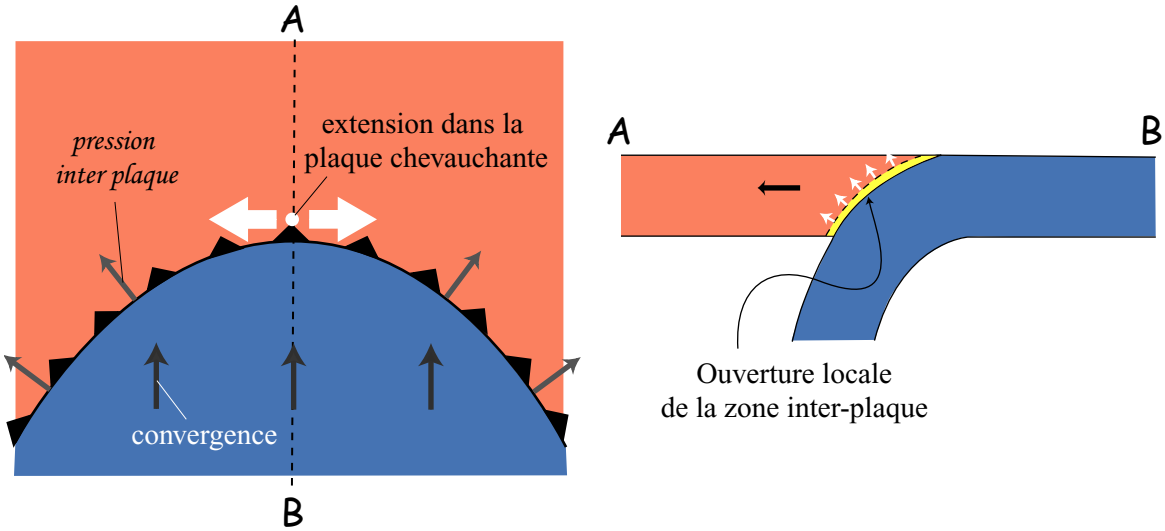


Figure 4.1 – Schéma de l'effet d'une subduction convexe

Dans les Alpes, les massifs de Dora Maira et Zermatt-Saas-Fee se trouvent au cœur de l'arc des Alpes occidentales. Dans cette zone, la chaîne alpine possède une courbure intense, qui peut être considérée, en première approximation, comme un arc de rayon ~250 km allant de l'est de la Suisse jusqu'à la côte méditerranéenne. La plaque européenne plonge alors sous

la plaque adriatique suivant cette zone de collision fortement courbée. Dans ce cas de figure, la subduction continentale entraîne des contraintes convergentes transmises dans la plaque chevauchante mais divergentes dans la plaque subduite. Cette dernière doit alors être soumise à une extension horizontale parallèle à la zone de subduction (Fig. 4.2). Cette extension est, à son tour, susceptible d'ouvrir un espace dans la zone inter-plaque, ce qui doit favoriser l'exhumation de la croûte continentale subduite dans cette région.

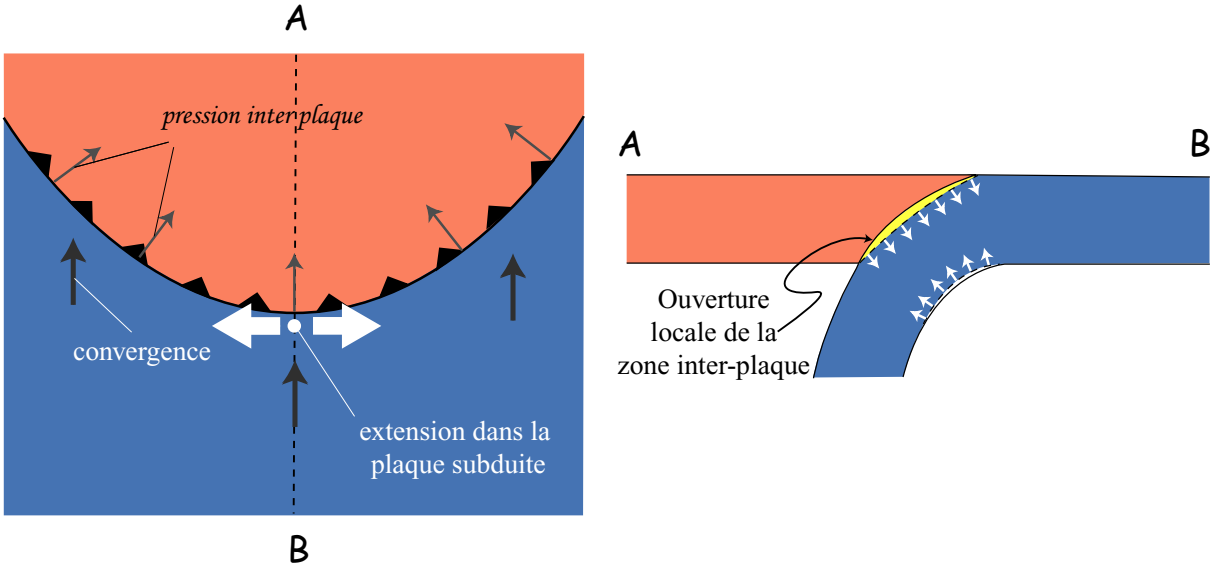


Figure 4.2 – Schéma de l'effet d'une subduction concave

4.1.2. Courbure de la zone de collision et effet de l'obliquité de la collision

La courbure de la zone de subduction peut avoir un autre effet que celui de transmettre des contraintes normales extensives dans les plaques subduites ou chevauchantes. En effet, la courbure de la zone de subduction entraîne également une variation latérale de l'obliquité de la convergence le long de la zone de subduction. Or, lorsque l'obliquité de la convergence est suffisamment importante, le mouvement relatif des deux plaques peut-être partitionné et des décrochements, accommodant tout ou partie de la composante du déplacement parallèle à la marge, peuvent se développer dans la plaque chevauchante (Lallemand, 1999 ; Chemenda, *et al.*, 2000b). Les décrochements observés se situent plus ou moins loin de la marge dans la plaque chevauchante. Dans l'archipel des Ryukyu, les décrochements se trouvent juste à l'arrière du prisme d'accrétion (Lallemand, *et al.*, 1999), tandis qu'en Indonésie occidentale ils se trouvent dans le domaine avant arc, entre le prisme et l'arc volcanique (Bellier, *et al.*, 1999). On observe également des décrochements au sein de l'arc volcanique comme dans l'archipel philippin (Pubellier, *et al.*, 1999), en arrière de l'arc comme dans les Andes septentrionales (Gutscher, 2002) ou même dans le bassin d'arrière arc comme au Japon méridional (Gutscher et Lallemand, 1999).

Lors d'une subduction oblique, la plaque plongeante exerce une force de friction latérale sur la plaque chevauchante entraînant la formation des structures décrochantes mentionnées plus haut. La figure 4.3 montre que la courbure de la zone de subduction produit une variation latérale de l'obliquité de la subduction ou collision et que lorsque des structures décrochantes naissent dans la plaque chevauchante, elles doivent être accompagnées de zones d'extension horizontale parallèle à la zone de subduction. Ce modèle a été réalisé afin de mettre en lumière le rôle de l'obliquité de la collision Inde–Asie dans la formation des structures d'extension est-ouest du sud du Tibet (McCaffrey et Nabalek, 1998). En effet, sur le côté gau-

che des photos de la figure 4.3, l'obliquité est nulle et les blocs représentant le front himalayen ne sont donc pas entraînés latéralement par la plaque subduite. En revanche sur le côté droit, l'obliquité est très forte et tous les blocs du front himalayen sont entraînés latéralement dans le sens du mouvement de la plaque subduite (vers le nord-ouest). Entre les bords gauche et droit de l'image, l'obliquité augmente et les blocs sont progressivement tirés latéralement. Les espaces entre les blocs sur la photo B montrent l'extension parallèle au front de subduction ainsi réalisée dans le « front himalayen ». Selon les auteurs (McCaffrey et Nabalek, 1998), cette extension serait responsable des failles normales orientées nord-sud au sud du Tibet. Ce modèle, très simple, illustre un autre effet de la géométrie courbe de la zone de subduction et, encore une fois, on doit envisager des contraintes extensives parallèles à la subduction dans la plaque chevauchante. Les décrochements observés dans les zones de forte obliquité peuvent être dans certains cas d'échelle lithosphérique (lorsque les décrochements se font dans l'arc ou dans le domaine arrière arc, par exemple). Les zones d'extension doivent alors être également d'échelle lithosphérique, ce qui permettrait alors une diminution locale de la pression inter-plaque en ouvrant progressivement un espace entre les plaques (Fig. 4.1).

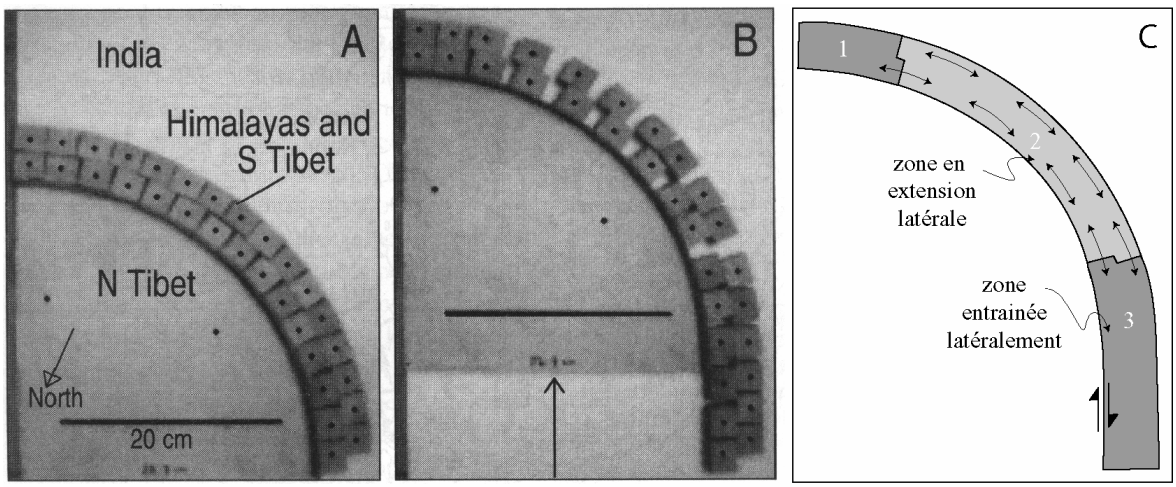


Figure 4.3 – Modèle de la chaîne himalayenne représentée par des blocs rigides placés entre les deux plaques lithosphériques en convergence: la plaque indienne (en haut) qui passe sous la plaque asiatique (en bas). (McCaffrey et Nabalek, 1998). Le déplacements de blocs est du à l'obliquité de la courbure de la chaîne et à l'obliquité de la convergence qui se fait de haut en bas. A : modèle avant la déformation, B : modèle déformé, C : interprétation de la déformation. 1 : zone non déformée/déplacée latéralement (obliquité faible), 2 : zone déformée latéralement (extension latérale) et déplacée (entraînée vers le Nord Ouest), 3 : zone entièrement entraînée latéralement par la plaque subduite indienne.

4.2. Modélisation numérique de l'effet de la courbure convexe de la zone de subduction

Nous avons vu que la subduction entraîne la génération de la pression inter-plaque non hydrostatique qui définit le régime mécanique de ce processus, et en particulier les contraintes horizontales dans la plaque chevauchante. Les résultats présentés ont été obtenus en 2D et donc, il n'y avait aucune variation latérale géométrique et mécanique. Or, intuitivement, on comprend que l'imposition de la géométrie courbe de la frontière de plaques doit considérablement changer la situation et conduire à l'apparition des contraintes et des déformations parallèles à la zone de subduction (Figs. 4.1 et 4.2). Pour apporter des contraintes quantitatives à ce problème, il faut réaliser une modélisation soit expérimentale soit numérique. Pour

des raisons de simplicité, nous avons choisi une approche combinée numérique et expérimentale. Dans ce chapitre, nous analysons numériquement l'effet mécanique de la courbure de la frontière de plaques dans une formulation simplifiée. Ensuite, nous utilisons les résultats obtenus dans la conception du modèle expérimental qui nous permet d'aller plus loin dans la modélisation 3D du processus d'exhumation de la croûte continentale.

4.2.1. Conditions du modèle numérique

Le modèle comporte seulement la plaque chevauchante océanique. La lithosphère subduite n'est pas modélisée directement. Son influence sur la plaque chevauchante est remplacée par la pression inter-plaque non lithostatique exercée par la plaque subduite. Cette pression est mesurée dans des modèles expérimentaux et ensuite recalculée dans les conditions naturelles (Shemenda, 1994). Nous nous intéressons au stade initial de la subduction continentale, qui commence par la subduction de la marge passive continentale. La pression inter-plaque non lithostatique correspondant à ce processus, est présentée sur la figure 4.4.

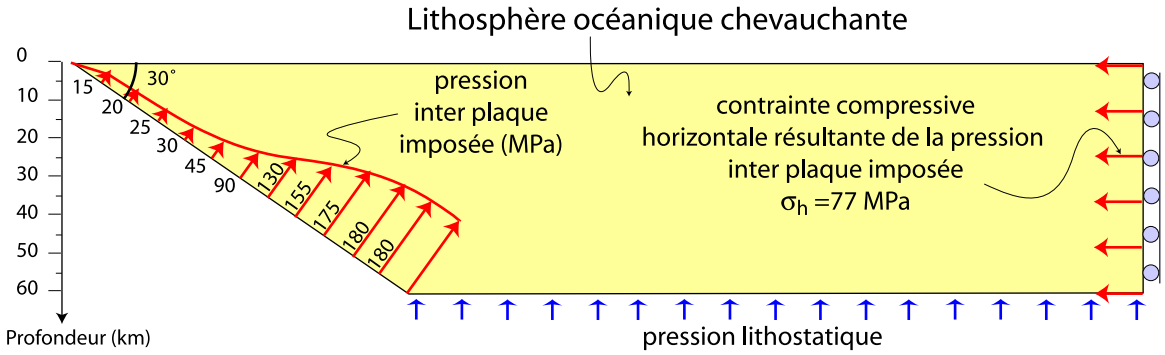


Figure 4.4 – Pression inter-plaque non lithostatique exercée sur la plaque chevauchante lors de la subduction d'une marge continentale passive (Tang et Chemenda, 2000). L'épaisseur de la croûte de la marge dans ce cas diminue linéairement le long de la zone inter plaque depuis 15 km au front de la subduction jusqu'à 0 km à la base de cette zone inter plaque. La densité de la croûte est de 2,8 × 10^3 kg/m^3 tandis que la plaque chevauchante et l'asthénosphère, sur laquelle repose la plaque chevauchante, ont une densité de 3,3 × 10^3 kg/m^3.

Etant donné que nous nous intéressons aux effets, dont l'échelle en plan (Fig. 4.5) est beaucoup plus grande (milliers de km) que celle en coupe (Fig. 4.4), nous pouvons encore simplifier le modèle en supposant que l'interface entre les plaques est verticale et ne subit que la compression horizontale produite par la pression inter-plaque montrée sur la figure 4.4. Ce cas est présenté sur la figure. 4.6.

En carte, la plaque chevauchante a la géométrie présentée sur la figure 4.5. La courbure de la limite entre les plaques est comparable à celle observée en Himalaya. La zone de forte courbure au milieu de la frontière de plaque possède un rayon de courbure de 500 km. Sur les côtés de cette zone la courbure de la zone inter-plaque est beaucoup moins importante (1000 km de rayon) puis devient nulle vers les bords du modèle. Cette figure montre également les conditions aux limites : la lithosphère est bloquée sur trois côtés et subit une pression le long de la surface inter-plaque.

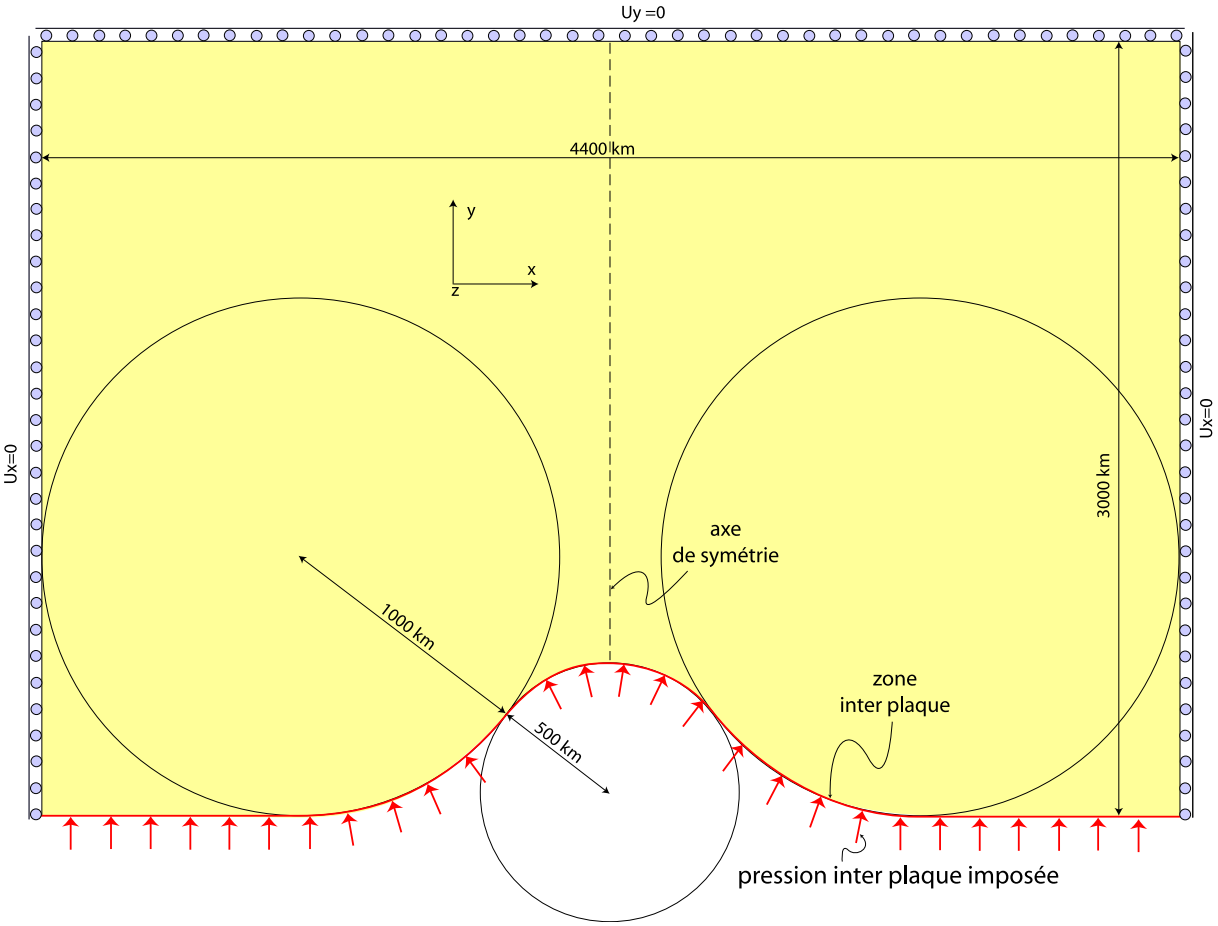


Figure 4.5 – Vu plane du modèle de la plaque chevauchante. La pression inter-plaque (flèches rouges) est appliquée perpendiculairement à la zone inter plaque (courbe rouge)

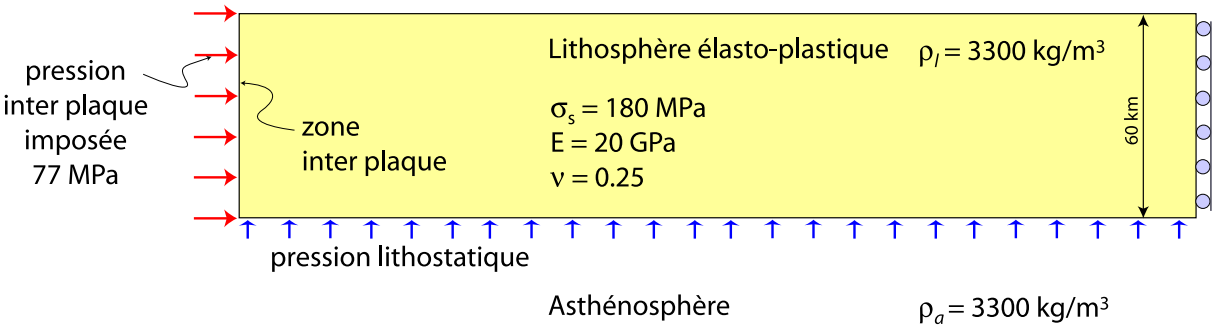


Figure 4.6 – Schéma en coupe de la plaque chevauchante du modèle numérique. La zone de subduction est représentée par une surface verticale sur laquelle on impose la contrainte compressive horizontale résultante du modèle présenté sur la figure 4.4. A la base de la lithosphère s'exerce la pression hydrostatique (avant application de la pression inter-plaque la lithosphère est donc en équilibre lithostatique)

4.2.2. Résultat du calcul

La modélisation numérique tridimensionnelle a été effectuée avec le code FLAC^{3D} en collaboration avec I. Garagash. Le modèle est symétrique, c'est pour cette raison que nous présentons le résultat du calcul sur une moitié du modèle seulement. La figure 4.7 montre la contrainte normale horizontale parallèle à l'axe X.

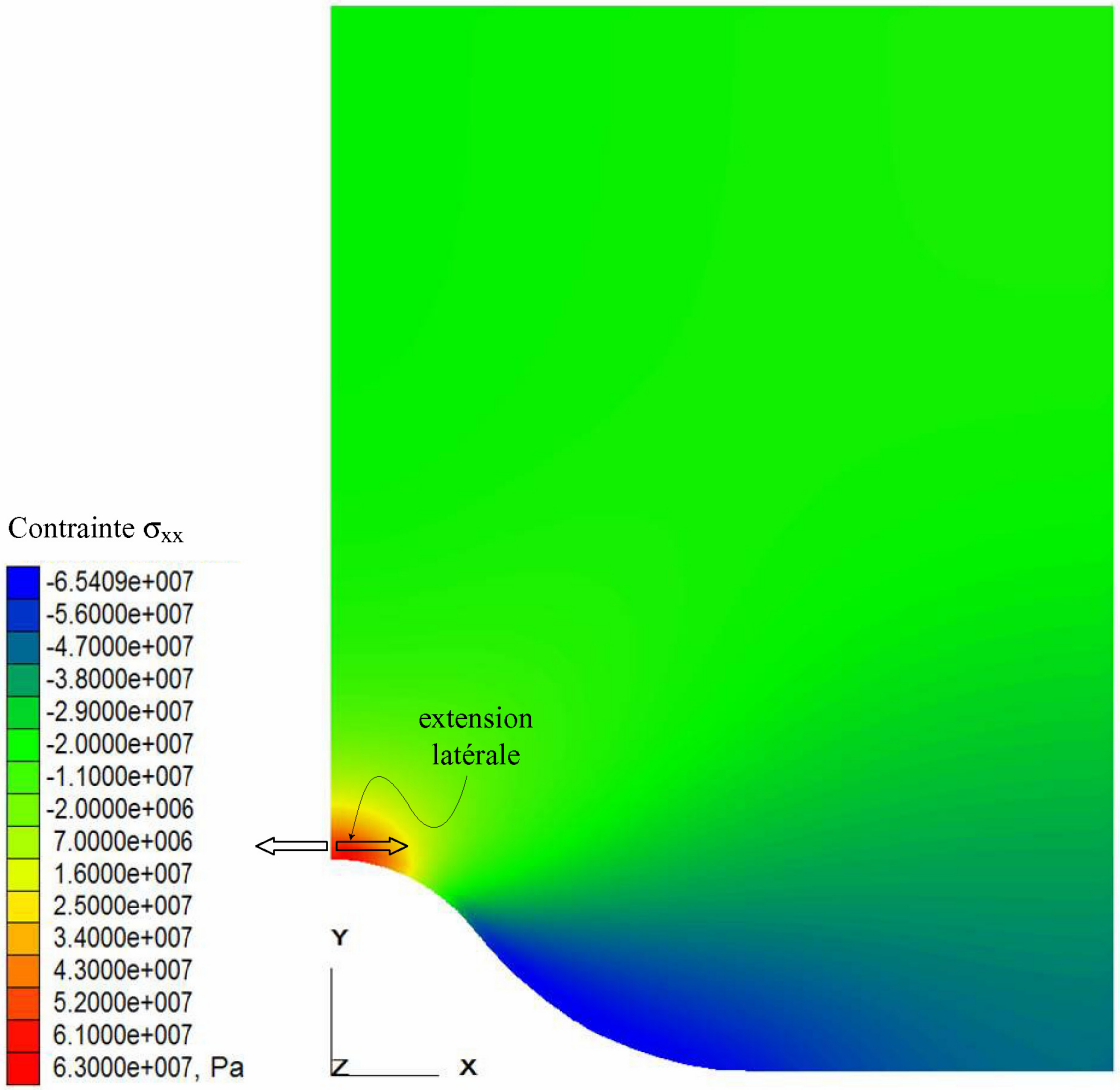


Figure 4.7 – Résultat du calcul avec FLAC^{3D} : Contrainte normale horizontale σ_{xx} dans la plaque chevauchante dans la moitié de la plaque chevauchante (les valeurs positives correspondent à la contrainte extensive), vue par dessus.

On voit clairement que cette contrainte ne reste pas constante le long de la limite des plaques mais varie considérablement en changeant de signe. Elle est positive (extension) dans une zone centrale très localisée (à proximité de la frontière de plaque et autour de l'axe de symétrie de la zone de forte courbure) malgré le fait que le modèle est bloqué le long des bords latéraux. Quand ces bords sont relâchés, la contrainte extensive augmente considérablement et dépasse la résistance de la lithosphère. Quelque que soit la valeur de la contrainte extensive, elle entraîne une déformation extensive qui se traduit, en particulier, par l'amincissement vertical de la plaque chevauchante au voisinage de la zone de subduction et

son recul par rapport à la zone de subduction (Fig. 4.1). Ce recul est un facteur majeur qui aboutit à la réduction locale de la pression inter plaque qui, comme nous le verrons plus bas, permet l'exhumation locale 3-D des roches de ultra haute pression/basse température. Ce résultat définit donc la conception de la modélisation expérimentale 3D présentée ci-dessous.

4.3. Cadre général de la modélisation expérimentale thermomécanique 3D de l'exhumation de la croûte continentale

Les modèles de subduction continentale 2D en régime de forte compression présentés ci-dessous ont montrés comment la croûte continentale et les sédiments peuvent être subduits jusqu'à ~200 km (Fig. 4.8 a, b et c). Nous adoptons cette situation (Fig. 4.8c) comme « état initial » dans notre modèle 3D (Fig. 4.7d). La couverture sédimentaire, la croûte continentale et le manteau lithosphérique sont subduit sous et avec le bloc avant arc (Fig. 4.8c). La croûte et les sédiments sont bloqués par cette unité plus rigide (le bloc avant arc) et n'entrent pas en contact avec l'asthénosphère mais sont progressivement chauffées (voir le gradient thermique imposé sur Fig. 4.8 d) et subissent les conditions équivalentes de ultra haute pression/basse température.

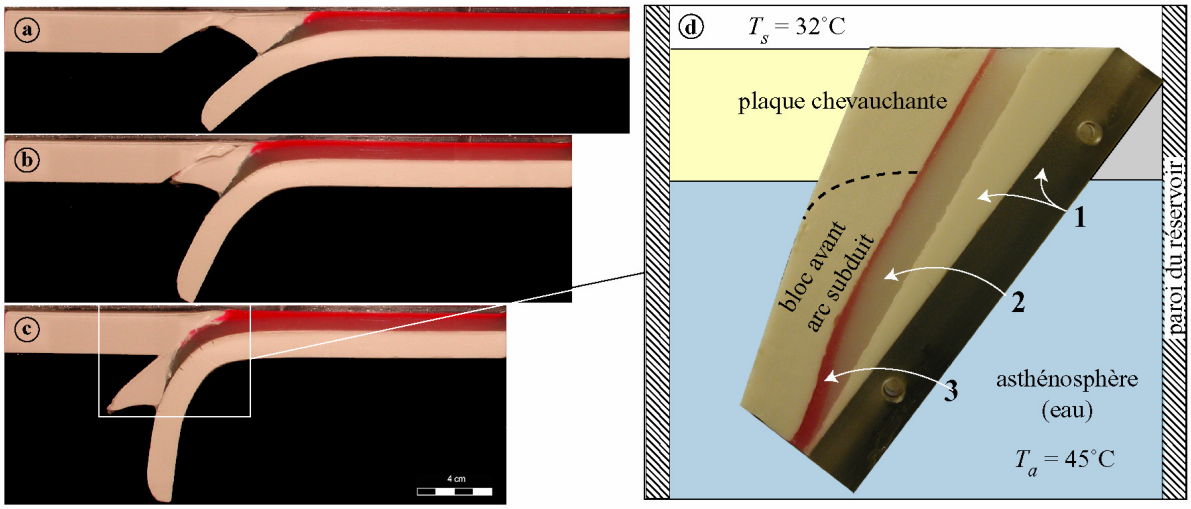


Figure 4.8 – Schéma du cadre de la modélisation 3D (d) reprenant le stade final de la modélisation 2D (c) de la subduction continentale avec subduction du bloc avant arc (a, b et c). 1 : manteau lithosphérique continental subduit ; 2 : croûte continentale subduite ; 3 : couverture sédimentaire subduite.

C'est dans ce contexte, où l'exhumation de la croûte continentale ou des sédiments n'était pas possible dans les modèles 2D à cause de la forte pression entre les deux plaques lithosphériques, que nous testons l'effet tridimensionnel. Dans un premier temps, nous allons tester l'influence de la largeur du modèle. Dans un modèle équivalent à un modèle 2D (sans déformation imposée dans la direction horizontale parallèle à la subduction) la croûte continentale ou les sédiments peuvent-ils remonter ? Peut-on avoir spontanément une zone de concentration de fluage crustal, une sorte de diapir crustal pénétrant la zone inter-plaque dans une partie restreinte de cette zone uniquement ?

Dans un second temps, nous passerons à la véritable modélisation 3D en appliquant à la plaque chevauchante une extension horizontale parallèle à la subduction mise en évidence par le modèle numérique dans le paragraphe 4.2. Nous ne reproduisons pas la courbure de la zone inter-plaque mais appliquons directement l'extension latérale résultante de cette courbure. Cette déformation extensive est localisée sur une faille préexistante dans la plaque chevau-

chante et diminue localement la pression inter-plaque (Fig. 4.9) ce qui permet la remonté (fluage) de la croûte subduite grâce à la poussée d'Archimède et au gradient non hydrostatique de pression négative établi ainsi (négative par ce que cette pression diminue de l'asthénosphère vers la zone inter-plaque).

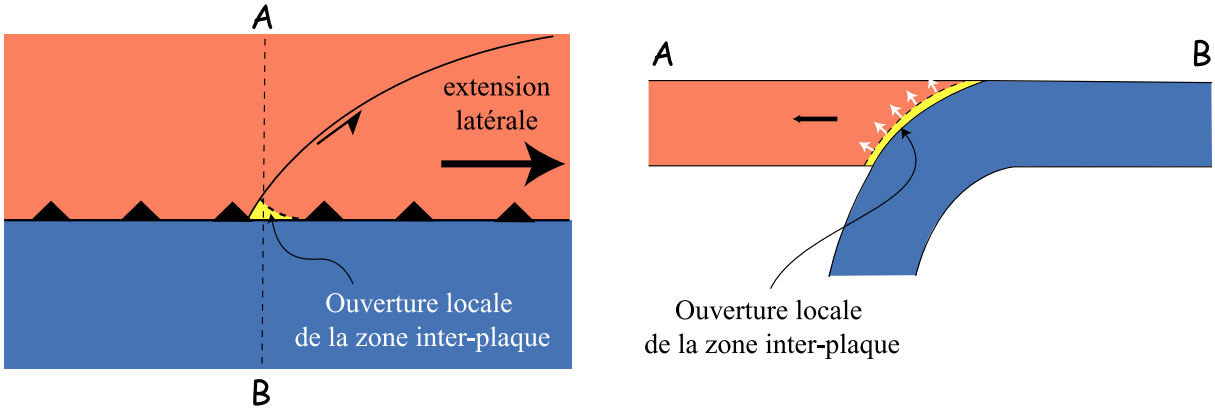


Figure 4.9 – Schéma de l'action d'une déformation latérale extensive appliquée à la plaque chevauchante. Cette déformation conduit à la formation d'une zone locale où la pression inter-plaque diminue puis à l'ouverture d'un espace dans la zone inter-plaque permettant une remontée de la croûte profondément subduite.

4.4. Critères de similarité physique dans la modélisation expérimentale 3D

Les critères de similarité dans cette modélisation thermo mécanique 3D sont les suivants :

$$\frac{\sigma_s}{\rho_s g H_s} = \text{const}\,,\ \frac{\sigma_c}{\rho_c g H_c} = \text{const}\,,\ \frac{\sigma_l}{\rho_l g H_l} = \text{const}\,,$$

$$\frac{H_s}{H_c} = \text{const}\,,\ \frac{H_c}{H_l} = \text{const}\,,\ \frac{\rho_s}{\rho_c} = \text{const}\,,\ \frac{\rho_c}{\rho_l} = \text{const}\,,\ \frac{\rho_l}{\rho_a} = \text{const}\,, \qquad (23)$$

$$\frac{\eta V}{\rho_c g H^2} = \text{const}\,,\ \frac{T_a - T}{T_a - T_s} = \text{const}\,,$$

avec σ_s, σ_c et σ_l les seuils de plasticité de la couverture sédimentaire, la croûte et du manteau lithosphérique ; ρ_s, ρ_c, ρ_l et ρ_a les masses volumiques de la couverture sédimentaire, de la croûte continentale, du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère ; H_s, H_c et H_l les épaisseurs de la couverture sédimentaire, de la croûte continentale, du manteau lithosphérique continentale ; H est l'épaisseur de la portion de croûte remontant par fluage ; V est la vitesse d'exhumation, T_a est la température de l'asthénosphère, T_s la température à la surface, T la température dans la lithosphère et g l'accélération de pesanteur.

4.5. Réalisation des expériences de modélisation 3D

4.5.1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental comporte le même réservoir de plexiglas que lors des expériences 2D. Ce réservoir est rempli d'eau chaude modélisant l'asthénosphère. Le modèle comportant la plaque subduite continentale et le bloc avant arc subduit (Figs. 4.10 et 4.12 a, b) est plongé dans l'eau, la zone inter-plaque étant parallèle aux grands cotés du réservoir (Figs. 4.8 d, 4.11 et 4.12).

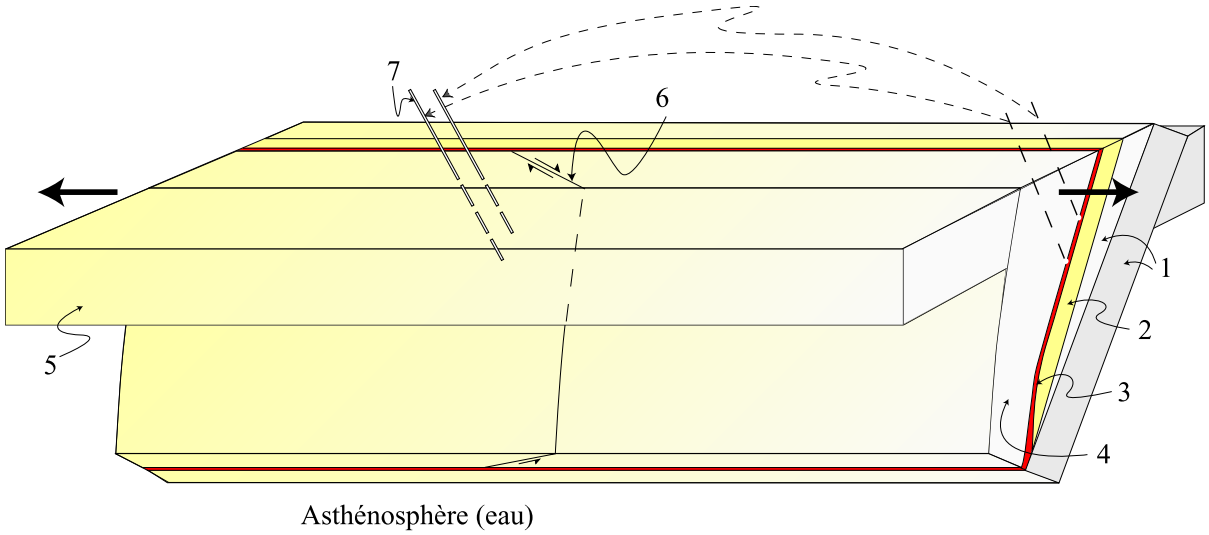


Figure 4.10 – Schéma du modèle 3D comportant : 1 : le manteau lithosphérique continental, 2 : la croûte continentale subduite, 3 : la couverture sédimentaire, 4 : le bloc avant arc/plaque d'arc subduit, 5 : la plaque chevauchante, 6 une faille décrochante dans le bloc avant arc et la plaque chevauchante et 7 : des sondes thermiques. Les sondes thermiques sont placées au centre du modèle, dans la zone de faille. Ces sondes viennent mesurer la température à la surface de la croûte comme illustré sur le coté droit du schéma.

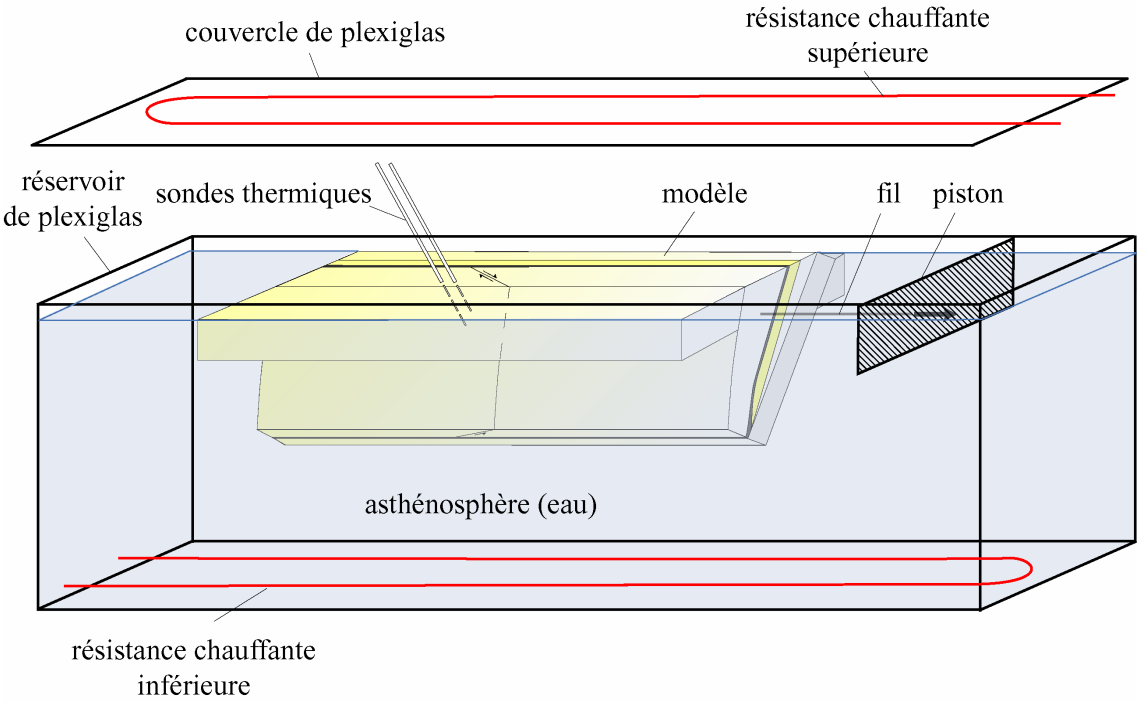


Figure 4.11 – Vue générale du dispositif expérimental.

La plaque chevauchante est placée sur l'eau et s'appuie d'un côté sur la plaque subduite, qui elle-même est fixe (Fig. 4.12) et sur la paroi du réservoir de l'autre coté (Fig. 4.11). Il n'y a donc aucun mouvement d'extension possible dans la direction horizontale perpendiculaire à la subduction. Le modèle est progressivement chauffé par l'asthénosphère puis quand la température de la croûte s'approche de celle mesurée dans les expériences 2D, on produit une extension horizontale parallèle à la subduction dans la plaque chevauchante et le bloc avant

arc subduit grâce au retrait du piston (Fig. 4.11) qui entraîne un film plastique inséré dans le modèle (Fig. 4.13).

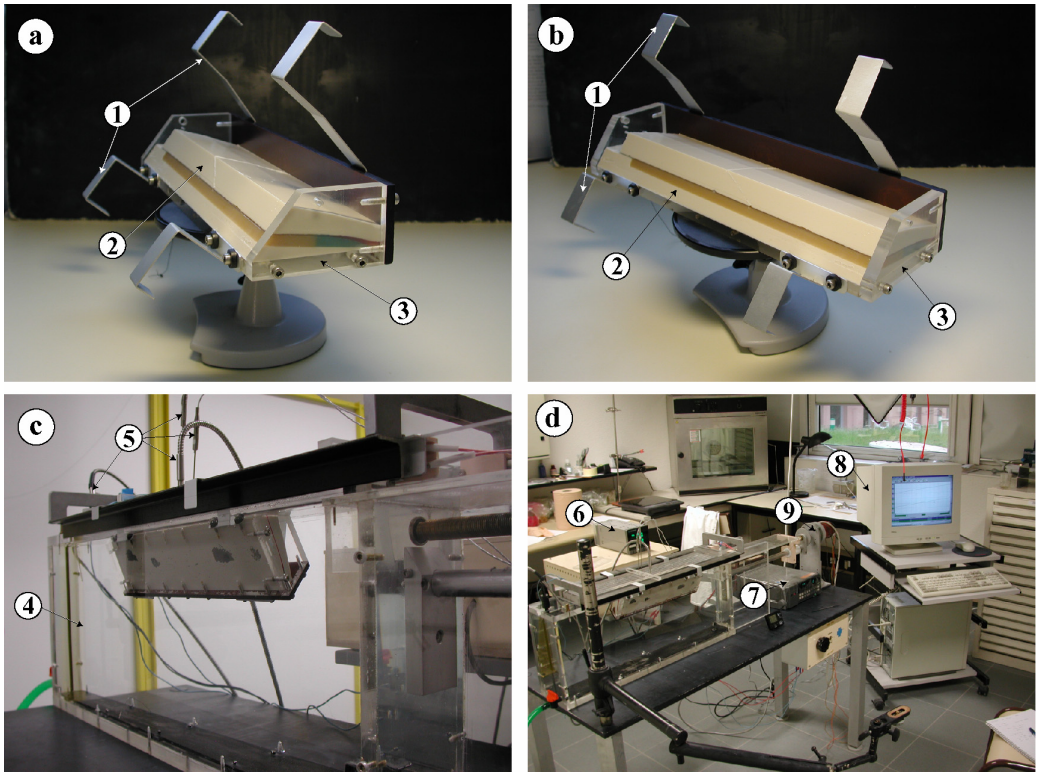


Figure 4.12 – Photos des éléments du dispositif expérimental 3D : (a) et (b) vues du modèle de la lithosphère subduite avant d'être mis en place dans le bac ; (c) vue de dessous du modèle dans le bac ; (d) vue générale du dispositif expérimental ; 1 : système de fixation du modèle ; 2 : modèle lithosphérique ; 3 : boite de plexiglas et bakélite ; 4 : bac de plexiglas contenant l'eau chaude (asthénosphère) ; 5 : sondes thermiques ; 6 : thermo régulateur auto adaptatif; 7 : système d'acquisition des températures dans le modèle ; 8 : ordinateur enregistrant les températures dans le modèle ; 9 : moteur électrique servant à appliquer le mouvement d'extension latérale.

Le modèle de lithosphère continentale comporte trois couches réalisées avec les mêmes matériaux analogues que dans les expériences thermomécanique 2D du chapitre précédent. Les couches sont construites sur un socle de plexiglas faisant lui-même parti du modèle de manteau lithosphérique continental (Figs. 4.8 d et 4.10 et 4.12). Le modèle de lithosphère continentale subduite comporte également la croûte continentale et la couverture sédimentaire qui s'épaissie au niveau de la marge passive continentale subduite à ~200 km de profondeur. La couche représentant le manteau lithosphérique continental et celle représentant le bloc avant arc/plaque d'arc subduit possèdent une épaisseur qui décroît avec la profondeur. Cela permet d'obtenir une structure thermique satisfaisante dans la plaque subduite lorsque celle-ci est chauffée par l'asthénosphère. En effet, la subduction n'étant plus reproduite, la structure thermique de la plaque subduite doit être reproduite de manière statique. Grâce à ces épaisseurs, décroissantes avec la profondeur, du manteau lithosphérique continental et du bloc avant arc/plaque d'arc, les parties les plus profondes de la croûte continentale subduite et des sédiments sont chauffées rapidement tandis que les températures dans la croûte située dans la zone inter plaque et près de la surface restent encore relativement faibles. A un moment donné, on obtient une structure thermique dans la plaque subduite qui est similaire à celle obtenue lors des expériences 2D. C'est à dire que l'on a une température de ~42°C (équivalente à

~900°C dans la nature) dans la partie profonde de la croûte continentale (~200 km de profondeur), une température proche de 35° (équivalente à ~450°C) dans la croûte à ~50 km de profondeur et des températures intermédiaires pour la croûte située entre ces profondeurs. Le critère de similarité $(T_a - T)/(T_a - T_s) = \text{const}$ est alors respecté et on peut commencer à appliquer à la plaque chevauchante et au bloc avant arc subduit une extension horizontale parallèle à la subduction.

On notera cependant que la structure thermique de la plaque subduite avec et sous le bouclier thermique (bloc avant arc/plaque d'arc) reste mal connue. En modélisation expérimentale thermomécanique 2D (chapitre précédent), nous avons mesuré la température en plusieurs points dans la croûte continentale subduite mais cela ne permet pas d'avoir une image précise de la structure thermique de la plaque subduite. Une première modélisation numérique de la structure thermique de la plaque subduite lors de la subduction du bloc avant arc est en cours de réalisation au laboratoire Géosciences Azur.

Au centre du modèle, une faille est réalisée dans le bloc avant arc subduit et la plaque chevauchante afin de localiser la déformation extensive imposée (Fig. 4.10). Dans cette zone particulière (autour de la faille) nous plaçons des sondes thermiques qui viennent mesurer la température à la surface de la croûte continentale à différentes profondeurs (Figs. 4.10 et 4.12).

4.5.2. Réalisation du modèle

Les couches du modèle sont réalisées dans une boîte de plexiglas et bakélite de dimensions 30 × 8,5 × 4 cm, le fond de cette boîte étant le socle de plexiglas faisant partie du modèle de manteau lithosphérique continental (Fig. 4.8 d). L'autre partie du manteau est réalisée avec le matériau F3 (voir Chapitre 2) qui est coulé à 50°C dans le moule puis taillé en forme de coin (Fig. 4.13 a et b).

Nous coulons par dessus et taillons les couches représentant la croûte continentale subduite et la couverture sédimentaire. Afin de visualiser les déformations de la croûte et des sédiments, ces couches sont réalisées en plusieurs parties dont les couleurs sont différentes (Fig. 4.13 c-g). Sur la figure 4.13, la croûte continentale est constituée de trois blocs colorés (orange, vert et blanc) tandis que la couverture sédimentaire est formée de deux blocs de couleurs différentes (rouge et bleu).

Ensuite, nous coulons par dessus, le bloc avant arc subduit et une partie de la plaque chevauchante. Nous faisons une première épaisseur que nous taillons ensuite de façon à obtenir une surface plane sur laquelle on dépose un film plastique (Fig. 4.13 h). C'est sur ce film que nous allons exercer la traction latérale par l'intermédiaire d'un fil qui sort du modèle (Fig. 4.13 h). Nous coulons ensuite sur ce film une seconde épaisseur de matériau F3 (Fig. 4.13 i). Le film plastique sur lequel nous exerçons la traction est très souple de façon à permettre les déformations du bloc avant arc subduit et perforé afin d'obtenir un fort couplage entre les couches se trouvant au dessous et au dessus du film. De ce fait, les couches mantelliques, de part et d'autre du film, sont collées l'une à l'autre et le film se trouve alors noyé au sein de la couche mantellique modélisant le bloc avant arc subduit et la plaque chevauchante.

La forme de cette unité mantellique est alors ajustée de façon à ce que les parties profondes du modèle soient rapidement chauffées tandis que le modèle reste relativement froid en surface, puis nous créons une faille (nous faisons une coupure) au centre du modèle (Fig. 4.13 i).

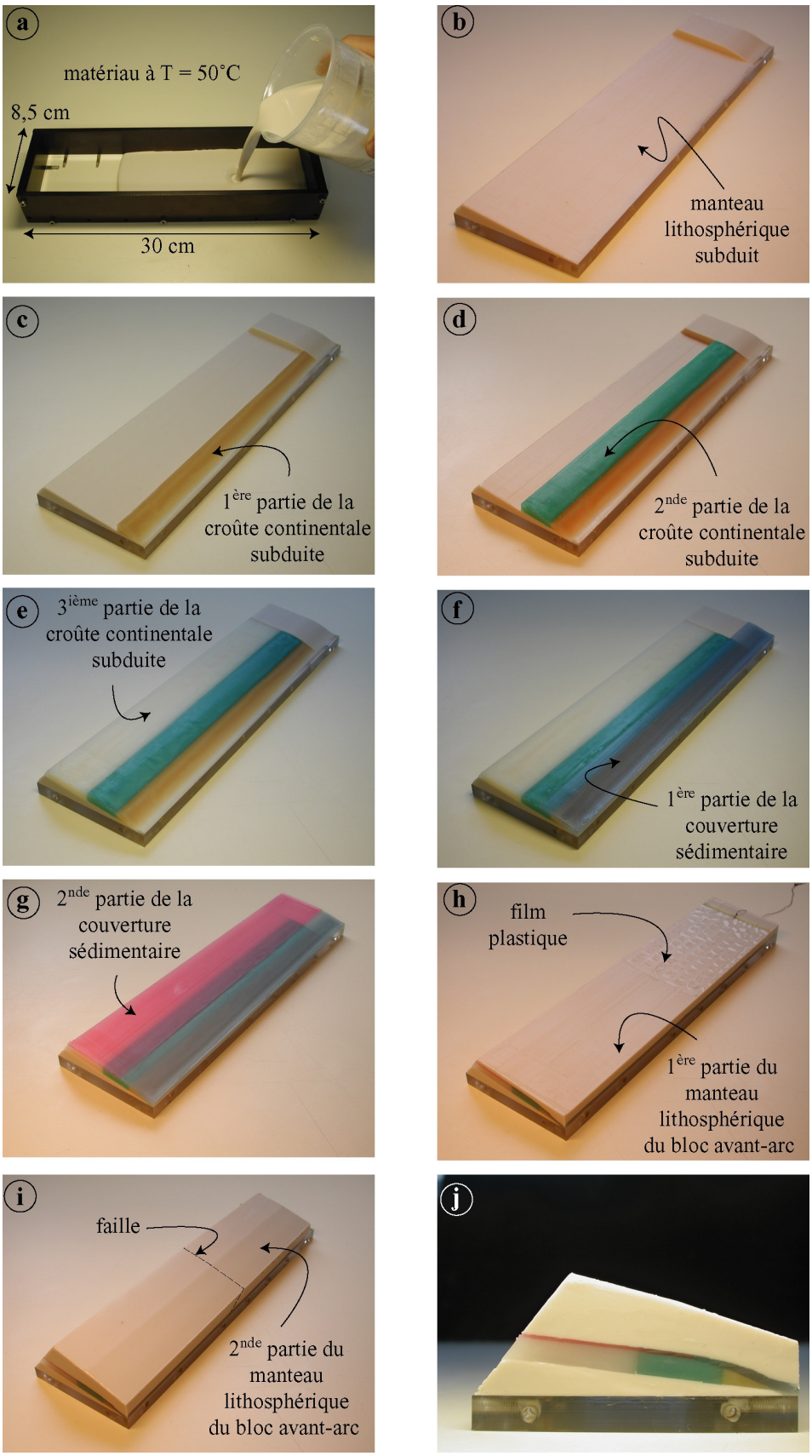


Figure 4.13 – Les étapes successives de la réalisation d'un modèle 3D. Voir le texte pour les explications.

Cette faille coupe l'ensemble du bloc avant arc/plaque chevauchante, jusqu'à la couverture sédimentaire. Elle est réalisée de telle manière qu'en tirant sur le film on créé un mouvement décrochant dextre (Fig. 4.10). Sur les petits côtés du modèle nous photographions alors la section du modèle avant la déformation (Fig. 4.13 j).

4.5.3. Observation et quantification de la déformation dans le modèle

Contrairement aux expériences 2D, nous ne pouvons pas, dans les expériences 3D, observer la déformation en cours au sein du modèle. Nous suivons les déformations sur les petits côtés du modèle mais ces déformations ne reflètent pas ce qui se passe au centre du modèle, en particulier dans la zone de faille. La déformation dans cette zone, mais également dans le reste du modèle, est alors analysée à la fin de l'expérience. Nous arrêtons l'extension latérale, ainsi que le système de régulation de température et nous laissons le modèle refroidir. Lorsqu'il est redevenu solide, nous le sortons du réservoir et commençons à étudier ses déformations. Pour cela, nous réalisons des coupes verticales et perpendiculaires à la subduction. Sur les sections réalisées, on peut alors observer les mouvements verticaux de matière grâce aux différentes couleurs utilisées. Nous pouvons également démonter le modèle couche par couche et découvrir ainsi la base de la croûte (Fig. 4.14). Cette dernière méthode permet de visualiser la localisation de l'exhumation. Celle-ci a-t-elle lieu sur toute la largeur du modèle ou est-elle seulement localisée dans la zone d'extension ?

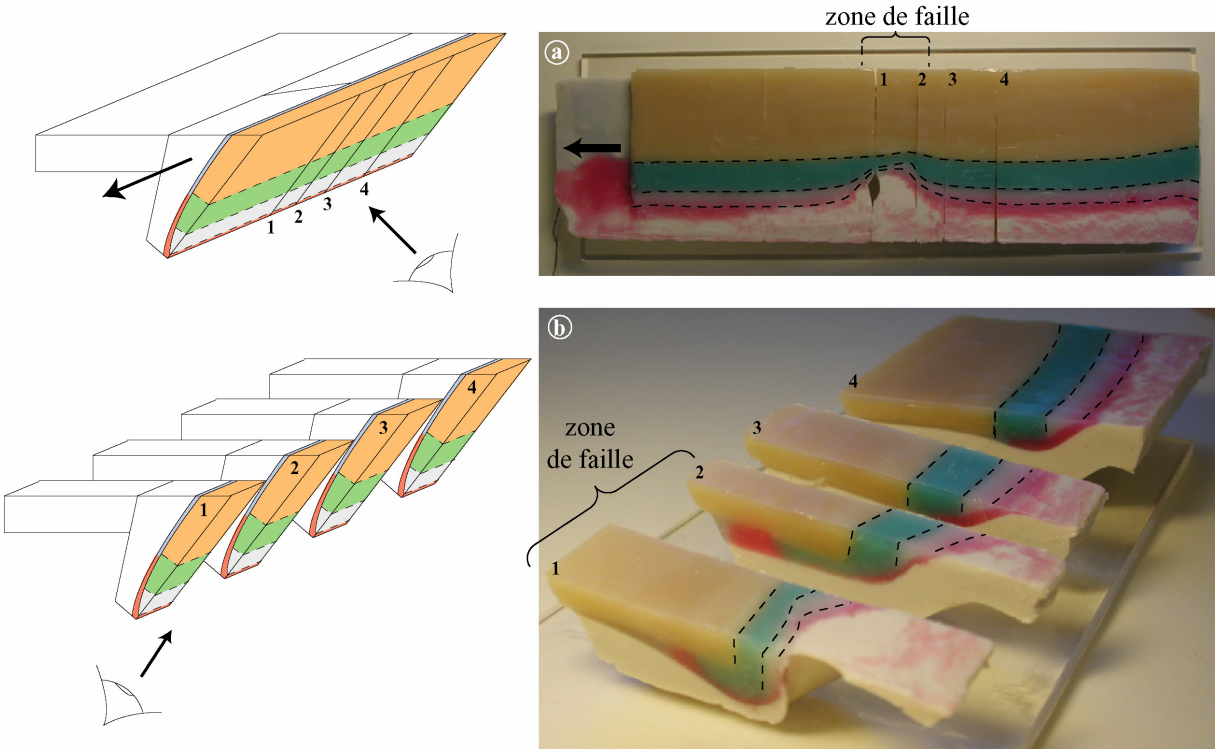


Figure 4.14 – Analyse de la déformation des modèles 3D : (a) on découvre la base de la croûte pour observer la localisation ou non de la déformation crustale et sédimentaire ; (b) on réalise des coupes verticales perpendiculaires à la subduction pour observer d'éventuels mouvements ascendants de matière.

Nous pouvons également réaliser des coupes verticales parallèles à la subduction afin de voir si il y a eu des transferts latéraux de matière. Il est préférable dans ce cas d'avoir réalisé la croûte continentale de telle manière qu'elle change de couleur le long de la subduction (ho-

rizontalement) et non en fonction de la profondeur. Cependant, dans notre cas, ce sont surtout des mouvements verticaux (d'exhumation) que nous souhaitons étudier.

Enfin, pour analyser plus finement la déformation de la croûte continentale, nous lui ajoutons dans certaines expériences, des marqueurs colorés. Nous devons pour cela couper verticalement le modèle après la réalisation de la couche crustale. Puis, sur l'une des sections, nous réalisons des petites encoches (1 mm de profondeur et 0,1 mm de largeur) dans la croûte continentale dans lesquelles nous plaçons des pigments colorés. Les deux sections sont alors replacées l'une contre l'autre et nous poursuivons la réalisation du modèle puis faisons l'expérience. Après l'expérience, nous laissons le modèle refroidir et lorsqu'il est redevenu solide (manipulable) nous recoupons le modèle là ou nous avions placé les marqueurs. Nous observons alors les déplacements et déformations des marqueurs.

Pour observer différents stades de la déformation de la croûte, nous pouvons étudier des coupes parallèles témoignant de stades différents (la quantité d'ouverture est différente) au sein d'un seul modèle (Fig. 4.14) ou bien réaliser plusieurs expériences que l'on arrête à des stades différents. Cette dernière méthode est cependant moins fiable car les modèles, bien que déformés dans des conditions similaires, ne sont jamais rigoureusement identiques. De nombreuses expériences ont été réalisées (~60) et les résultats les plus représentatifs sont détaillés plus bas dans ce chapitre.

4.5.4. Suivi de la température dans le modèle

La température est mesurée dans le modèle à différentes profondeurs à la surface de la croûte continentale subduite (Fig. 4.15 b). Nous disposons de plusieurs capteurs de température (sondes Pt100) de très petit diamètre (1,6 mm) qui peuvent être insérés dans le modèle en causant un minimum de perturbation mécanique.

Les capteurs sont insérés dans le modèle immédiatement après que celui-ci ait été mis en contact avec l'asthénosphère chaude. En mesurant la température en différents points du modèle nous obtenons une image de la structure thermique de la plaque subduite et son évolution. Au début de l'expérience, la température augmente très fortement au niveau du capteur se trouvant très près de la surface (le capteur 4 sur la figure 4.15 c). Les autres capteurs, plus loin des bords du modèle, restent plus froids. On observe ensuite une élévation progressive de la température pour ces trois mêmes capteurs alors que celui se trouvant près de la surface évolue beaucoup moins. Comme, nous l'avons dit plus haut, la forme du manteau lithosphérique continentale et du bloc avant arc subduit permet alors d'obtenir un réchauffement qui est plus rapide en profondeur. Ainsi, nous pouvons savoir quand la structure thermique de la plaque subduite est satisfaisante et quand nous pouvons commencer à appliquer l'extension latérale.

Les mesures de la température à la surface de la croûte servent également un second objectif qui est de capter, par des signaux thermiques (des élévations soudaines de la température enregistrée par les capteurs par exemple), la remontée de matériaux chauds et d'estimer ainsi la vitesse d'exhumation.

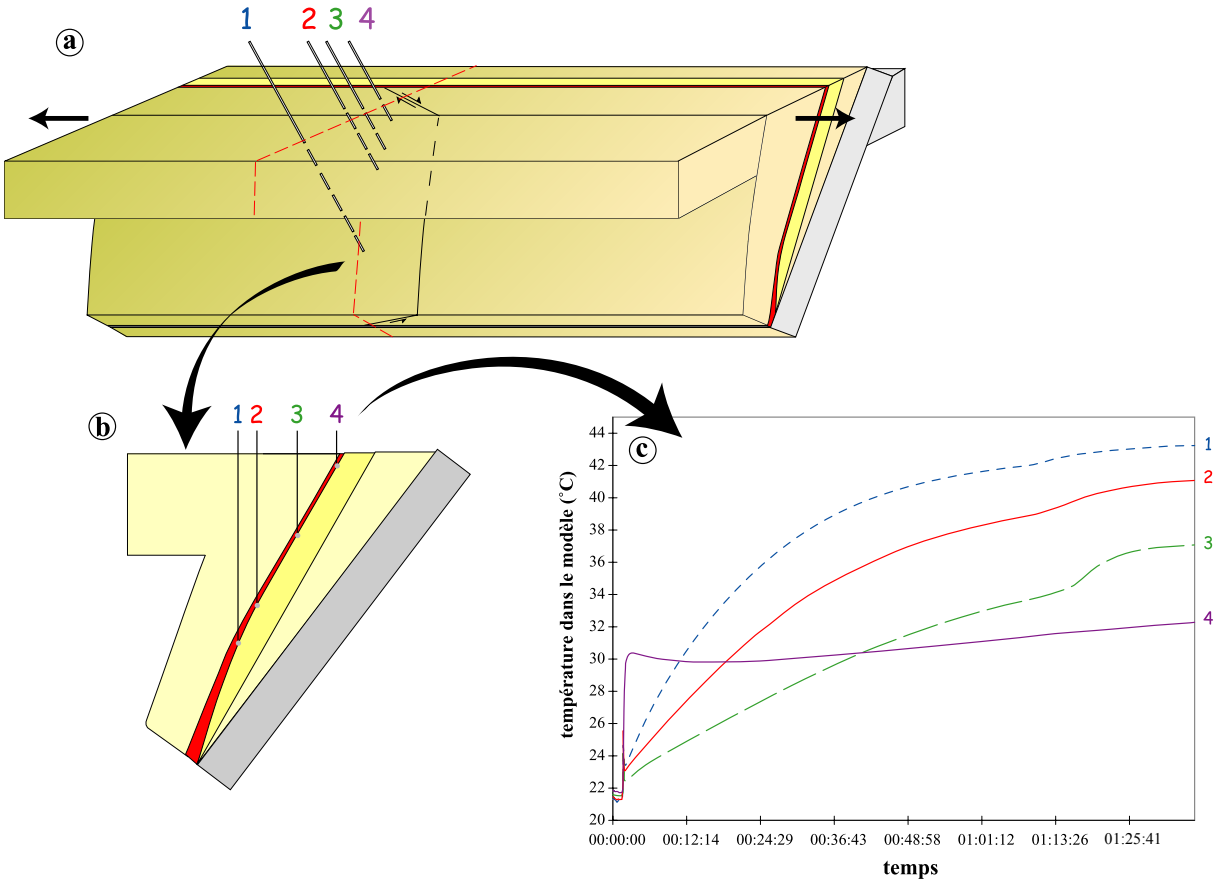


Figure 4.15 – Schéma illustrant le suivi des températures dans le modèle : (a) les sondes sont placées dans la zone de faille ; (b) dans cette zone, les sondes sont positionnées de façon à mesurer la température à la surface de la croûte subduite, à différentes profondeurs ; (c) les températures sont enregistrées durant l'expérience.

4.6. Résultats de la modélisation

4.6.1. Test préliminaire 1 : expérience sans traction latérale

Que se passe-t-il lorsque l'on n'applique pas de traction latérale à la plaque chevauchante ? La croûte continentale profondément subduite est chauffée et devient très peu résistante. Parvient-elle alors à pénétrer dans la zone inter-plaque ? En élargissant le modèle, donnons-nous la possibilité à la croûte continentale de s'introduire entre les plaques ou la croûte continentale subduite reste-elle bloquée sous la plaque chevauchante comme dans les expériences thermo-mécanique 2D ? La figure 4.16 montrent la section initiale du modèle (a), c'est à dire avant le chauffage et la déformation, ainsi qu'une seconde section réalisée à la fin de l'expérience (b). Le modèle est très simple, la croûte continentale n'est constituée que d'une seule unité tout comme la couverture sédimentaire qui est, ici, colorée en bleu. Sur la figure 4.15, un trait pointillé figure la limite entre la croûte et la couverture sédimentaire. On observe une déformation de la partie profonde de la croûte continentale et des sédiments. La croûte est amincie au niveau de l'extrémité de la marge et épaissie quelques dizaines de kilomètres plus haut. Les sédiments de la marge passive ont également été déformés, ils sont montés de ~1,5 cm soit ~50 km dans la nature.

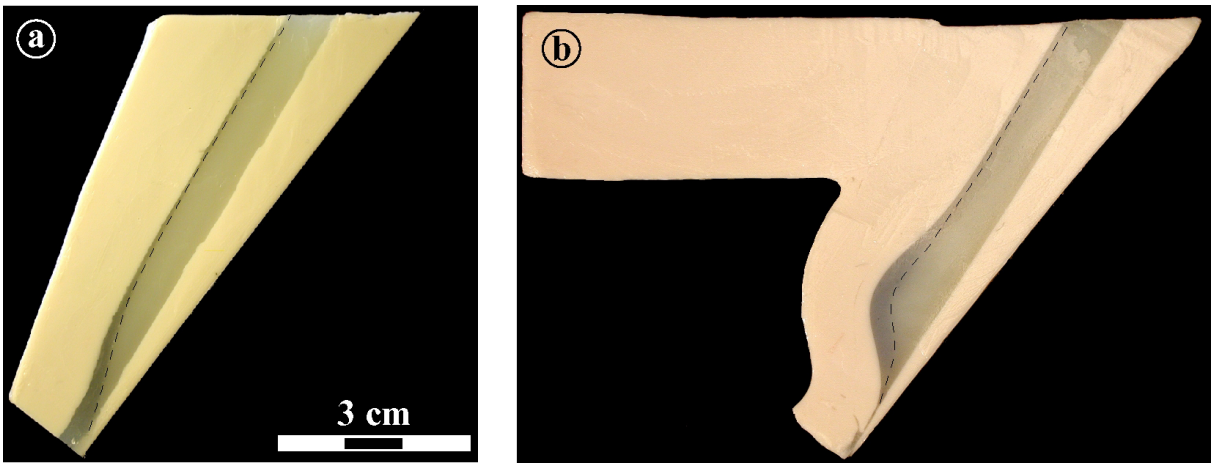


Figure 4.16 – Section du modèle avant le chauffage et la déformation (a) et après (b) dans une expérience sans extension latérale appliquée à la plaque chevauchante.

La zone d'épaississement de la croûte et d'accumulation des sédiments de la marge reste très profonde et est permis par la déformation du bloc avant arc subduit. En effet, celui-ci vient combler l'espace libéré par la croûte et les sédiments en bas du modèle et est poussé sous la base de la plaque chevauchante : vers la gauche sur la coupe b de la figure 4.16. On n'observe pas de chevauchement dans la croûte profonde : cette déformation n'est pas localisée sur une faille ductile. La croûte continentale profonde, chauffée et devenue très ductile, ne pénètre pas dans la zone inter-plaque mais reste bloquée à l'entrée de celle-ci. Le modèle montre une déformation crustale et sédimentaire identique sur toute sa largeur si on excepte les petits côtés du modèle où l'on a des effets de bords (le réchauffement du modèle se fait aussi par les petits coté). Le fait d'avoir un modèle large ne permet donc pas à la croûte de pénétrer la zone inter-plaque. On a alors une situation tout à fait identique à celle obtenue dans les modèles 2D de subduction continentale en régime de forte compression (Fig. 3.15).

4.6.2. Test préliminaire 2 : expérience sans plaque chevauchante

Lorsque la plaque chevauchante vient s'appuyer sur le bord du bac de plexiglas (comme dans le premier test), elle empêche tout mouvement d'élargissement de la zone inter-plaque et bloque l'exhumation. Dans cette seconde expérience, nous avons simplement enlevé cette partie du modèle afin de voir comment la croûte continentale subduite sous le bloc avant arc remonte lorsque la pression inter-plaque devient faible (ici la pression inter-plaque est lithostatique). La structure thermique de la plaque subduite est alors différente. La croûte continentale, dans sa partie intermédiaire et superficielle, est chauffée plus rapidement que dans l'expérience précédente. Cependant, l'objectif de cette expérience n'est pas de reproduire exactement la structure thermique mais de tester le comportement de la croûte continentale profonde et ductile lorsqu'elle peut aisément remonter sous le bloc avant arc. Une faille est réalisée dans le bloc avant arc et la plaque chevauchante afin de diminuer localement la résistance de ces unités mais aucune extension latérale n'est imposée au bloc avant arc (la faille n'est cependant pas importante dans cette expérience car elle ne joue pas).

Lorsque l'élargissement de la zone inter-plaque dans la direction horizontale perpendiculaire à la subduction est permis et aisé (la pression inter-plaque est faible, égale à la pression lithostatique), la croûte continentale remonte sur toute la largeur du modèle. Les quantités d'exhumation et les vitesses d'exhumation sont identiques sur toute la largeur du modèle (Fig. 4.17).

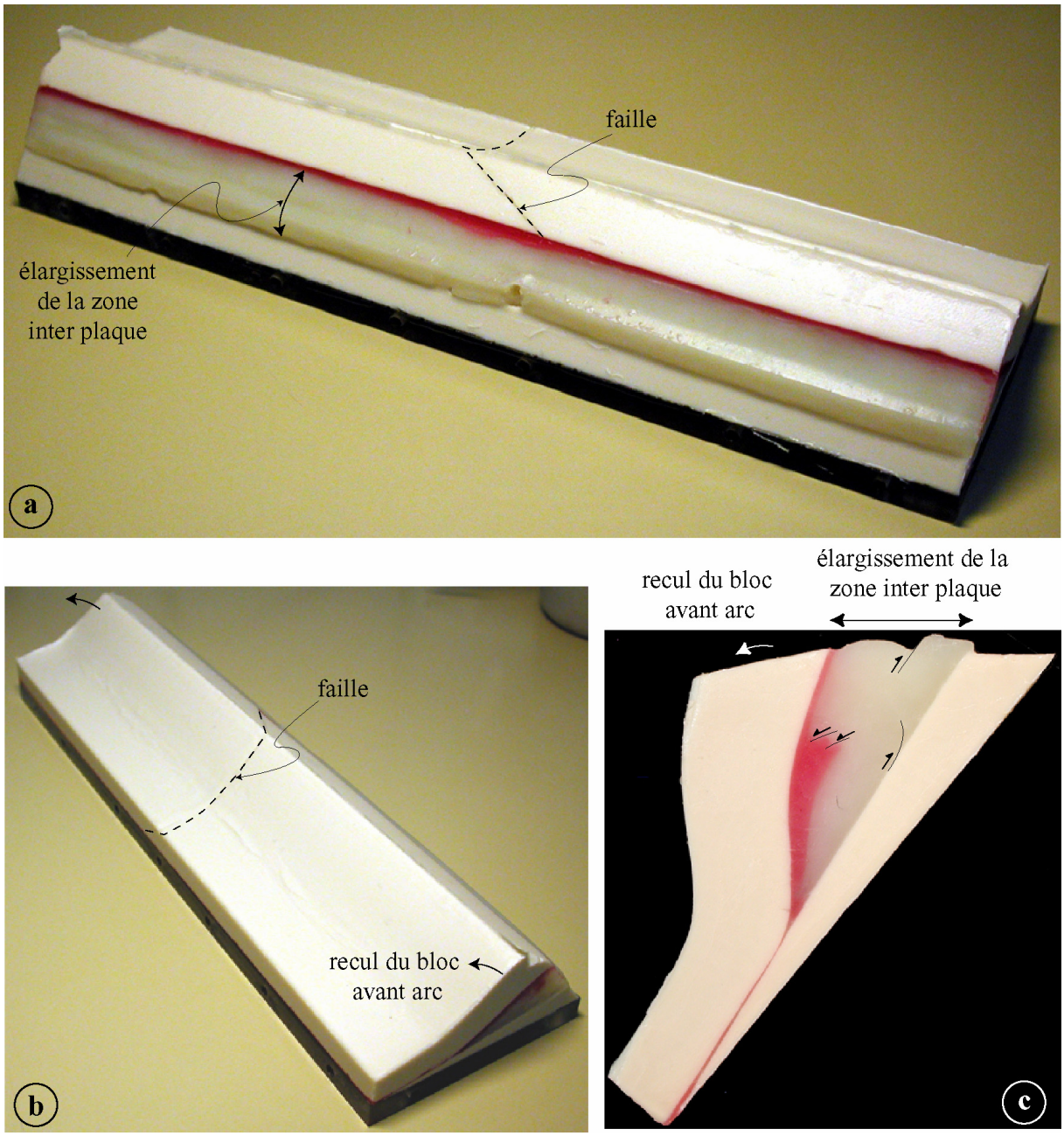


Figure 4.17 – Photos du modèle après le second test préliminaire. (a) et (b) vues générales du modèle montrant l'élargissement de la zone inter-plaque quasiment identique sur toute la largeur du modèle malgré l'existence d'une zone de faiblesse (faille) au centre du modèle. Cet élargissement est réalisé grâce à la déformation de la croûte continentale et le recul du bloc avant arc. (c) coupe verticale montrant l'épaisseur particulièrement importante de la portion de croûte continentale remontée jusqu'à la surface.

La croûte continentale profonde devient ductile et, à un moment donné, durant le réchauffement, on observe la formation d'un chevauchement ductile (Fig. 4.17 c). La portion de croûte située sous ce chevauchement remonte alors entre les plaques. Dans ce type d'expérience, on retrouve, comme dans les expériences 2D en régime de faible compression, des unités exhumées de forte épaisseur. En effet, le niveau de décollement de la croûte se trouve à sa base et c'est donc toute l'épaisseur de croûte qui est ici exhumée. L'épaisseur de la croûte continentale en surface a plus que doublée, en s'élargissant dans la direction perpendiculaire à la zone inter-plaque par une déformation ductile et des rétro chevauchements

permettant la superposition d'écailles crustales (Fig. 4.17 c). Les sédiments sont également exhumés mais jouent principalement le rôle de lubrifiant de la zone inter-plaque permettant une exhumation plus importante et plus rapide.

Dans cette expérience, la faille réalisée dans le bloc avant arc ne joue pas et donc la déformation crustale dans la zone de faille est identique à celle observée dans le reste du modèle. Cette expérience correspond au passage peu réaliste d'un régime de subduction continentale fortement compressif ayant permis la subduction continentale profonde avec la subduction du bloc avant arc à un régime faiblement compressif. Nous présentons simplement cette expérience afin d'illustrer le comportement de ce système instable.

4.6.3. Expériences avec extension latérale appliquée à la plaque chevauchante

En appliquant une déformation extensive à la plaque chevauchante, nous imposons dans le modèle une zone de faible pression inter-plaque puis l'ouverture d'un nouvel espace entre les plaques (Fig. 4.10). L'extension imposée produit un déplacement latéral d'une partie de la plaque chevauchante et le glissement sur une faille décrochante dans le bloc avant arc subduit (Fig. 4.14). C'est autour de cette faille que la pression inter-plaque diminue puis que l'espace inter-plaque se créé.

Dans cette première expérience (Fig. 4.18), la croûte continentale est constituée de trois parties de couleurs différentes et la couverture sédimentaire est formée de deux parties de couleurs différentes afin de visualiser la provenance (profondeur) des matériaux exhumés. La croûte continentale est orange dans la partie superficielle et intermédiaire (jusqu'à 140 km de profondeur équivalente). Entre 140 km et 200 km, elle est colorée en vert et en dessous en blanc. La couverture sédimentaire est colorée en bleu jusqu'à la profondeur équivalente de 140 km et en rouge en dessous. La structure initiale (avant la déformation) de ce modèle est présentée dans la figure 4.18 a. Sur cette figure, on peut également repérer des points singuliers jaune, bleu et vert entre les différentes unités colorées constituant la croûte continentale et les sédiments. Ces points singuliers appartiennent aux limites des unités colorées et on peut suivre leurs déplacements lors de l'expérience.

La coupe, réalisée dans la zone de faille (Fig. 4.18 b), montre qu'un chevauchement a été créé dans la croûte continentale subduite entre 140 et 175 km de profondeur. La croûte se trouvant sous ce chevauchement, c'est à dire à une plus grande profondeur, s'est détachée du manteau lithosphérique et est remontée entre les plaques jusqu'à la profondeur équivalente de ~50 km en chevauchant la croûte moins profonde (orange) et en poussant les sédiments (Fig. 4.18 b). La croûte continentale a été exhumée sous la forme d'une nappe de près de 3,5 mm d'épaisseur, soit dans la nature une épaisseur équivalente de 12 km. Cependant, dans d'autres expériences similaires, nous avons obtenu une épaisseur équivalente de seulement ~10,5 km. Cette nappe mesure ~85 km de long et ~60 km de large (dans la direction horizontale parallèle à la subduction visible sur la figure 4.14 a). On remarque que les points singuliers vert et jaune situés dans la croûte profonde ont été tous les deux exhumés mais leurs quantités d'exhumation sont différentes, le point vert étant monté de ~70 km (de 130 à 50 km de profondeur équivalente) alors que le point jaune n'est monté que de ~40 km (de 200 à 160 km de profondeur). Le comportement du point bleu signalant la limite entre les sédiments rouges et bleus est plus surprenant. Il a été exhumé de 115 km (depuis ~140 km jusqu'à ~25 km de profondeur) et surtout, il a dépassé le point vert. C'est à dire qu'il se trouvait initialement sous la limite entre la croûte verte et orange et se trouve finalement au dessus du segment de croûte exhumé. Les sédiments profonds (rouges) ont été exhumés en très grande proportion : il ne reste pratiquement plus de sédiments en profondeur dans la zone d'extension. Enfin, les sédi-

ments moins profonds (bleus) ont été également exhumés depuis des profondeurs comprises entre ~140 km et la surface et se trouvent finalement à la surface.

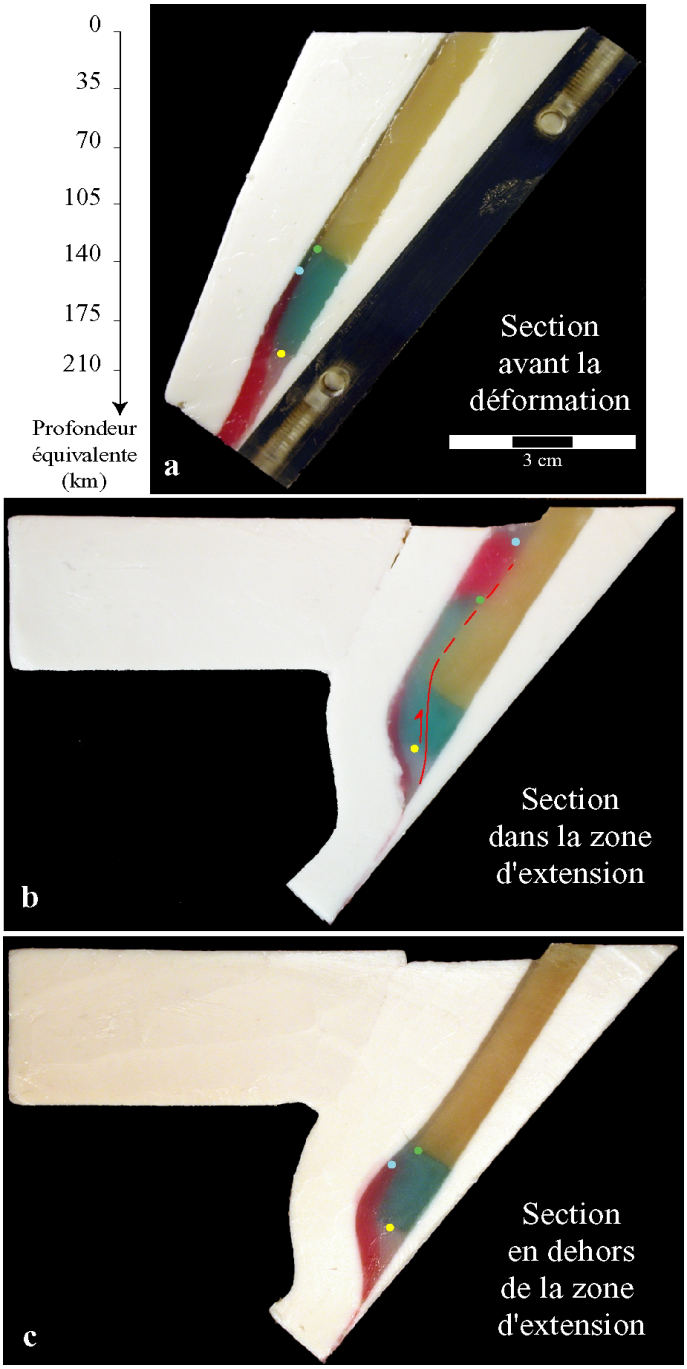


Figure 4.18 – Photos des sections du modèle 3D : a : stade initial, modèle non déformé ; b : section du modèle déformé dans la zone de faille ou d'extension; c : section en dehors de la zone d'extension (situation 2D).

La section du modèle, en dehors de la zone de faille (Fig. 4.18 c), montre une structure très différente. On peut remarquer une déformation de la croûte continentale profonde (blanche et verte) et des sédiments profonds (rouge), mais aucune déformation de la croûte ni des sédiments n'est observée dans la zone inter-plaque. On note cependant que le point jaune est

monté de ~20 km et que les déplacements des points singuliers bleu et vert sont très faibles, respectivement 12 et ~7 km.

Les différentes unités colorées permettent de visualiser la déformation, l'exhumation et surtout la provenance des unités exhumées. Cependant, cela ne permet pas d'observer la déformation des matériaux crustaux à l'intérieur de la nappe exhumée. La déformation est-elle localisée aux bords de cette nappe ou la croûte subit-elle une déformation interne importante ? Il faut, pour tenter de répondre à cette question, placer des marqueurs de la déformation au sein de la croûte. Nous avons alors placé dans la croûte continentale des lignes très fines (0,1 mm de large et 1 mm de profondeur) de pigments colorés. Ces marqueurs sont initialement perpendiculaires à la base de la croûte et leurs rotations, lors de l'exhumation, renseignent sur l'importance du cisaillement au sein de la nappe. La figure 4.19 montre une coupe après la déformation d'un modèle 3D dans lequel la croûte possède des marqueurs colorés (rouges).

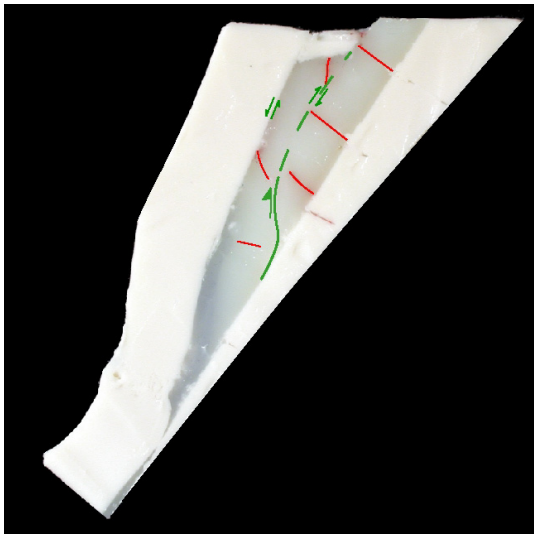


Figure 4.19 – Coupe verticale d'un modèle 3-D montrant la déformation crustale dans la zone de faille grâce à des marqueurs colorés.

On remarque que les marqueurs profonds sont peu cisaillés : ils restent généralement perpendiculaires à la base de la croûte ou à la surface de chevauchement. Cela indique une faible déformation cisaillante au début du processus d'exhumation. La nappe se détache et commence à remonter en chevauchant le segment de croûte situé au dessus. La déformation serait alors essentiellement localisée aux bords de la nappe, au niveau du chevauchement basal ainsi qu'au niveau du cisaillement normal au toit de la nappe. Les marqueurs situés plus haut dans la nappe montrent cependant un cisaillement devenant de plus en plus important vers la surface. La rotation des marqueurs indique que la déformation crustale lors de l'exhumation comporte une composante de cisaillement simple dans le même sens que le chevauchement basal. La déformation dans la nappe de croûte exhumée est donc complexe (Fig. 4.20), cette unité est amincie, étirée dans la direction parallèle à la zone inter-plaque (composante de cisaillement pur) et cisaillée dans le même sens que le chevauchement basal (cisaillement simple). Cette déformation complexe est assez similaire à celle des nappes de socle alpines décrites par Escher et Beaumont (Escher et Beaumont, 1997) mais l'évolution de la déformation est sensiblement différente de celle obtenue dans le modèle de prisme visqueux proposé par ces auteurs.

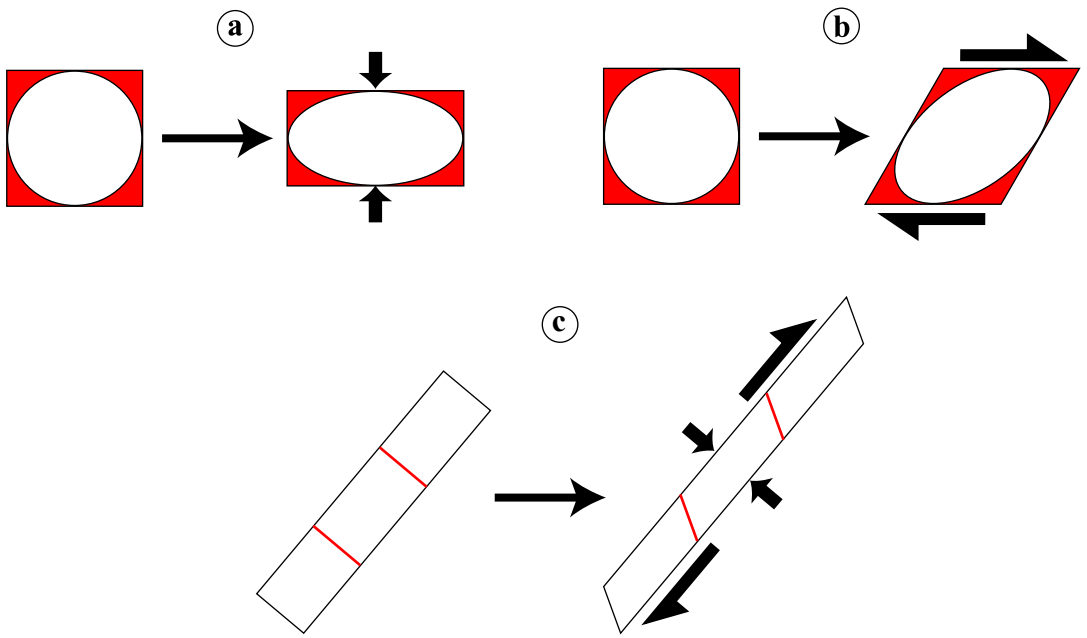


Figure 4.20 – Schémas des différentes composantes de la déformation : (a) cisaillement pur et (b) cisaillement simple et (c) schéma de la déformation, lors de l'exhumation, d'une portion de croûte par cisaillement pur et simple.

En effet, la déformation évolue durant l'exhumation. Les premiers stades de chevauchement semblent se faire avec une déformation interne comportant très peu de cisaillement, puis dans la zone inter-plaque, l'intensité de la déformation crustal cisaillante augmente, la rotation des marqueurs devenant intense lorsqu'ils arrivent près de la surface. Ainsi, dans certaines expériences, les marqueurs parvenus près de la surface sont devenus quasiment parallèles à la base de croûte ou à la surface de glissement (Fig. 4.19).

L'évolution de la déformation de la croûte continentale subduite et de la couverture sédimentaire est schématisée sur la figure 4.21 :

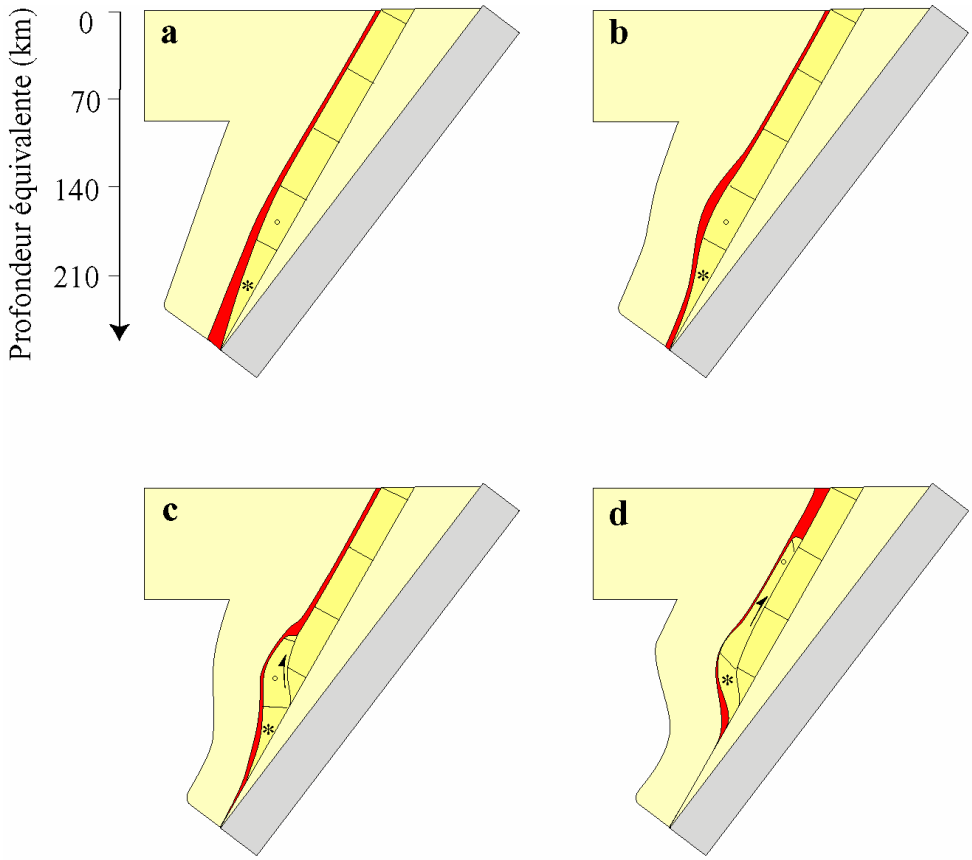


Figure 4.21 – Schéma de la déformation crustal et sédimentaire dans le modèle 3D. Voir le texte pour les explications.

- ✓ La première phase de déformation (Fig. 4.21 a et b) concerne uniquement la partie la plus profonde de la croûte continentale et des sédiments de la marge subduite. Cette phase a lieu avant que l'on applique l'extension latérale à la plaque chevauchante. On a alors une faible déformation de la croûte continentale profonde qui s'amincie dans sa partie la plus profonde et s'épaissie sous la base de la lithosphère chevauchante. Les sédiments montent alors également et sont stockés entre 200 et 150 km de profondeur. Cette phase de déformation a lieu dans tout le modèle et conduit à la déformation observée sur la coupe 4.18 b.

- ✓ Lorsque l'extension latérale est appliquée à la plaque chevauchante, un chevauchement est créé dans la croûte continentale à la profondeur de ~150 km et la portion de croûte sous ce chevauchement est alors exhumée entre les plaques en poussant les sédiments (Fig. 4.21 c). La déformation interne dans la croûte est alors faible, la déformation étant localisée sur les bords de l'unité exhumée. On a alors un chevauchement à la base de la nappe montante et un cisaillement normal au niveau du toit de cette nappe.

- ✓ Durant la remontée entre les plaques (Fig. 4.21 d), la nappe de croûte est progressivement déformée. Elle est cisaillée et étirée (allongée) dans la direction parallèle à la zone inter plaque.

4.6.4. Evolution thermique dans le modèle

Le suivi de l'évolution de la température dans le modèle a été réalisé à différentes profondeurs à la surface de la croûte continentale subduite (Fig. 4.15). L'objectif est d'obtenir un signal thermique lors de la remontée de matériel crustal chaud et d'estimer la vitesse de cette remontée. Les coupes des modèles (Figs. 4.18 et 4.19) montrent que l'on a bien une remontée de matériel crustal profond et donc chaud dans la zone d'extension. Nous obtenons également des inflexions des courbes de température (accélération de l'augmentation de température) lors de la phase d'extension (Fig. 4.15). Afin de démontrer que ces inflexions sont bien liées à la remontée de matériel chaud et non pas à l'amincissement du bouclier thermique provoqué par son extension, nous avons réalisé les deux expériences suivantes. Dans la première, la densité de la croûte continentale est inférieure à celle du manteau et satisfait les critères de similarité (23). Les courbes T(t) obtenues (en rouge sur la figure 4.22) dans cette expérience par deux capteurs montrent deux inflexions lors de la phase d'extension. Dans la seconde expérience, toutes les conditions sont les mêmes sauf une : la croûte continentale et la couverture sédimentaire ont une densité égale à celle du manteau. Les courbes T(t) mesurées dans cette expérience (en bleu dans la figure 4.22) sont presque linéaires et ne montrent aucun événement thermique rapide malgré le fait que le bouclier thermique ait subit une extension et un amincissement comme dans l'expérience précédente. Conformément à ceci la croûte et la couverture sédimentaire ne subissent aucune déformation (voir Fig. 4.23).

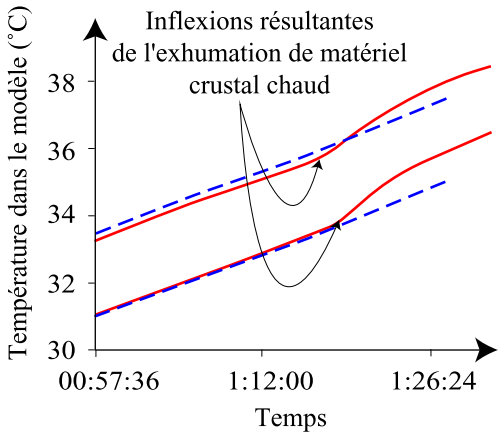


Figure 4.22 – Courbes expérimentales T(t) obtenues pour deux sondes thermiques lors de deux expériences similaires durant la phase d'extension. Courbes rouge : la densité de la croûte satisfait les critères de similarité. Courbes bleus : la densité de la croûte continentale et des sédiments est égale à celle du manteau.

Ces deux expériences montrent clairement que les inflexions des courbes de température sont liées à la remontée de matériel crustal chaud. On peut donc les utiliser afin d'estimer le moment où la nappe crustale remontante arrive sur un capteur thermique. En plaçant plusieurs capteurs à différentes profondeurs connues à la surface de la croûte, on mesure le temps nécessaire à la nappe pour passer de la profondeur d'un premier capteur à la profondeur d'un autre capteur moins profond et on calcule la vitesse d'exhumation.

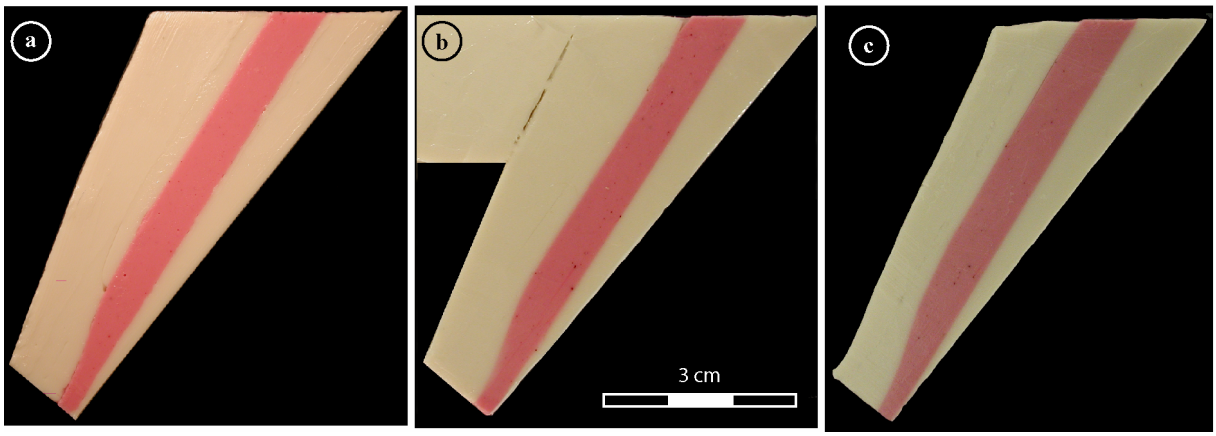


*Figure 4.23 – Coupes du modèle 3D où la densité de la couverture sédimentaire et de la croûte continentale est égale à la densité du manteau : **a** : section du modèle avant la déformation ; **b** et **c** : sections du modèle dans la zone d'extension, après la déformation. La coupe **b** est réalisée là où l'ouverture de la zone inter plaque est faible et la coupe **c** est réalisée là où l'ouverture est maximale (le bloc avant arc est très aminci dans la zone inter plaque).*

La figure 4.24 montre les courbes de température obtenues par 4 sondes thermiques placées respectivement à 160, 120, 60 et 7 km de profondeur équivalente à la surface de la croûte. On observe des inflexions des courbes de température pour les trois capteurs les plus profonds et aucune pour le dernier capteur, celui placé près de la surface. La coupe verticale du modèle dans la zone d'extension (Fig. 4.18 b) montre que c'est simplement dû au fait que la nappe crustale n'est pas remontée jusqu'à ce capteur mais s'est arrêtée avant. Seuls les sédiments peu profonds et donc moins chauds ont été mis en contact avec ce capteur. Le premier pulse thermique est enregistré par le capteur 1, placé très en profondeur. Le signal est assez faible par ce que la différence entre la température de la croûte à la profondeur du capteur et celle de la croûte remontante est faible. Les deux autres capteurs enregistrent, avec un délai, des inflexions plus marquées, tandis que la température à la profondeur du capteur baisse. On ne peut mesurer instantanément la température dans la nappe de croûte montante, mais l'augmentation de l'intensité des inflexions semble indiquer que le contraste thermique entre la nappe montante et la croûte chevauchée augmente lors de l'exhumation. Cela signifie que la nappe monte plus vite quelle ne se refroidit, en d'autres termes, la remontée se fait dans des conditions quasi isothermes (en tout cas pendant les phases initiales de la remontée).

Les mesures des décalages en temps des inflexions des courbes T(t) permettent de calculer des vitesses de remontée dans le modèle. Cette vitesse est contrôlée par la viscosité du matériau et les forces appliquées. Pour mettre à l'échelle la vitesse de remontée mesurée et pouvoir la comparer aux données géochronologiques nous utilisons le critère (13, chapitre 2) :

$$\frac{\eta^o V^o}{\rho^o g H^{o2}} = \frac{\eta^m V^m}{\rho^m g H^{m2}} \text{ ou } V^o = \frac{\rho^o H^{o2} \eta^m}{\rho^m H^{m2} \eta^o} \times V^m$$

Les indices «o » et « m » désignent respectivement l'original et le modèle. V est la vitesse de fluage (dans notre cas il s'agit de la vitesse d'exhumation), H est l'épaisseur de la nappe remontante et η est sa viscosité. Dans le modèle, le matériau remontant est à la température de 42 °C, sa viscosité η^m est alors de ~12 Pa×s. L'épaisseur de la nappe dans le modèle H^m est de 3×10^{-3} m sa densité ρ^m est de $8{,}6\times10^3$ kg/m^3. Dans la nature, la viscosité des roches de ultra haute pression/basse température η^o est mal connue mais serait de l'ordre de 10^{18} Pa×s (Gerya, *et al.*, 2002 ; Stöckert, 2002). L'épaisseur équivalente de la nappe H^o est de $10{,}5\times10^4$ m et la densité ρ^o est de 2800 kg/m^3.

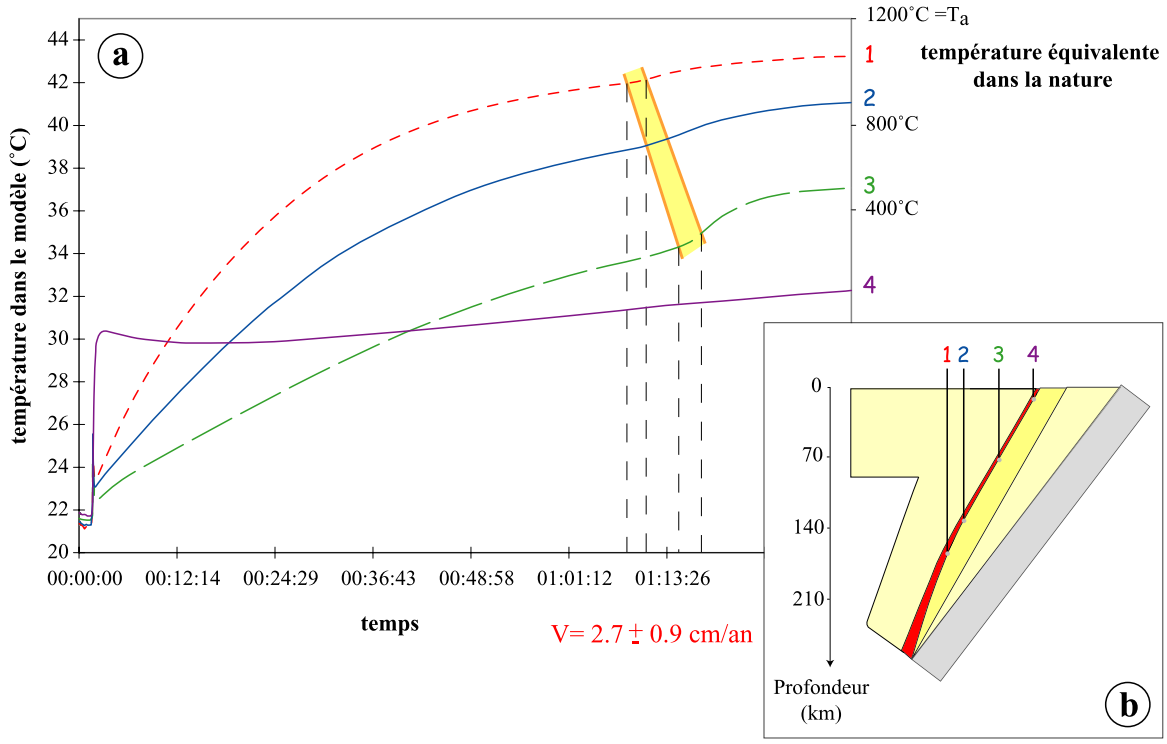


Figure 4.24 – Courbes expérimentales T(t) obtenues par 4 sondes thermiques (a) placées à différentes profondeurs à la surface de la croûte subduite (b). Les décalages des inflexions des courbes de température dues à la remontée de matériel crustal chaud permettent d'obtenir une vitesse d'exhumation

La vitesse de passage du capteur 1 au capteur 2 est comprise entre $1{,}90\times10^{-4}$ m/s et $3{,}82\times10^{-4}$ m/s, ce qui donne des vitesses équivalentes comprises entre 18 et 36 mm/an ou une vitesse moyenne de 27 mm/an. La vitesse de passage du capteur 2 au capteur 3 est comprise entre $5{,}5\times10^{-5}$ m/s et 7×10^{-5} m/s, ce qui donne des vitesses équivalentes de ~5 à 7 mm/an. La vitesse moyenne d'exhumation mesurée entre les capteurs 1 et 3 donne une vitesse moyenne équivalente de 8,5 mm/an.

On remarque que la vitesse d'exhumation décroît durant la remontée du matériau. De plus, le troisième capteur thermique placé à la profondeur équivalente de 60 km est proche de la profondeur de la nappe à la fin de l'expérience (~50 km de profondeur équivalente). C'est à dire qu'il a enregistré le passage de la nappe peu de temps avant qu'elle ne s'arrête. La vitesse de cette nappe a probablement fortement diminué avant d'atteindre le capteur 3 et la vitesse mesurée entre les capteurs 2 et 3 est alors une vitesse moyenne.

4.7. Discussion

4.7.1. Le mécanisme d'exhumation

Pour que la croûte continentale monte dans la zone inter-plaque, il faut qu'elle trouve un espace à remplir ou bien qu'elle se crée cet espace en déformant les unités se trouvant au dessus d'elle en les repoussant vers les côtés). Lorsque la zone inter-plaque ne peut pas s'ouvrir, (premier test, Fig. 4.16), la croûte continentale ne trouve pas d'espace à combler dans la zone inter plaque et ne parvient pas à se créer un espace propre dans cette zone. Elle reste donc bloquée dans cette zone. En revanche, elle parvient à déformer le bloc avant arc subduit sous la base de la lithosphère chevauchante. La croûte pousse donc ce dernier et s'accumule à cette

profondeur. Cette situation est similaire à celle obtenue dans les modèles 2D de subduction continentale en régime de forte compression, la forte pression inter plaque empêchant la croûte de se créer un espace propre dans la zone inter-plaque et donc sa remontée était impossible.

Dans le second test préliminaire (Fig. 4.17), il n'y pas de résistance à la création d'espace dans la zone inter-plaque car la pression inter-plaque est égale à la pression lithostatique. La croûte remonte donc sans problème en écartant le bloc avant arc et la plaque chevauchante dans la zone inter-plaque sur toute la largeur du modèle (Fig. 4.17). Cette situation ressemble à celle obtenue dans les expériences 2D de subduction continentale en régime de faible compression (Figs. 3.3 et 3.8) à la différence que dans le modèle 2D « complet » on ne peut pas obtenir la subduction crustale aussi profonde que celle imposée de façon « artificielle » dans le modèle 3D (Fig. 4.8). Ce modèle correspond à une situation peu réaliste : la croûte continentale est subduite à ~200 km en régime fortement compressif puis le régime change et les plaques commencent à s'écarter sur toute la longueur de la frontière de plaques. Donc, la seule possibilité restante pour fabriquer et ensuite exhumer les roches UHP/BT est de faire subduire la croûte à grande profondeur en régime fortement compressif (il n'y a pas d'autres moyens d'obtenir la subduction profonde) puis de créer localement les conditions correspondant au régime de faible compression. Cela nous ramène donc à la solution réalisée dans les modèles 3D avec l'extension latérale de la plaque chevauchante qui aboutit à la réduction locale de la pression inter-plaque et donne la possibilité à la croûte subduite de remonter. L'extension dans ce modèle est seulement locale car il n'est pas possible de réaliser une très large zone d'extension (par rapport à l'épaisseur de la lithosphère). Cette extension locale parallèle à la subduction de la plaque chevauchante peut résulter de la géométrie fortement courbée de la zone de subduction (Fig. 4.7) et conduit alors à l'exhumation des massifs de ultra haute pression/basse température dans ces régions marquées par une forte courbure de la zone inter-plaque uniquement.

Le moteur de l'exhumation est, comme dans les modèles 2D, la poussée d'Archimède. Cependant, lorsque l'on impose l'ouverture d'un espace dans la zone inter-plaque, on impose également une zone de faible pression et donc un gradient négatif de pression dans la croûte. Ce gradient peut-il faire monter la croûte ? Pour le savoir nous avons réalisé une expérience dans laquelle nous avons augmenté la densité de la croûte continentale et des sédiments jusqu'à la densité mantellique sans modifier les autres paramètres. Dans ce cas, la poussée d'Archimède est nulle et seul le gradient de pression peut faire monter la croûte et les sédiments dans la zone inter-plaque. Or, on n'observe aucune déformation de ces unités, alors que le bloc avant arc subduit est fortement amincie dans la zone inter-plaque (Fig. 4.23). C'est donc la poussée d'Archimède qui est le seul moteur de l'exhumation.

Nous avons vu que seule la subduction continentale en régime de forte compression avec subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc permet la subduction très profonde (jusqu'à 200 km) de la croûte continentale qui enregistre alors des conditions de pression et température correspondant à celles du métamorphisme de ultra haute pression/basse température (Fig. 4.25 a). Pendant ce processus de subduction de la croûte et du bloc avant arc/plaque d'arc la pression inter-plaque augmente et cette pression engendre une extension latérale dans la plaque chevauchante au niveau des zones fortement courbées de la frontière de plaque. Lorsque la pression inter-plaque augmente, l'extension latérale locale dans la plaque chevauchante augmente. Cette plaque se rompt finalement et s'éloigne de la plaque subduite. Ceci réduit localement la pression inter-plaque et permet à une nappe crustale de remonter entre les plaques grâce à la poussée d'Archimède (Fig. 4.25 b). Cependant, à plus grande échelle, les plaques sont toujours en compression et cette compression augmente, provoquant la rupture de la croûte continentale au front de la subduction et l'édification de la chaîne de collision

(Fig. 4.25 c). Finalement, l'érosion des reliefs formés permet la dernière phase d'exhumation, lente, des massifs UHP/BT depuis des profondeurs crustales jusqu'à la surface (Fig. 4.25 d).

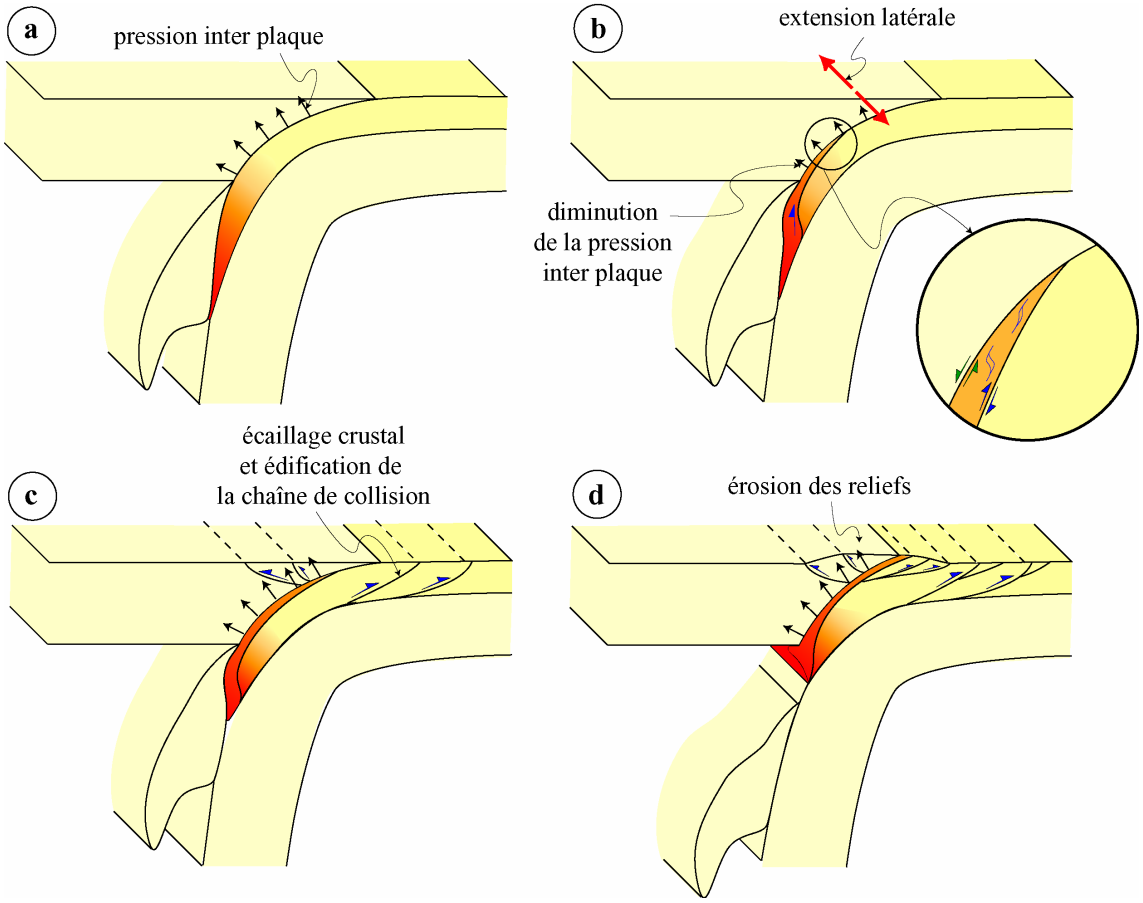


Figure 4.25 – Schéma du processus d'exhumation 3D d'après les résultats expérimentaux. Voir le texte pour les explications.

4.7.2. Comparaison du modèle avec les données géologiques

L'exhumation de la croûte dans les modèles se fait sous la forme d'une nappe dont l'épaisseur varie généralement entre 3 et 4 mm, soit 10 à 15 km dans la nature. Ces valeurs sont en accord avec les épaisseurs des massifs de ultra haute pression du Dabie Shan, du Tso Morari et peut-être des gneiss de l'Ouest en Norvège. En revanche, certains massifs tels que Kaghan, Dora Maira et Zermatt-Saas ont des épaisseurs plus faibles : entre 5 km et quelques centaines de mètres. L'une des raisons de cette différence d'épaisseur est probablement le fait que dans les modèles présentés, la croûte continentale possède une composition unique et aucune stratification n'existe si ce n'est celle induite par la température. En ajoutant une stratification, nous ajouterions des discontinuités mécaniques qui pourraient servir de niveau de décollement et permettre le détachement d'unités crustales encore moins épaisses.

Dans les modèles 3D, la croûte continentale subduite se détache du manteau lithosphérique vers la profondeur équivalente de 150 km où elle subit des conditions de température équivalentes à celles enregistrées par les roches UHP/BT : ~900°C (Sobolev et Shatsky, 1990 ; Xu, *et al.*, 1992 ; Hermann, *et al.*, 2001).

La nappe exhumée se trouve dans la partie la plus interne de la chaîne de collision. Elle remonte entre les plaques (Fig. 4.25 b-d) en chevauchant la croûte en subduction pour finale-

ment arriver près de la surface au niveau de la zone de suture. La nappe se trouve ainsi au sommet de la pile de nappes créée lors de l'écaillage crustale tardif, avec un chevauchement à sa base et une faille normale au toit (Avigad*, et al.*, 2003; Treolar*, et al.*, 2003).

La déformation, à l'intérieur de la nappe exhumée, peut également être comparée aux déformations observées dans les roches et massifs de ultra haute pression/basse température. La nappe crustale exhumée dans le modèle est amincie et cisaillée dans le sens du cisaillement basal (Fig. 4.25 b). Cela correspond aux déformations observées dans le Tso Morari où les matériaux ont été étirés et cisaillés vers le Sud, c'est à dire dans le même sens que le chevauchement basal amenant la nappe du Tso Morari sur la future nappe du Haut Himalaya (Steck*, et al.*, 1998). Un cisaillement similaire a également été rapporté pour le massif de Dora Maira (Wheeler, 1991 ; Avigad*, et al.*, 2003) ou les gneiss de l'Ouest (Labrousse*, et al.*, 2002). Pour ce dernier massif, l'étirement est clairement indiqué par un boudinage des gneiss (Labrousse*, et al.*, 2002). Ces déformations semblent cependant ne pas débuter lors du métamorphisme de ultra haute pression mais plus tard, lorsque les unités crustales se trouvent dans la zone inter-plaque et subissent un métamorphisme éclogitique, amphibolite ou bien schistes verts. Dans notre modèle 3D, la déformation de la croûte, avant son détachement, est faible, puis l'écaille crustale se détache et commence à remonter entre les plaques. La déformation est alors principalement localisée sur les bords de l'unité, tandis que la déformation interne est faible. Ensuite lors de la remontée, lorsque la nappe se trouve dans la zone inter-plaque, celle-ci est progressivement cisaillée dans le sens du chevauchement basal (Fig.4.25 b). Cela pourrait alors expliquer l'absence ou la quasi-absence de déformation synchrone du métamorphisme UHP/BT. Certaines roches UHP/BT semblent cependant avoir échappé à toute déformation durant le processus d'exhumation (le granite de Brosasco dans le massif de Dora Maira, par exemple). Or, dans notre modèle, l'ensemble de la croûte est entièrement cisaillé. Cette différence vient peut-être de ce que nous modélisons la croûte continentale subduite de manière homogène et les propriétés mécaniques ne dépendent donc que de la température. Or, dans la nature il est probable qu'il y ait eu des zones de faibles résistances localisant la déformation et protégeant ainsi certaines portions de croûte exhumée de la déformation cisaillante.

Enfin grâce au suivi des températures, nous avons pu estimer la vitesse de remontée de la nappe crustale, c'est à dire la vitesse d'exhumation. Cette vitesse décroît lors de la remontée. La première phase de ce processus est caractérisée pas la vitesse comprise entre 18 et 36 mm/an ce que est tout à fait cohérent avec les données géochronologiques des massifs alpins de Dora Maira (34 mm/an d'après Rubatto et Hermann, 2001) et Zermatt-Saas-Fee (10 à 26 mm/an d'après Amato, *et al.*, 1999), du massif du Kokchetav (~20 mm/an d'après Hermann *et al.*, 2001) ou des gneiss de l'Ouest (~12 mm/an d'après Terry, *et al.*, 2000). La vitesse d'exhumation diminue ensuite jusqu'à 5 à 7 mm/an. Ces valeurs correspondent à la vitesse d'exhumation obtenue pour les gneiss de l'Ouest lors de la phase intermédiaire de leur exhumation (Terry, *et al.*, 2000). Dans la nature, la dernière phase d'exhumation est caractérisée par des vitesses très lentes pendant laquelle la nappe est refroidie et amenée de 15-20 kilomètres de profondeur jusqu'à la surface. Cette phase n'est pas reproduite dans le modèle et pourrait résulter de l'érosion des reliefs de la chaîne de collision, amenant lentement les roches UHP/BT d'une profondeur crustale jusqu'à la surface (Fig. 4.25d).

Les mesures thermiques dans les modèles ont permis d'obtenir une image très qualitative du chemin Pression-Température lors de l'exhumation. Nous ne pouvons pas mesurer la température au sein de la nappe crustale exhumée mais nous pouvons évaluer le contraste de température entre la nappe et la croûte qu'elle chevauche lors du passage d'un capteur. En effet, le capteur mesure la température de la croûte à une certaine profondeur, puis arrive alors la nappe crustale. Si celle-ci à une température très proche de la température de la croûte en place, alors le signal mesuré est faible. Au contraire, si le contraste thermique est important,

c'est à dire, si la nappe est plus chaude que la croûte à la profondeur du capteur, alors le signal thermique est fort, l'inflexion de la courbe de température est très marquée. Nous observons, lors de la remontée de la nappe, que les inflexions des différentes courbes de température deviennent de plus en plus marquées. Le signal thermique devient plus fort, le contraste thermique augmente de manière très significative. On a donc du matériel qui remonte mais qui reste chaud, c'est dire que l'on a une remonté plus ou moins isotherme. Le chemin P-T de la nappe doit se trouver au dessus du chemin correspondant à la subduction (Fig. 4.26).

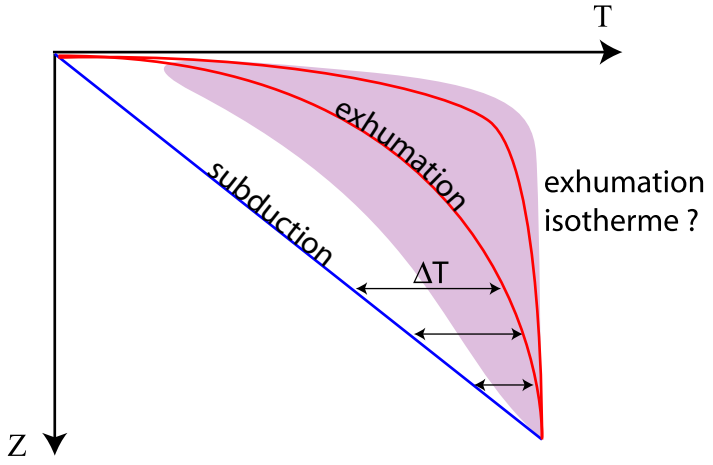


Figure 4.26 – Schéma du chemin P-T lors de l'exhumation. Dans le modèle 3D, le contraste thermique ΔT entre la croûte en subduction à une profondeur donnée (ligne bleu) et la nappe crustale remontante (courbes rouges, deux chemins possibles) augmente lors de l'exhumation. Le chemin P-T lors de l'exhumation se trouve donc au dessus de celui suivi lors de la subduction. Le suivi précis du chemin P-T n'est pas possible dans nos expériences, mais il doit se trouver dans l'espace coloré en mauve.

Peut-on trouver des traces d'extension latérale synchrone de l'exhumation des massifs UHP/BT ? Dans les Alpes centrales, une extension est-ouest de la pile des nappes alpines est documentée entre ~38 et 30 Ma et aurait conduit à l'exhumation des nappes de Tambo et Suretta depuis ~30 km de profondeur (Stampfli, *et al.*, 1998). Durant cette phase d'extension latérale (E-W), les massifs de Dora Maira et de Zermatt-Saas ont été exhumés dans les Alpes occidentales. Le métamorphisme UHP/BT du massif de Dora Maira est daté à 35 Ma (Gebauer, *et al.*, 1997) et l'age du métamorphisme UHP/BT du massif ophiolitique de Zermatt-Saas est estimé à 52 ± 18 Ma (van der Klauw, *et al.*, 1997). On peut alors supposer que cette phase d'extension latérale ait permis l'exhumation peu profonde des nappes de Tambo et Suretta ainsi que l'exhumation de la croûte continentale subduite à grande profondeur dans les Alpes occidentales.

Dans d'autres chaînes de montagne (e.g. Himalaya) il est plus difficile de mener la même analyse car les structures précoces liées à l'exhumation des massifs de UHP/BT sont très largement modifiées par des processus tardifs. Cependant, en Himalaya les massifs de ultra haute pression/basse température de Kaghan et Tso Morari se trouvent uniquement dans la partie de la chaîne présentant une forte courbure latérale (Fig. 1.9), ce qui suggère alors un mécanisme d'exhumation 3D. La géométrie actuelle de la zone inter plaque dans cette région n'est probablement pas la même que celle existante il y a 45 Ma, lors de l'exhumation des massifs UHP/BT. Cependant la courbure de la limite de plaques a dû exister à cette époque. En effet, la virgation de la chaîne dans la partie occidentale serait liée au développement du système décrochante de la faille de Chaman (Mattauer, *et al.*, 1999), guidant l'intrusion de l'Inde dans l'Asie. La courbure de la chaîne dans cette région a donc dû être initiée au début de la déformation de l'Asie vers 50 Ma (Replumaz et Tapponier, 2003). On ne peut néan-

moins pas exclure que cette géométrie courbe ait existé bien avant l'arrivée de l'Inde, car la forme de la marge sud asiatique avant la collision Inde-Asie reste très incertaine. Quelque soit l'âge et le mécanisme de la formation de la courbure, s'il elle a existé avant la subduction de la plaque d'arc (à la fin du Paléocène début de l'Eocène) elle a dû être la cause d'une extension latérale de la plaque asiatique lors des stades initiaux de la subduction continentale et de la remontée des massif de Kaghan et Tso Morari de puis plus de 100 km de profondeur jusqu'à ~30 km, il y a ~45Ma.

Nous revenons maintenant au scénario de la fermeture de l'océan téthysien et du début de la collision Inde-Asie (Fig. 3.27, chapitre 3). Ce scénario a été développé jusqu'au moment où la croûte de la marge indienne se trouve subduite sous et avec la plaque d'arc et est soumise aux conditions du métamorphisme de UHP/BT (Figs. 3.27g, 4.27b). A cette époque, la subduction continentale, à grande échelle (milliers de kilomètres en carte), est en régime compressif. La pression inter-plaque est alors forte et augmente au fur et à mesure de l'enfoncement de la croûte indienne en profondeur. Cette pression, qui augmente, aboutit d'un côté à la subduction de la plaque d'arc (portant l'arc Kohistan) et d'un autre côté, à l'extension latérale dans la région où la courbure de la chaîne est maximale, c'est à dire dans la partie occidentale de la chaîne (Fig. 4.27a). A grande échelle (sur l'ensemble de la zone de subduction), les plaques, Inde et Asie, sont toujours en forte compression, mais localement, dans la zone d'extension latérale, la pression inter-plaque diminue et la croûte continentale et les sédiments de la marge, subduits à grande profondeur, remontent (fluent) entre les plaques. C'est cette matière qui affleurera plus tard au niveau des massifs de Kaghan et Tso Morari. La forte compression de la plaque asiatique et donc son extension dans la zone de courbure continuent et même augmentent après le break off de la lithosphère subduite (Chemenda *et al*., 2000). Ceci aboutit à la séparation en profondeur (crustale) et au transport latéral parallèle à la chaîne des roches de UHP/BT qui affleurent finalement dans deux endroits différents, constituant les massifs de Kaghan et Tso Morari dont le décalage horizontal est de l'ordre de la centaine de kilomètres. Apres l'exhumation, la croûte indienne s'écaille au front de la zone de subduction ce qui conduit à la formation la chaîne himalayenne.

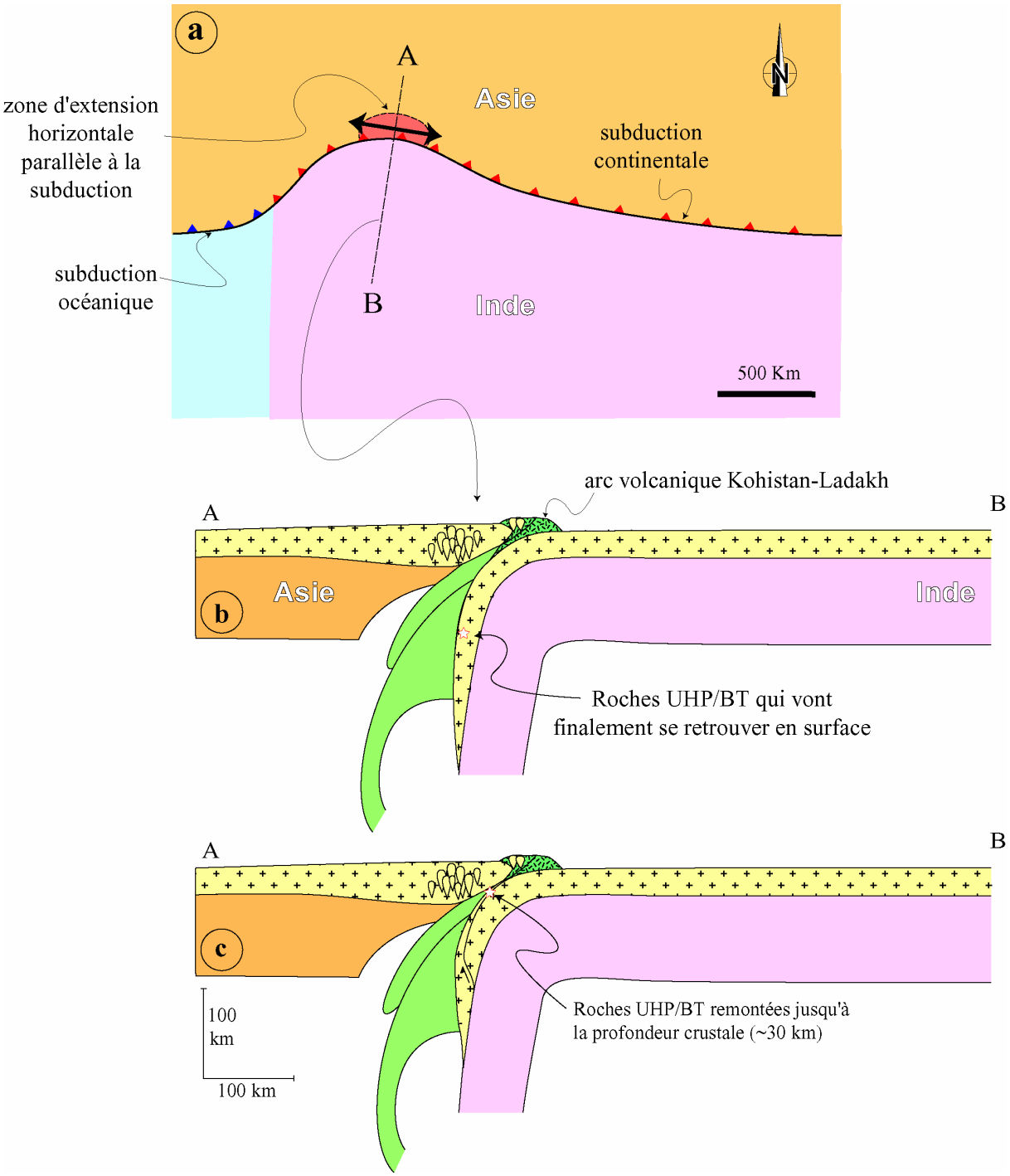


Figure 4.27 – Présentation schématique en plan (a) et en coupe (b et c) de la situation dans l'extrémité occidentale de la chaîne himalayenne il y a environ 50 Ma (voir Fig.3.26 pour plus de détails sur l'évolution en coupe).

4.8. Conclusion

L'application d'une extension horizontale parallèle à la zone de subduction à la plaque chevauchante, dans des modèles 3D, aboutit à une diminution locale de la pression inter-plaque favorisant/permettant l'exhumation des roches UHP/BT. Les caractéristiques de ce processus dans les modèles correspondent bien à celles du processus naturel. La croûte se détache du manteau lithosphérique continentale vers ~150 km de profondeur où elle est soumise au conditions du métamorphisme de ultra haute pression/basse température (~900°C à 150 km de profondeur). L'unité crustale, détachée, remonte ensuite entre les plaques grâce à un chevauchement à sa base et une faille normale de détachement au niveau de son toit. Lors des premières dizaines de kilomètres d'exhumation, cette unité ne subit pratiquement pas de déformation interne. La déformation est alors fortement localisée aux bords de l'unité. Puis, lors de sa remontée dans la zone inter-plaque, entre 70 km et ~30 km, la déformation interne augmente progressivement. La portion de croûte remontante est étirée dans la direction parallèle à la subduction, amincie dans la direction perpendiculaire et subit progressivement un cisaillement dans le sens du chevauchement basal. Arrivées à ~30 km de profondeur, les unités exhumées ont alors une épaisseur équivalente de 10-15 km. La remonté commence avec une vitesse très importante, équivalente dans la nature à ~2,7 cm/an, puis la vitesse diminue lorsque l'unité remontante arrive vers des profondeurs crustales (20 à 40 km). La première phase de remontée, reproduite dans les modèles, se fait de manière plus ou moins isotherme, la croûte remontante reste chaude. Enfin, ce mécanisme d'exhumation ne se produit que dans la zone d'extension latérale due à la courbure de la zone de subduction. Cela permet d'expliquer la présence des massifs de ultra haute pression/basse température dans les parties courbes des chaînes uniquement, comme dans les Alpes ou en Himalaya. La seconde phase de l'exhumation, depuis des profondeurs crustales, est caractérisée par une vitesse faible (~mm/an) et un refroidissement important. Cette phase de l'exhumation n'est pas reproduite dans les modèles mais peut être aisément expliquée par l'érosion des reliefs de la chaîne de collision.

La prochaine étape de cette modélisation serait de réaliser une modélisation 3D thermomécanique lithosphérique dans une formulation complète intégrant la courbure de la zone de subduction, la phase de subduction continentale avec la subduction du bloc avant arc (en 3D) et générant la déformation latérale de la plaque chevauchante nécessaire à l'exhumation de la croûte continentale profondément subduite.

Conclusion générale

Notre étude de la subduction continentale et de l'exhumation des roches de haute et ultra haute pression/basse température en modélisation expérimentale thermomécanique montre que le réchauffement des matériaux subduits et donc la diminution importante de leur résistance affectent fortement les processus de subduction continentale et d'exhumation.

En régime de faible compression (force de traction positive – orientée vers le bas) la croûte continentale ne peut pas être profondément (>100-120 km) subduite dans l'asthénosphère. En entrant dans l'asthénosphère, celle-ci est chauffée, devient très ductile, se détache du manteau lithosphérique, remonte en fluant verticalement dans l'asthénosphère et se sous plaque sous la base de la lithosphère chevauchante. Dans ce contexte, il est donc possible de créer des roches de haute pression, basse et haute température, mais pas de ultra haute pression qui nécessitent la subduction de la croûte continentale à plus de 150 km de profondeur.

Les modèles 2D réalisés montrent que ces roches de ultra haute pression peuvent être obtenues seulement lorsque la subduction continentale est en régime de forte compression et entraîne la subduction d'une unité lithosphérique appartenant à la plaque chevauchante. Il s'agit du bloc avant arc ou la plaque d'arc. En subductant, ces unités jouent à la fois un rôle de guide rigide permettant à la croûte subduite de s'enfoncer à grande profondeur et un rôle de bouclier thermique protégeant cette croûte du sur réchauffement par l'asthenosphere. La croûte peut donc être subduite jusqu'à ~200 km de profondeur et subir des conditions de pression et température correspondant à celles du métamorphisme de ultra haute pression/basse température. Malgré « l'isolation » thermique de la croûte par un bouclier, elle se réchauffe pendant la subduction jusqu'à ~900° à la profondeur de ~ 150 km et plus, ce qui la rend très peu résistante. Néanmoins, elle ne flue pas vers le haut en étant maintenue entre deux unités mantelliques plus rigides : le bloc avant arc/plaque d'arc subduit et le manteau lithosphérique continental subduit. L'exhumation des roches de UHP/BT ne se produit donc pas dans ce contexte 2D. Par contre, nous obtenons l'exhumation des roches de haute pression dans ce contexte 2D, mais seulement en régime de subduction en faible compression.

L'exhumation des roches de HP se fait par la remontée d'écailles crustales provenant de profondeurs inférieures à la base de la plaque chevauchante (<70 km). Le mécanisme d'exhumation obtenu est similaire à celui précédemment découvert dans les expériences purement mécanique de subduction continentale en régime de faible compression (Chemenda, *et al.*, 1996), mais les profondeurs d'exhumation et les volumes des roches exhumés sont plus faibles. La modélisation thermomécanique apporte également une autre nouvelle information sur ce processus en montrant que la formation des écailles crustales exhumées est liée à la délamination de la croûte et du manteau subduit. Ce phénomène (délamination) est lui même du principalement à la poussée d'Archimède subi par la croûte peu dense subduite et à la force de traction vers le bas exercée par le manteau lithosphérique subduit. La délamination est réalisée grâce à la déformation ductile importante de la croûte continentale inférieure dans la zone inter-plaque ainsi que plus bas dans l'asthénosphère.

Dans ce même contexte de subduction continentale en régime de faible compression nous avons mis en évidence un second mécanisme d'exhumation de roches de haute pression d'origine sédimentaire. En effet une partie des sédiments de la marge continentale subduite est bloquée dans la zone inter-plaque lors de la subduction continentale. Ensuite, lors de la

délamination de la croûte et du manteau dans cette zone, les sédiments sont serrés entre la croûte continentale détachée, tendant à remonter, et la plaque chevauchante. Ils sont alors expulsés de la zone inter-plaque vers la surface. Ce mécanisme permet la remontée rapide de petites quantités des roches (de quelques kilomètres d'épaisseur) de haute pression.

L'exhumation des roches se ne fait donc qu'en régime de faible compression de la subduction. Cependant dans ce régime la subduction du bloc avant arc ou la plaque d'arc se ne produit pas et, pour cette raison, on ne peut pas obtenir la subduction de la croûte au delà de 100-120 km. On ne peut le faire qu'en régime de forte compression qui permet de générer les roches de UHP/BT, mais leur exhumation n'est cependant pas possible dans ce contexte car la forte pression entre les plaques empêche l'exhumation. On doit donc passer d'un régime de forte compression à un régime de faible compression pour obtenir l'exhumation des roches UHP/BT. Un tel passage ne peut pas s'effectuer naturellement dans un contexte 2D (passer d'une situation ou la force de traction exercée par la lithosphère subduite est d'abord faible et ensuite devient forte). Ce changement du régime n'est possible que localement dans un contexte spécifique 3D. En effet, nous avons montré que grâce à une courbure convexe de la zone de subduction, la subduction continentale entraîne localement une contrainte et une déformation extensives horizontales parallèles à la subduction, dans la plaque chevauchante. Cette extension latérale aboutit à la réduction locale de la pression inter-plaque créant ainsi localement les conditions favorables pour l'exhumation. Les modèles thermomécanique 3D ont montré que la croûte subduite sous le bloc avant arc et soumise aux conditions de ultra haute pression/basse température remonte entre les plaques dans la zone d'extension latérale de la plaque chevauchante en remplissant l'espace s'ouvrant entre les plaques. Les caractéristiques du processus d'exhumation obtenu correspondent à celles du processus naturel :

- ✓ La croûte continentale remonte dans la zone inter-plaque depuis ~150 km où elle subit les conditions du métamorphisme UHP/BT (40,5°C, 410 Pa dans le modèle ce qui correspond à ~900°C, ~4 GPa dans la nature).

- ✓ L'épaisseur équivalente de la nappe remontante est de ~10-15 km.

- ✓ Au départ de la remontée (lors du métamorphisme UHP/BT), la déformation de l'unité exhumée est faible puis, lorsqu'elle se trouve dans la zone inter-plaque (entre ~70 km de profondeur et la surface), la nappe est étirée dans la direction parallèle à la zone de subduction et amincie dans la direction perpendiculaire. La nappe remontante est également progressivement cisaillée dans le même sens que le chevauchement à sa base qui permet la remontée.

- ✓ Cette unité crustale remonte entre les plaques et se trouve donc, à la fin de l'exhumation, au niveau de la suture inter plaque.

- ✓ La nappe est bordée à sa base par un chevauchement et au niveau de son toit par une faille normale de détachement.

- ✓ La vitesse de remontée (de l'exhumation pendant sa première phase, depuis 150 km de profondeur jusqu'à ~40 km) mesurée dans les expériences correspond dans la nature à ~2,7 cm/an.

- ✓ L'exhumation des matériaux crustaux profonds dans les modèles se fait de manière plus ou moins isotherme, lors de la première phase rapide de l'exhumation.

Cette étude montre que l'exhumation de roches de ultra haute pression/basse température ne peut se produire que d'un contexte spécifique permettant une déformation importante parallèle à la zone de subduction. Nous avons mis en évidence l'importance de la courbure de cette zone, mais on peut envisager d'autres contextes où la pression inter-plaque peut être localement réduite. Au Dabie Shan et Sulu, par exemple, les massifs de UHP se trouvent de part et d'autre d'une grande faille lithosphérique décrochante, ce qui suggère que cette complexité structurale a pu jouer, ici, un rôle décisif dans le processus d'exhumation. Le mécanisme de réduction de la pression inter-plaque dans un tel contexte, et dans bien d'autres, reste encore à définir. La modélisation expérimentale thermomécanique 3D est un outil bien adapté pour explorer ce type de problèmes.

Références bibliographiques

AITCHISON, J. C., BADENGZHU, DAVIS, A. M., LIU, J., LUO, H., MALPAS, J. G., MCDERMID, I., WU, H., ZIABREV, S. V. et ZHOU, M.-F. Remnants of a cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth Planet Sci. Lett.* 2000, **183**, 231-244.

AMATO, J., JOHNSON, C., BAUMGARTNER, L. et BEARD, B. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett* 1999, **171**, 425-438.

ANDERSEN, T. B. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics* 1998, **285**, 333-351.

AVÉ LALLEMANT, H. et GUTH, L. Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. *Geology* 1990, **18**, 950-953.

AVIGAD, D., CHOPIN, C. et LE BAYON, R. Thrusting and extension in the southern Dora Maira ultra-high pressure massif (western Alps): view from below the coesite-bearing unit. *J. Geology* 2003, **111**, 57-70.

BARD, J.-P., MALUSKI, H., MATTE, P. et PROUST, F. The Kohistan sequence: crust and mantle of an obducted island arc. *Geol. Bull. Univ. Peshawar* 1980, **11**, 87-94.

BECK, R., BURBANK, D., SERCOMBE, W., RILEY, G., BARNDT, J., BERRY, J., AFZAL, J., JURGEN, H., METJE, J., CHEEMA, A., SHAFIQUE, N., LAWRENCE, R. et KHAN, M. Stratigraphic evidence for an early collision between north-west India and Asia. *Nature* 1995, **373**, 55-57.

BELLIER, O., BELLON, H., SÉBRIER, M., SUTANO et MAURY, R. K-Ar age of the Ranau Tuffs: implications for the Ranau caldera emplacement and slip-partitioning in Sumatra (Indonesia). *Tectonophysics* 1999, **312**, 347-359.

BIGNOLD, S. et TREOLAR, P. Northward subduction of the Indian Plate beneath the Kohistan island arc, Pakistan Himalaya: new evidence from isotopic data. *J. Geol. Soc. London* 2003, **160**, 377-384.

BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., HENRY, P., LE PICHON, X. et CHOPIN, C. Kinematic, thermal and petrological model of the central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics* 1997, **273**, 105-127.

BOUTELIER, D., CHEMENDA, A. et BURG, J.-P. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs: insight from thermo-mechanical analogue experiments. *Earth Planet Sci. Lett.* 2003, **212** (1-2), 31-45.

BRACE, W., ERNST, W. et KALLBERG, R. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. *Geol. Soc. Am. Bull* 1970, **81**, 1325-1338.

BUCKINGHAM, E. On physically similar systems; illustrations of the use of dimensional equations. *Phys. Rev.* 1914, **4**, 345-376.

BURBANK, D. Rates of erosion and their implications for exhumation. *Mineralogical Magazine* 2002, **66** (1), 25-52.

BURG, J.-P., BODINIER, J.-L., CHAUDHRY, S. et DAWOOD, H. Infra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistani Himalaya): petro-structural evidence. *Terra Nova* 1998, **10**, 74-80.

BUROV, E., JOLIVET, L., LE POURHIET, L. et POLIAKOV, A. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics* 2001, **342**, 113-136.

CHEMENDA, A., MATTAUER, M., MALAVIEILLE, J. et BOKUN, A. A mechanism for syn-collisional exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet Sci. Lett.* 1995, **132**, 225-232.

CHEMENDA, A., MATTAUER, M. et BOKUN, A. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth Planet Sci. Lett.* 1996, **143**, 173-182.

CHEMENDA, A., YANG, R., HSIEH, C.-H. et GROHOLSKY, A. Evolutionary Model for the Taiwan Collision based on Physical Modelling. *Tectonophysics* 1997, **274**, 253-274.

CHEMENDA, A., BURG, J.-P. et MATTAUER, M. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data. *Earth Planet Sci. Lett.* 2000, **174**, 397-409.

CHEMENDA, A., LALLEMAND, S. et BOKUN, A. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modelling. *J. Geophys. Res.* 2000, **105** (B5), 5567-5581.

CHEMENDA, A., HURPIN, D., TANG, J.-C., STEFAN, J.-F. et BUFFET, G. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling. *Tectonophysics* 2001, **342**, 137-161.

CHOPIN, C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps : a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol* 1984, **86**, 107-118.

CHOPIN, C., HENRY, C. et MICHARD, A. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira Massif, western Alps. *Eur. J. Mineral* 1991, **3**, 263-291.

CHOPIN, C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 2003, **212**, 1-14.

CLOOS, M. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Bull. geol. Soc. Am.* 1982, **93**, 330-345.

CLOOS, M. et SHREVE, R. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediments subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, Background and description. *Pure Appl. Geophys.* 1988, **128**, 455-500.

COLEMAN, R. et HODGES, K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr age from a new minimum age for east-west extension. *Nature* 1995, **374**, 49.

COWARD, M., BUTLER, R., KHAN, M. et KNIPE, R. The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure. *J. Geol. Soc. London* 1987, **144**, 377-391.

CUTHBERT, S., HARVEY, M. et CARSWELL, D. A tectonic model for the metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex, Western South Norway. *Geology* 1983, **1**, 63-90.

DAHLEN, F. A. Non cohesive critical coulomb wedges: an exact solution. *J. Geophys. Res.* 1984, **89** (B12), 10125-10133.

DAVIES, J. et VON BLANCKENBURG, F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet Sci. Lett.* 1995, **129**, 85-102.

DAVIS, A. M., AITCHISON, J. C., BADENGZHU, LUO, H. et ZYABREV, S. Paleogene island arc collision-related conglomerates, Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet. *Sediment. geol.* 2002, **150**, 247-273.

DAVIS, D., SUPPE, J. et DAHLEN, F. A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 1983, **88** (B2), 1153-1172.

DAVIS, G. et CONEY, P. Geological development of the cordilleran metamorphic core complexes. *Geology* 1979, **7**, 120-124.

DE SIGOYER, J. Contrasted exhumation processes of HP-LT rocks in an active convergent context (Tso Morari, NW Himalaya). in *European Union of Geosciences conference; EUG 10* Cambridge Publications, Strasbourg, France, 1999. p50.

DE SIGOYER, J., CHAVAGNAC, V., BLICHERT-TOFT, J., VILLA, I., LUAIS, B., GUILLOT, S., COSCA, M. et MASCLE, G. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Morari eclogites. *Geology* 2000, **28** (6), 487-490.

DÈZES, P. *Tectonic and metamorphic evolution of the central Himalayan domain in southeast Zanskar (Kashmir, India)*. Th: Université de Lausanne: 1999, 145.

DOBRZHINETSKAYA, L., EIDE, E., LARSEN, R., STURT, B., TRONNES, R., SMITH, D., TAYLOR, W. et POSUKHOVA, T. Micodiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss Region, Norway. *Geology* 1995, **23**, 597-600.

DUCHÊNE, S., LARDEAUX, J.-M. et ALBARÈDE, F. Exhumation of eclogites : insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics* 1997, 125-140.

EBERLE, M., GRASSET, O. et SOTIN, C. A numerical study of the interaction between the mantle wedge,subducting slab, and overriding plate. *Phys. earth planet. int* 2002, **134**, 191-202.

EMERMAN, S. et TURCOTTE, D. A fluid model for the shape of accretionary wedges. *Earth Planet Sci. Lett.* 1983, **63**, 379-384.

ENGLAND, P. et THOMPSON, A. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology* 1984, **25**, 894-928.

ERNST, W. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices - implications for arcs and continental growth. *Phys. earth planet. inter.* 2001, **127**, 253-275.

ESCHER, A. et BEAUMONT, C. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on Western Swiss-Italian Alps. *J. Structural Geol.* 1997, **19** (7), 955-974.

FAURE, M., LIN, W., SHU, L., SUN, Y. et SCHÄRER, U. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation of ultra high-pressure rocks. *Terra Nova* 1999, **11**, 251-258.

FAURE, M., LIN, W., MONIÉ, P., LE BRETON, N., POUSSINEAU, S., PANIS, D. et DELOULE, E. Exhumation of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Qinling orogen in east China: New petrological-structural-radometric insights from the Shandong Penninsula. *Tectonics* 2003, **22** (3), 1018-1039.

FLETCHER, C., FITCHES, W., RUNDLE, C. et EVANS, J. Geological and isotopic constraints on the timing of movement in the Tan-Lu fault zone, northeastern China. *J. Southeast Asian Earth Sci.* 1995, **1**, 15-22.

GARZANTI, E. et VAN HAVER, T. The Indus clastics: Forearc basin sedimentation in the Ladakh Himalaya. *Sediment. geol.* 1988, **59**, 237-249.

GEBAUER, D., SCHERTL, H.-P., BRIX, M. et SCHREYER, W. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 1997, **41**, 5-24.

GERYA, T., STÖCKERT, B. et PERCHUK, A. Exhumation of high-pressure rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics* 2002, **21** (6), 1056-1071.

GILDER, S., LELOUP, P., COURTILLOT, V., CHEN, Y., COE, R., ZHAO, X., XIAO, W., HALIM, N., COGNÉ, J.-P. et ZHU, R. tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to early Cenozoic paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 1999, **104** (B7), 15365-15390.

GILOTTI, J. et KROGH RAVNA, E. First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism in the North-East Greenland Caledonides. *Geology* 2002, **30** (6), 51-554.

GLEASON, G. et TULLIS, J. Improving flow laws and piesometers for quartz and feldspar aggregates. *Geophys. Res. Lett.* 1993, **20**, 2111-2114.

GRIMMER, J., JONCKHEERE, R., ENKELMANN, E., RATSCHBACHER, L., HACKER, B., BLYTHE, A., WAGNER, G., WU, Q., LIU, S. et DONG, S. Cretaceous-Cenozoic history of the southern Tan-Lu fault zone: apatite fission-track and structural constraints from the Dabie Shan (eastern China). *Tectonophysics* 2002, **359**, 225-253.

GUILLOT, S., LARDEAUX, J.-M., MASCLE, G. et COLCHEN, M. Un nouveau témoin du métamorphisme de haute pression dans la chaîne himalayenne: les éclogites rétromorphosées du Dôme du Tso Morari (Est Ladakh, Himalaya). *C. R. Acad. Sci. II* 1995, **320**, 931-936.

GUILLOT, S., DE SIGOYER, J., LARDEAUX, J.-M. et MASCLE, G. Eclogitic sediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contrib. Mineral petrol* 1997, **128**, 197-212.

GUILLOT, S., HATTORI, K. et DE SIGOYER, J. mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology* 2000, **28** (3), 199-202.

GUILLOT, S., HATTORI, K., DE SIGOYER, J., NÄGLER, T. et AUZENDE, A.-L. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth Planet Sci. Lett.* 2001, **193**, 115-127.

GUTSCHER, M.-A. et LALLEMAND, S. Birth of major strike-slip fault in SW Japan. *Terra Nova* 1999, **11** (5), 203-209.

GUTSCHER, M.-A. An Andean model of interplate coupling and strain partitioning applied to flat subduction zone of SW Japan (Nankai Trough). *Tectonophysics* 2002, **333**, 95-109.

HACKER, B., RATSCHBACHER, L., WEBB, L., IRELAND, T., WALKER, D. et SHUWEN, D. U/Pb zircon ages contrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci. Lett.* 1998, **161**, 215-230.

HACKER, B., RATSCHBACHER, L., WEBB, L., MC WILLIAMS, M., IRELAND, T., CALVERT, A., DONG, S., WENK, H.-S. et CHATEIGNER, D. Exhumation of ultra-high-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *J. Geophys. Res.* 2000, **105** (B6), 13339-13364.

HARLEY, S. et CARSWELL, D. Ultradeep crustal metamorphism: A prospective view. *J. Geophys. Res.* 1995, **100** (B5), 8367-8380.

HEMINGWAY, B., BOHLEN, S., HANKINS, W., WESTRUM, J. E. et KUSKOV, O. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite, re-examination of the quartz-coesite equilibrium boundary. *Am. mineral* 1998, **83**, 409-418.

HERMANN, J., RUBATTO, D., KORSAKOV, A. et SHATSKY, V. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contrib. Mineral petrol* 2001, **141**, 66-82.

HERMANN, J. Experimental constraints on phase relations in subducted continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol* 2002, **143**, 219-235.

HILL, E. et BALDWIN, S. Exhumation of high pressure metamorphic rocks during crustal extension in the d'Entrecasteaux region, Papua New Guinea. *J. Met. Geol.* 1993, **11**, 261-277.

HUBBERT, M. K. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Bull. geol. Soc. Am.* 1937, **48**, 1459-1520.

HYNES, A. Subduction of continental margins and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Earth Planet Sci. Lett.* 1996, **140**, 13-25.

---. Encouraging the extrusion of deep-crustal rocks in collisional zones. *Mineralogical Magazine* 2002, **66** (1), 5-24.

ISAAKS, B. et SYKES, L. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 1968, **73**, 5855-5899.

JAEGER, J. C. et COOK, N. G. W. *Fundamentals of Rocks Mechanics*, Londres: Methuen, 1969, 515 p.

JOLIVET, L. et GOFFÉ, B. Les dômes métamorphiques extensifs dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 2000, **330**, 739-751.

JORAND, C. *La subduction continentale et l'exhumation des roches de haute pression-basse température: apport de la modélisation expérimentale thermo-mécanique*. Th: D.E.A. Dynamique de la lithosphère, des marges océaniques aux chaînes de montagnes: 2000, 32 p.

JUTEAU, T. et MAURY, R. *Géologie de la croûte océanique*, Paris: Dunod, 1999, 367.

KANEKO, Y., MARUYAMA, S., TERABAYASHI, M., YAMAMOTO, H., ISHIKAWA, M., ANMA, R., PARKINSON, C., OTA, T., NAKAJIMA, Y., KATAYAMA, I., YAMAMOTO, J. et YAMAUCHI, K. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, Northern Kazakhstan. *Isl. arc* 2000, **9**, 264-283.

KANEKO, Y., KATAYAMA, I., YAMAMOTO, H., MISIWA, K., REHMAN, H., KAUSAR, A. et SHIRAICHI, K. Timing of Himalayan ultrahigh-pressure metamorphism: sinking rate and subduction angle of the Indian continental crust beneath Asia. *J. Met. Geol.* 2003, **21**, 589-599.

KATAYAMA, I., MARUYAMA, S., KANEKO, Y. et LIOU, J. Mineral inclusions in zircon-a window to prograde metamorphism of the Kokchetav UHP rocks. in *Western Pacific Geophysics Meeting* Vol. **EOS 79 (24)** Am. Geophys. Union, Taipei, 1998.

KHAN, M., JAN, M. et WEAVER, B. Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra-arc rift stages. *Himalayan Tectonics*, ed. par TREOLAR, P. et SEARLE, M., Geol. Soc. London Spec. Pub., 1993, 123-138.

KLOOTWIJK, C., MCFADDEN, P., GEE, J., PEIRCE, J. et SMITH, G. An early India-Asia contact: Paleomagnetic constraints from the Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology* 1992, **20** (5), 395-398.

KLOOTWIJK, C., CONAGHAN, P., NAZIRULLAH, R. et DE JONG, K. Further paleomagnetic data from Chitral (Eastern Hindukush): evidence for an early India-Asia contact. *Tectonophysics* 1994, **237**, 1-25.

KOHLSTEDT, D., EVANS, B. et MACKWELL, S. Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* 1995, **100** (B9), 17587-17602.

KRONENBERG, A. et TULLIS, J. Flow strengths of quartz aggregates: Grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. *J. Geophys. Res.* 1984, **89**, 4281-4297.

LABROUSSE, L. *L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression, le cas des Calédonides de Norvège*. Th: Université Paris 6: 2001, 313.

LABROUSSE, L., JOLIVET, L., AGARD, P., HÉBERT, R. et ANDERSEN, T. B. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway. *Terra Nova* 2002, **14**, 263-270.

LALLEMAND, S. *La subduction océanique*, Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 1999, 192.

LALLEMAND, S., LIU, C. S., DOMINGUEZ, S., SCHNÜRLE, P., MALAVIEILLE, J. et SCIENTIFIC TEAM, A. C. T. Trench-parallel stretching of the forearc and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics* 1999, **18** (2), 231-247.

LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J. et BONNIN, J. *Plate tectonics*, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing, 1976, 311 p.

LEMAITRE, J. et CHABOCHE, J.-L. *Mécanique des matériaux solides*, Paris: Dunod, 1988, 544.

LEMOINE, M., DE GRACIANSKY, P.-C. et TRICART, P. *De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique des plaques dans les Alpes*, Paris: Gordon and Breach Science Publishers, 2000, 207.

LI, S., JAGOUTZ, E., CHEN, Y. et LI, Q. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of the ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. *Gechim. cosmochim acta* 2000, **64** (6), 1077-1093.

LIOU, J., ZHANG, R., ERNST, W., RUMBLE III, D. et MARUYAMA, S. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. *Rev. Mineral* 1998, **37**, 33-96.

LIOU, J. Summary of Less Intensively Studied UHP Regions. *Ultra-high pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts*, ed. par ERNST, W. et LIOU, J., Geological Society of America, 2000, 20-35.

LUAN, F. et PETERSON, M. Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. *J. Geophys. Res.* 1992, **97**, 301-320.

MALAVIEILLE, J. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Soc. Géol. France. Bull.* 1984, **7**, 129-138.

MARCKLETOW, N. On metamorphic "pressure" during deformation. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt* 1993, **73**, 340-341.

MASSONNE, H. A new occurence of microdiamonds in quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. in *VIIth international kimberlite conference* (eds GURNEY, J. J., GURNEY, J. L., PASCOE, M. et RICHARDSON, S.), Rondebosch, South Africa, 1998. 533-539.

MATTAUER, M., MATTE, P. et OLIVET, J.-L. A 3D model of the India-Asia collision at plate scale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 1999, **328**, 499-508.

MCCAFFREY, R. et NABALEK, J. Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalayas and southern Tibet plateau. *Geology* 1998, **26** (8), 691-694.

MICHARD, A., CHOPIN, C. et HENRY, C. Compression versus extension in the exhumation of the Dora Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics* 1993, **221**, 173-193.

MOPSKOS, E. et KOSTOPOULOS, D. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2001, **192**, 497-506.

MUKHERJEE, B. et SACHAN, H. Discovery of coesite from Indian Himalaya: A record of ultra-high pressure metamorphism in Indian continental crust. *Current Science* 2001, **81** (10), 1358-1361.

MYKKELTSVEIT, S., HUSEBYE, E. et OFTEDAHL, C. Subduction of the Iapetus Ocean crust beneath the More Gneiss Region, southern Norway. *Nature* 1980, **288**, 473-475.

NADAI, A. *Theory of Flow and Fracture of Solids*, New York: Mc Grow Hill, 1950.

NAKAJIMA, Y., MATSUZAWA, T. et HASEGAWA, A. Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.* 2001, **106**, 21843-21857.

O'BRIEN, P., ZOTOV, N., LAW, R., KHAN, M. et JAN, M. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology* 2001, **29** (5), 435-438.

OKAMATO, K., LIOU, J. et OGASAWARA, Y. Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *Isl. arc* 2000, **9**, 379-399.

OKAY, A., SENGÖR, A. et SATIR, M. Tectonics of an ultrhigh-pressure metamorphic terrane: the Dabie Shan/Tongbai Shan orogen, China. *Tectonics* 1993, **12**, 1320-1334.

PARKINSON, C. Coesit inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whitschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism. *Lithos* 2000, **52**, 215-233.

PAVLIS, T. et BRUHN, R. Deep-seated flow as a mechanism for uplift of broad fore-arc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes. *Tectonics* 1983, **2**, 473-497.

PEACOCK, S. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: Top to Bottom*, ed. par BEBOUT, G. Washington, DC, Geophysical Monograph Serie 96 AGU, 1996, 119-133.

PETTERSON, M. et WINDLEY, B. Rb-Sr dating of the Kohistan arc-Batholith in the Trans-Himalaya of N. Pakistan and tectonic implications. *Earth Planet Sci. Lett.* 1985, **74**, 45-75.

PLATT, J. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull* 1986, **97**, 1037-1053.

POGNANTE, U. et SPENCER, D. First report of eclogites from the Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *Eur. J. Mineral* 1991, **3**, 613-618.

POLINO, R., DAL PIAZ, G. et GOSSO, G. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Deep structure of the Alps*, ed. par ROURE, F., HEITZMANN, P. et POLINO, R. Paris, Mém. Soc. géol. Fr., 1990, 345-367.

POUDJOM DJOMANI, Y., O'REILLY, S., GRIFFIN, W. et MORGAN, P. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth Planet Sci. Lett.* 2001, **184**, 605-621.

PUBELLIER, M., BADER, A.-B., RANGIN, C., DEFFONTAINES, B. et QUEBRAL, R. Upper plate deformation induced by subduction of a volcanic arc; the Snellius Plateau (Molucca Sea, Indonesia and Mindanao, Philippines). *Tectonophysics* 1999, **304**, 345-368.

RAMBERG, H. *Gravity, Deformation and Earth's Crust*, London: Academic Press, 1967.

RANALLI, G. Rheology of the crust and its role in tectonic reactivation. *J. Geodynamics.* 2000, **30**, 3-15.

RATSCHBACHER, L., HACKER, B., WEBB, L., MC WILLIAMS, M., IRELAND, T., DONG, S., CALVERT, A., CHATEIGNER, D. et WENK, H.-S. Exhumation of the ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Cretaceous and Cenozoic unroofing and the Tan-Lu fault. *J. Geophys. Res.* 2000, **105** (B6), 13303-13338.

RENNER, J., STÖCKERT, B., ZERBIAN, A., RÖLLER, K. et RUMMEL, F. An experimental study into the rheology of synthetic polycrystalline coesite aggregates. *J. Geophys. Res.* 2001, **106** (B9), 19411-19429.

REPLUMAZ, A. et TAPPONIER, P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J. Geophys. Res.* 2003, **108** (B6), 2285-2309.

RICHARDS, M., YANG, W.-S., BAUMDARDNER, J. et BUNGE, H.-S. Role of a low viscosity zone in stabilizing plate tectonics: Implications for comparative terrestrial planetology. *Geochem. Geophys. Geosyst* 2001, **2** (Paper number 2000GC000115).

RING, U., BRANDON, M., WILLET, S. et LISTER, G. Exhumation processes. *Exhumation processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion*, ed. par RING, U., BRANDON, M. et LISTER, G. London, Geological Society Special Publications, 1999.

ROBERTS, D. The Scandinavian Caledonides: event chronology, paleogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics* 2003, **365**, 283-299.

ROECKER, S. Velocity structure of the Pamir-Hindukush region: Possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.* 1982, **87**, 945-954.

ROWLEY, D. B. Age of initiation of collision between India and Asia: A review of startigraphic data. *Earth Planet Sci. Lett.* 1996, **145**, 1-13.

RUBATTO, D. et HERMANN, J. Exhumation as fast as subduction? *Geology* 2001, **29** (1), 3-6.

SCHERTL, H.-P., SCHREYER, W. et CHOPIN, C. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira massif, Western Alps: Detailed petrography, mineral chemistry and PT-path. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991, **108**, 1-21.

SCHEUBER, E. et GIESE, P. Architecture of the Central Andes - a compilation of geoscientific data along a transect at 21°S. *J. South American Earth Sci.* 1999, **12**, 103-107.

SCHLUP, M., CARTER, A., COSCA, M. et STECK, A. Exhumation history of eastern Ladakh revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and fission-track ages: the Indus - Tso Morari transect, NW Himalaya. *J. Geol. Soc. London* 2003, **160**, 385-399.

SCHMID, R., FRANZ, L., OBERHÄNSLI, R. et DONG, S. High-Si phengite, mineral chemistry and P-T evolution of ultra-high-pressure eclogites and calc-silicates from the Dabie Shan, eastern China. *Geol. J.* 2000, **35**, 185-207.

SCHREYER, W. Ultradeep metamorphic rocks: The retrospective viewpoint. *J. Geophys. Res.* 1995, **100** (B5), 8353-8366.

SCHWARTZ, S. *La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux*. Th: Université Claude Bernard-Lyon I: 2000.

SEARLE, M., PICKERING, K. et COOPER, D. Restoration and evolution of the intermontane Indus molasse basin, Ladakh Himalaya, India. *Tectonophysics* 1990, **174**, 301-314.

SEARLE, M. The rise and fall of Tibet. *Nature* 1995, **347**, 17.

SEARLE, M., KHAN, M., FRASER, J., GOUGH, S. et JAN, M. The tectonic evolution of the Kohistan-Karakoram collision belt along the Karakoram Highway transect, north Pakistan. *Tectonics* 1999, **18**, 929-949.

SEEBER, L. et PÊCHER, A. Strain partitioning along the Himalaya arc and the Nangat Parbat antiform. *Geology* 1998, **26**, 791.

SHEMENDA, A. *Subduction: Insights from Physical Modelling*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1994.

SMITH, D. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature* 1984, **310**, 641-644.

---. Microcoesties and microdiamonds in Norway: an overview. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism*, ed. par COLEMAN, R. et WANG, X. New York, Cambridge University Press, 1995, 299-355.

SOBOLEV, N. et SHATSKY, V. Diamand inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment for diamond formation. *Nature* 1990, **343**, 742-746.

STAMPFLI, G., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. et BOREL, G. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 1998, **296**, 159-204.

STECK, A., EPARD, J. L., VANNAY, J. C., HUNZIKER, J., GIRARD, M., MORARD, A. et ROBYR, M. Geological transect across the Tso Morari and Spiti areas-the nappe structures of the Tethys Himalaya. *Eclog. Geol. Helv.* 1998, **91**, 103-121.

STERN, R. Subduction zones. *Rev. Geophys.* 2002, **40** (4), 1012-1050.

STÖCKERT, B. et RENNER, J. Rheology of crustal rocks at ultrahigh pressure. *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*, ed. par HACKER, B. et LIOU, J. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1998, 57-95.

STÖCKERT, B. Stress and deformation in subduction zones: insight from the record of exhumed metamorphic rocks. *Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, ed. par DE MEER, S., DRURY, M., DE BRESSER, J. et PENNOCK, G., Geological Society, London, Special Publications, 2002, 255-274.

SULLIVAN, M., WINDLEY, B., SAUNDERS, A., J., H. et D., R. A paleogeographic reconstruction of the Dir group: evidence for magmatic arc migration within Kohistan, N. Pakistan. *Himalayan tectonics*, ed. par TREOLAR, P. et SEARLE, M., Geol. Soc. London Spec. Pub., 1993, 139-160.

TAHIRKHELI, R. Geology of Kohistan and adjoining Eurasian and Indo-Pakistan continents, Pakistan. *Geol. Bull. Univ. Peshawar* 1979, **11**, 1-30.

TANG, J.-C. et CHEMENDA, A. Numerical modelling of arc-continent collision: application to Taiwan. *Tectonophysics* 2000, **325**, 23-42.

TERRY, M., ROBINSON, P., HAMILTON, M. et JERCINOVIC, M. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western Gneiss Region, Norway. *Am. mineral* 2000, **85**, 1651-1664.

TREOLAR, P., PETTERSON, M., JAN, M. et SULLIVAN, M. A re-evaluation of the stratigraphy and evolution of the Kohistan arc sequence, Pakistan Himalaya: implications for magmatic and tectonic arc building processes. *J. Geol. Soc. London* 1996, **153**, 681-693.

TREOLAR, P., O'BRIEN, P., PARRISH, R. et KHAN, M. Exhumation of early Tertiary, coesite-bearing eclogites from the Pakistan Himalaya. *J. Geol. Soc. London* 2003, **160**, 367-376.

TURCOTTE, D. et SCHUBERT, G. *Geodynamics. Aplications of continuum physics to geological problems*, New York: John Wiley & Sons, 1982, 450 p.

VAN DER KLAUW, S. N. G. C., REINECKE, T. et STÖCKERT, B. Exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic oceanic crust from Lago di Cignana, Piemontese zone, western Alps: the structural record in metabasites. *Lithos* 1997, **41**, 79-102.

VAN ROERMUND, H. L. M. et DRURY, M. Ultra-high pressure (P 6 GPa) garnet peridotites in western Norway: exhumation of mantle rocks from 185 km depth. *Terra Nova* 1998, **10**, 295-301.

VANDERHAEGHE, O. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth* 2001, **26**, 213-223.

WANG, X., LIOU, J. et MARUYAMA, S. Coesite-bearing eclogite from the Dabie moutains, central China, P-T paths and implications for regional tectonics. *J. Geol.* 1992, **100**, 231-250.

WEIJERMARS, R. et SCHMELING, H. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Phys. earth planet. int* 1986, **43**, 316-330.

WEINBERG, R., DUNLAP, W. et WHITEHOUSE, M. New field, structural and geochronological data from the Shyok and Nubra valleys, northern Ladakh:linking Kohistan to Tibet. *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and Western Himalaya*, ed. par KHAN, M., TREOLAR, P., SEARLE, M. et JAN, M., Geol. Soc. London Spec. Pub., 2000, 253-275.

WHEELER, J. Structural evolution of a subdcuted continental sliver: the northern Dora Maira massif, Italian Alps. *J. Geol. Soc. London* 1991, **148**, 1101-1113.

XU, S., OKAY, A., JI, S., SENGÖR, A., SU, W., LIU, Y. et JIANG, L. Diamond from Dabie Shan eclogite and its implication for tectonic setting. *Science* 1992, **256**, 80-82.

YAMAMOTO, H., ISHIKAWA, M., ANMA, R. et KANEKO, Y. Kinematic analysis of ultrahigh-pressure-high-pressure metamorphic rocks in the Chaglinka-Kulet area of the Kokchetav Massif, Kazakhstan. *Isl. arc* 2000, **9**, 304-316.

YANG, J., XU, Z., SONG, S., ZHANG, J., WU, C., SHI, R., LI, H. et BRUNEL, M. Discovery of coesite in the North Qaidam Early Paleozoic ultrahigh pressure (UHP) metamorphic belt, NW China. *C. R. Acad. Sci. Paris* 2001, **333**, 719-724.

YANG, W. Geophysical profiling across the Sulu ultra-high-pressure metamorphic belt, eastern China. *Tectonophysics* 2002, **354**, 277-288.

YE, K., YAO, Y., KATAYAMA, I., CONG, B., WANG, Q. et MARUYAMA, S. Large areal extent of the ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China: new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. *Lithos* 2000, **52**, 157-164.

ZHANG, J., DIN, L., ZHONG, D. et ZHOU, Y. Orogen-parallel extension in Himalaya: Is it the indicator of collapse or the product in process of compressive uplift? *Chinese Sci. Bull.* 2000, **45** (2), 114-119.

ZHANG, R., LIOU, J., COLEMAN, R., ERNST, W., SOBOLEV, N. et SHATSKY, V. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *J. Met. Geol.* 1997, **15**, 479-496.

ZHAO, D., HASEGAWA, A. et KANAMORI, H. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and tele-seismic events. *J. Geophys. Res.* 1994, **99**, 22313-22329.

ZHAO, D., XU, Y., WIENS, D., DORMAN, L., HILDEBRAND, J. et WEBB, S. Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes. *Science* 1997, **278** (5336), 254-257.

ZHAO, W., MECHIE, J., BROWN, L., GUO, J., HAINES, S., HEARN, T., KLEMPERER, S., MA, Y., MEISSNER, R., NELSON, K., NI, J., PANANONT, P., RAPINE, R., ROSS, A. et SAUL, J. Crustal structure of central Tibet as derived from INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.* 2001, **145**, 486-498.

ZHENG, Y.-F., FU, B., GONG, B. et LI, L. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime. *Earth-sci. rev.* 2003, **62**, 105-161.

Annexes

Les documents présentés dans ces annexes sont principalement destinés à faciliter la continuation des travaux engagés au laboratoire de modélisation expérimentale de Géosciences Azur. Elles décrivent les méthodes et techniques développées afin de réaliser les mesures rhéologiques caractérisant les matériaux analogues ainsi que l'utilisation des capteurs de température.

Annexe A : protocole de mesures rhéologiques

1. Principe du test en cisaillement

Nous réalisons des tests rhéologiques en cisaillement. Un film rugueux est noyé dans le matériau liquide qui se cristallise et se solidifie. Après que le matériau analogue ait complètement cristallisé, on le chauffe à une température choisie et on impose une traction à vitesse constante sur le film. De ce fait, on crée un cisaillement dans le matériau. La forte rugosité du film permet d'avoir un cisaillement au sein du matériau plutôt qu'à l'interface entre le film et le matériau à caractériser. Dans ce type de tests, on connaît la vitesse de traction (en mesurant la largeur cisaillée, on en déduit le taux de déformation), la surface cisaillée (égale à celle du film) et on mesure la force de résistance au cisaillement en fonction du temps dans le test. On peut alors retrouver la contrainte cisaillante lors du test et le seuil de plasticité. En faisant varier la vitesse de déformation lors d'un test, on calcule la viscosité. Enfin, en réalisant les courbes $\tau(\varepsilon)$, on peut également retrouver le module d'élasticité.

2. Préparation des échantillons

La première étape de la réalisation des tests rhéologiques consiste à couler le matériau que l'on veut étudier dans une éprouvette de plexiglas dans laquelle se trouve le film rugueux. Nous avons développé deux dispositifs afin de nous affranchir des effets de dilatation/contraction qui créaient des ruptures dans les matériaux du type F et rendaient les mesures aléatoires pour les températures basses de notre gamme (moins de 40°C). Nous commençons par décrire le dispositif le plus simple, « vertical », adapté aux mesures de haute température (40-43°C) puis nous décrivons le second dispositif, « horizontal », adapté aux températures basses (36-40°C).

2.1. Dispositif vertical

Comme son nom l'indique, dans ce dispositif, l'éprouvette de plexiglas est disposée verticalement. Nous disposons de plusieurs boîtes (éprouvettes) de dimensions variables permettant de mesurer des résistances fortes (avec des petites boîtes) ou faibles (avec les plus grandes boîtes), tout en conservant une force de traction entrant dans la gamme de mesure du capteur de force. La boîte est disposée verticalement et le film rugueux est placé verticalement au centre de la boîte (Fig. A.1a). Nous chauffons le dispositif vide pendant ~30min dans l'étuve à 50°C puis nous coulons le matériau fondu à 50°C dans l'éprouvette, de part et d'autre du film. On vérifie sur les petits côtés que le film se trouve bien au milieu de la boîte et on le replace si ça n'est pas le cas. Dans le laboratoire, où l'air est conditionné à ~20°C, le matériau cristallise et se solidifie lentement. Dans ce dispositif, les variations de volume lors du refroidissement peuvent entraîner la formation de fractures au sein du matériau. Néanmoins, pour les matériaux peu résistants tels N9, N2 et 80%N2,20%F1 cela n'a pas d'incidences sur les mesures car la résistance étant très faible, on créé un cisaillement à proximité du film et les anciennes fractures, refermées lors du chauffage, ne jouent pas. Pour les matériaux du type F (F1, F3 et F7), ce dispositif fonctionne uniquement pour les températures de mesures supérieures à 40°C. En dessous, ce dispositif ne donne pas de mesures stables (pouvant être reproduites) et l'on doit utiliser le dispositif horizontal.

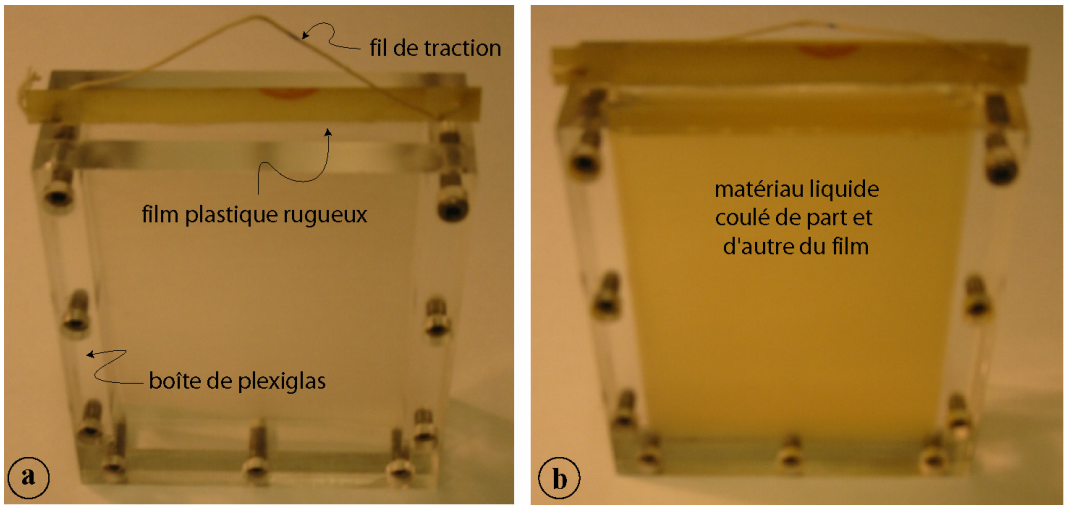


Figure A.1 *– Préparation de l'échantillon lors de l'utilisation du dispositif vertical. La boite de plexiglas est simplement remplie du matériau liquide. Le film rugueux se trouve au centre du dispositif :* ***a****, boîte vide, avant le versement du matériau,* ***b****, boîte remplie du matériau encore liquide (translucide, celui-ci devient opaque a température ambiante).*

2.2. Dispositif horizontal

Dans ce dispositif, nous plaçons la boîte horizontalement de façon à ce que le matériau soit en contact avec l'air ambiant sur une grande face de la boîte (Figs. A.2 et A.3). Le matériau est plus libre de se contracter/dilater et les variations de volume n'entraînent pas la formation de fractures dans le matériau froid.

L'une des faces de la boîte est enlevée et des cales de plexiglas maintenues par 2 serre-joints, viennent fermer le dernier côté (à gauche sur la figure A.2 et A.3). Dans ce dispositif, le film se réduit à une bande rugueuse de 1 cm de large. Il est maintenu par des cales de plexiglas à chaque extrémité.

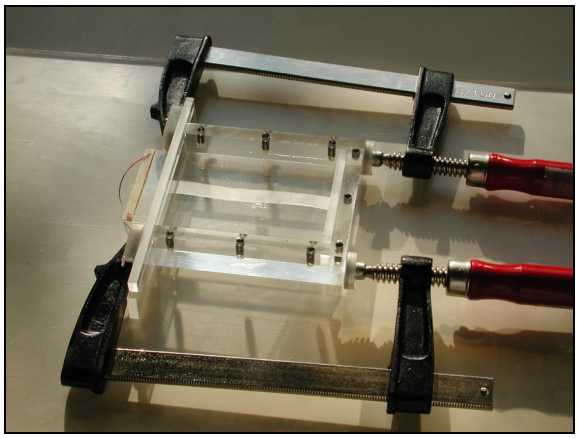


Figure A.2 *- Photo du dispositif « horizontal ». Le film plastique rugueux est visible au centre du dispositif. On coule alors le matériau à 50°C dans l'éprouvette, jusqu'à ce que le ménisque viennent sur les bords de la boite.*

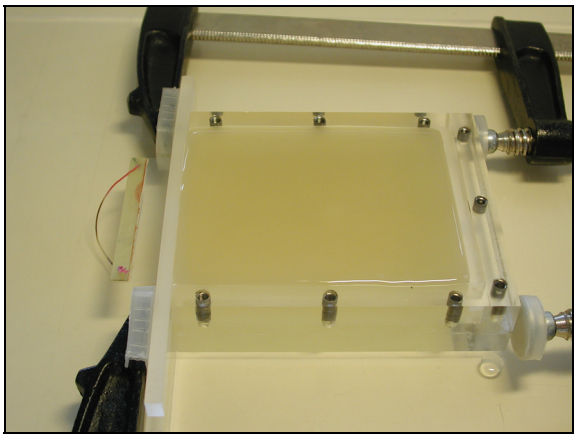


Figure A.3 *- Photo du dispositif « horizontal » avec le matériau coulé.*

On verse le matériau liquide jusqu'à remplir complètement la boîte. Lorsque le matériau est redevenu solide, on racle la surface du matériau en laissant un espace de 0,5 mm entre le matériau et le couvercle de la boîte. Cette espace est ensuite rempli d'eau (avec une seringue), lorsque le couvercle est vissé et que la boîte se trouve en position verticale. Cette espace permet la dilatation du matériau lors du chauffage. Un peu d'eau est expulsé du dispositif et le matériau n'est pas endommagé. Ce dispositif permet une bonne reproduction des valeurs même lorsque la température est très basse (~36°C) et que le matériau est résistant. En revanche, l'étroitesse de la bande rugueuse rend délicates les mesures lorsque la résistance du matériau devient très faible (lorsque la température est importante par exemple). Vers 40°C, les deux dispositifs donnent des résultats identiques.

3. Temps de repos puis de chauffage des échantillons

Les matériaux doivent être coulé dans les éprouvettes assez tôt le matin (~8h30) afin de pouvoir faire une mesure le lendemain soir (~18h30). En effet, les matériaux nécessitent un long repos afin de cristalliser complètement. La figure A1.4 montre qu'il faut attendre près de 30 heures avant d'obtenir une mesure stable. Pour les expériences de modélisation, nous réalisons le modèle la veille de l'expérience.

De plus, le chauffage de l'échantillon est également très long car les éprouvettes en plexiglas ainsi que les matériaux sont très réfractaires. Il faut près de 3 heures de chauffage pour stabiliser l'échantillon à la température de mesure souhaitée quelle que soit l'éprouvette utilisée (Figure A.5).

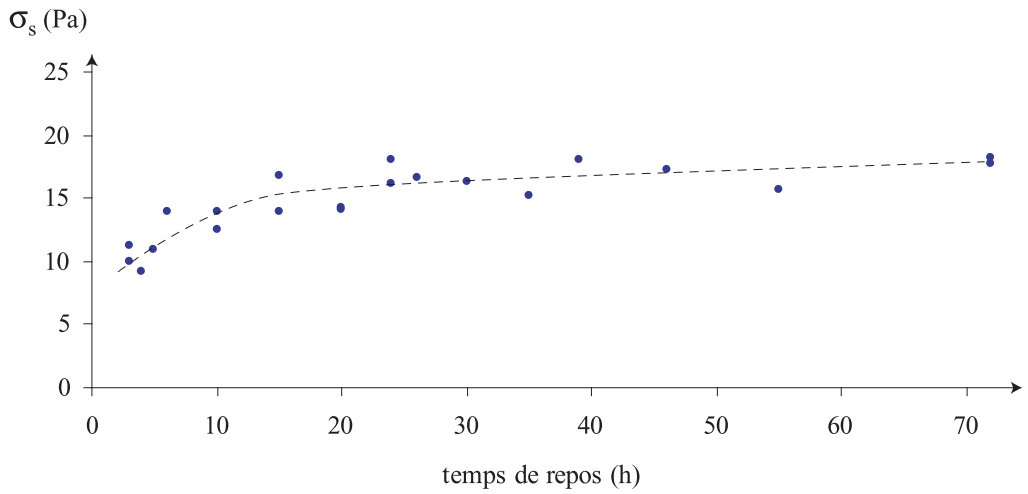


Figure A.4 - *Variation de la résistance en fonction du temps de repos de l'échantillon. Il faut attendre 24 heures après avoir coulé l'éprouvette pour réaliser une mesure fiable. Les résultats présentés ont été obtenus avec un temps de repos de 30 heures.*

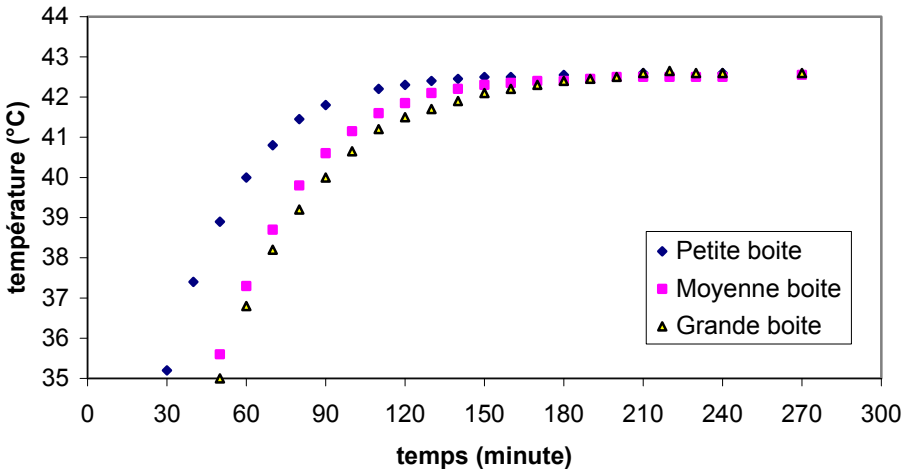


Figure A.5 *– Courbes de chauffage T(t) au sein des éprouvettes petite, moyenne ou grande. La température de consigne de l'étuve est de 43°C, le matériau est N2.*

4. Mise en place de l'éprouvette dans l'étuve

L'éprouvette est disposée dans l'étuve, sur un plateau qui descend progressivement alors que la poche d'eau qui le soutient se vide à vitesse constante (Fig. A.6). Lorsque le plateau est en position haute, avant la mesure, on accroche le film à un capteur de force. Le fil liant le capteur au film ne doit alors pas être tendu.

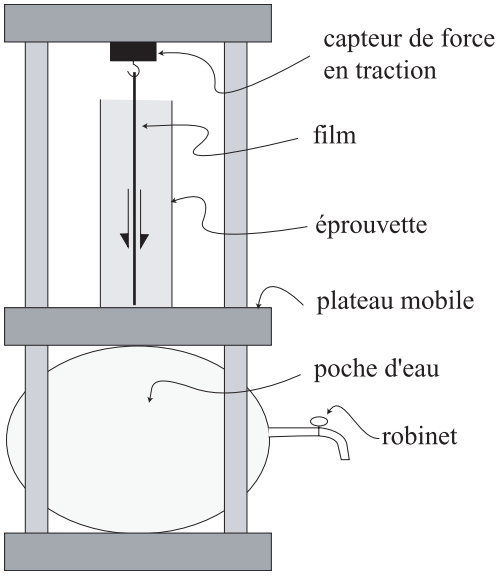


Figure A.6 - *Schéma du dispositif de mesure du seuil de plasticité.*

Ce dispositif (plateau, poche et éprouvette) se trouve dans l'étuve. On démarre le chauffage de l'étuve et on laisse chauffer pendant 3h30 (entre 15h et 18h30 lorsque l'on a coulé

l'échantillon la veille à 8h30 et que l'on a laissé 30h de repos). Ensuite, pour réaliser le test en traction il suffit d'ouvrir le robinet. On utilise le débit d'une goutte par seconde qui donne une vitesse verticale de 9×10^{-6} m.s^{-1}.

5. Réglage du système d'acquisition

5.1 Câblage du capteur de force

Le câblage du capteur de force sur l'afficheur doit être comme indiqué sur la figure A.7

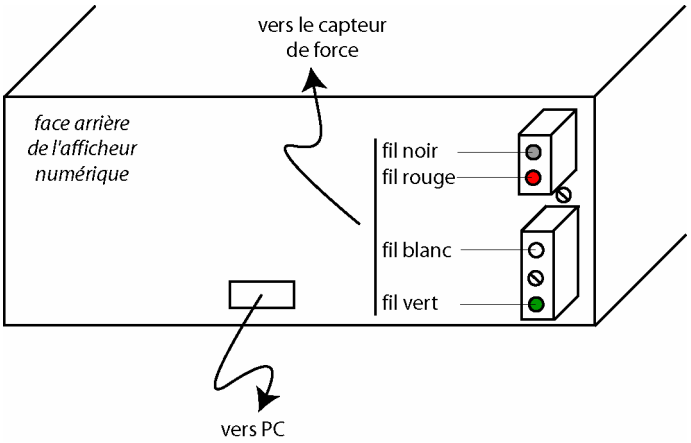


Figure A.7 *– Schéma du câblage du capteur de force sur l'afficheur numérique, lui-même connecté au PC.*

5.2. Réglage de l'afficheur

Il faut maintenant régler l'afficheur :

- ✓ Appuyer sur **DATA** : *"-Pro-"* s'affiche.
- ✓ Appuyer sur **Max/Min** : *"CnInp"* s'affiche
- ✓ Appuyer sur **DATA** : une gamme s'affiche
- ✓ Choisir la gamme *300* avec ►
- ✓ Valider avec **DATA**
- ✓
- ✓ Appuyer 2 fois sur **Max/Min** : *"CndSP"* s'affiche
- ✓ Appuyer sur **DATA** : *"SCAL"* s'affiche
- ✓ Appuyer sur **DATA** : une valeur s'affiche
- ✓ Mettre la valeur a *00000* avec les touches ►et ▲
- ✓ Appuyer sur **DATA** : une valeur s'affiche
- ✓ Mettre la valeur a *00000* avec les touches ►et ▲
- ✓ Appuyer sur **DATA** : le point clignote
- ✓ Le déplacer avec ► : *00.000*
- ✓ Valider avec **DATA** : une valeur s'affiche
- ✓ Mettre la valeur a *0111.2* avec les touches ►et ▲
- ✓ Appuyer sur **DATA** : une valeur s'affiche

- ✓ Mettre la valeur a *00.200* avec les touches ►et ▲
- ✓ Valider avec **DATA** : une première valeur apparaît

Si il n'y a pas de charge, appuyer alors sur **TARE** pour mettre à *0*. L'afficheur doit être connecté au port COM 1 de l'ordinateur (« rhéol »), le port COM 2 étant réservé aux mesures thermiques.

6. Résultat visualisé avec Kosmos98

On démarre le software Kosmos98 et on lance l'acquisition. Il arrive que le programme fasse une erreur lors du lancement d'une nouvelle acquisition (Fig. A.8). Dans ce cas, on doit démarrer le programme puis ouvrir un ancien fichier dans le menu déroulant Fichier (Fig. A.9). On relance alors une nouvelle acquisition par dessus.

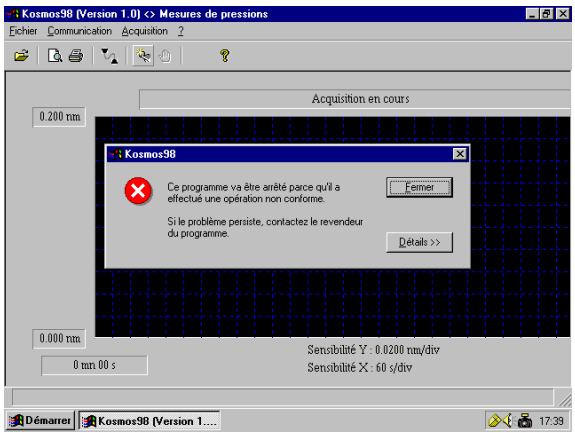


Figure A.8 *– Message d'erreur arrivant parfois sans raisons apparentes lors du démarrage d'une nouvelle acquisition.*

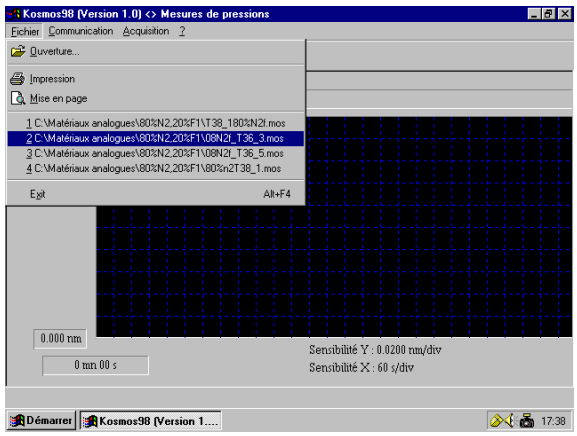


Figure A.9 *– Ouverture d'un ancien fichier d'acquisition dans le menu déroulant fichier, permettant de lancer une nouvelle acquisition malgré le bug au démarrage.*

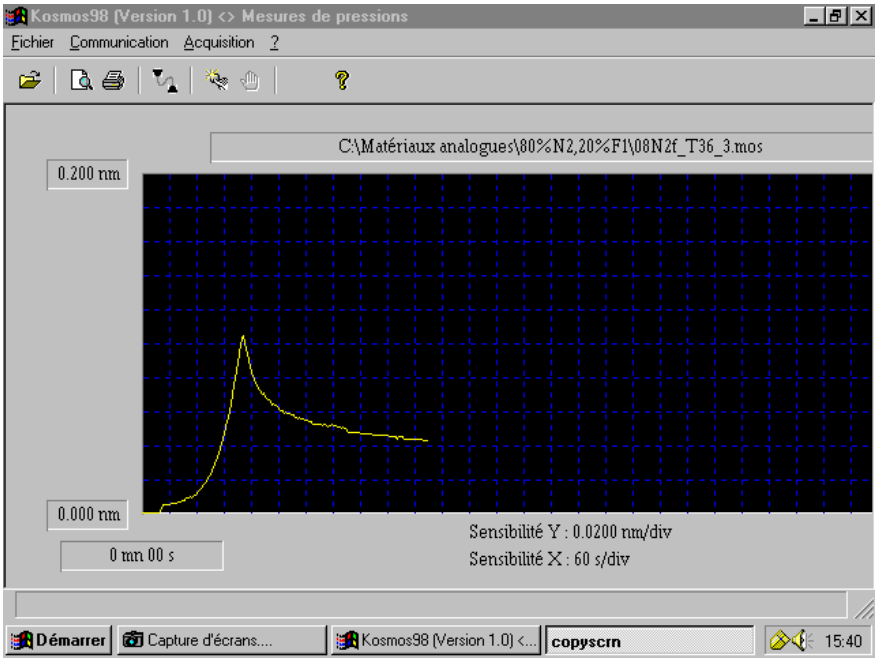


Figure A.10 - *Courbe expérimentale F(t). La force augmente rapidement jusqu'à l'obtention de la déformation plastique.*

7. Courbes $\sigma_s(T)$

Ces courbes sont obtenues en mesurant plusieurs fois le seuil de plasticité d'un matériau donné pour chaque température de la gamme qui nous intéresse. Le seuil de plasticité est donné par la force maximale enregistrée moins le poids du film et divisée par la surface cisaillée (la surface du film dans le matériau). Lorsque l'on utilise le dispositif avec la boîte verticale, on doit donc mesurer la hauteur de matériau versé dans l'éprouvette afin d'obtenir la surface cisaillée.

8. Courbes $\sigma(\varepsilon)$

Ces courbes sont déduites des courbes *F(t)*. On peut aisément passer de *F* mesurée à σ en enlevant le poids du film et en divisant par la surface cisaillée. Pour passer de *t* à ε, on utilise un test de l'élasticité du film dispositif de traction à la même vitesse que lors des tests (courbe rose sur la figure A.11). Pour une valeur de contrainte donnée, le décalage en temps Δt, entre l'instant où l'on a cette valeur dans le test de l'élasticité du dispositif et le moment où l'on a cette même valeur dans le test de cisaillement, est proportionnel à la déformation (Fig. A.11). La largeur cisaillée dans les échantillons est de l'ordre de 0,5 mm, comme on a une vitesse verticale de 9×10^{-6} m.s^{-1}, on a un taux de déformation $\dot{\varepsilon}$ de 2×10^{-2} s^{-1}. En considérant que l'on a $\varepsilon=0$ lorsque $\sigma = 0{,}002$ Pa et en connaissant le taux de déformation, on peut retrouver la déformation ε par $\varepsilon = \dot{\varepsilon} \times \Delta t$. On peut alors réaliser les courbes $\sigma(\varepsilon)$.

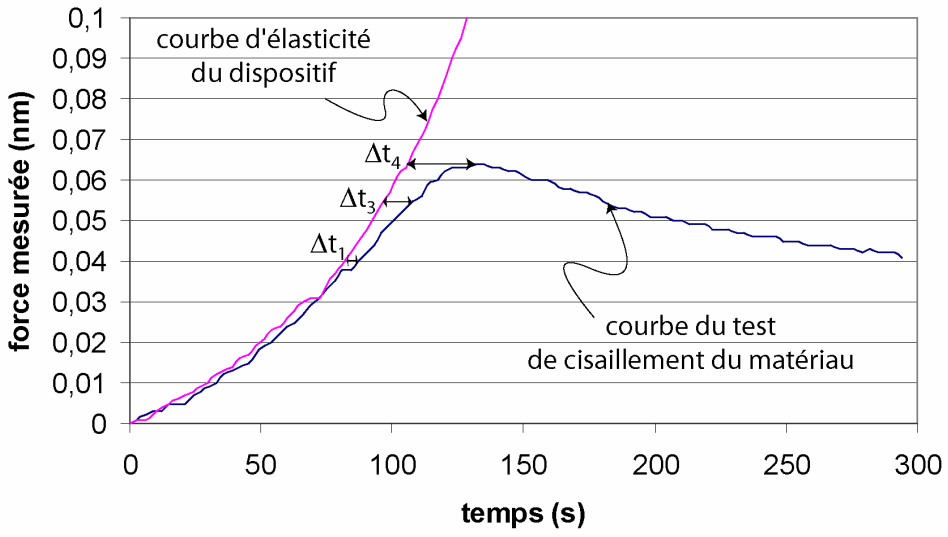


Figure A.11 *– Courbe F(t) lors du test de mesure de l'élasticité du dispositif (en rose) et lors d'un test de cisaillement d'un matériau (en bleu). Pour chaque valeur de la contrainte on mesure l'écart Δt et on calcule la déformation correspondante.*

9. Mesure de la viscosité

La viscosité est mesurée en augmentant le taux de déformation lorsque le seuil de plasticité est atteint. On commence le test avec le débit d'une goutte par seconde et on mesure la vitesse de descente verticale du plateau (proche de 9×10^{-6} m.s^{-1}) et on calcule le taux de déformation. Puis lorsque le seuil de plasticité vient d'être atteint, on double le débit et on mesure la nouvelle vitesse verticale de descente et le nouveau taux de déformation. L'augmentation du taux de déformation entraîne une augmentation de la contrainte enregistrée qui est proportionnelle à la viscosité (Fig. A.12).

La contrainte mesurée est :

$$\sigma = \sigma_s + \eta \cdot \dot{\varepsilon}$$

l'augmentation de contrainte mesurée est :

$$\Delta\sigma = \eta \cdot \Delta\dot{\varepsilon}$$

et l'on déduit une valeur de η pour un matériau et une température. On répète ensuite cette opération plusieurs fois pour chaque température de la gamme et pour chaque matériau.

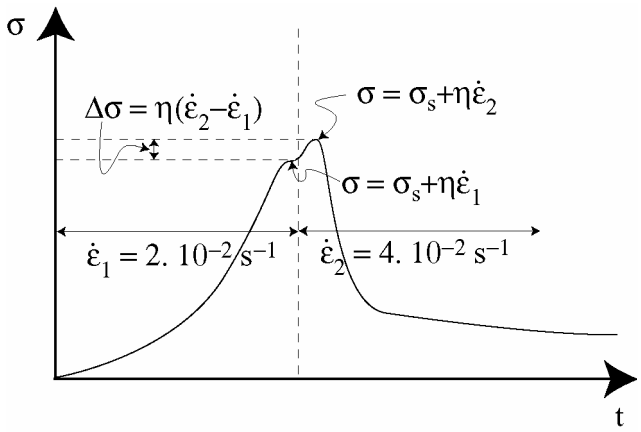


Figure A.12 *– Schéma de courbe σ(t) lorsque l'on double le taux de déformation afin de mesurer la viscosité du matériau.*

Pour vérifier que l'effet de la viscosité est faible par rapport au seuil de plasticité on exprime le rapport $\frac{\sigma_s + \eta \cdot \dot{\varepsilon}}{\sigma_s}$ en fonction de la température. Lorsque ce rapport est proche de 1, l'effet de la viscosité est négligeable.

Annexe B : protocole de mesure de température

1. Matériels

Le matériel disponible pour les mesures thermiques est le suivant :

- ✓ 3 sondes Pt 100 de petit diamètre (1,6 mm)
- ✓ 4 sondes Pt 100 de gros diamètre (3 mm) dont 2 sont réservées au système de contrôle et régulation thermique du dispositif de modélisation analogique thermo mécanique des processus géodynamiques.
- ✓ Une station d'acquisition « Fluke Hydra Series 2620A »
- ✓ Un PC dédié à l'acquisition des données (Rheol) et les softwares de contrôle de la station d'acquisition « Fluke Hydra Logger » et de visualisation en temps réel « Trend Link »

2. Mise en place des sondes Pt100

Les sondes Pt100 sont des modèles 3-fils. La station est conçue pour fonctionner avec un grand nombre de capteurs dont les sondes au platine (Pt 100 qui sont aussi appelées RTD), mais, malheureusement, la station ne connaît pas les sondes Pt 3-fils, seulement les 2 et 4-fils. Nous utilisons donc les sondes 3-fils comme des 4-fils en réalisant un pont entre les bornes. Le bornié de la station d'acquisition possède 20 entrées, chacune étant subdivisée en 2 sous entrées « H et L ». Pour brancher les sondes en 4-fils, il faut utiliser 2 entrées pour chaque sonde. Les entrées sont réservées automatiquement lorsque l'on spécifie que l'on utilise des sondes 4-fils. Par exemple, si on déclare utiliser l'entrée n°2 pour une sonde 4-fils, le logiciel de contrôle de la station réserve automatiquement l'entrée 20 (2+ 10).

La figure B.1 montre un exemple de branchement de 3 sondes Pt 100 3-fils en 4-fils.

- ✓ La sonde n°1 est branchée à l'entrée n°4. Un fil noir est branché sur la borne 4H, le fils rouge est branché sur la borne 4L. Le second fil noir est branché sur la borne réservée 14H. On réalise alors un pont entre les bornes 4L et 14L. Cela engendre un décalage, une erreur sur la mesure, que l'on corrige lors de la calibration.
- ✓ Sonde n°2 : fils noirs en 7H et 17H, fil rouge en 7L et pont entre 7L et 17L.
- ✓ Sonde n°3 : fils noirs en 10H et 20H, fil rouge en 10L et pont entre 10L et 20L.

Lorsque l'on utilise des sondes de plus gros diamètre, on réalise le même type de pontage sur le fil unique (le blanc dans notre cas).

On met alors en place le bornié dans la station d'acquisition que l'on peut connecter au PC grâce à la sortie RS232. Afin d'éviter les conflits de logiciels sur l'ordinateur, il est préférable de toujours utiliser le port « COM 2 ».

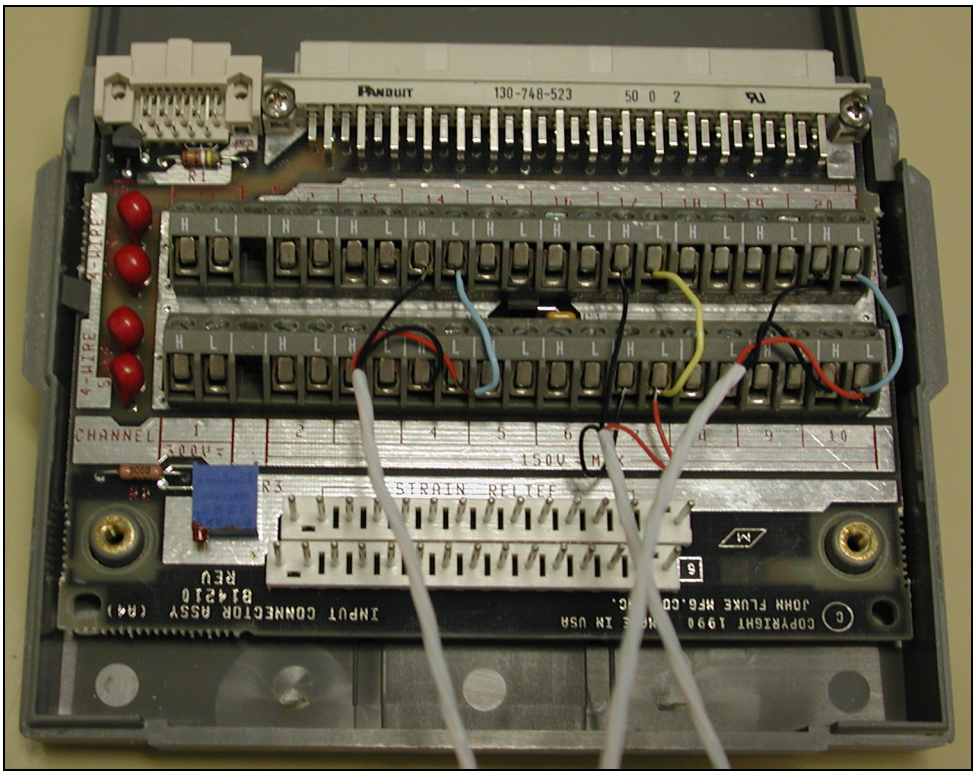


Figure B.1 - *Photo du bornié de la station d'acquisition avec 3 sondes Pt100 3-fils branchées en 4-fils grâce à des ponts*

3. Démarrage de la station d'acquisition

- ✓ Allumer la station d'acquisition. Elle émet un « bip » et affiche « Error 6 »
- ✓ Mettre l'horloge de la station à l'heure indiquée par l'ordinateur. Appuyer pour cela sur « shift » puis « clock » et modifier les valeurs avec les flèches. Valider avec la touche « enter »
- ✓ La station peut être réglée directement sur la façade ou par l'intermédiaire du logiciel « Fluke Hydra Logger ». C'est cette dernière solution que nous détaillons maintenant.

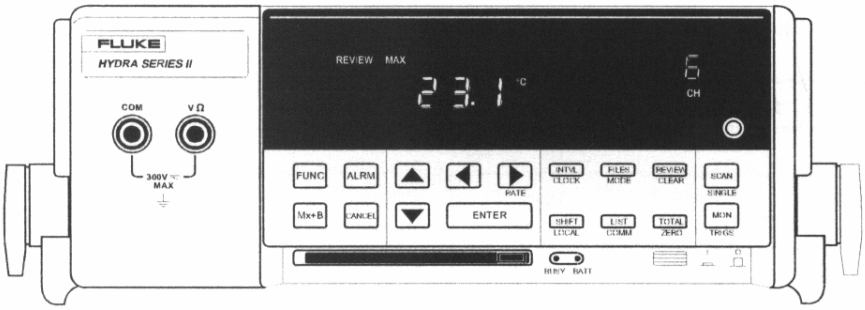


Figure B.2 - *Façade de la station d'acquisition « Fluke Hydra Series 2620A ».*

4. Réglage de la station d'acquisition depuis le PC

Lancer le software « Fluke Hydra Logger » depuis le bureau. On obtient alors la fenêtre d'accueil qui détaille la dernière configuration utilisée (DAVID4FILS sur la figure B.3). La fenêtre du haut montre les informations sur les réglages de la station d'acquisition : port utilisé (COM 2), type d'échantillonnage (scrutations toutes les 2 secondes), les types de données scrutées (°C), le dernier fichier de données créé et sa localisation sur le disque dur de l'ordinateur… La fenêtre du bas montre les différentes voies utilisées dans cette configuration et le type de fonction (RTD-4 F = capteur Pt100 branché en 4-fils). On modifie la configuration en cliquant sur le bouton VCC/VAC… : on obtient alors une fenêtre similaire à celle de la figure B.4.

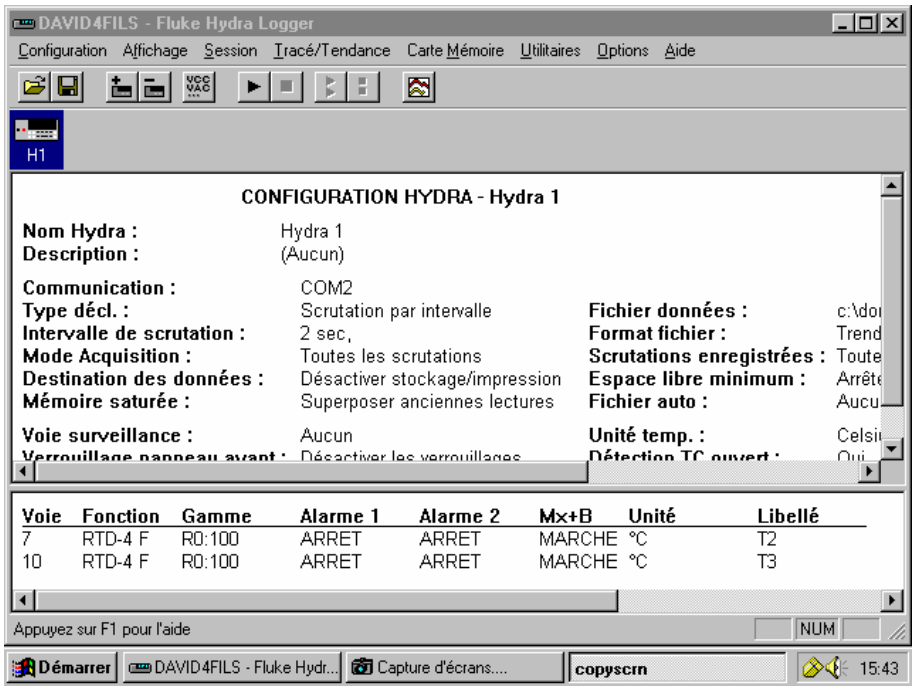


Figure B.3 - *Fenêtre d'accueil de « Fluke Hydra Logger » lors de l'ouverture.*

Dans cette nouvelle fenêtre, on peut modifier la fréquence d'échantillonnage, l'unité de température, ainsi que l'intervalle de scrutation.

Attention : L'utilisation d'un intervalle de scrutation très petit peut donner un fichier de données comportant un très grand nombre de lignes. Le fichier de données n'est pas très volumineux mais le nombre de ligne peut être supérieur aux 3000 lignes : le nombre maximum de ligne gérées par Microsoft Excel, que l'on utilise ensuite pour traiter les données recueillies.

Figure B.4 - *Fenêtre de modification de la configuration de la station d'acquisition.*

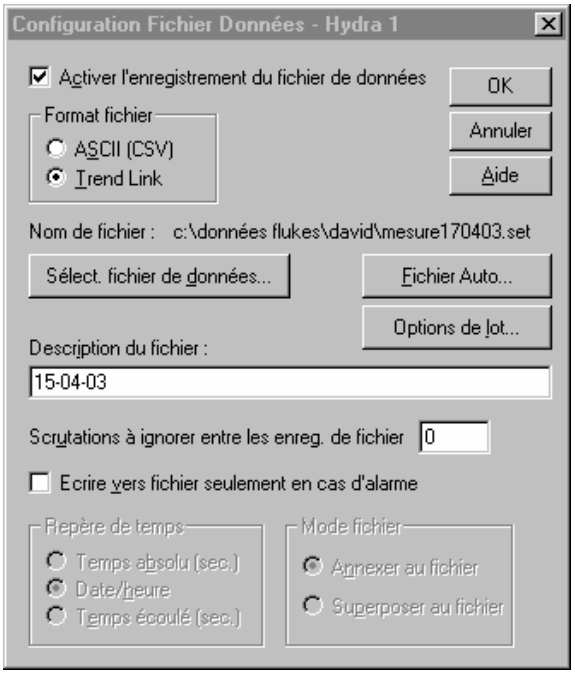


Figure B.5 - *Fenêtre de configuration du fichier de données.*

En cliquant sur le bouton Fichier données…, dans la fenêtre de la figure B.4, on désigne le fichier dans lequel on souhaite placer les données ou le nouveau fichier. On arrive sur la fenêtre de la figure B.5 dans laquelle on spécifie le format du nouveau fichier de données et on active l'enregistrement sur fichier (sinon les données sont stockées dans une petite mémoire de la station d'acquisition). Le format utilisé pour la visualisation en temps réel est le format Trend Link.

En cliquant sur Sélect. Fichier de données…, de la fenêtre de la figure B.5, on créé un nouveau fichier dans son répertoire (Fig. B.6).

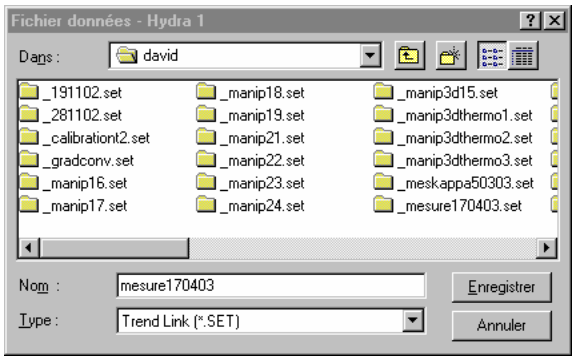


Figure B.6 - *Création d'un fichier de données Trend Link (mesure170403.SET) dans le répertoire david.*

En cliquant sur le bouton Voies… de la fenêtre configuration Hydra (Fig. B.4), on peut modifier les paramètres des différentes voies scrutées. On arrive sur la fenêtre de la figure B.7.

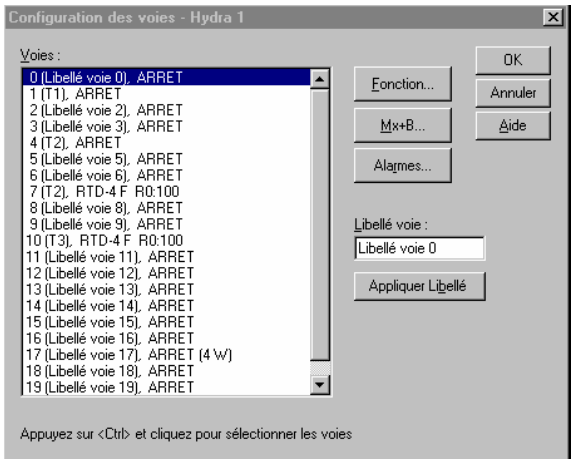


Figure B.7 *- Les différentes voies.*

Lorsque l'on utilise des capteurs Pt100 4-fils ou 3-fils avec un pont, Fluke impose l'utilisation des voies *i* et *i +10*. Sur la figure B.7, un capteur 4-fils est branché en voie 7 : la voie 17 est alors automatiquement réservée (4W). On choisie la fonction de chaque entrée en sélectionnant l'entrée (ici l'entrée 0 est sélectionnée) et en cliquant sur Fonction…. On obtient la fenêtre de la figure B.8 ou on choisit RTD-4F avec Ro=100. Les voies réservées (4W) sont verrouillées, on ne peut pas modifier leurs fonctions.

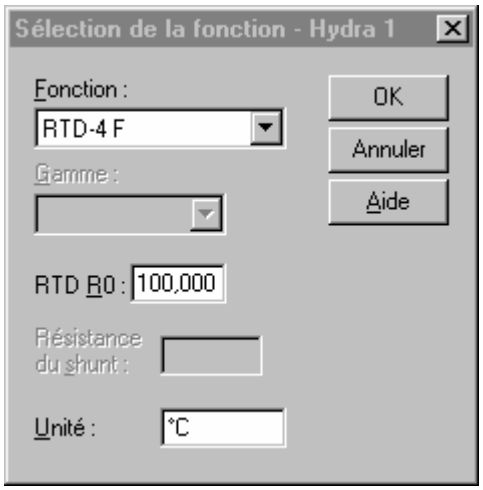


Figure B.8 - *Fonction associée à chaque entrée.*

En cliquant sur Mx+B…, dans la fenêtre de la figure B.7, on peut effectuer une correction linéaire des valeurs enregistrées (Fig. B.9). Il faut pour cela avoir effectué, au préalable, un test de calibration.

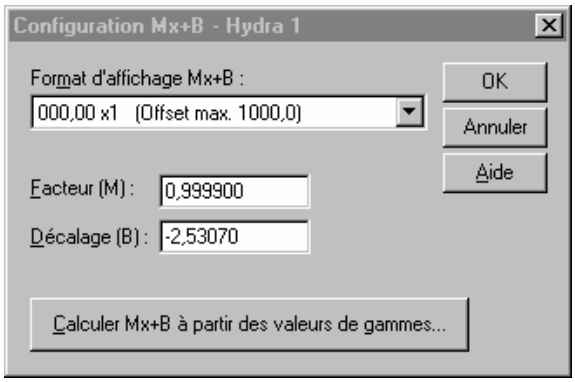


Figure B.9. *Fenêtre de correction linéaire des données enregistrées. Un test de calibration nous a donné pour ce capteur les coefficients M et B indiqués. Les valeurs visualisées sont alors y=Mx+B*

Attention : Chaque capteur possède des coefficients M et B qui lui sont propres. Il faut donc tester régulièrement chaque capteur et bien les nommer afin de ne pas les confondre. Pour cela, on nomme physiquement chaque capteur et on utilise ces noms pour les libellés. De même, il faut toujours utiliser le capteur avec le pont pour lequel la calibration a été effectuée.

5. Acquisition des données et visualisation avec Trend Link

Depuis la fenêtre d'accueil, on lance l'acquisition en cliquant sur le bouton « play » puis sur le bouton « graphique » afin de lancer également Trend Link. On visualise les données en temps réel et on obtient une image similaire à la figure B.10. Ici, nous avons 2 capteurs Pt100 nommés T2 et T3 branchés sur les voies 7 et 10. En bas de la fenêtre, Trend Link place autant de bandeaux qu'il y a de capteurs en fonctionnement. Lorsque la visualisation en temps réel est activée (en cliquant sur le bouton « horloge »), la dernière valeur obtenue est affichée pour chaque sonde et le graphique est actualisé. Les courbes obtenues sont placées les unes au dessus des autres et l'échelle du graphique est automatiquement ajustée en fonction des valeurs obtenues.

Attention : Nous utilisons une version de démonstration du software Hydra Logger dont la durée d'utilisation est limitée à 1 heure. Cependant, au bout d'une heure, il suffit de s'assurer que le fichier de données et la configuration sont bien enregistrés (on re-enregistre pour plus de sûreté), fermer le software puis le relancer. La configuration étant toujours en mémoire, on lance alors l'enregistrement. Les nouvelles données sont placées à la suite dans le précédent fichier. Il y aura seulement un trou de données dans le fichier.

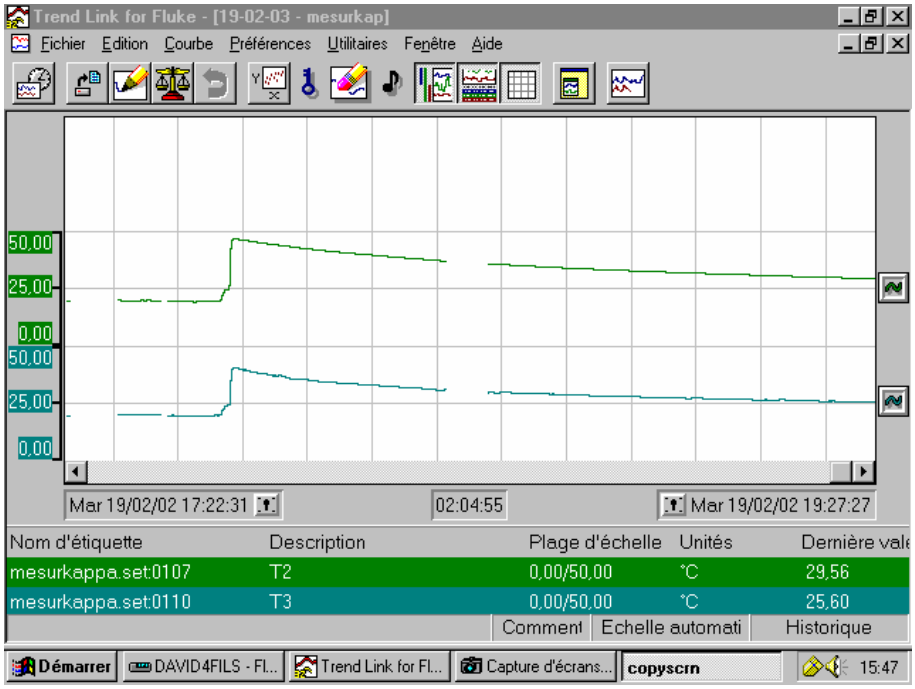


Figure B.10 *- Visualisation Trend Link*

6. Exportation des données au format CSV

Les données sont exportées au format CSV afin de pouvoir être exploitées par Microsoft Excel. Dans la fenêtre Trend Link, on double click sur la durée d'enregistrement qui est affichée (02 :04 :55 sur la figure B.10). On donne alors une valeur égale ou plus grande que la durée totale enregistrée. Dans la fenêtre Trend Link, on clique sur Exporter les données CSV… dans le menu déroulant Utilitaires… (Fig. B.11). On obtient alors la fenêtre de la figure B.12. On observe alors le chemin d'accès de notre fichier de données (ici : c:\...\david_mesure170403.set). Il faut remonter dans l'arborescence en cliquant sur [..] et les répertoires [programmes files], [fluke] et [hydra] pour obtenir le chemin indiqué sur la figure B.13 : c:\...\progra~1\hydra. On peut alors donner un nom pour le fichier CSV qui sera placé dans le répertoire hydra. On ne peut exporter les données CSV que dans ce répertoire. Une fois ouvert avec Excel, on enregistrera le fichier au format Excel dans son répertoire.

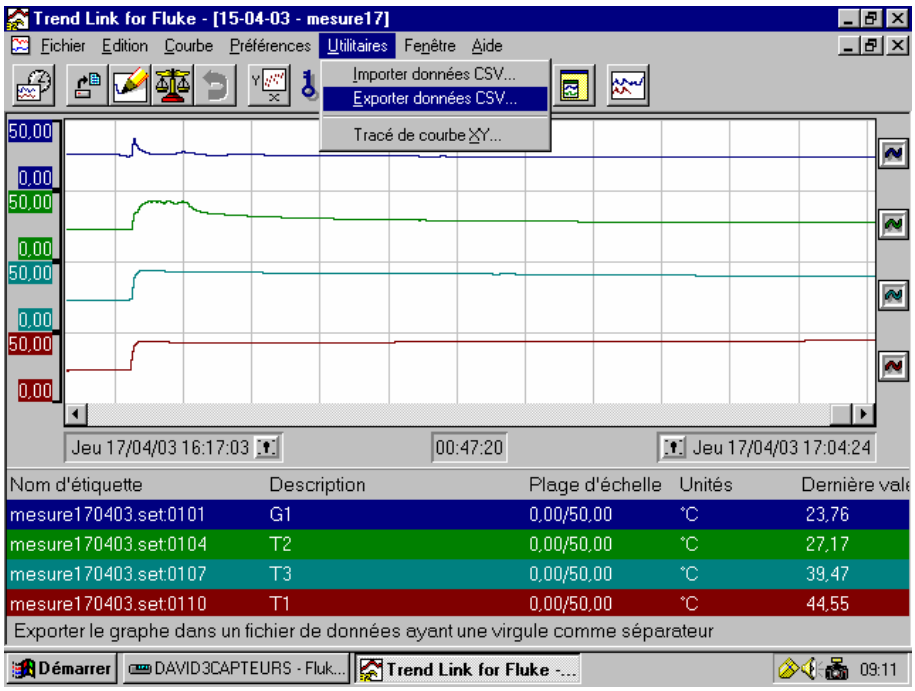


Figure B.11 - *Exporter les données au format CSV.*

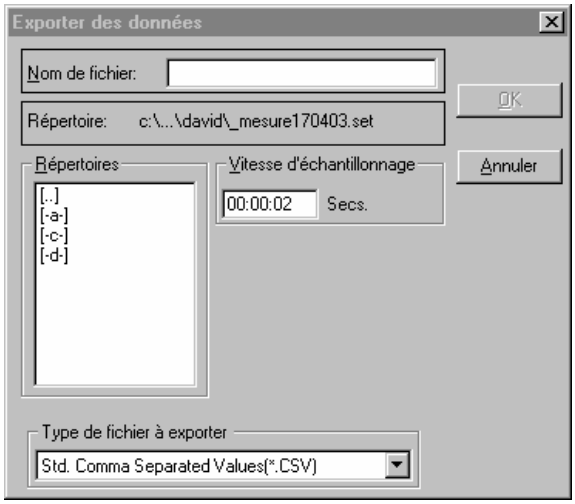


Figure B.12 - *Fenêtre d'exportation des données CSV montrant le chemin d'accès au fichier de données Trend Link. Il faut modifier ce chemin et enregistrer le fichier CSV dans le répertoire c:\...\progra~1\hydra (Fig. B.13).*

Figure B.13 - *Fenêtre d'exportation des données au format CSV montrant le répertoire ou sont enregistrés les fichiers CSV.*

7. Mise en forme des données avec Microsoft Excel

On ouvre le fichier CSV avec Excel en acceptant la mise en forme proposée par Excel (Fig. B.14). Le fichier présente alors cinq lignes décrivant la configuration de l'acquisition que l'on supprime. Les données sont ensuite présentées en colonnes. La première est l'heure de la mesure. On peut sélectionner la colonne entière et changer le format de cellule en « h : min : sec ». Afin d'obtenir non pas l'heure de la mesure mais le temps depuis le début de l'expérience, on crée une nouvelle colonne dont le format de cellule est également « h : min : sec ». On crée une fonction : *heure de mesure* moins *heure du début de mesure* que l'on colle dans chaque cellule. La fonction doit ressembler à : « =A1-A1 », A étant la colonne des heures de mesures et A1 étant la cellule contenant l'heure de début de mesure. Les colonnes suivantes sont les valeurs obtenues pour les différents capteurs.

De même que les 5 premières lignes, toutes les lignes contenant No Data doivent être supprimées. Si on a relancé le système d'acquisition, il existe alors également un trou dans les données (No Data) que l'on doit effacer.

On peut également exploiter les données avec Matlab pour, par exemple, comparer les données expérimentales avec des fonctions de refroidissement en « erf(t) ». Il faut alors remplacer toute les virgules par des points et exporter le fichier au format « txt ».

Microsoft Excel - CALIBR~1.CSV

A1 | 15/04/2003 10:33:42

	A	B	C	D	E	F	G
1	15/04/03 10:33	00:00:02	Exporting				
2	calibrationt2.set:01C	T2	°C	100	0	3,00E+38	-3,00E+38
3	calibrationt2.set:01C	T3	°C	100	0	3,00E+38	-3,00E+38
4	calibrationt2.set:011	T1	°C	100	0	3,00E+38	-3,00E+38
5	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
6	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
7	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
8	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
9	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
10	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
11	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
12	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
13	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
14	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
15	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
16	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			
17	15/04/03 09:47	No Data	No Data	No Data			

Figure B.14 - *Ouverture du fichier de données CSV avec Excel. Les 4 premières lignes doivent être supprimées. La colonne A contient l'heure de mesure les colonnes B, C et D les valeurs de mesure. Les lignes contenant No Data doivent également être supprimées.*

Microsoft Excel - 51202.XLS

B4 | =A4-A2

	A	B	C	D	E	F
1	heure	temps	T1	T2	T3	T4
2	17:17:00	00:00:00	21,37	21,45	21,62	21,85
3	17:17:02	00:00:02	21,35	21,44	21,6	21,85
4	17:17:04	00:00:04	21,33	21,42	21,58	21,83
5	17:17:06	00:00:06	21,31	21,4	21,56	21,83
6	17:17:08	00:00:08	21,31	21,38	21,56	21,82
7	17:17:10	00:00:10	21,3	21,38	21,56	21,81
8	17:17:12	00:00:12	21,29	21,37	21,56	21,81
9	17:17:14	00:00:14	21,28	21,37	21,56	21,8
10	17:17:16	00:00:16	21,26	21,35	21,56	21,8
11	17:17:18	00:00:18	21,26	21,35	21,55	21,79
12	17:17:20	00:00:20	21,25	21,35	21,55	21,79
13	17:17:22	00:00:22	21,24	21,35	21,55	21,79
14	17:17:24	00:00:24	21,24	21,34	21,55	21,78
15	17:17:26	00:00:26	21,23	21,34	21,55	21,78
16	17:17:28	00:00:28	21,22	21,34	21,55	21,78
17	17:17:30	00:00:30	21,22	21,33	21,55	21,78

Figure B.15 – *Données mises en forme avec Excel. La colonne A est l'heure de mesure, la colonne B, nouvellement créée, est la durée depuis le début de la mesure à 17 heures 17. Les colonnes C, D, E et F sont les valeurs obtenues par les capteurs. Toutes lignes ne contenant pas de valeurs (NO DATA) ont été supprimées.*

8. Calibration des capteurs

Les valeurs des capteurs sont comparées à celles données par thermomètre à mercure de précision. On place les capteurs et le thermomètre à mercure dans un liquide dont la température décroît lentement dans la gamme de température que l'on veut utiliser (Fig. B.16). Si l'on veut calibrer les capteurs sur une très large gamme, on peut également placer les sondes dans de la glace fondante. La glace est sortie du congélateur, sa température est alors inférieure à zéro. La température monte progressivement puis on observe un palier. Ce palier doit correspondre à la valeur 0°C.

L'erreur de mesure des capteurs est constante ; c'est-à-dire que le coefficient M est très proche de 1 (Fig. B.17). L'erreur de mesure est probablement liée à l'utilisation d'un pont pour brancher les sondes 3-fils en 4-fils. Il faut donc toujours utiliser la même sonde avec le même pont, pour lequel la correction a été réalisée.

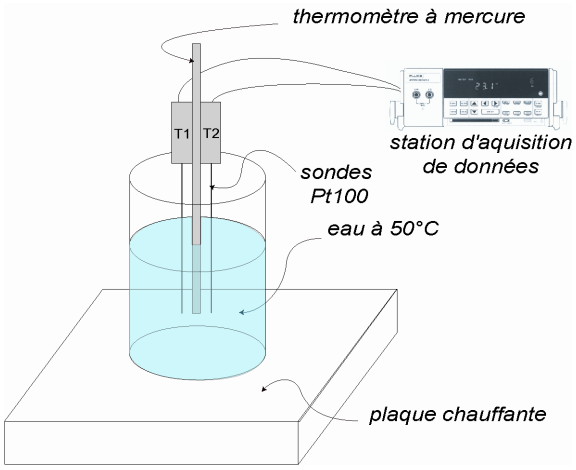


Figure B.16 - *Dispositif de calibration de sondes Pt100.*

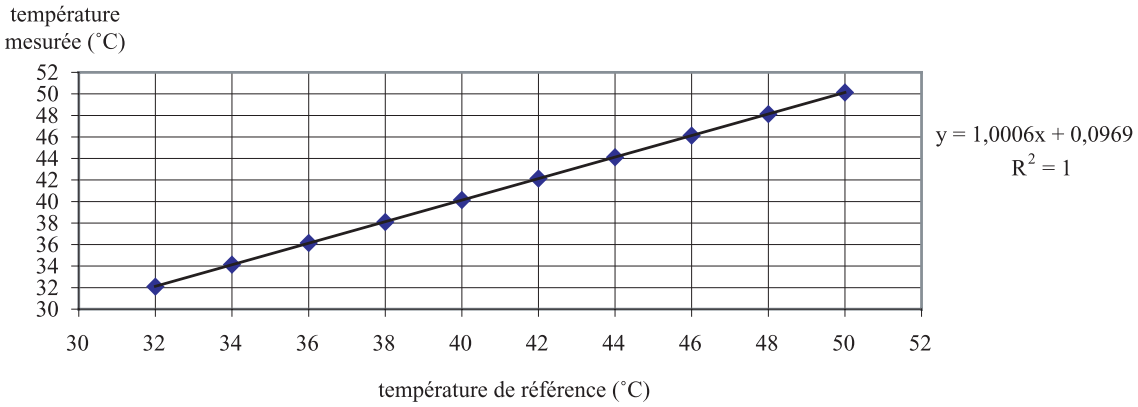


Figure B.17 - *Régression linéaire obtenue avec Microsoft Excel permettant d'obtenir les coefficients de correction M et B pour le capteur T3. La calibration est ici réalisée pour la gamme 32-50°C. Pour une utilisation du capteur en dehors de cette gamme, il faut refaire une calibration.*

Résumé

La distribution spatiale des massifs UHP/BT montre que leur exhumation est un phénomène 3D qui a lieu uniquement dans des zones particulières des chaînes de montagnes caractérisées par une complexité structurale et/ou géométrique. Dans les expériences de modélisation thermomécanique 2D de la subduction continentale en régime de faible compression, nous obtenons l'exhumation de roches HP depuis des profondeurs d'environs 70 km. La croûte continentale subduite plus profondément dans l'asthenosphere devient trop chaude (peu résistante). Elle se détache du manteau continental subduit, flue verticalement et se sous plaque sous la plaque chevauchante. La subduction continentale en régime de forte compression peut provoquer la rupture de la plaque chevauchante dans l'arc volcanique ou le bassin arrière arc aboutissant à la subduction du bloc avant arc ou de la plaque d'arc. La croûte continentale subduite avec ces unités peut atteindre 200 km de profondeur en étant guidée par ces unités et le manteau continental subduit. Dans ces conditions, la croûte est soumise aux conditions UHP/BT, mais elle ne peut pas être exhumé dans un contexte 2D. Nous montrons numériquement en 3D, que la subduction le long d'une frontière de plaques convexe entraîne localement dans la plaque chevauchante une extension horizontale parallèle à la frontière qui provoque localement le retrait du front de cette plaque et la réduction de la pression inter plaque. En imposant cette déformation extensive à la plaque chevauchante dans un modèle expérimental thermomécanique 3D nous avons obtenus l'exhumation locale des roches UHP/BT et avons pu étudier en détails son mécanisme.

Title

3-D thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction and exhumation of UHP/LT rocks

Abstract

Spatial distribution of UHP/LT terrains evidences that their exhumation is essentially a 3-D process that takes place in specific sites of the mountain belt characterised by structural and/or geometrical complexities. In 2-D thermo-mechanical laboratory experiments of continental subduction in the low compressional regime, we obtained exhumation of HP rocks from depth limited by the overriding plate thickness (~70 km). Deeper subducted crust becomes too hot and hence weak. It flows up and underplates the overriding lithosphere. In 2-D experiments corresponding to highly compressional regime, the continental margin subduction causes failure of the overriding plate resulting in subduction of the fore-arc block or arc plate. The continental crust subducts to more than 200 km-depth, being sandwiched between the subducting "cold" block/plate and the subducted continental mantle. This crust thus meets UHP/LT conditions. It is still very weak but cannot flow up in this 2-D context, being blocked between the indicated rigid units. We show numerically that subduction along a convex plate boundary generates locally within the overriding plate along-boundary extension that produces local retreat of this plate front and thereby reduction of interplate pressure. Such a reduction is necessary to allow exhumation. By applying this extension to the overriding plate in a 3-D thermo mechanical model we do obtained local exhumation of UHP/LT and investigated in detail its mechanism.

Discipline: Sciences de l'univers

Mots-clés : Modélisation expérimentale, thermo mécanique de la lithosphère, subduction continentale, exhumation de roches de ultra haut pression, orogenèse, collision arc-continent, collision continent-continent, coesite, éclogite

Laboratoire

Géosciences Azur

250 av. A. Einstein

06560 Valbonne, France