



HAL
open science

Mécanismes d'éclogitisation et conséquences mécaniques pour l'exhumation des roches métamorphiques de haute pression

Hugues Raimbourg

► **To cite this version:**

Hugues Raimbourg. Mécanismes d'éclogitisation et conséquences mécaniques pour l'exhumation des roches métamorphiques de haute pression. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT : . tel-00010888

HAL Id: tel-00010888

<https://theses.hal.science/tel-00010888>

Submitted on 7 Nov 2005

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

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

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité : Géologie

Mécanismes d'éclogitisation et
conséquences pour l'exhumation
des roches métamorphiques
de haute pression

L'exemple de l'Arc de Bergen, Norvège

Présentée par :
Hugues Raimbourg

pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Thèse soutenue le Vendredi 28 Octobre 2005

Composition du jury :

Denis GAPAIS.....rapporteur
Hermann VAN ROERMUND.....rapporteur
Laurent JOLIVET.....directeur de thèse
Håkon AUSTRHEIM.....examineur
Christian CHOPIN.....examineur
Giorgio RANALLI.....examineur
Bruno GOFFE.....invité
Yves LEROY.....invité

Résumé

La Nappe de Lindås, au sein de l'Arc de Bergen, Norvège, est un massif anorthositique enfoui et partiellement éclogitisé en profondeur au cours de l'orogénèse calédonienne, qui fut relativement protégé de la rétromorphose pendant son retour vers la surface. L'étude de ces roches du faciès éclogitique nous permet donc de mieux comprendre le détail des processus d'éclogitisation et ses conséquences en terme d'exhumation et de circulation crustale dans les zones de collision.

Les grenats granulitiques, bien que relativement résistants aux réactions métamorphiques, subissent lors de l'éclogitisation une fracturation intense et une rééquilibration partielle par diffusion à partir de leur frontière. L'observation au MEB (BSE) des différentes générations de grenat associées à l'épisode éclogitique, et l'estimation des compositions minérales d'équilibre par des méthodes thermobarométriques multi-équilibre, permet de mettre en lumière la vitesse de diffusion beaucoup plus lente du Ca par rapport aux cations métalliques dans le grenat granulitique lors de sa rééquilibration dans le faciès éclogitique.

La distribution des orientations des fractures qui parcourent les grenats granulitiques hérités, montre que leur formation est la conséquence directe de la diminution de volume associée aux réactions métamorphiques. La propagation à petite échelle des domaines éclogitisés ne procède donc pas simplement par diffusion du fluide, mais par un processus complexe couplant diffusion, réactions métamorphiques et fracturation des minéraux granulitiques.

La caractérisation de la cinématique de la déformation dans le faciès éclogitique de l'île d'Holsnøy, au sein de la Nappe de Lindås montre sa grande cohérence à l'échelle de la zone d'étude (5*5 km), reflétant l'action de forces aux limites, plutôt que de contraintes locales liées aux réactions métamorphiques. Le cisaillement en moyenne vers l'Est, géométriquement restauré dans le contexte de la subduction calédonienne, est interprété comme reflétant le découplage d'unités crustales du panneau plongeant, qui commencent ainsi leur retour vers la surface.

La validité d'un tel modèle, où l'éclogitisation permet l'initiation de l'exhumation, est analysée dans le cadre du modèle analytique du chenal de subduction. L'éclogitisation, qui n'est ni instantanée ni spatialement homogène, modifie les propriétés de la croûte, notamment sa densité et sa viscosité. Alors que l'augmentation de densité réduit sa flottabilité, son adoucissement mécanique lui permet de se découpler du manteau lithosphérique qui la tire vers la profondeur. La compétition entre ces deux phénomènes, variable suivant la progression des transformations métamorphiques, est intégrée dans un unique paramètre adimensionnel, le nombre d'exhumation, dont la valeur décrit la capacité de la croûte à être exhumée. La subduction d'une croûte à fort nombre d'exhumation entraîne la création dans le canal de subduction d'un flux retour à partir du domaine partiellement éclogitisé. L'analyse des conditions de ce flux retour montre entre autres que les vitesses d'exhumation de l'ordre des vitesses de convergence des plaques lithosphériques ne sont possibles que pendant le régime transitoire entre l'enfouissement de croûte à faible et fort nombre d'exhumation.

Ce travail, qui montre l'importance des réactions d'éclogitisation pour l'exhumation et plus généralement pour la dynamique des zones de collision, souligne en conséquence la nécessité de décrire avec précision les mécanismes micro- et macroscopiques qui permettent la progression et la propagation de l'éclogitisation.

Table des matières

Résumé.....	1
Table des matières	3
Introduction.....	7
I L'Exhumation des roches de haute-pression : état des connaissances.....	13
I.1 Contexte géodynamique de formation des roches de haute-pression	13
I.1.1 Observation directe de la structure profonde des zones de convergence par les outils de la géophysique.....	13
I.1.1.1 Zones de subduction.....	13
I.1.1.2 Zones de collision.....	15
I.1.2 Les roches de haute-pression : des témoins de l'ampleur des mouvements verticaux	16
I.1.3 Mécanismes d'enfouissement en zone de convergence.....	18
I.1.4 Problème du retour à la surface pendant la collision.....	19
I.2 Apport des observations naturelles sur l'exhumation des roches de haute-pression	20
I.2.1 Chemins Pression-Température	20
I.2.2 Datations Radiochronologiques	22
I.2.2.1 Principe et résultats.....	22
I.2.2.2 Vitesses rapides de l'exhumation profonde.....	23
I.2.2.3 Evolution diachrone au sein d'une zone de collision.....	24
I.2.2.4 Incertitudes des datations radiochronologiques.....	24
I.2.3 Contraintes géométriques : déformation enregistrée.....	24
I.2.3.1 Variations spatiales de la déformation.....	24
I.2.3.2 Variations temporelles de la déformation.....	26
I.2.4 Organisation du métamorphisme à l'échelle d'une chaîne.....	26
I.2.5 Un enregistrement partiel et biaisé.....	27
I.3 Modélisation de l'exhumation des roches de haute-pression.....	28
I.3.1 Mécanismes généraux de l'exhumation	28
I.3.1.1 En contexte extensif	28
I.3.1.2 En contexte compressif.....	29
I.3.2 Description des principaux modèles.....	30
I.3.2.1 Modèles d'exhumation post-collisionnelle.....	31
I.3.2.2 Modèles d'exhumation syn-collisionnelle.....	32
I.3.3 Conclusions sur l'exhumation syn-collisionnelle.....	37
I.3.3.1 Les modèles rendent-ils compte d'une exhumation en 2 étapes ?.....	37
I.3.3.2 Propriétés physiques conditionnant l'exhumation syn-collisionnelle.....	38
I.4 Variations spatiales et temporelles des propriétés physiques conditionnant l'exhumation pendant la collision	38
I.4.1 Existence d'un butoir rigide et surpressions tectoniques.....	38
I.4.1.1 Surpressions tectoniques.....	38
I.4.1.2 Géométrie du chenal et rhéologie du manteau.....	40
I.4.2 Influence de la nature des roches enfouies	40
I.4.2.1 Variété de la subduction océanique	40
I.4.2.2 Qu'est-ce que la subduction continentale ?	42
I.4.3 Conséquences des réactions métamorphiques sur les propriétés des roches	44
I.4.3.1 Influence du métamorphisme sur la densité	44
I.4.3.2 Influence du métamorphisme sur la rhéologie.....	45
I.4.3.3 Cinétique des transformations métamorphiques - effet des fluides	45
I.5 Conclusions	46
II Les Calédonides de Norvège et l'Arc de Bergen	49
II.1 Présentation générale de la chaîne	49
II.1.1 Structure actuelle : un empilement de nappes sur le craton baltique	49
II.1.1.1 Le socle : Le craton Baltique et la région des Gneiss de l'Ouest	51

II.1.1.2 Les nappes charriées vers l'Est	52
II.1.1.3 Les bassins Dévonien	53
II.1.2 Le cadre géodynamique global : collision de Baltica et Laurentia	53
II.1.2.1 Reconstructions paléogéographiques	54
II.1.2.2 Phases tectoniques.....	54
II.1.3 La subduction de Baltica sous Laurentia au cours de la phase Scandienne	55
II.1.3.1 Cinématique de la mise en place des nappes.....	55
II.1.3.2 Gradients de métamorphisme.....	56
II.1.4 Déformation Calédonienne post-collisionnelle.....	57
II.1.5 Répartition du métamorphisme de Haute et Ultrahaute Pression à l'échelle de la chaîne	58
II.2 La région des Gneiss de l'Ouest.....	59
II.2.1 Limites des Gneiss de l'Ouest.....	60
La zone de détachement du Nordfjord-Sogn	60
La zone de cisaillement de l'Arc de Bergen	61
Le chevauchement basal de la Nappe de Jotun.....	61
La zone de faille de Møre-Trondelag.....	61
II.2.2 Le protolithe des Gneiss de l'Ouest.....	61
II.2.3 Métamorphisme et déformation Calédonienne dans les Gneiss de l'Ouest	62
II.2.3.1 La Haute-Pression	62
II.2.3.2 L'Ultrahaute-Pression	63
II.2.3.3 Le calendrier de la déformation dans les Gneiss de l'Ouest.....	64
II.2.4 Modèles d'exhumation des Gneiss de l'Ouest	67
II.2.4.1 Modèles d'exhumation syn-collisionnels	68
II.2.4.2 Modèles d'exhumation post-collisionnels.....	70
II.2.5 Conclusions sur l'exhumation des Gneiss de l'Ouest	76
II.3 L'Arc de Bergen : un exemple d'exhumation profonde syn-collisionnelle.....	76
II.3.1 Géologie de l'Arc de Bergen	76
II.3.1.1 Structure générale.....	76
II.3.1.2 Unités lithostratigraphiques.....	78
II.3.2 Déformation et métamorphisme calédonien	80
II.3.2.1 Phases de déformation et cinématique associée	80
II.3.2.2 Métamorphisme scandinave dans l'Arc de Bergen.....	82
II.3.3 Le métamorphisme de Haute-pression au sein de la Nappe de Lindås	82
II.3.3.1 Protolithe de la Nappe de Lindås, histoire Précambrienne et corrélations	82
II.3.3.2 Distribution du métamorphisme de haute-pression	83
II.3.3.3 Conditions et calendrier du métamorphisme calédonien.....	84
II.4 Conclusions.....	86
III Le massif granulitique partiellement éclogitisé d'Holsnøy.....	91
III.1 Géologie d'Holsnøy.....	91
III.1.1 Deux unités avec des histoires métamorphiques différentes.....	91
III.1.2 Le protolithe de l'unité de haute-pression : un massif anorthositique granulitique	92
III.2 Description macroscopique de l'éclogitisation.....	92
III.2.1 Des transformations métamorphiques partielles.....	92
III.2.1.1 Hétérogénéité des zones transformées	94
III.2.1.2 Stades d'éclogitisation progressive.....	95
III.2.2 Conséquences physiques de l'éclogitisation.....	98
III.2.2.1 Augmentation de densité.....	98
III.2.2.2 Baisse de viscosité	99
III.3 L'éclogitisation du protolithe granulitique nécessite un apport d'eau de l'extérieur	100
III.3.1 Mesure des quantités de fluide stockées	100
III.3.2 Comparaison des paragenèses d'équilibre.....	100
III.3.3 Transport du fluide	101
III.3.4 Composition et origine des fluides	101
III.4 Description microscopique de l'éclogitisation.....	102
III.4.1 Paragenèses granulitiques et éclogitiques.....	102

III.4.1.1 Granulite	102
III.4.1.2 Eclogite	105
III.4.2 Réactions métamorphiques	105
III.4.2.1 Premiers stades de réactions	105
III.4.2.2 Stades intermédiaires	106
III.4.2.3 Stades finaux de réaction	110
III.4.2.4 Synopsis des réactions métamorphiques	110
III.5 Rétromorphose des éclogites	113
III.5.1 Rétromorphose amphibolitique	113
III.5.2 Rétromorphose schistes verts	113
III.6 Conclusions	115
<i>IV Processus de rééquilibration du grenat granulitique</i>	<i>119</i>
IV.1 Fracturation dans le grenat liée à l'éclogitisation.....	120
IV.1.1 Caractéristiques des fractures éclogitiques	120
IV.1.1.1 Morphologie des fractures	120
IV.1.1.2 Comparaison avec les fractures postérieures : rééquilibration du grenat granulitique.....	121
IV.1.1.3 Cicatrisation des fractures par du grenat éclogitique	123
IV.1.2 Variété des compositions et des morphologies des grenats	125
IV.1.2.1 Rééquilibration du grenat granulitique (Grt II).....	126
IV.1.2.2 Surcroissances de grenat éclogitiques (Grt III b).....	127
IV.1.2.3 Grenat cicatrisant les fractures (Grt III fc).....	128
IV.1.2.4 D'autres (nombreux) stades successifs de croissance de grenat ?	130
IV.1.3 Conclusions sur les grenats éclogitiques	132
IV.2 Compléments sur les méthodes thermobarométriques utilisées.....	132
IV.2.1 Estimations dans la littérature des conditions de l'éclogitisation dans l'Arc de Bergen	132
IV.2.2 Estimations P-T avec Thermocalc	133
IV.2.2.1 Principe.....	133
IV.2.2.2 Etude des conditions de l'éclogitisation	135
IV.2.3 Construction des pseudosections	136
IV.2.3.1 Principe et paramètres utilisés	136
IV.2.3.2 Le problème des amphiboles	137
IV.2.4 Le thermomètre des oxydes de Fe-Ti	140
IV.2.4.1 Occurrences des Fe-Ti oxydes dans les échantillons étudiés.....	140
IV.2.4.2 Pétrologie des Fe-Ti oxydes	142
IV.2.4.3 Phases en présence dans les lames étudiées.....	143
IV.2.4.4 Conditions d'équilibre	143
IV.2.4.5 Une phase postérieure ?	144
IV.2.4.6 Conclusions	144
IV.3 Article 1	145
<i>V Propagation à petite échelle des zones éclogitiques</i>	<i>181</i>
V.1 Phases précoces d'éclogitisation.....	182
V.1.1 Description des fractures décamétriques, et des zones éclogitiques en doigts de gant	183
V.1.2 Modèle de pénétration dans la granulite	183
V.1.2.1 Fronts de diffusion macro- et microscopique.....	183
V.1.2.2 Mécanismes de diffusion+fracturation.....	183
V.2 Microstructures dans les zones éclogitiques précoces.....	187
V.2.1 Des orientations de fractures concentrées dans des directions particulières	187
V.2.2 Deux générations de fractures successives ?.....	189
V.3 Modèle mécanique du couplage réaction-fracturation	190
V.3.1 Description du modèle.....	190
V.3.2 Résultats du calcul des contraintes	192
V.3.2.1 Solution générale	192
V.3.2.2 Solution pour l'ellipsoïde.....	193
V.3.3 Orientations des microfractures dans les grenats.....	196

V.4	Fracturation des grenats dans les larges bandes de cisaillement écolitiques	197
V.5	Conclusions	198
VI	<i>La déformation écolitique enregistre les premiers stades de l'exhumation.....</i>	203
VI.1	Méthodes d'étude de la déformation ductile	203
VI.1.1	Critères cinématiques	203
VI.1.1.1	Ellipsoïde de la déformation	203
VI.1.1.2	Modes de déformation	205
VI.1.1.3	Marqueurs de la déformation.....	206
VI.1.2	Application à la déformation écolitique	207
VI.2	Cinématique de la déformation écolitique.....	208
VI.2.1	Larges bandes de cisaillement écolitiques.....	208
VI.2.2	Domaines de granulite peu écolitisée	210
VI.2.3	Données de terrain.....	211
VI.3	Articles 2 et 3.....	212
VI.4	Annexes.....	273
VII	<i>Conséquences mécaniques de l'écolitisation sur l'exhumation profonde</i>	311
VII.1	Variations de rhéologie au cours de l'écolitisation.....	311
VII.1.1	Rhéologie de petite échelle	311
VII.1.1.1	Forme générale des lois de comportement mécanique	311
VII.1.1.2	Rhéologie du plagioclase.....	312
VII.1.1.3	Rhéologie du pyroxène.....	313
VII.1.1.4	Comparaison des rhéologies.....	314
VII.1.2	Une rhéologie de grande échelle difficile à contraindre.....	316
VII.2	Conséquence de l'écolitisation progressive sur l'exhumation.....	317
VII.3	Article 4.....	318
VIII	<i>Conclusions et Perspectives.....</i>	365
VIII.1	Synthèse des résultats.....	367
VIII.1.1	Progression de l'écolitisation.....	367
VIII.1.1.1	Processus microscopiques	367
VIII.1.1.2	Propagation des zones écolitisées à l'échelle de l'affleurement.....	370
VIII.1.1.3	Endommagement à l'échelle du massif.....	373
VIII.1.2	Modèle géodynamique d'exhumation syn-collisionnelle	374
VIII.1.2.1	Etude structurale de la déformation écolitique.....	374
VIII.1.2.2	Etude mécanique	376
VIII.2	Perspectives	378
VIII.2.1	Mécanismes microscopiques d'écolitisation.....	379
VIII.2.2	Microfracturation du grenat.....	379
VIII.2.3	Formation des fractures décamétriques	379
VIII.2.4	Rhéologie de l'omphacite et du grenat	380
VIII.2.5	Modélisation mécanique analytique des zones de subduction.....	381
	<i>Références bibliographiques.....</i>	383

Introduction

La présence, dans des roches crustales affleurant à la surface de la Terre, de minéraux stables dans des conditions de pression et de température élevées, est l'indice de leur voyage passé jusqu'à des profondeurs importantes, parfois de l'ordre de 100 km, et de leur retour jusqu'à la surface. Les mécanismes d'enfouissement sont la conséquence directe du mouvement de convergence des plaques lithosphériques, avec le mouvement le long du plan incliné de la subduction et/ou l'épaississement crustal. Les modèles d'exhumation diffèrent quant à eux grandement suivant le contexte géodynamique, entre convergence et divergence. L'effondrement post-orogénique qui traduit le passage en divergence s'accompagne dans de nombreux cas de la formation de grands détachements d'échelle lithosphérique, dont le jeu extensif permet la remontée des roches du mur depuis des profondeurs importantes (Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1992). Cependant, une partie importante des roches de haute-pression sont exhumées alors que les plaques lithosphériques sont toujours en convergence. Les mécanismes précis de l'exhumation syn-collisionnelle sont encore largement discutés car la mise en place d'un flux ascendant ne va pas de soi, dans un contexte où la convergence et l'épaississement crustal et lithosphérique dominent l'ensemble de la zone. Par ailleurs, l'ensemble des modèles, aussi bien analogiques que numériques, qui traitent de ce type d'exhumation prennent peu ou pas en compte les transformations métamorphiques associés aux mouvements verticaux et aux changements de conditions P-T associés. Or ces transformations métamorphiques affectent grandement les propriétés physiques des roches, aussi bien la densité que la rhéologie, et ont vraisemblablement des conséquences majeures sur l'exhumation. La prise en compte des réactions métamorphiques nécessite d'en quantifier les conséquences physiques, mais aussi d'étudier par quels mécanismes, avec quelle géométrie et à quelle vitesse la transformation se propage au sein d'une unité.

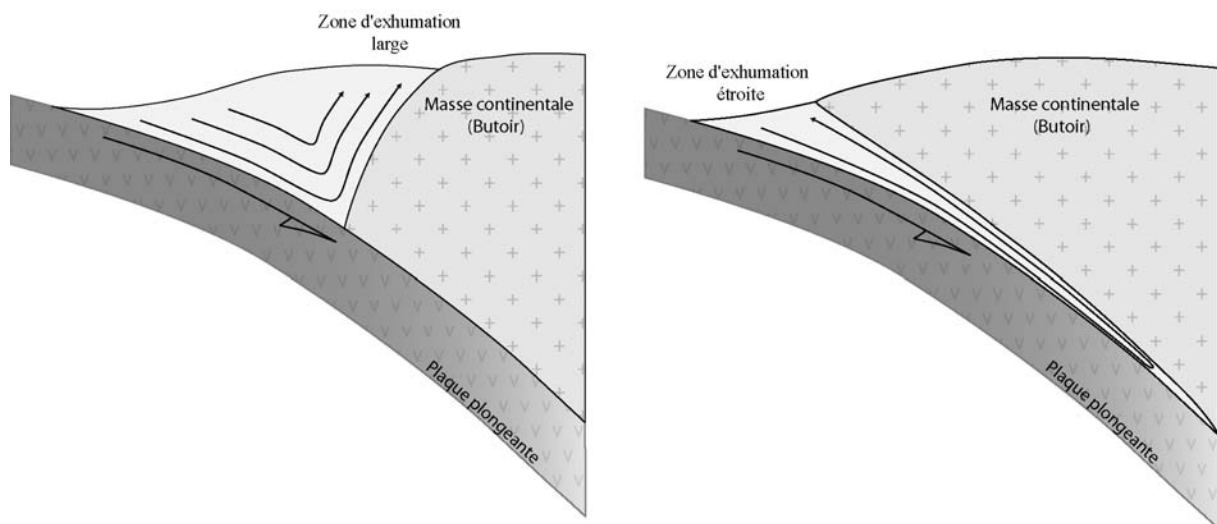


Figure 1 : 2 modèles possibles d'exhumation syn-collisionnelle de la croûte subductée, avec des mouvements soit dans un prisme d'échelle orogénique (Platt, 1986), soit dans un étroit canal au sommet de la plaque plongeante (Cloos, 1982; Shreve & Cloos, 1986).

L'unité de haute-pression de l'Arc de Bergen, en Norvège, constitue le cadre adéquat pour étudier les réactions d'éclogitisation. D'une part, la préservation métastable d'une partie du protolithe dans les conditions de la haute-pression illustre l'importance du transport de

fluide, en plus des conditions P-T, dans le contrôle des transformations minéralogiques (Austrheim, 1987), et permet en conséquence d'étudier comment les réactions métamorphiques progressent et se propagent au sein de l'unité. D'autre part, le calendrier de l'orogénèse montre sans équivoque que l'exhumation de la haute-pression dans l'Arc de Bergen est synchrone de la convergence. Enfin, la richesse et le nombre des études disponibles sur l'histoire calédonienne en Norvège offrent un cadre structural et cinématique de grande échelle dans lequel peuvent s'inscrire ces travaux sur l'Arc de Bergen.

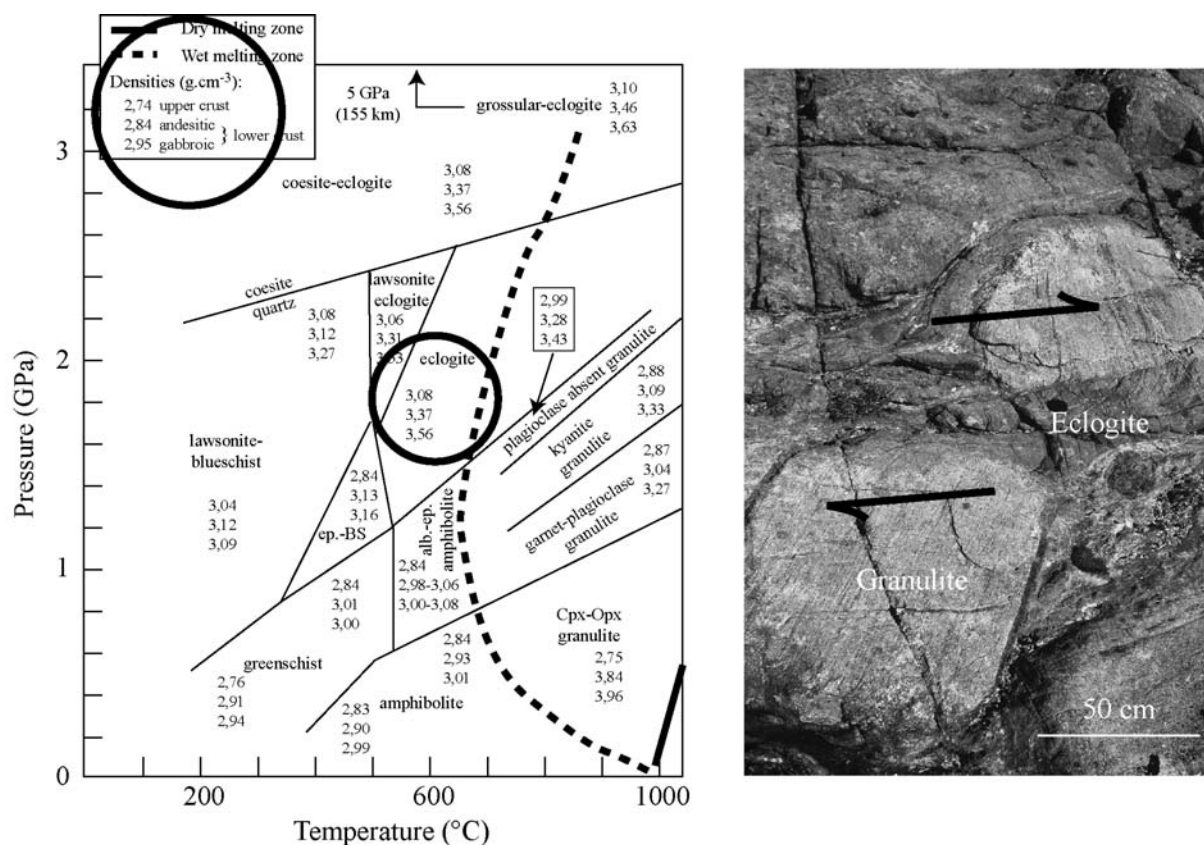


Figure 2 : Augmentation de densité (sont cerclées les densités à la surface et dans le faciès écolitique) (d'après Bousquet et al. (1997) et Goffé et al. (2003)) et baisse de la viscosité associées aux réactions d'éclogitisation (localisation de la déformation cisailante dans la bande d'éclogite qui sépare les deux boudins de granulite non déformés).

Le premier objectif de cette thèse est de comprendre les mécanismes de contrôle des réactions métamorphiques. Cette question est dépendante de l'échelle d'étude, et les processus qui assurent la propagation des zones écolitiques à l'échelle de l'unité sont *a priori* différents des mécanismes microscopiques de rééquilibration dans le faciès écolitique. Nous nous sommes surtout intéressés aux processus de petite échelle, depuis le minéral jusqu'à l'affleurement. A l'échelle de la lame mince, la résistance aux réactions métamorphiques varie fortement entre les minéraux, et la rééquilibration à haute-pression des grenats hérités, très réfractaires aux transformations métamorphiques, se fait selon des processus de diffusion relativement complexes. A l'échelle du mètre, la propagation des zones écolitiques résulte d'un mécanisme complexe associant diffusion du fluide, réactions métamorphiques et microfracturation des grenats. En revanche, les mécanismes d'échelle kilométrique restent encore largement obscurs et nous n'avons qu'esquissé l'étude de la propagation macroscopique de l'éclogitisation, en proposant différents modèles d'évolution.

Le deuxième objectif de ce travail est de comprendre l'influence des transformations métamorphiques sur l'exhumation depuis la haute-pression. Cette étude est découpée en deux volets complémentaires : d'une part, une étude de terrain détaillée de la cinématique de la déformation éclogitique permet de replacer celle-ci dans le cadre de l'évolution géodynamique de l'unité, et de mettre en lumière l'importance de l'épisode métamorphique éclogitique dans le déclenchement de l'exhumation. D'autre part, un modèle mécanique analytique est développé pour comprendre comment l'éclogitisation, par le biais des changements progressifs de densité et de rhéologie, affecte la dynamique d'écoulement dans les zones de subduction et entraîne la formation d'un flux ascendant qui assure l'exhumation des unités impliquées.

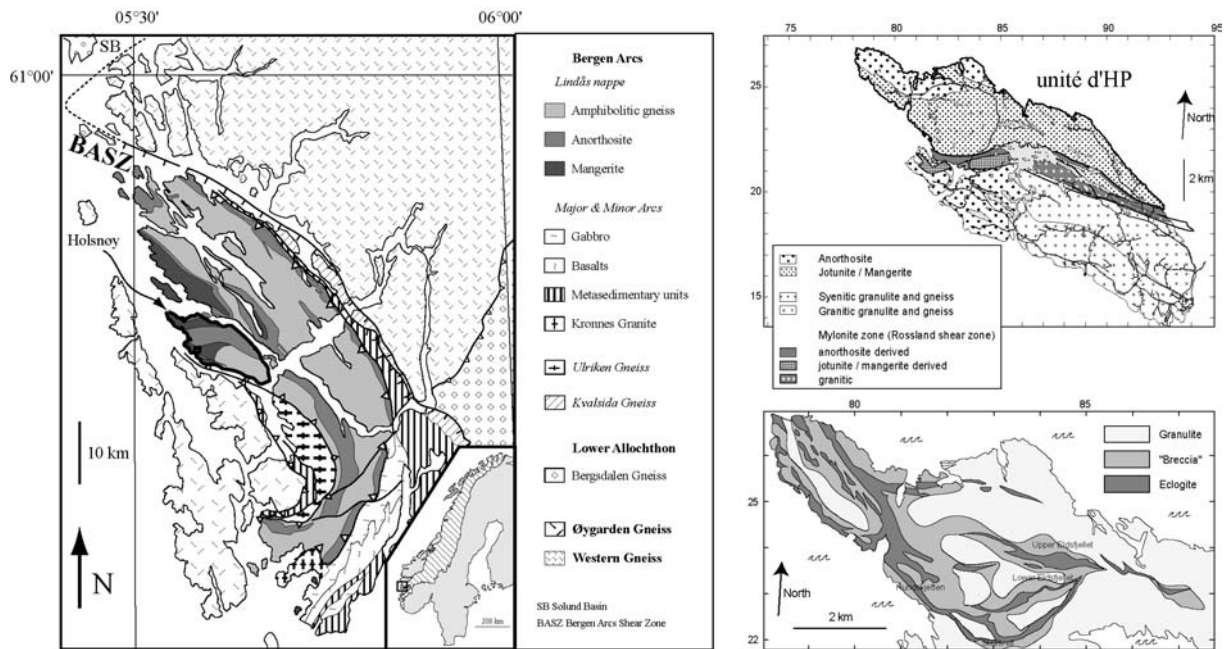


Figure 3 : Carte géologique de l'Arc de Bergen, avec au sein de la Nappe de Lindås, l'île d'Holsnøy, sujet de cette étude. La partie septentrionale de cette île a été enfouie jusqu'au domaine de la haute-pression pendant l'orogénèse calédonienne, conduisant à l'éclogitisation partielle du protolithe granulitique.

Le plan de cette thèse suit le découpage suivant:

Le chapitre 1 propose une synthèse bibliographique sur les mouvements verticaux des roches dans les zones de convergence. Après une brève description de la morphologie et de la dynamique d'ensemble des zones de convergence, sont introduits les outils disponibles pour contraindre les mouvements des roches dans la profondeur de l'orogène. Ces données sont utilisées pour mettre au point différents modèles de dynamique orogénique qui rendent compte de l'exhumation de roches depuis la haute-pression. Enfin, l'étude de l'influence des propriétés des roches, notamment densité et viscosité, sur les modèles d'écoulement permet d'introduire les relations possibles entre les réactions métamorphiques et l'exhumation.

Le chapitre 2 présente le contexte géologique, depuis l'échelle de la chaîne entière jusqu'à l'Arc de Bergen. Cette présentation de la chaîne calédonienne suivant des échelles décroissantes permet de mettre en place un cadre général, à la fois cinématique, chronologique mais aussi métamorphique, dans lequel interpréter les données de géologie

structurale de petite échelle. Un intérêt particulier est porté à la région des Gneiss de l'Ouest, car cette région, adjacente à notre zone d'étude, est la plus grande province métamorphique de haute-pression de toute la chaîne, et son évolution, sujet d'une littérature abondante, constitue une contrainte importante sur l'histoire de l'Arc de Bergen.

Le chapitre 3 décrit la géologie de l'île d'Holsnøy et les caractéristiques de l'éclogitisation, à la fois à sur le terrain et à partir de l'observation de lames minces. Si les idées développées dans ce chapitre sont issues de la littérature, la plupart des illustrations sont issues de nos propres observations.

Les chapitres 4 et 5 sont consacrés aux mécanismes d'éclogitisation, respectivement à l'échelle de la lame mince et de l'affleurement. Le chapitre 4 a pour objet d'étude les grenats granulitiques hérités et les mécanismes permettant leur rééquilibrage par diffusion dans le domaine éclogitique. L'article récapitulatif ces résultats est inséré en fin de chapitre, et est précédé de compléments sur la description des fractures éclogitiques ainsi que sur les différentes méthodes thermobarométriques utilisées. Le modèle mécanique présenté dans le chapitre 5 permet à la fois de rendre compte de la formation des fractures microscopiques dans les grenats granulitiques, avec leurs orientations préférentielles, et de proposer un mécanisme d'évolution et de propagation des zones éclogitiques dans la granulite saine.

Les chapitres 6 et 7 traitent des conséquences de l'éclogitisation sur l'exhumation, selon deux points de vue complémentaires. L'étude structurale présentée dans le chapitre 6 décrit les principaux traits de la déformation éclogitique et propose une interprétation géodynamique des conséquences de l'éclogitisation sur l'exhumation. En plus de l'article inséré à la fin du chapitre, une annexe reprend une partie des données de terrain, sélectionnées pour couvrir l'ensemble de l'unité de haute-pression. Le chapitre 7 constitue le pendant mécanique de l'étude structurale, et analyse la manière dont les variations de densité et de rhéologie associées aux réactions métamorphiques peuvent déclencher le retour vers la surface. En fin de chapitre est inséré le 3^{ème} article de la thèse, relatif à cette étude mécanique.

Enfin, un dernier chapitre récapitule l'ensemble des résultats obtenus durant la thèse, depuis l'échelle du minéral jusqu'à la zone de collision dans son entier. La partie finale dégage les perspectives ouvertes par ce travail, aussi bien études à approfondir que nouveaux sujets à explorer.

Chapitre I

L'Exhumation des roches de haute-pression : état des connaissances

I.1 Contexte géodynamique de formation des roches de haute-pression	13
I.1.1 Observation directe de la structure profonde des zones de convergence par les outils de la géophysique.....	13
I.1.1.1 Zones de subduction.....	13
I.1.1.2 Zones de collision.....	15
I.1.2 Les roches de haute-pression : des témoins de l'ampleur des mouvements verticaux	16
I.1.3 Mécanismes d'enfouissement en zone de convergence.....	18
I.1.4 Problème du retour à la surface pendant la collision.....	19
I.2 Apport des observations naturelles sur l'exhumation des roches de haute-pression	20
I.2.1 Chemins Pression-Température	20
I.2.2 Datations Radiochronologiques	22
I.2.2.1 Principe et résultats.....	22
I.2.2.2 Vitesses rapides de l'exhumation profonde.....	23
I.2.2.3 Evolution diachrone au sein d'une zone de collision.....	24
I.2.2.4 Incertitudes des datations radiochronologiques.....	24
I.2.3 Contraintes géométriques : déformation enregistrée.....	24
I.2.3.1 Variations spatiales de la déformation.....	24
I.2.3.2 Variations temporelles de la déformation.....	26
I.2.4 Organisation du métamorphisme à l'échelle d'une chaîne.....	26
I.2.5 Un enregistrement partiel et biaisé.....	27
I.3 Modélisation de l'exhumation des roches de haute-pression.....	28
I.3.1 Mécanismes généraux de l'exhumation	28
I.3.1.1 En contexte extensif	28
I.3.1.2 En contexte compressif.....	29
I.3.2 Description des principaux modèles.....	30
I.3.2.1 Modèles d'exhumation post-collisionnelle.....	31
I.3.2.2 Modèles d'exhumation syn-collisionnelle.....	32
I.3.3 Conclusions sur l'exhumation syn-collisionnelle.....	37
I.3.3.1 Les modèles rendent-ils compte d'une exhumation en 2 étapes ?	37
I.3.3.2 Propriétés physiques conditionnant l'exhumation syn-collisionnelle.....	38
I.4 Variations spatiales et temporelles des propriétés physiques conditionnant l'exhumation pendant la collision	38
I.4.1 Existence d'un butoir rigide et surpressions tectoniques.....	38
I.4.1.1 Surpressions tectoniques.....	38
I.4.1.2 Géométrie du chenal et rhéologie du manteau.....	40
I.4.2 Influence de la nature des roches enfouies	40
I.4.2.1 Variété de la subduction océanique.....	40
I.4.2.2 Qu'est-ce que la subduction continentale ?	42
I.4.3 Conséquences des réactions métamorphiques sur les propriétés des roches	44
I.4.3.1 Influence du métamorphisme sur la densité	44
I.4.3.2 Influence du métamorphisme sur la rhéologie.....	45
I.4.3.3 Cinétique des transformations métamorphiques - effet des fluides	45
I.5 Conclusions	46

I L'Exhumation des roches de haute-pression : état des connaissances

L'étude de la stabilité des minéraux a permis de mettre en évidence l'énigmatique présence à la surface d'assemblages minéralogiques thermodynamiquement stables seulement à grande profondeur. Si Une fraction de ces roches profondes est composée de morceaux arrachés à l'encaissant par un magma au cours de sa remontée, ce mode de formation ne peut être invoqué pour la majeure partie de ces roches, et leur mise en place doit trouver d'autres explications.

Les mouvements verticaux des roches forment le pendant indispensable de la théorie de la tectonique des plaques (Le Pichon, 1968; McKenzie & Parker, 1967; Morgan, 1968), décrivant les mouvements horizontaux de plaques rigides à la surface de la Terre. Les zones de convergence des plaques lithosphériques accommodent celle-ci par épaissement ou par subduction, qui conduisent tous deux à l'enfouissement du matériel impliqué. Ce cadre général explique schématiquement comment des roches crustales peuvent atteindre des profondeurs de l'ordre de la centaine de kilomètres; en revanche, le retour à la surface de ces roches reste mystérieux, aussi bien dans ses moteurs que dans ses conditions.

L'étude de l'exhumation des roches métamorphiques de haute- et ultra haute-pression, qui forme le sujet de ce chapitre, est permise par l'observation géophysique, à grande échelle, de la structure 3D des zones de collision, et par l'analyse pétrologique et cinématique des roches formant ces zones. Cet ensemble de données définit un cadre dans lequel s'inscrivent (plus ou moins bien !) un ensemble de modèles qui tentent d'expliquer les principes et modalités de l'exhumation.

1.1 Contexte géodynamique de formation des roches de haute-pression

Les zones de convergence constituent le cadre géodynamique naturel de formation des roches de haute-pression. Leur description par des méthodes géophysiques permet d'envisager comment est possible l'enfouissement important subi par certaines roches, qui est révélé par l'analyse fine des minéraux les composant. Cependant, la formation d'épaisses racines crustales dans les chaînes de montagnes, ou l'entraînement en subduction d'une partie de la croûte au sein du panneau plongeant, n'expliquent en rien comment les roches formées à grande profondeur ont pu remonter jusqu'à affleurer à la surface.

1.1.1 Observation directe de la structure profonde des zones de convergence par les outils de la géophysique

1.1.1.1 Zones de subduction

L'étude de la structure profonde des zones de subduction par tomographie sismique est relativement efficace et précise, grâce à la grande densité des séismes dans ces zones. L'inversion des temps de trajet des séismes permet de déterminer la distribution spatiale des vitesses des ondes P, S, et de mettre en évidence au premier ordre la présence de panneaux lithosphériques caractérisés par des vitesses rapides plongeant dans du manteau de vitesses moindres (Spakman et al., 1988; van der Hilst et al., 1991; Zhao et al., 1992), les variations de vitesse étant de l'ordre de 10% au maximum (Fig. 1).

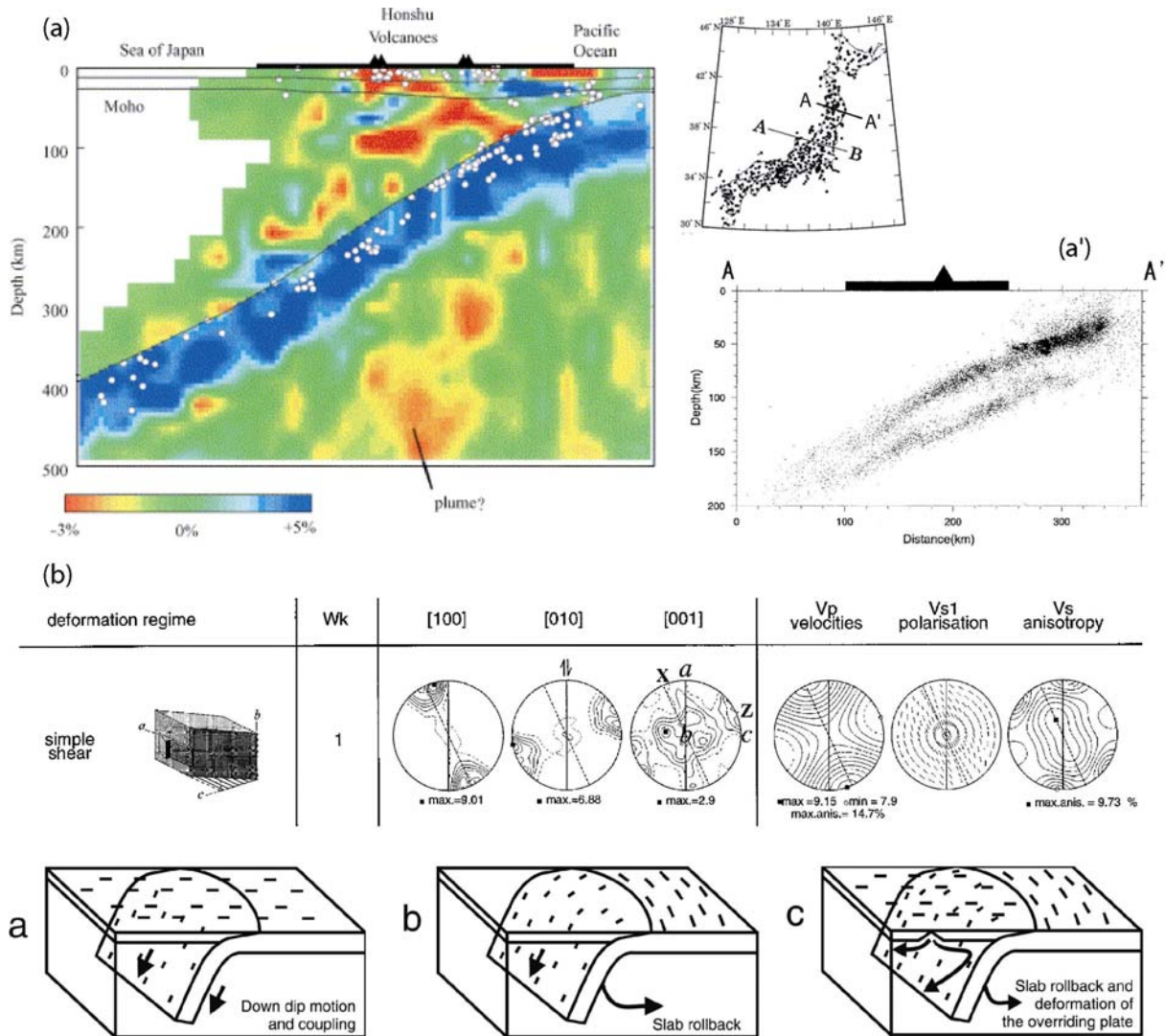


Figure I.1 : (a) Coupe verticale suivant (A-B) indiquant les variations de la vitesse des ondes P, d'après (Zhao, 2004). Les cercles blancs localisent les hypocentres de séismes ayant eu lieu à moins de 40 km de part et d'autre de ce profil. Les lignes tracées représentent les discontinuités du Moho, de Conrad, et du sommet de la plaque Pacifique plongeante, déterminées par Zhao et al. (1992, 1994). (a') Coupe verticale suivant (A-A') montrant l'alignement des séismes moyennement profonds le long de deux plans parallèles (Igarashi et al., 2001). (b) Anisotropie de vitesse des ondes S reliée à la déformation de l'olivine et à l'acquisition d'une fabrique cristallographique (Tommasi et al., 1999). Modèles d'écoulement possibles du manteau asthénosphérique, déduits de l'anisotropie des vitesses de propagation des ondes S (Margheriti et al., 2003).

Le frottement entre les deux plaques, la résistance du manteau à l'enfoncement du panneau plongeant et la traction des parties profondes (slab-pull) se manifestent par le développement de contraintes à l'origine de nombreux séismes. Les séismes de profondeur intermédiaire (70-400 km) se localisent dans les quelques kilomètres au sommet du panneau plongeant (Abers, 1992; Kirby, 1995) et s'alignent donc suivant un plan (Wadati-Benioff) parallèle à celui de la subduction. Dans certains cas plus complexes, on observe la présence d'un deuxième plan sismogénique parallèle, au sommet du manteau lithosphérique du panneau plongeant océanique, dont les séismes sont interprétés comme résultant de la déshydratation du manteau serpentinisé (Hacker et al., 2003a; Hasegawa et al., 1978; Kao &

Chen, 1994; Seno & Yamanaka, 1996). La conversion des ondes P en ondes S permet également de déterminer la position des interfaces au sein du panneau plongeant (discontinuité au Moho) ou à son sommet (par exemple Bock et al. (2000)).

L'inversion des mécanismes au foyer permet de remonter aux contraintes à l'origine des séismes (par exemple Christova (2001), Lemoine et al. (2002)), mais ne donne que des informations partielles sur les déplacements sismiques. Une autre technique permettant d'étudier les déformations dans le manteau, visqueuses cette fois, consiste à analyser la séparation des ondes de cisaillement lorsqu'elles se propagent dans un milieu anisotrope. L'anisotropie de vitesse des ondes S est liée aux orientations préférentielles acquises par les cristaux d'olivine lors de leur déformation (Nicolas et al., 1973; Nicolas & Christensen, 1987; Tommasi et al., 1999). Les mouvements du manteau asthénosphérique décrits par une telle technique sont complexes et montrent bien souvent une composante importante de déplacement parallèle à la fosse (notamment dans les cas de recul de la subduction), en contradiction avec la vision "classique", où les structures sont cylindriques et les mouvements contenus dans un plan perpendiculaire à l'axe de la subduction (Hatzfeld et al., 2001; Margheriti et al., 2003; Russo & Silver, 1994; Savage, 1999).

L'étude de la structure profonde des zones de subduction permet d'inscrire les mouvements horizontaux des plaques lithosphériques à la surface dans le cadre plus général d'une circulation en 3 dimensions. La croûte, partie sommitale de la plaque lithosphérique et du panneau plongeant, est entraînée en profondeur dans les zones de subduction.

I.1.1.2 Zones de collision

Dans les zones de collision, la convergence est accommodée par l'épaississement de la lithosphère, conduisant en surface à la formation d'un haut topographique et en profondeur à la formation d'une racine lithosphérique (Fig. 2). Selon le principe d'équilibre isostatique, l'élévation topographique (excès de masse) est compensée par la présence en profondeur d'une racine de croûte plus légère que le manteau (déficit de masse). Les zones de croûte ainsi épaissies sont caractérisées par des valeurs basses d'anomalie de Bouguer (Watts, 2001). De plus, les données de sismique réfraction permettent de mettre en évidence des profondeurs de Moho sous les chaînes de montagne plus grandes (jusqu'à 60-70 km) que dans les zones non déformées environnantes (20-30 km) (Mooney et al., 1998).

Les roches impliquées dans la collision subissent un enfouissement, directement lié à l'épaississement de la colonne de croûte. La valeur précise de cet enfouissement dépend de la position originelle de la roche avant collision, mais aussi de la structure de détail de l'orogène, car la déformation, complexe et hétérogène, ne peut se résumer à l'épaississement d'un matériau homogène fluant sous l'effet d'une compression horizontale.

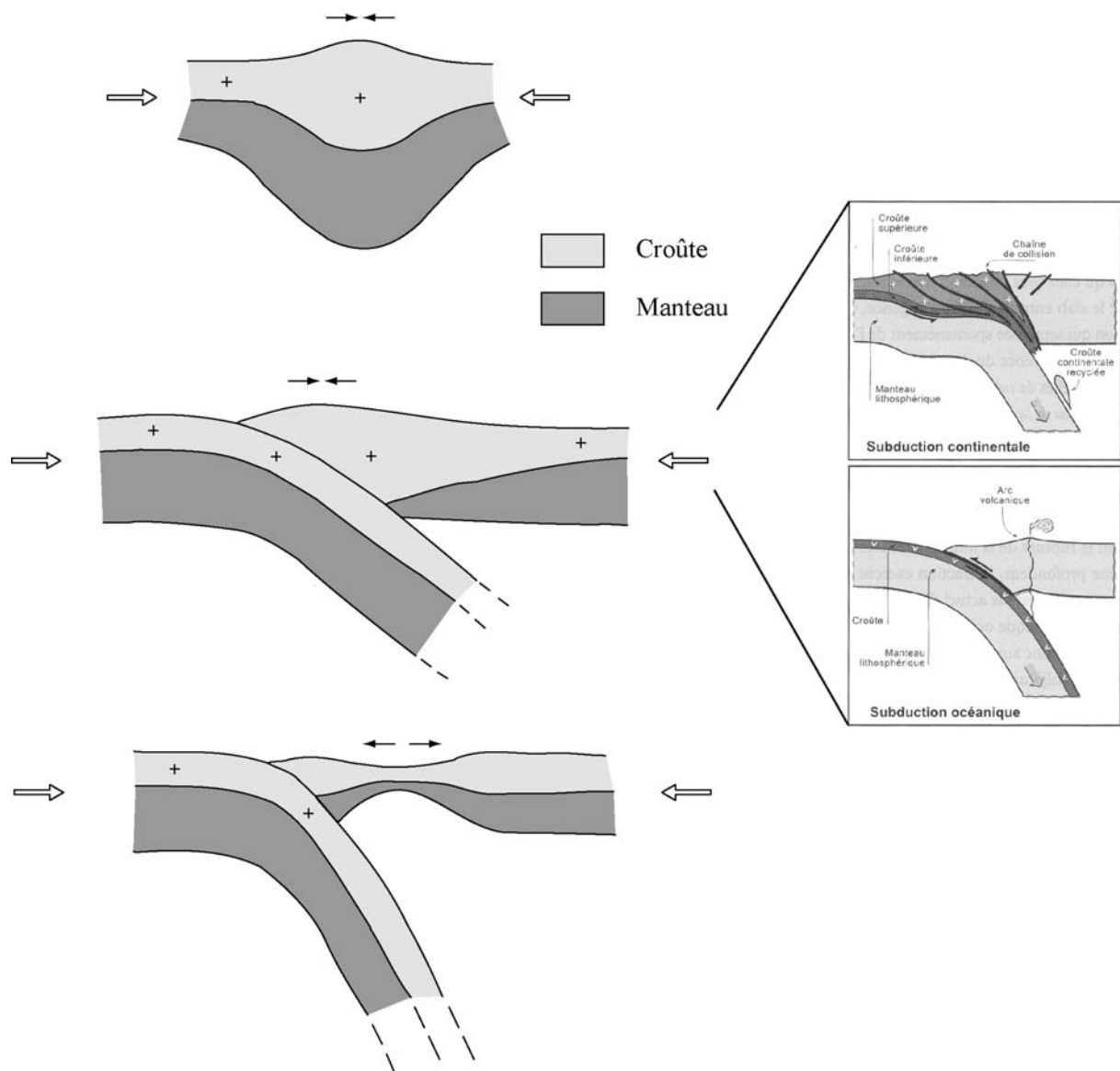


Figure I.2 : Modèles de zone de convergence, avec les cas limites d'une (a) zone de collision, avec formation d'un relief topographique et d'une racine lithosphérique, épaisseur homogène et symétrique (b) zone de subduction avec épaisseur de la plaque chevauchante, dans le cas où (haut) la plaque subductée est de nature continentale, (bas) la plaque subductée est de nature océanique et fortement couplée à la plaque supérieure, d'après (Lallemand, 1999) (c) zone de subduction avec extension arrière-arc, en cas d'un faible couplage entre les plaques, d'après (Kanamori, 1986; Uyeda & Kanamori, 1979). Un point situé à mi-croûte (croix) subit un enfouissement au cœur de la zone de convergence.

I.1.2 Les roches de haute-pression : des témoins de l'ampleur des mouvements verticaux

Les méthodes géophysiques décrites auparavant permettent soit de mettre en évidence des structures, soit des déformations *instantanées*. Les modèles 3-D de dynamique terrestre qui intègrent ces informations décrivent des mouvements verticaux de grande amplitude dans les zones de convergence, mais d'autres méthodes doivent compléter la géophysique pour apporter la confirmation de ces déplacements et déformation *finis*.

La présence en surface dans les chaînes de montagne de roches *hors-équilibre*, formées de minéraux thermodynamiquement stables dans des conditions de pression et température différentes de celles de la surface, implique un déplacement de ces roches depuis leur domaine d'équilibre jusqu'à l'affleurement. De la même façon la présence dans une même roche de minéraux ou d'assemblages de minéraux qui ne peuvent pas être à l'équilibre ensemble s'explique par le déplacement de cette roche dans l'espace pression-température, associé à la préservation partielle des minéraux successivement formés à l'équilibre.

La coésite est un bon exemple de ces minéraux index du métamorphisme : c'est un polymorphe du quartz, stable uniquement à ultrahaute pression (pression minimum ~ 27 kbars pour 600-700°C (Hemingway et al., 1998)). Sa découverte dans des roches crustales à la surface de chaînes de montagnes (Chopin, 1984; Smith, 1984) implique le déplacement de l'ordre de 100 km des roches à coésite depuis le champ de stabilité de ce minéral jusqu'à la surface (Fig. 3). Le diamant métamorphique, présent dans la chaîne Calédonienne en Norvège, est un autre minéral index de l'ultrahaute-pression (Dobrzhinetskaya et al., 1995). L'étude de des roches métamorphiques d'ultrahaute-pression est un champ de la pétrologie en constant développement, et les valeurs d'enfouissement maximal subi par ces roches sont sans cesse repoussées. On peut remarquer que plus un minéral est stable à très haute-pression, et plus sa préservation hors-équilibre durant l'exhumation est problématique; ainsi les reliques de minéraux d'ultrahaute-pression ne sont observables que dans des conditions très particulières, à l'image des inclusions de coésite préservées le plus souvent au cœur du grenat au comportement très rigide.

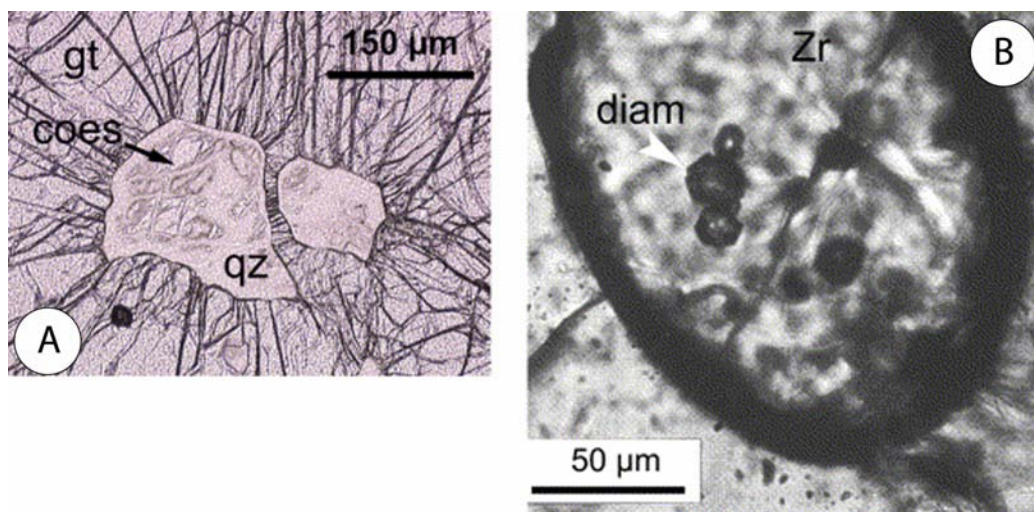


Figure I.3 : Exemples de minéraux index de l'ultrahaute-pression, d'après (Chopin, 2003) (A) Inclusions de coésite (coes) partiellement rétrotransformées en quartz (qz) au cœur d'un grenat. Les fractures radiales dans le grenat hôte (gt) sont issues de l'augmentation de volume associée à la transformation de phase rétrograde *coésite* → *quartz*, Parigi, Dora-Maira massif (Chopin, 1984) (B) Inclusions de microdiamants (diam) au cœur d'un zircon (Zr). Gneiss à grenat, Seidenbach, Erzgebirge (Nasdala & Massonne, 2000).

L'idée de mouvements de grande amplitude, accréditée par l'étude des conditions d'équilibre des minéraux, est par ailleurs étayée par l'étude de la déformation d'échantillons naturels, qui montre des taux de déformation finie très élevés à toutes les échelles (par exemple à l'échelle de l'affleurement -Fig. 4 a,b- et à l'échelle de la lame mince -Fig. 4 c,d). Toutefois, même si de nombreux objets géologiques portent les traces univoques d'une déformation de grande envergure, la quantification de celle-ci reste en général problématique.

L'estimation de la quantité de déformation nécessite de connaître la géométrie initiale de l'objet déformé (par exemple une veine planaire, Fig. 4 b), ce qui est souvent impossible pour des objets très déformés. De plus la déformation est distribuée de façon très hétérogène à toutes les échelles, rendant difficile l'évaluation d'une déformation moyenne (localisation de la déformation dans les bandes C -Fig. 4 c- ou dans les zones de grains très fins -Fig. 4 d).

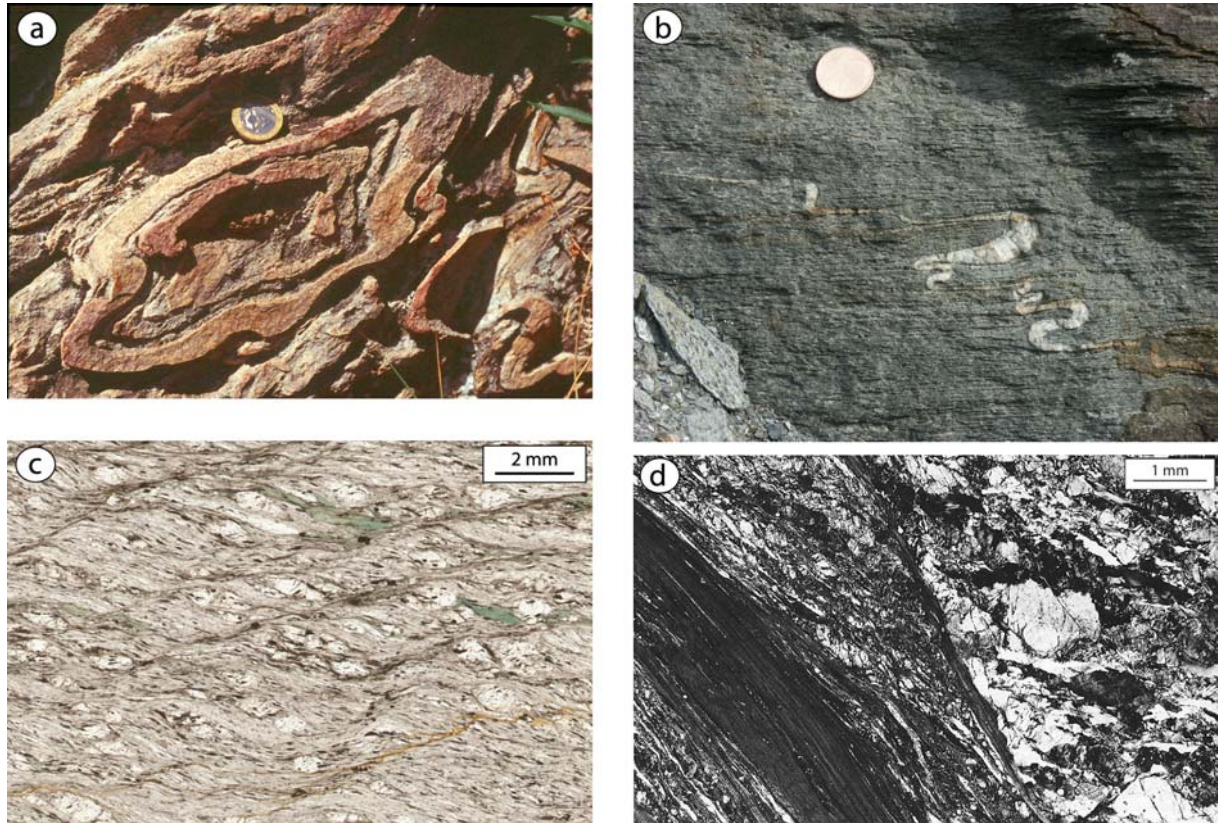


Figure I.4 : Exemples de déformation ductile (a) coupe transversale d'un pli en fourreau, Schistes Lustrés s.l., Corse (photo Laurent Jolivet). (b) Veine de quartz aplatie dans des schistes du faciès amphibolite, Cordillères Bétiques, Espagne (photo Romain Augier). (c) Mylonites S-C dans une zone de cisaillement majeure du faciès schiste vert, Cordillères Bétiques (idem). (d) Ultramylonite (en bas à gauche et au centre) traversant une roche grenue à quartz, feldspath et biotite, Pernambuco, Brésil ((Passchier & Trouw, 1998), page 104).

I.1.3 Mécanismes d'enfouissement en zone de convergence

Aussi bien les outils de la géophysique que ceux de la pétrologie permettent de mettre en évidence des mouvements verticaux de grande amplitude dans les zones de convergence. L'accommodation de la convergence, dans les zones de collision ou de subduction, s'accompagne dans les deux cas d'un enfouissement de la croûte continentale ou océanique. Les modalités de cet enfouissement, et notamment la déformation associée, diffèrent complètement entre les 2 types de contexte géodynamique. Alors que l'épaississement crustal est caractérisé par une déformation *en moyenne* en cisaillement pur (même si le partitionnement de cette déformation moyenne amène à la formation de grands chevauchements en cisaillement simple), la subduction de la croûte s'accompagne d'un

épaississement crustal très variable (Fig. 2) et la déformation profonde est majoritairement en cisaillement simple, résultant du frottement entre plaque supérieure et panneau plongeant.

Un paramètre additionnel permettant de discriminer entre ces deux contextes d'enfouissement est la profondeur maximale atteinte. L'analyse de la topographie actuelle des chaînes de montagnes, montrant des plateaux de très haute altitude (Tibet ou Altiplano), ainsi que l'estimation de l'énergie nécessaire à la construction de relief, montrent que l'amplitude verticale des chaînes de montagne est finie, et qu'à partir d'une certaine hauteur la chaîne ne grandit plus mais s'étale latéralement pour accommoder la convergence (Froidevaux & Isacks, 1984; Molnar & Lyon-Caen, 1988). En conséquence l'épaississement crustal et l'enfouissement associé sont limités, les valeurs maximales actuelles étant de l'ordre de 70 km sous l'Himalaya (Hirn et al., 1984; Nelson et al., 1996; Zhao et al., 1993). La présence de minéraux témoins d'un enfouissement supérieur à 100 km, détaillée un peu plus loin, implique que celui-ci s'est déroulé en contexte de subduction.

Cette classification subduction/collision est néanmoins assez arbitraire, et dans de nombreux exemples actuels ou passés de zones de subduction océanique, celle-ci s'accompagne d'un fort épaississement de la plaque supérieure. La présence d'une zone épaissie au front de la subduction océanique dépend du couplage entre les plaques, qui permet la transmission des contraintes horizontales nécessaires à la formation d'une chaîne de montagnes. Ce couplage dépend de deux facteurs : la densité du panneau plongeant influence directement sur la force de traction exercée par celui-ci, tandis que sa rhéologie permet une transmission plus ou moins efficace de cette traction sur la plaque en continuité (Conrad et al., 2004). De façon schématique on distingue des zones de subduction à fort couplage, où la plaque chevauchante est fortement en compression (Chili ou Aléoutiennes), et des zones de couplage faible avec de l'extension dans la plaque chevauchante (Tonga ou Mariannes) (Conrad et al., 2004; Kanamori, 1986; Uyeda & Kanamori, 1979).

La subduction de lithosphère continentale, plus légère que la lithosphère océanique, implique une force de traction du panneau plongeant réduite. En conséquence, toutes les zones de subduction où la plaque subduite porte du matériel continental sont des zones de collision portant des chaînes de montagne (par exemple l'Himalaya), impliquant des quantités importantes de croûte de la plaque plongeante (Fig 2b). La dynamique complexe de ces zones associe des composantes variable de subduction et collision.

1.1.4 Problème du retour à la surface pendant la collision

L'association convergence-enfouissement est présente dans tous les modèles décrivant la dynamique des zones de convergence et semble relativement naturelle : pour une simple raison de conservation de la matière, la convergence continue de croûte en surface nécessite la présence d'un mouvement centripète en profondeur. De façon symétrique, on peut envisager que la divergence horizontale des plaques entraîne le retour du matériau depuis la profondeur vers la surface, et que l'alternance formation/destruction de chaînes de montagnes s'accompagne de cycles d'enfouissement/exhumation. Ce mécanisme d'exhumation post-orogénique s'applique à de nombreuses chaînes de montagnes (par exemple dans le Basin & Range (Armstrong, 1982; Crittenden et al., 1980; Wernicke, 1992)). Cependant, l'incorporation de sédiments issus de roches métamorphiques profondes dans le prisme d'accrétion du Complexe Franciscain (Cowan & Page, 1975) ou des Alpes (Winkler & Bernoulli, 1986) montre que l'exhumation de ces roches est synchrone de la collision. De même, la comparaison des âges le long du chemin rétrograde de la zone de Sésia dans les Alpes (Rubie, 1984) avec le calendrier de la chaîne témoigne d'une exhumation syn-orogénique. Cette exhumation, contemporaine de l'orogénèse, est en apparente contradiction avec la convergence et l'enfouissement associé.

1.2 Apport des observations naturelles sur l'exhumation des roches de haute-pression

L'extrême amplitude des mouvements verticaux subis par les roches dans les chaînes de montagne n'est pas la seule information que puisse apporter l'étude des roches métamorphiques. La cristallisation, préservation et déformation de minéraux tout au long de l'histoire de la roche permet de reconstituer partiellement le chemin pression-température suivi par celle-ci et d'y associer des contraintes temporelles et cinématiques.

1.2.1 Chemins Pression-Température

L'analyse des différentes associations minérales présentes dans une roche permet de définir un ensemble de points dans l'espace pression-température qui sont autant de contraintes sur l'évolution des conditions P-T vécue par la roche et qui permettent de remonter à son histoire.

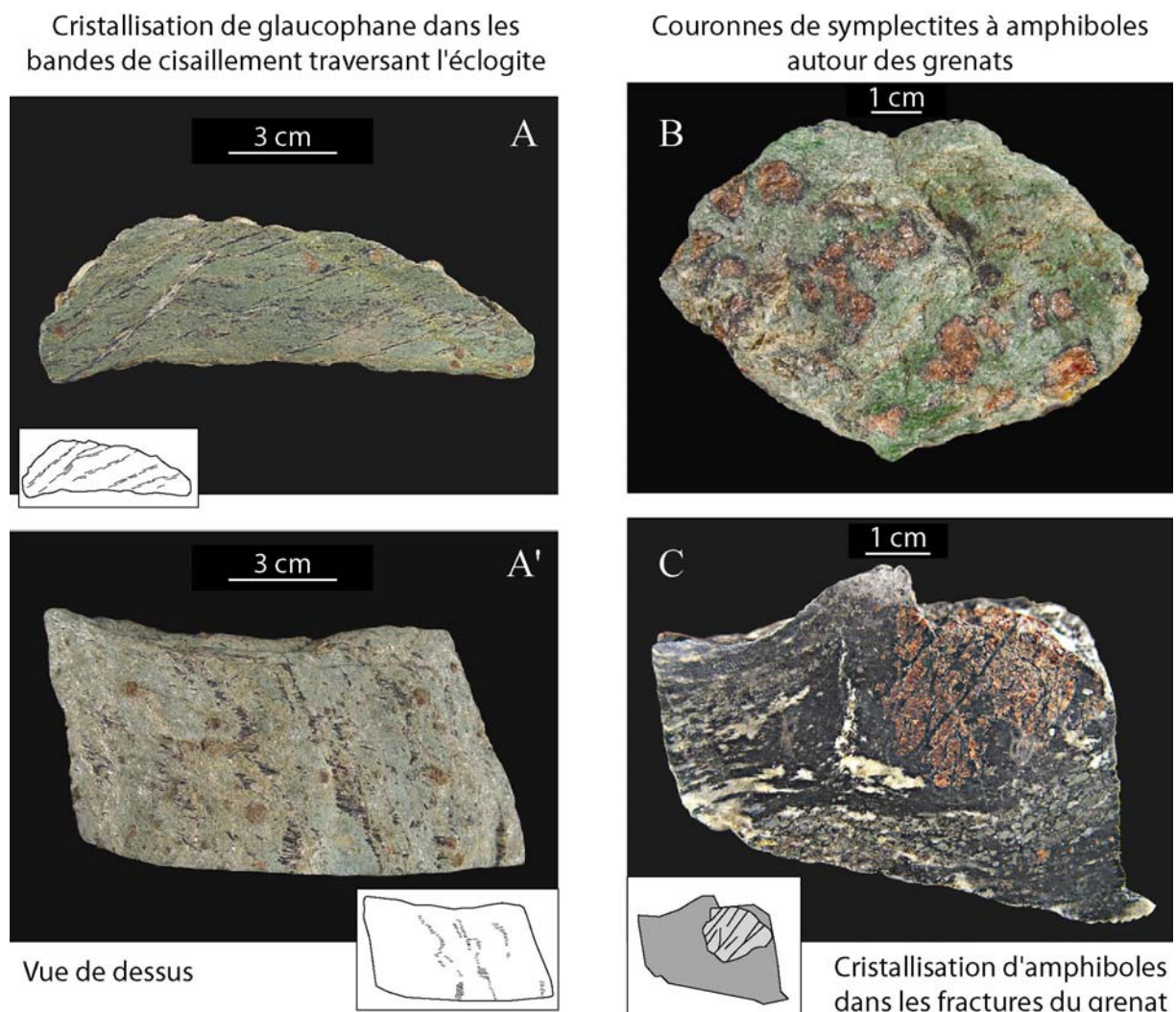


Figure I.5a : Rétromorphose d'éclogites dans le faciès des amphibolites (B - échantillon de Verpeneset, Norvège, C - échantillon de Manger, Norvège) ou dans le faciès des schistes bleus (A et A' - échantillon de Syros).

Une donnée importante de ces chemins P-T est le pic de métamorphisme atteint. Ce pic exprime le maximum de température (maximum de pression), qui ne coïncide pas toujours avec le maximum de d'enfouissement. Le pic de métamorphisme de la plupart des roches de haute-pression, et de toutes celles de ultrahaute-pression (Chopin, 2003), présente un faible rapport T/P. Ce type de gradient froid est caractéristique des zones de subduction (Ernst, 1988), où l'apport continu de matériau froid depuis la surface entraîne la déflexion des isothermes vers le bas (Oxburgh & Turcotte, 1971; Peacock, 1992; Peacock, 1995). Les gradients géothermiques associés à la subduction présentent néanmoins des variations importantes, liées à l'état thermique des lithosphères impliquées, à la nature des roches crustales qui conditionne leur production radiogénique et à la vitesse de convergence (Goffé et al., 2003). Ainsi, la subduction de lithosphères d'âge différent au sud-ouest et nord-est du Japon se fait selon des gradients qui varient du simple au double (Peacock & Wang, 1999).

Le chemin prograde, menant au pic de métamorphisme, est parfois préservé sous forme d'inclusions au cœur de minéraux résistants (zonation prograde des compositions du grenat hôte et des inclusions de chloritoïde du cœur vers la périphérie, Dora Maira, Alpes (Simon et al., 1997); grenats avec inclusions de bas grade au cœur, Hong'an eclogites, Qinling-Dabie, Chine (Eide & Liou, 2000)). Néanmoins la succession des épisodes métamorphiques tend à effacer les stades précoces, et le plus souvent seule la phase rétrograde est conservée. Les échantillons présentés sur la figure 5a sont caractéristiques de deux types de chemin rétrograde depuis la haute-pression : l'échantillon de l'île de Syros (Cyclades, Grèce) a subi un retour selon un gradient froid marqué par la cristallisation de glaucophane, minéral index du faciès des schistes bleus, dans des bandes de cisaillement. Les 2 échantillons de haute-pression de Norvège ont suivi un chemin rétrograde plus chaud, passant par le faciès des amphibolites, indiqué par la cristallisation de symplectites à amphiboles autour du grenat et dans des fentes qui le traversent.

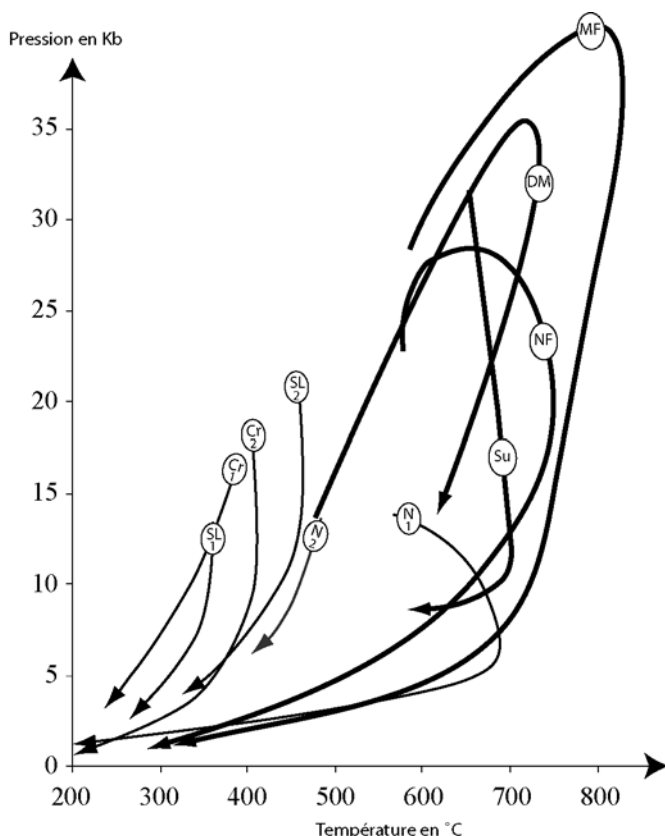


Figure I.5b : Chemins P-T illustrant la variété des contextes et mécanismes d'exhumation. SL : Schistes Lustrés, Alpes (Agard et al., 2001). DM : Dora Maira, Alpes occidentales (Nowlan et al., 2000). CR : Nappe des Phyllades, Crète (Jolivet et al., 1996). N : Naxos (Avigad et al., 1997; Buick & Holland, 1989). MF : Moldefjord, Gneiss de l'Ouest, Norvège (Terry et al., 2000a). NF : Nordfjord, Gneiss de l'Ouest, Norvège (Labrousse et al., 2004). Su : Eclogites de la chaîne de Su Lu, Chine (Banno et al., 2000). Les chemins rétrogrades des unités de ultrahaute-pression sont en traits gras, ceux des unités de haute-pression en traits fins.

Quelques chemins pression-température montrent un retour vers la surface suivant un gradient plus froid que celui suivi pendant l'enfouissement (chemin anti-horaire), mais cette évolution rare, observée par exemple dans le complexe Franciscain, aux Etats-Unis (Krogh et al., 1994; Wakabayashi, 1990) est interprétée comme reflétant les stades d'initiation de la subduction avant l'établissement d'un régime stationnaire (modèle numérique de Gerya et al. (2002a), voir aussi Peacock, (1992)). La majorité des roches de haute- et ultrahaute-pression suivent des chemins horaires, qu'on peut schématiquement regrouper en 3 ensembles (Fig. 5b) sur la base de leur évolution rétrograde en profondeur.

Exhumation "chaude": une partie des unités du domaine Egéen subissent un fort réchauffement lors du retour à la surface, comme par exemple les unités du dôme migmatitique de Naxos (chemin N1 sur la Fig. 5, (Avigad et al., 1997; Buick & Holland, 1989)). Ce type de chemin, indicateur d'un resserrement des isothermes en surface, caractérise un contexte d'exhumation post-orogénique, où l'extension et l'amincissement de la lithosphère deviennent prépondérantes (Dewey, 1988).

Exhumation "froide": les chemins en "épingle à cheveux" montrent une exhumation suivant un gradient proche de celui d'enfouissement, comme c'est le cas dans les Schistes Lustrés (Agard et al., 2001) ou l'unité d'ultrahaute-pression de Dora-Maira dans les Alpes (Chopin et al., 1991; Chopin & Schertl, 1999; Schertl et al., 1991; Simon et al., 1997), ou encore les schistes à coésite du massif Kokchetav (Parkinson, 2000; Zhang et al., 1997). Ces chemins rétrogrades, témoignent d'un retour vers la surface alors que la subduction, et le régime thermique associé, sont encore actifs (Ernst, 1988).

Exhumation isotherme: la décompression des éclogites à coésite de Su Lu, Chine (Banno et al., 2000), de l'ultrahaute-pression dans les Gneiss de l'Ouest, Norvège (Terry et al., 2000a) et de nombre d'unités de haute-pression est accompagnée de variations de température relativement faibles. Une telle décompression isotherme est interprétée comme le résultat de mouvements ascendants suffisamment rapides pour que l'unité n'ait pas le temps de se rééquilibrer thermiquement avec les roches plus froides avoisinantes (Ernst et al., 1997; Ernst & Peacock, 1996; Maruyama et al., 1996). L'exhumation *complète* de ces unités se fait donc en deux phases successives, décompression isotherme depuis le pic puis retour à la surface suivant un gradient normal à chaud.

La forme plus ou moins ouverte des chemins P-T dépend évidemment de la fiabilité des contraintes thermobarométriques sur ces chemins, et (Carswell & Zhang, 1999) ont mis en doute la validité de nombre de chemins en épingle à cheveux. De plus, l'interprétation géodynamique des chemins P-T n'est pas aussi directe que présenté ci-dessus. La structure thermique d'une zone de collision/subduction n'est pas figée dans le temps, et les chemins P-T diffèrent grandement entre les stades précoce et mature (Gerya et al., 2002a). L'évolution d'une unité donnée dépend de cette structure thermique, mais aussi de son histoire et de sa géométrie propre; son épaisseur qui conditionne l'efficacité de sa rééquilibration thermique est un facteur déterminant dans le chemin P-T enregistré (Ernst, 1999).

I.2.2 Datations Radiochronologiques

I.2.2.1 Principe et résultats

Les méthodes de datation radiochronologique permettent de remonter à l'histoire Température-temps d'une roche, par l'analyse des processus de désintégration de différents radionucléides présents dans les minéraux. Les éléments-fils produits par radioactivité dans un minéral s'en échappent par diffusion à haute température, alors que pour de faibles températures l'inefficacité de la diffusion entraîne leur accumulation. Si l'on s'affranchit des problèmes de recristallisation, de déformation et de circulation des fluides, c'est le passage lors de la remontée sous cette température, dite température de fermeture (Dodson, 1973), que

l'on date (Fig. 6). Plusieurs couples d'éléments radiogéniques peuvent être utilisés pour effectuer ces datations; les analyses sont réalisées pour une paire donnée dans des minéraux particuliers choisis tels que éléments pères y soient concentrés. De plus, les températures de fermeture varient fortement entre les différentes associations couple radiogénique-minéral analysé (Spear, 1993). Ainsi, la datation des différents stades métamorphiques le long du chemin rétrograde, correspondant à des températures décroissantes, est soumise à deux contraintes : les minéraux concentrant les éléments radiogéniques doivent être présents dans la roche lors de l'épisode métamorphique, et la température de fermeture de la méthode choisie doit être proche de la température estimée de la paragenèse métamorphique.

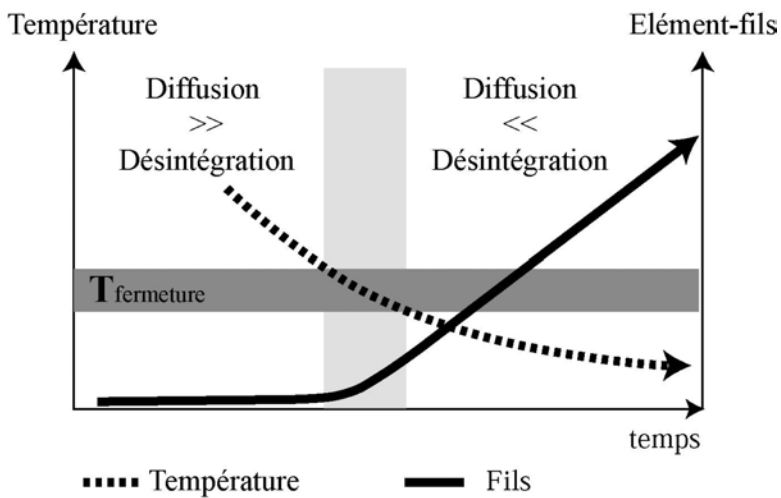


Figure I.6 : Evolution de la concentration en élément-fils dans un minéral dont la température décroît selon une loi linéaire en $1/T$ (d'après (Dodson, 1973; McDougall & Harrison, 1988)). L'élément-fils est produit par radioactivité et perdu par diffusion hors du cristal. La dépendance exponentielle à la température du coefficient de diffusion rend celle-ci inefficace à basse température, entraînant l'accumulation dans le cristal de l'élément-fils, tandis qu'à haute température ce dernier s'échappe à mesure qu'il est produit. La température de fermeture est la limite supérieure du domaine d'accumulation de l'élément-fils dans le cristal.

Sans chercher à être exhaustif, quelques méthodes couramment utilisées pour dater le pic métamorphique de haute- et l'ultra haute-pression sont les datations U/Pb sur zircon (massif du Kokchetav (Claoue-Long et al., 1991; Katayama et al., 2001) ; Gneiss de l'Ouest, (Carswell et al., 2003b)), Sm/Nd avec des isochrones construites avec les grenats et le clinopyroxène (Kokchetav, (Hacker et al., 2003b), Gneiss de l'Ouest (Carswell et al., 2003a)). Le refroidissement accompagnant le retour vers la surface est daté avec des méthodes différentes, pour lesquelles les températures de fermeture sont inférieures. Au nombre de celles-ci on compte les datations Rb/Sr sur phengite (Zermatt-Saas, Alpes (Amato et al., 1999)) ou bien $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Gneiss de l'Ouest (Berry et al., 1994)).

I.2.2.2 Vitesses rapides de l'exhumation profonde

La préservation dans une même roche de plusieurs paragenèses métamorphiques permet grâce à l'utilisation conjointe des méthodes de datation radiochronologique et d'estimations thermobarométriques de déterminer plusieurs points P-T-t durant le retour vers la surface. La conversion des pressions en profondeur couramment réalisée (mais discutée plus loin, voir la section sur les surpressions tectoniques) aboutit à évaluer des vitesses d'exhumation.

La compilation des vitesses d'exhumation d'unités de HP et UHP par (Duchêne et al., 1997) montre que pour une unité donnée la vitesse décroît fortement avec le temps, permettant de distinguer schématiquement une phase profonde, à partir du pic de métamorphisme, pendant laquelle la remontée est rapide, suivie d'une phase plus superficielle de remontée beaucoup plus lente (un ordre de grandeur).

Cette idée d'une exhumation profonde très rapide a depuis été étayée par de nouvelles datations de l'HP et l'UHP indiquant des vitesses de remontée comparables aux vitesses des

plaques ($\sim cm/an$) : 3,4 cm/an, Dora Maira (Rubatto & Hermann, 2001); 1-2,6 cm/an, Zermatt-Saas, (Amato et al., 1999); 1,5-3 cm/an, Kokchetav (Hacker et al., 2003b); 1,7-5,1 cm/an, Papousie Nouvelle Guinée orientale (Baldwin et al., 2004).

I.2.2.3 Evolution diachrone au sein d'une zone de collision

L'analyse à grande échelle de tous les âges disponibles pour une zone de collision, ainsi que les reconstructions paléogéographiques permettent de reconstituer le calendrier de l'orogénèse (par exemple Agard et al. (2002) pour les Alpes). L'évolution individuelle des unités métamorphiques montre une grande diversité au sein de ce cadre chronologique global. En particulier au paroxysme de la convergence, certaines unités sont enfouies alors que d'autres sont en train d'être exhumées. Cette exhumation syn-collisionnelle est décrite dans la majorité des zones de HP et UHP (par exemple Andersen et al. (1991a) pour les Calédonides norvégiennes, Eide & Liou, (2000), Hacker et al. (1996), Liou et al. (1996) pour Dabie-Sulu, Chine).

I.2.2.4 Incertitudes des datations radiochronologiques

Riche d'informations, les datations radiochronologiques souffrent cependant de bien des incertitudes qui en rendent l'utilisation parfois hasardeuse. Les mauvaises conditions d'équilibre initial (excès d' ^{40}Ar (Hacker & Wang, 1995)), l'altération ou la contamination tardive (perte de Pb dans le zircon (Mezger & Krogstad, 1997)) amènent à des estimations erronées. De plus, l'interprétation des âges radiochronologiques n'est pas toujours directe : les différentes populations d'âges de phengite au sein d'une même lame, déterminées par datation Ar/Ar in situ, coïncidant texturalement avec des stades de déformation successifs, ne s'expliquent pas en termes de refroidissement sous la température de fermeture mais de cristallisation successive (Agard et al., 2002; Augier et al., in press (a)). Ainsi, l'enregistrement non pas d'une température de fermeture mais d'une température de cristallisation, amène, lorsque celle-ci est supérieure à celle-là, à surestimer les vitesses d'exhumation profonde, et à sous-estimer les vitesses d'exhumation tardive. Cette complexité des estimations radiochronologiques explique la grande variabilité des âges proposés pour certains événements métamorphiques, comme c'est le cas pour la haute-pression de l'Arc de Bergen, Norvège (détaillé en chapitre II).

I.2.3 Contraintes géométriques : déformation enregistrée

I.2.3.1 Variations spatiales de la déformation

Bien que la convergence soit accommodée *en moyenne* dans les zones de collision par de l'épaississement crustal, des structures extensives horizontales syn-convergence témoignent de la présence d'une dynamique complexe. L'extension parfois présente au sein de la plaque supérieure en arrière de la zone de subduction conduit à un amincissement de la lithosphère qui aboutit à la formation de bassins d'arrière-arc océaniques, mis en évidence par les anomalies magnétiques (par exemple le bassin de Lau à la frontière de la plaque Philippine (Parson & Hawkins, 1994), le bassin de Shikoku-Parece Vela dans la plaque philippines (Chamot-Rooke et al., 1987; Mrozowski & Hayes, 1979)). Cette extension, contemporaine de la compression dans la zone de subduction proprement dite, peut participer à l'exhumation des roches de haute-pression dans les cas de retrait du panneau plongeant et de migration du front de subduction, comme dans la mer Tyrhénienne (Fig. 7), ou bien dans le domaine Egéen (voir la synthèse dans Jolivet et al. (1999b), avec la figure 12 récapitulative, d'après (Altherr et al., 1982; Fytikas et al., 1984; Jolivet et al., 1996; Jolivet & Patriat, 1999a; Kyriakopoulos et al., 1988; Seidel et al., 1982; Wawrzenitz & Krohe, 1998; Wijbrans et al., 1993)).

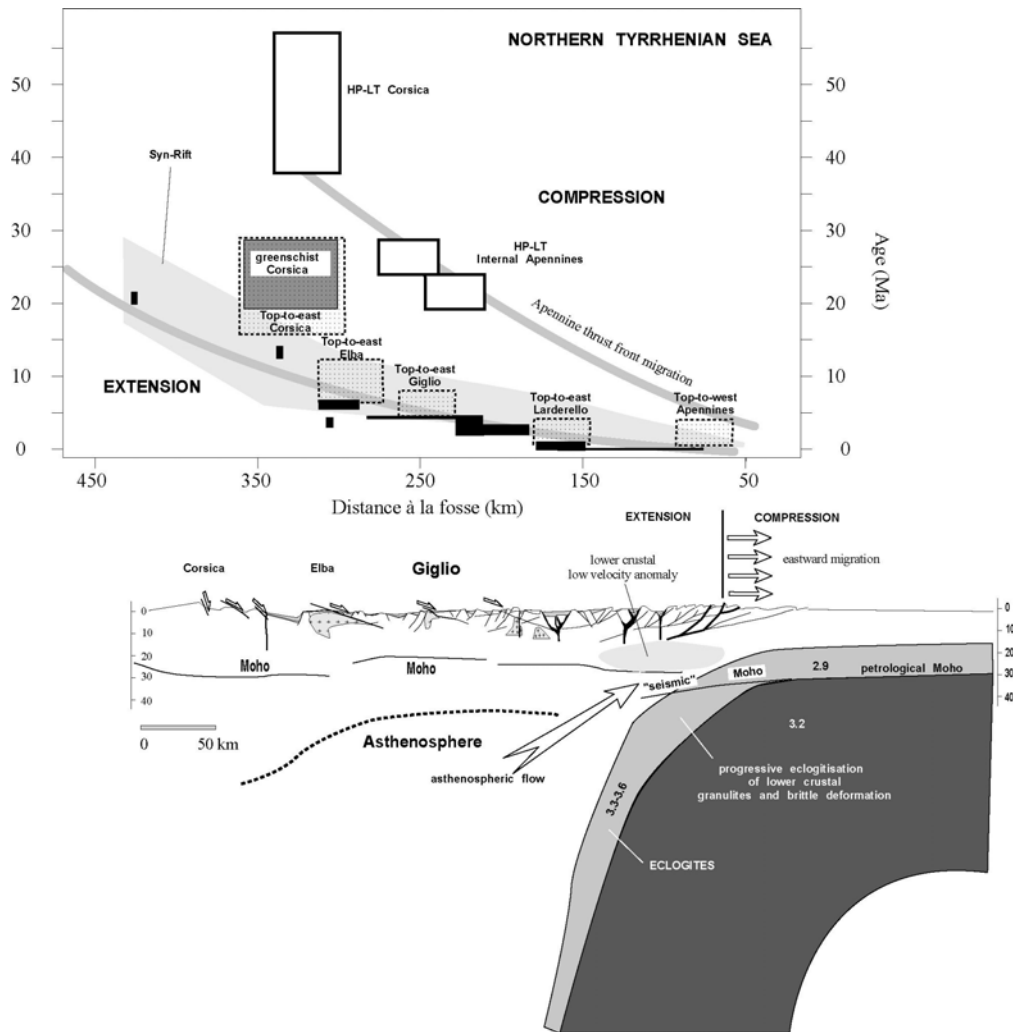


Figure I.7 : Coupe lithosphérique de la mer Tyrrhénienne depuis la Corse jusqu'aux Apennins. La compression est limitée aux abords de la zone de subduction tandis que l'extension prévaut en arrière. La migration progressive de la subduction change le contexte d'évolution d'une unité donnée : son enfouissement à la faveur de la subduction se fait selon un gradient froid jusqu'au faciès schiste bleu, tandis que l'extension qui l'affecte suite au déplacement du domaine arrière-arc entraîne son exhumation dans des conditions beaucoup plus chaudes (voir la figure 8 dans Jolivet et al. (1999b) pour toutes les références associées, et Jolivet et al. (1998)).

L'étalement gravitaire des zones épaissies est une autre source d'extension dans les zones de convergence, qui à l'inverse de l'extension d'arrière-arc issue du changement de conditions aux limites, procède de l'action de forces de volume. Cette extension est visible à petite échelle (~10 km) dans la partie sommitale du prisme d'accrétion, par exemple sur la marge convergente de Hikurangi, Nouvelle-Zélande, où la plaque Pacifique subducte sous la plaque australienne (Cashman & Kelsey, 1990), ou bien au sommet du prisme de Nankai dans la région du Tokai, Sud-Ouest du Japon, où la plaque Philippines subducte sous l'Eurasie (Yamaji et al., 2003). Suivant le même principe mais à beaucoup plus grande échelle (~1000 km) l'épaississement crustal résultant de la convergence Inde-Asie est à l'origine de l'extension sur tout le plateau du Tibet. Cette extension, perpendiculaire à la convergence (voir la synthèse dans Jolivet (1995)), se manifeste aussi bien par la présence de grabens (voir

Armijo et al. (1986), avec cependant une interprétation différente des mécanismes d'extension) que par les mécanismes aux foyers en faille normale (Molnar & Lyon-Caen, 1989).

I.2.3.2 Variations temporelles de la déformation

La dynamique d'une collision est sujette à de très importantes variations au cours des dizaines de millions d'années que peut durer une phase orogénique. De plus, les structures associées à la convergence, comme la croûte et la lithosphère épaissies, deviennent instables lorsque celle-ci cesse, a fortiori lorsque les conditions aux limites deviennent divergentes. La mise en place de structures extensives, ou la reprise en extension de structures précédemment compressives est l'expression de ce changement des conditions cinématiques. Cette succession de phases de déformation est visible à toutes les échelles, depuis l'échantillon (Fig. 8) jusqu'aux structures lithosphériques. La déformation Calédonienne qui succède à la collision en Norvège se marque par une inversion du sens de mouvement le long du niveau basal des nappes précédemment charriées, puis par la formation de grands détachements comme la zone du Nordfjord-Sogn ou de Laerdal-Gjende (voir la carte de la Norvège de l'Ouest en chapitre 2) (Andersen & Jamtveit, 1990; Andersen et al., 1991a; Andersen et al., 1994; Fossen, 1992; Fossen, 2000).

La localisation de la déformation extensive le long de grands détachements d'échelle crustale est une caractéristique majeure des structures de type "core complex" (Armstrong, 1982; Crittenden et al., 1980; Davis & Coney, 1979) qui terminent l'histoire orogénique de certaines zones de collision. La préservation des structures compressives précoces est très variable, avec par exemple une préservation de la haute-pression uniquement au cœur de boudins résistants dans le cas du core complex des Nevado-Filabrides, Cordillères Bétiques, Espagne (Augier et al., in press (a); Augier et al., in press (b); Martínez-Martínez et al., 2004; Martínez-Martínez et al., 2002), et une préservation beaucoup plus grande des roches profondes dans les Cyclades, par exemple à Andros et Tinos (Gautier & Brun, 1994; Jolivet et al., 2004).

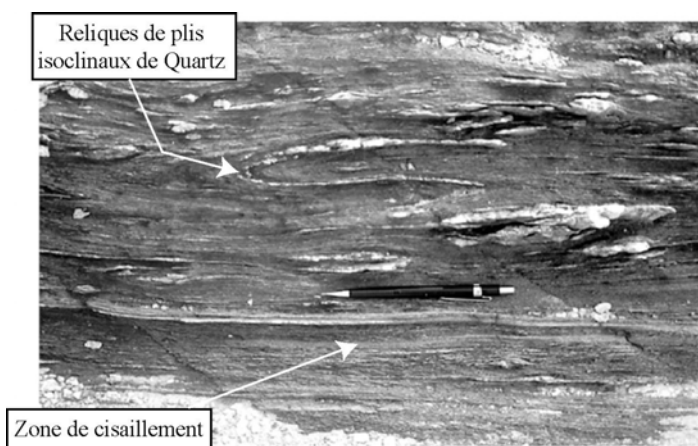


Figure I.8 : Phases de déformations successives dans la ceinture métamorphique à schistes bleus et éclogites du nord de la Nouvelle-Calédonie, d'après Rawling & Lister (2002). La foliation éclogitique est plissée à haute-pression suite au chevauchement d'une unité ultrabasique. La déformation ductile extensive qui succède à cette phase compressive et qui est associée à l'exhumation du massif se manifeste par la formation de larges bandes de cisaillement, au sein desquelles subsistent parfois des témoins des déformations antérieures.

I.2.4 Organisation du métamorphisme à l'échelle d'une chaîne

La distribution des terrains métamorphiques au sein d'une chaîne de collision est un indice supplémentaire qui permet de reconstruire sa géométrie et dynamique passées. En particulier, les gradients de pic de métamorphisme, qui mettent en évidence la structure

asymétrique des chaînes alpines ou calédoniennes, sont utilisés pour contraindre le pendage des paléosubductions responsables de ce métamorphisme. La subduction de Baltica sous Laurentia à l'origine de la collision calédonienne est déduite en partie du gradient de métamorphisme décroissant du NW au SE (Griffin et al., 1985; Krogh, 1977), tandis les courbes "iso-pics de pression", croissantes de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne et qui épousent la courbure des Alpes occidentales, témoignent de la subduction de l'Europe sous l'Apulie (Biju-Duval et al., 1977; Dewey et al., 1973; Goffé & Chopin, 1986; Mattauer et al., 1987).

Ces gradients de métamorphisme à l'échelle d'une chaîne ne sont cependant que l'image "lissée" d'une réalité de détail beaucoup plus complexe. La structure de petite échelle (~1-10 km) montre des sauts de métamorphisme importants au travers des limites entre unités (la plupart des isogrades sont en fait des limites structurales d'unités). La dynamique orogénique et notamment les stades finaux de l'exhumation aboutissent ainsi à la juxtaposition en surface d'unités dont l'histoire métamorphique peut être extrêmement différente. La coésite présente dans l'unité d'ultra-haute-pression de Dora-Maira atteste de l'enfouissement de celle-ci à plus de 30-35 kbars (100 km) (Chopin et al., 1991); cette unité repose structuralement sur l'unité de schistes graphitiques de Sanfront-Pinerolo, enfouie à un maximum de pression de l'ordre de 10-12 kbars, et est recouverte par une unité éclogitique enfouie au maximum à 18-20 kbars (Fig. 9). Les sauts de pression brutaux au travers des limites de ces unités sont les témoins d'histoires métamorphiques très différentes n'ayant convergé que tardivement.

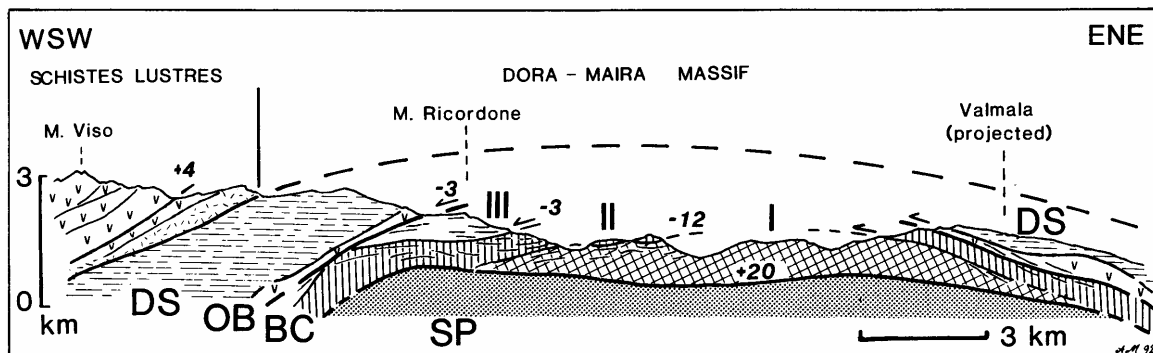


Figure I.9 : coupe schématique du massif de Dora Maira, indiquant les sauts de pression (kbars) du pic de métamorphisme au travers des limites des unités, d'après Henry et al. (1993). Conditions maximales de métamorphisme : Unité I : ultra-haute-pression, unité à coésite. Unités II et III : haute-pression dans le faciès éclogitique. SP, OB, DS : faciès schiste bleu respectivement dans les unités Sanfront-Pinerolo, Ophiolitiferous Band et Dronero-Sampeyre. Le complexe crustal de Dora-Maira (BC) est découpé en trois unités (I, II et III). Structuralement au-dessus de l'unité de Dronero-Sampeyre on trouve des calcschistes olistolitiques et les Schistes Lustrés à Ophiolites.

I.2.5 Un enregistrement partiel et biaisé

Un des objectifs de la pétrologie métamorphique est d'utiliser l'histoire P-T-t d'échantillons de petite échelle pour remonter à la dynamique orogénique d'ensemble. Outre la difficulté du transfert d'échelle, le fait que seules des roches complètement exhumées soient analysées constitue une sévère limitation à la méthode. La prédominance des compositions quartzo-feldspathiques des roches d'UHP exhumées (Ernst, 2001) témoigne des

destins différents en subduction des unités crustales selon leur composition et leur position structurale: alors que les unités de croûte supérieure, plus acides et légères, sont susceptibles d'être exhumées, les unités à la base de la pile crustale, plus basiques, sont enfouies dans le manteau. Les bilans de masse de croûte impliquée dans les chaînes Téthysiennes montrent qu'environ la moitié du volume de croûte disparaît dans le manteau, cette fraction subductée étant essentiellement constituée de croûte inférieure (Laubscher, 1990; Le Pichon et al., 1988).

La qualité de préservation des épisodes métamorphiques constitue une autre limitation aux observations pétrologiques. Cependant cette limitation est d'ordre avant tout technologique, et les avancées des techniques d'analyse et d'observation permettent de traquer des indices de métamorphisme de plus en plus ténus. En particulier, les indices d'UHP n'ont été identifiés pendant longtemps que dans des roches basiques à ultrabasiques, et n'ont été découverts dans les roches acides, beaucoup plus affectées par la rétro-morphose, que relativement récemment : la mise en évidence par microspectroscopie Raman d'inclusions de coésite dans des zircons contenus dans les gneiss amphibolitiques du massif d'UHP du Dabie-Sulu en Chine a montré que les gneiss hôtes et les unités basiques qu'ils contiennent partagent la même histoire métamorphique (Fulai et al., 2002; Tabata et al., 1998; Ye et al., 2000)- voir la synthèse dans Chopin (2003). Les conséquences en termes d'interprétation géodynamique sont majeures : d'une juxtaposition tectonique de multiples unités d'UHP avec des gneiss encaissants de grade bien inférieur, on passe à la vision d'une province cohérente d'UHP de taille déca voire hectokilométrique. Ce problème est d'ailleurs récurrent dans toutes les chaînes d'UHP, où la reconnaissance très ponctuelle d'indices d'UHP laisse ouverte la question de la taille et de la cohérence de la province d'UHP (par exemple dans les Gneiss de l'Ouest en Norvège, (Carswell et al., 2003b; Cuthbert et al., 2000; Krabbendam & Wain, 1997a; Wain, 1997b; Wain et al., 2000)).

1.3 Modélisation de l'exhumation des roches de haute-pression

Les observations géophysiques "directes" sur la structure profonde des zones de collision et de subduction, ainsi que les observations pétrologiques sur l'âge, la déformation et les conditions du métamorphisme, sont autant d'indices sur le fonctionnement et la dynamique des zones de convergence et autant de contraintes sur les modèles qui tentent d'en rendre compte. Un des buts principaux poursuivi par tous ces modèles, qu'ils soient analogiques, analytiques ou numériques, est d'expliquer par quels mécanismes et dans quelles conditions est réalisée l'exhumation des roches de haute-pression.

1.3.1 Mécanismes généraux de l'exhumation

Bien que la formation des roches métamorphiques de haute pression soit étroitement liée à la collision et la convergence des plaques, leur exhumation n'est en revanche pas associé à un contexte géodynamique particulier, et peut se produire aussi bien au paroxysme de la collision –exhumation syncollisionnelle- qu'en fin de cycle orogénique quand la généralisation de l'extension conduit à la destruction de l'ensemble de la chaîne de montagnes –exhumation post collisionnelle. L'amincissement résultant de la divergence des plaques conduit assez intuitivement au retour vers la surface de roches profondes tandis que l'exhumation syn-collisionnelle doit nécessairement procéder de mécanismes complètement différents, à rebours de l'enfouissement et l'épaississement qui prévalent en contexte de convergence.

1.3.1.1 En contexte extensif

De manière symétrique de l'épaississement crustal qui résulte de la convergence des plaques, la divergence des vitesses aux limites extérieures d'une zone conduit à son

amincissement, toujours selon le principe de conservation de la matière qui implique qu'une extension horizontale s'accompagne d'un raccourcissement vertical. Ce mécanisme d'amincissement, qui peut conduire au rifting et à l'ouverture océanique, s'applique indifféremment à n'importe quelle zone et n'entraîne l'exhumation de roches de haute-pression que lorsque d'anciens orogènes sont repris en extension. C'est le cas de l'orogène Calédonien pour lequel Fossen (1992, 2000) a proposé que le changement global de cinématique convergence-divergence était responsable de la formation des structures extensives tardives.

Les modalités précises de l'amincissement et de l'exhumation en contexte extensif sont variables et dépendent notamment de l'importance de la localisation de la déformation (Fig. 10).

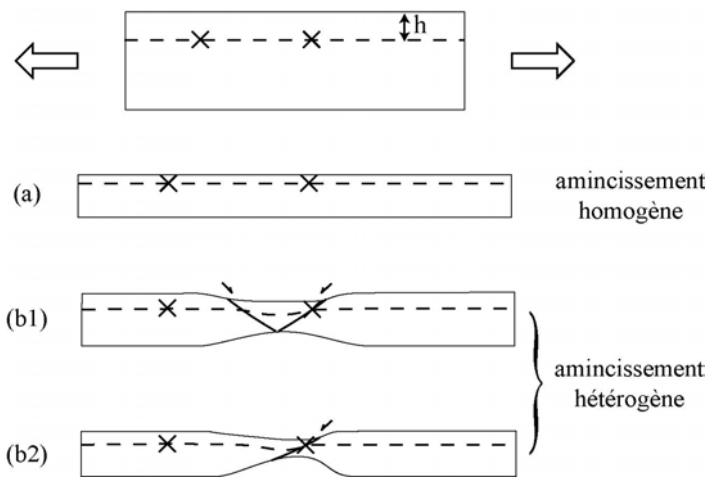


Figure I.10 : Mécanismes d'exhumation en contexte divergent. La section de croûte qui subit une extension horizontale accommode celle-ci par un raccourcissement vertical, qui fait décroître la distance séparant un point "fixe" (croix) de la surface. La quantité de raccourcissement vertical, et donc l'exhumation, ne dépendent pas de la position quand la déformation est homogènement distribuée (a). En revanche, quand l'extension et la déformation se localisent le long de structures symétriques (b1) ou asymétriques (b2), plus la roche est proche des zones de déformation plus son exhumation est rapide. Ceci est vrai quelle que soit la rhéologie considérée (localisation sur des détachements ductiles ou des failles normales), la différence entre les comportements ductile et cassant tient par contre dans leur capacité à localiser la déformation.

La localisation de la déformation le long de grandes failles cassantes ou des zones de cisaillement ductiles conduit à de fortes hétérogénéités dans l'exhumation.

I.3.1.2 En contexte compressif

I.3.1.2.1 Mécanismes indirects

Aucune structure compressive n'entraîne directement d'exhumation, et comme discuté par Platt (1993) un chevauchement tel qu'indiqué sur la figure 11, s'il implique un déplacement relatif de A (toit) par rapport à B (mur), n'entraîne pas d'exhumation en A puisque toute la colonne au dessus de A est déplacée de façon rigide.

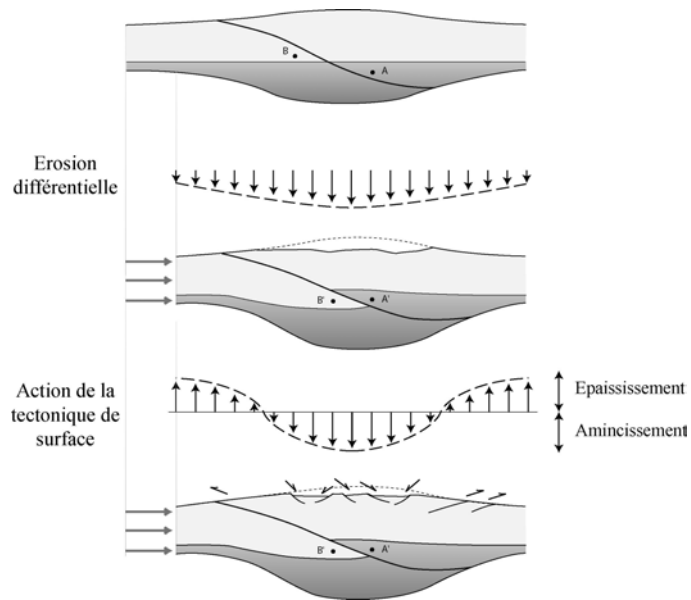


Figure I.11 : Mécanismes d'exhumation en contexte convergent. Les déplacements liés au jeu d'un chevauchement n'entraînent pas directement l'exhumation du point A, par contre le point B est plus profondément enfoui. En revanche le relief créé par ce jeu est soumis à une action plus intense de l'érosion, ainsi qu'à un possible étalement gravitaire permis par la tectonique superficielle, qui tous les deux concourent à diminuer la charge pesant sur les unités au toit du chevauchement (Platt, 1993).

Le jeu du chevauchement a, par contre, un effet indirect sur l'exhumation, par l'intermédiaire du relief qu'il crée. La partie sommitale de la colonne de matière au-dessus de A est instable du fait de son énergie potentielle gravitaire, et a donc tendance à être détruite sous l'action conjointe de l'érosion et de la dénudation tectonique (par exemple le cas précédemment décrit du plateau tibétain).

La relation indirecte entre tectonique profonde et exhumation des roches de haute-pression passe dans ce contexte par la destruction de la chaîne en surface. De la même façon, la perte de la racine lithosphérique, froide, lourde et instable (Houseman et al., 1981), entraîne par réajustement isostatique une forte augmentation de topographie, dont la destruction entraîne l'exhumation des parties profondes de la chaîne.

L'incidence des phénomènes de surface sur les mouvement profonds est à longue portée (déca-km), leur effet est donc lissé par cette distance et ne peut pas expliquer les variations de petite échelle dans l'exhumation.

I.3.1.2.2 Mécanismes directs

La grande diversité des matériaux enfouis dans les zones de collision conduit à la grande hétérogénéité des propriétés physiques des zones profondes. En particulier le panneau lithosphérique plongeant est constitué d'un manteau lithosphérique dense et d'une croûte plus légère. Si les changements de conditions P et T entraînent la désolidarisation de ces 2 ensembles, la croûte plongée dans un milieu plus dense qu'elle remonte, comme un bouchon emmené puis relâché du fond d'une piscine (voir Chemenda et al. (1995, 1996) et la figure 14).

Ce moteur de mouvements ascendants en contexte compressif ne précise pas les modalités de la remontée, en particulier la taille des unités qui remontent (ou la distribution de la déformation et sa possible localisation). Cependant, ce mécanisme d'exhumation qui associe des hétérogénéités de densité de forte amplitude à de forts gradients de vitesse est susceptible de rendre compte de vitesses d'exhumation très rapides.

I.3.2 Description des principaux modèles

Les modèles mis au point pour expliquer l'exhumation des roches de haute-pression peuvent être divisés en modèles syn- ou post collisionnels, selon leur contexte cinématique. La direction des vitesses aux limites contrôle étroitement la dynamique orogénique, et les mécanismes de remontée diffèrent absolument entre convergence et divergence. Le cas de la subduction avec extension arrière-arc (comme en Egée ou dans la mer du Japon, (Jolivet et al., 1999b) est mixte, puisque l'extension et la compression sont contemporaines. Cependant,

une roche donnée subit successivement la première et la seconde, et son exhumation au sein du domaine extensif arrière-arc est proche des cas d'extension post-collisionnelle généralisée où la chaîne s'écroule.

Le passage rapide d'un contexte convergent à divergent est un phénomène discuté, par exemple dans les Calédonides ((Andersen, 1998a; Andersen & Jamtveit, 1990; Andersen et al., 1991a) vs (Fossen, 1992; Fossen, 2000)).

I.3.2.1 Modèles d'exhumation post-collisionnelle

La déformation extensive qui accompagne le changement de conditions aux limites soit de toute la chaîne, soit du domaine arrière-arc, se localise le long de grandes structures extensives qui permettent l'exhumation des roches de base de croûte. La géométrie de ces dômes métamorphiques extensifs, dits "metamorphic core complex" (Davis & Coney, 1979), montre le développement de détachements d'échelle crustale limitant un comportement supérieur cassant et découpé par un réseau de failles normales et un comportement inférieur constitué de roches plus profondes et déformées ductilement. La restauration par Wernicke (1992) de la croûte avant extension dans la région du Basin & Range, ainsi que les modèles numériques de formation des core complex (Fig. 12) (Tirel et al., 2004), montrent dans la région déformée l'exhumation jusqu'à la surface des roches situées à mi-croûte, à la faveur du jeu du détachement.

Dans les cas d'extension post-collisionnelle, comme par exemple en Corse (Fournier et al., 1991; Jolivet et al., 1990) ou dans les Cyclades (synthèse dans Jolivet et al. (1999b)), les roches exhumées au cœur des core complex peuvent présenter des témoins d'une histoire antérieure à haute-pression (roches de HP-LT mises en évidence en Corse par (Autran, 1964; Gibbons et al., 1986; Gibbons & Horak, 1984; Warburton, 1986), en Crète par (Seidel, 1978; Seidel et al., 1982) et Cyclades par (Blake et al., 1981; Bonneau et al., 1980; Bonneau & Kienast, 1982)). Cependant, les calculs des quantités d'exhumation accumulées sur ces grands détachements, par exemple de l'ordre de 30 km dans la région de Hornelen, Norvège (Andersen & Jamtveit, 1990; Dewey et al., 1993; Fossen, 1992; Krabbendam & Wain, 1997a), ne sont pas suffisantes pour expliquer la distance parcourue depuis le pic de pression, parfois supérieure à 100 km pour les roches d'UHP.

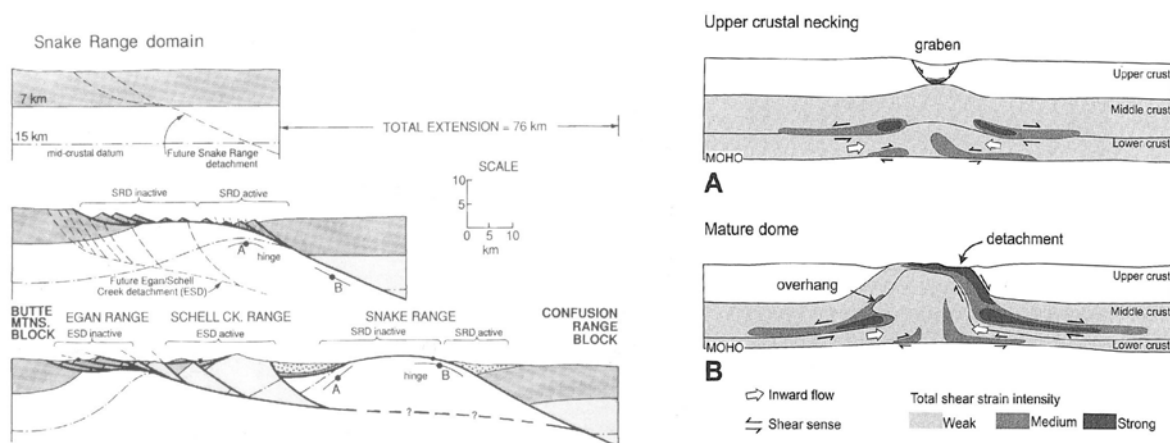


Figure I.12 : Géométrie et dynamique des core complex, d'après des données structurales sur le Basin & Range ((Wernicke, 1992), figures de gauche), ainsi que des résultats de modélisation numérique ((Tirel et al., 2004), figures de droite). La localisation de la déformation opère aussi bien dans le domaine cassant, par des failles normales, que dans le domaine ductile, par des zones de cisaillement.

I.3.2.2 Modèles d'exhumation syn-collisionnelle

Une part importante, si ce n'est la totalité, de l'exhumation des roches d'HP et d'UHP est réalisée alors que la convergence et la collision sont encore actives. Les modèles traitant de cette dynamique profonde peuvent être subdivisés entre modèles analogiques, modèles théoriques (numériques et analytiques) et modèles cinématiques.

I.3.2.2.1 Modèles cinématiques

Le principe de ces modèles est de reconstruire la géométrie de la chaîne au cours du temps pour aboutir à un état final supposé connu. Une des contraintes à respecter est celle de la continuité de la matière et des structures d'une étape à l'autre, ainsi que la conservation des volumes des différents ensembles définis au départ. Cette approche permet d'appréhender les mouvements d'ensemble des unités, ainsi que la déformation des grandes structures tectoniques ; elle a été appliquée par exemple dans les Alpes Centrales (Escher & Beaumont, 1997), pour expliquer la mise en place de la double vergence de la chaîne (fig. 13). Cependant, elle souffre de sévères limitations : tout d'abord une partie de la déformation est imposée, ce qui nuit à la pertinence mécanique de l'évolution proposée. Ensuite, la géométrie actuelle des structures en profondeur n'est connue qu'avec beaucoup d'incertitude, et ce d'autant plus que l'on s'intéresse à des domaines profonds. La structure extrêmement complexe du soubassement des montagnes rend l'interprétation des données géophysiques problématique (voir profil Ecors, fig. 13) ; c'est pourtant cette géométrie qui détermine l'évolution à rebours du modèle.

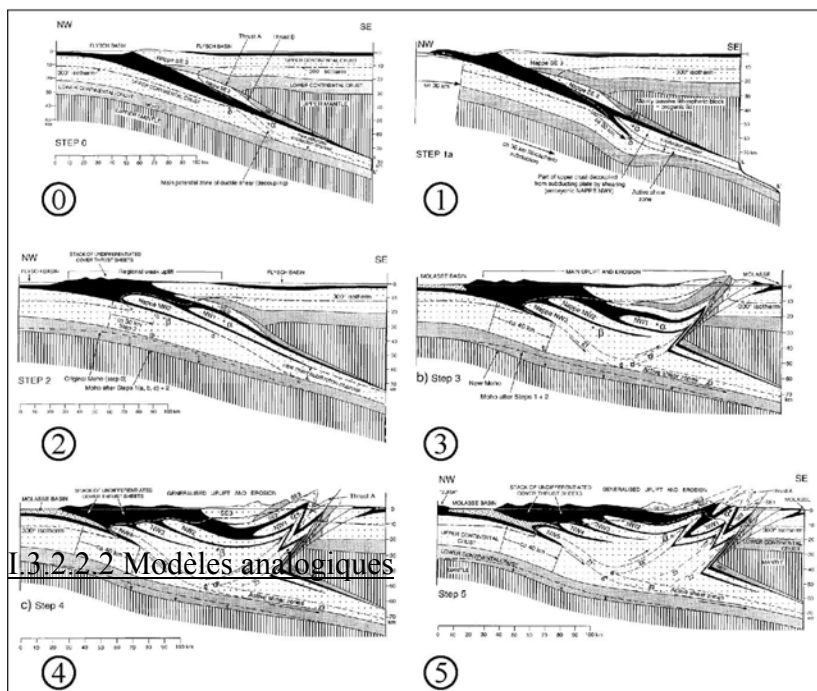
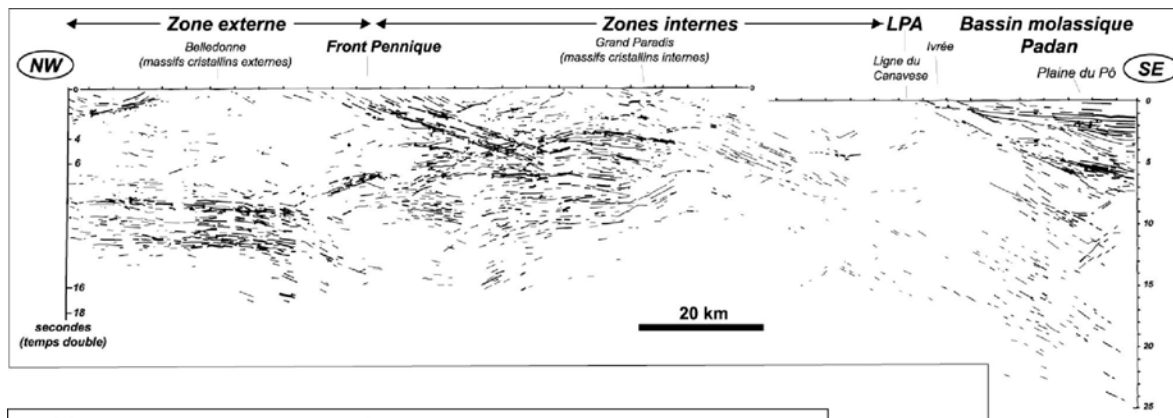


Figure I.13 : (haut) Profil ECORS-CROP de sismique-réfraction au travers des Alpes de l'Ouest, montrant les réflecteurs principaux, d'après Nicolas et al. (1990). La structure profonde sous les zones internes est très mal contrainte. (gauche) Evolution des Alpes Helvético-Italiennes occidentales, d'après le modèle cinématique de Escher & Beaumont (1997).

I.3.2.2.2 Modèles analogiques

Le plus célèbre modèle analogique s'attaquant à la question de l'exhumation des roches de haute-pression est celui conçu et réalisé par Chemenda (Chemenda et al., 1995, 1996) (fig 14). Son intérêt et sa renommée tiennent pour beaucoup dans la simplicité des mécanismes mis en lumière : l'enfouissement de la croûte légère au sein du panneau plongeant est provoqué par la traction du manteau lithosphérique sous-jacent. Les forces d'Archimède, qui augmentent à mesure que le volume de croûte subductée croît, à un moment donné dépassent le cisaillement basal et la cohérence interne de la croûte, provoquant la formation d'un chevauchement traversant toute la croûte et s'enracinant sur le Moho. La gigantesque écaille crustale ainsi créée peut alors commencer sa remontée jusqu'à la surface, si l'érosion nivelle en permanence le sommet du prisme. La subduction dans son ensemble s'établit dans une sorte de régime permanent constitué de petits cycles enfouissement-exhumation d'écailles crustales.

Le moteur de l'exhumation dans ce modèle est la flottabilité de la croûte au sein du manteau. La déformation crustale est limitée au chevauchement à la base et à la faille normale au sommet de l'écaille exhumée, qui se comporte de façon rigide. Cette extrême localisation de la déformation est assez irréaliste car les roches de haute-pression montrent souvent des indices d'une déformation pénétrative, et les roches non déformées ne sont présentes que sous forme de boudins au sein d'une matrice très déformée, dont la taille est de quelques kilomètres au plus (par exemple le complexe granulitique de Flatraket, au sein des Gneiss de l'Ouest (Wain et al., 2001)).

Une des difficultés de l'approche analogique est la fidélité à la réalité des phénomènes géologiques, qui nécessite de reproduire le comportement physique et mécanique des matériaux géologiques. Ainsi aucun matériau analogique ne permet d'intégrer l'effet des transformations métamorphiques, malgré les importantes variations de densité et de rhéologie qu'elles entraînent.

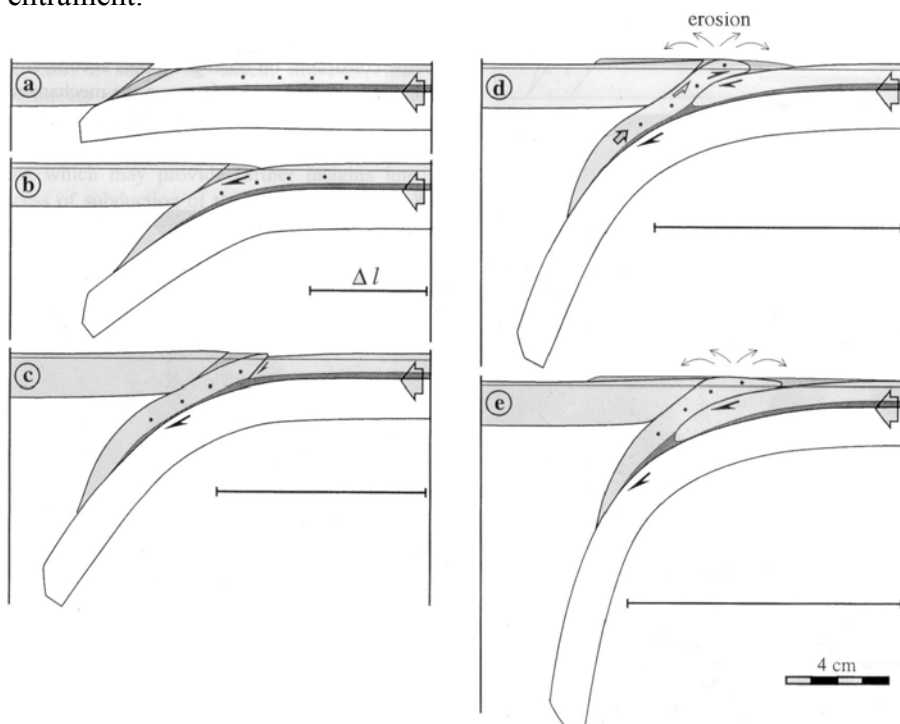


Figure I.14 : Modèle analogique de subduction et d'exhumation de croûte continentale, d'après (Chemenda et al., 1996; Chemenda et al., 1995). La remontée d'une écaille rigide de croûte est permise par le développement d'un détachement à son sommet et d'un chevauchement à sa base.

I.3.2.2.3 Modèles analytiques

I.3.2.2.3.1 Modèle de prisme orogénique

Ce modèle, élaboré par Platt (1986, 1993), décrit la déformation au sein de l'orogène comme la transposition à grande échelle de la dynamique des prismes d'accrétion sédimentaires (Chapple, 1978; Davis & Suppe, 1980; Davis et al., 1983; Stockmal & Chapple, 1981). L'équilibre des forces en présence (forces de volume, cisaillement basal et contraintes horizontales) détermine l'ouverture angulaire du coin aigu du prisme (Fig. 15). En conséquence, l'accumulation de croûte par sous-placage au niveau du butoir rigide, qui tend à épaissir le prisme et à augmenter son ouverture angulaire au-delà d'une valeur d'équilibre critique, doit être compensée par des mécanismes de surface d'expulsion de matière. L'extension en arrière du prisme qui assure ce rôle procède en surface soit par érosion ou par dénudation tectonique et en profondeur par amincissement ductile. On aboutit finalement à un régime permanent dans lequel les roches profondes sont accrétées par sous-placage en arrière du prisme et sont ensuite exhumées à la faveur de l'extension.

La géométrie précise du prisme peut être variable (Platt, 1993), avec ou sans implication du butoir en arrière. Ce modèle décrit assez bien la position structurale assez haute des roches de HP, exhumées à l'arrière du prisme orogénique du Complexe Franciscain, Californie ainsi que les grandes failles extensives qui les amènent à l'affleurement (Platt, 1986, 1993). Cependant la taille verticale de ce modèle est limitée par l'épaisseur maximale actuelle de croûte dans les zones de collision (~70 km). Ainsi, ce modèle est sans doute assez pertinent pour les stades superficiels finaux, mais pas pour les stades initiaux et profonds de l'exhumation d'une partie des roches d'HP et de celles d'UHP.

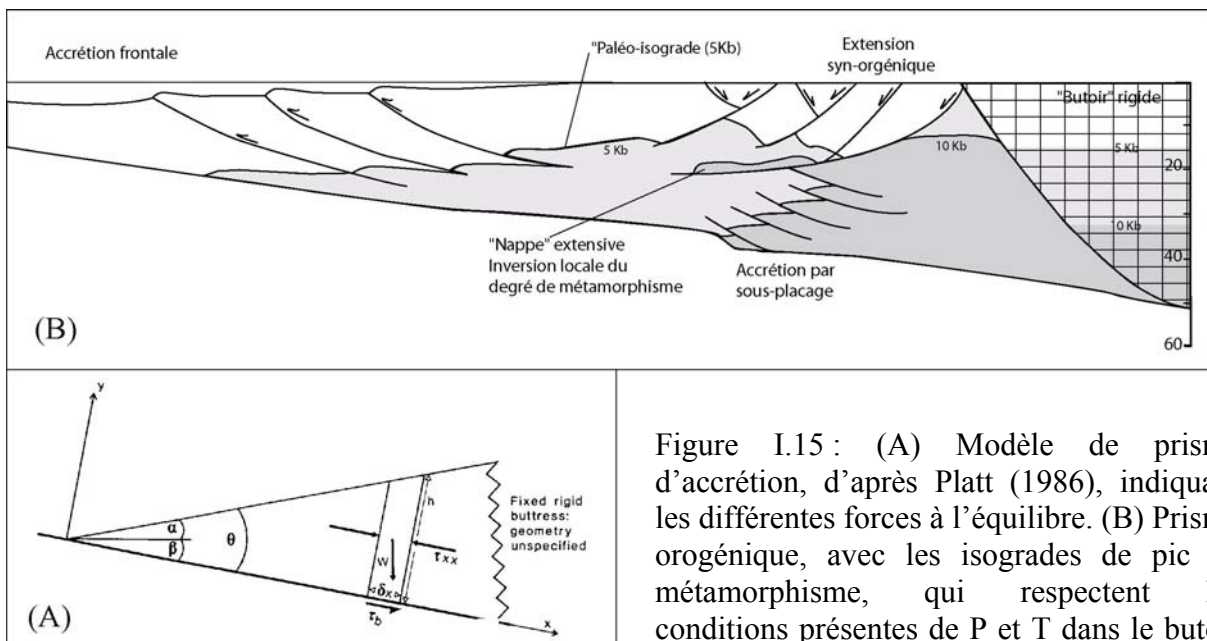


Figure I.15 : (A) Modèle de prisme d'accrétion, d'après Platt (1986), indiquant les différentes forces à l'équilibre. (B) Prisme orogénique, avec les isogrades de pic de métamorphisme, qui respectent les conditions présentes de P et T dans le butoir rigide, mais qui se déplacent avec la matière

dans le prisme. L'extension en arrière du prisme compense l'accumulation de matière en profondeur par sous-placage, entraînant l'exhumation des roches métamorphiques.

I.3.2.2.3.2 Modèles d'écoulement profond

Les modèles analytiques "historiques" décrivant la dynamique profonde sont le channel-flow model (England & Holland, 1979; Shreve & Cloos, 1986) et le corner-flow model (Cloos, 1982) (Fig. 16). Ce sont deux modèles de mécanique des milieux continus,

dans lesquels à la fois la géométrie et les déplacements des limites extérieures sont imposées. Le matériau au cœur du modèle, représentant la croûte entraînée en subduction par le cisaillement à sa base, a une rhéologie de fluide newtonien.

Les forces à l'œuvre dans la remontée sont différentes entre les deux modèles: dans le corner-flow model, toute la matière se déplace dans un volume fixe en forme de coin, sans exutoire vers la profondeur; le flux descendant induit par les mouvements du panneau plongeant (modélisés par les déplacements le long d'un des côtés du prisme crustal) sont nécessairement accommodés par un flux ascendant. Dans le channel-flow model, les forces à l'œuvre dans l'exhumation sont doubles : d'une part, de façon similaire à l'exhumation dans les modèles de corner-flow, un flux retour peut être imposé par des géométries de canal avec un étranglement (Mancktelow, 1995), d'autre part la force d'Archimède s'exerçant sur le matériau léger entraîné en subduction conduit finalement à son retour vers la surface.

Dans sa conception originale, le channel flow n'implique que la couche épaisse de quelques kilomètres de sédiments au sommet du panneau plongeant ; le domaine en coin décrit par le corner-flow est constitué de croûte et est d'échelle beaucoup plus importante. Par ailleurs, alors que la zone d'écoulement du corner-flow est limitée vers le haut par la surface, le canal de subduction décrit les mouvements profonds et ne décrit pas en détail la dynamique du domaine superficiel.

Malgré leurs différences, les deux modèles, issus de la mécanique des fluides, sont très proches. Les différences d'échelle (sédiments vs croûte) et de géométrie (avec ou sans exutoire vers la profondeur) entre le channel- et le corner-flow, disparaissent pour donner le modèle synthétique de canal de subduction, qui concerne la fine couche de sédiments plus une épaisseur variable de croûte (et parfois le manteau sus-jacent), et dans lequel le flux vers le bas varie selon la profondeur.

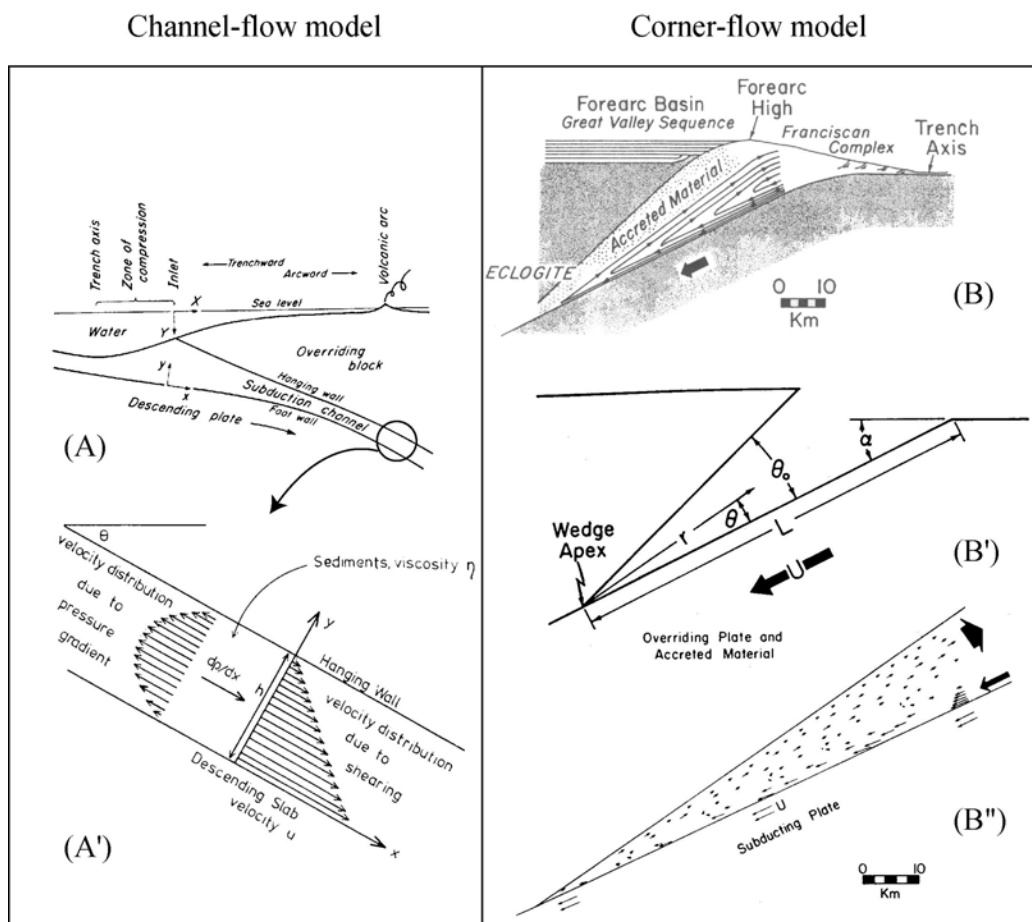


Figure I.16 : Modèles de channel-flow et de corner-flow. (A) Le canal de subduction est constitué de la couche de sédiments au sommet du panneau plongeant (Shreve & Cloos, 1986) (A') champ de vitesse au sein du canal de subduction (England & Holland, 1979) (B) Le corner-flow model décrit la circulation de matériel aboutissant à la formation du complexe Franciscain, avec (B') la géométrie et les variables du modèle et (B'') le champ de vitesse au sein du coin crustal (Cloos, 1982).

Les critiques faites à ces modèles portent essentiellement sur la géométrie et les conditions aux limites imposées qui contrôlent assez étroitement la dynamique. Les contraintes naturelles sur la géométrie du domaine dynamique profond sont minces ; seule la forme des chemins P-T-t des roches de HP, qui montre un retour rapide isotherme ou avec du refroidissement (Fig. 5) accréditent l'idée que l'écoulement de la croûte en profondeur, qu'il soit vers le bas ou vers le haut, se fait dans un domaine étroit, à l'image de ces modèles. Par ailleurs, dans un domaine plus superficiel (jusqu'à 20 km de profondeur), l'analyse de données de sismique marine réfraction et réflexion par Calahorrano (2005) a mis en évidence l'existence d'un étroit chenal de subduction (~1km d'épaisseur) au sommet de la plaque Nazca en subduction sous la plaque sud-américaine à l'ouest de l'Equateur.

I.3.2.2.4 Modèles numériques

Les modèles numériques qui tentent de décrire les zones de collision et de subduction sont nombreux, utilisant toute une gamme de géométries, rhéologies et conditions aux limites. Un critère possible pour les classer est l'échelle de la zone étudiée: les modèles de grande échelle intègrent le comportement de la lithosphère et de l'asthénosphère sous-jacente, tandis que les modèles de petite échelle s'intéressent au devenir de la croûte dans les zones de convergence (Fig. 17). Les contraintes à respecter sont adaptées à la taille des phénomènes étudiés : tandis que les modèles décrivant la déformation de détail de la croûte essaient de reproduire les grands traits de géologie structurale de la zone étudiée (par exemple South Island, Nouvelle-Zélande (Beaumont et al., 1996), les Pyrénées (Beaumont et al., 2000) ou encore les Alpes (Allemand & Lardeaux, 1997; Pfiffner et al., 2000)), les modèles de grande échelle sont soumis à des contraintes "géophysiques", comme par exemple respecter des valeurs raisonnables de force compressive (Doin & Henry, 2001).

Les modèles numériques de petite échelle sont assez proches philosophiquement des modèles analytiques présentés au-dessus, dans la mesure où leurs géométries aux limites sont à la fois très schématiques et contraignantes sur la dynamique interne, et les cinématiques aux limites souvent imposées. Seule une certaine épaisseur de croûte au sommet du panneau plongeant est incluse, dont la base a un pendage et des vitesses imposées (par exemple le modèle de Fullsack, (1995), utilisé par C. Beaumont dans plusieurs articles, ou bien celui de Gerya et al. (2002a)). L'apport de la plupart de ces modèles concerne la structure et le fonctionnement de la zone de croûte épaissie par la collision, par exemple les conditions de formation du rétrochevauchement d'échelle crustale visible dans les Pyrénées ou en Nouvelle-Zélande (Beaumont et al., 1996; Beaumont et al., 2000) et l'exhumation associée. Seul à ma connaissance le modèle de T. Gerya (Gerya et al., 2002a) s'attaque directement à la question de l'exhumation des roches de HP et d'UHP, en montrant l'importance de l'hydratation du manteau asthénosphérique, avec un mécanisme de remontée du type "canal de subduction".

Seuls les modèles de très grande échelle, qui laissent la lithosphère dans son entier se déformer comme mécaniquement elle l'entend, permettent de savoir si les conditions aux limites utilisées dans les modèles de petite échelle, analytiques ou numériques, sont plausibles. La modélisation thermomécanique de la subduction (Burov et al., 2001a) montre bien une circulation crustale profonde dans un canal relativement étroit, en partie contrôlée

par l'équilibre entre la traction du manteau lithosphérique profond et les forces d'Archimède. Dans les parties les plus profondes, ce modèle propose de plus un mécanisme original de mouvements crustaux par convection thermique.

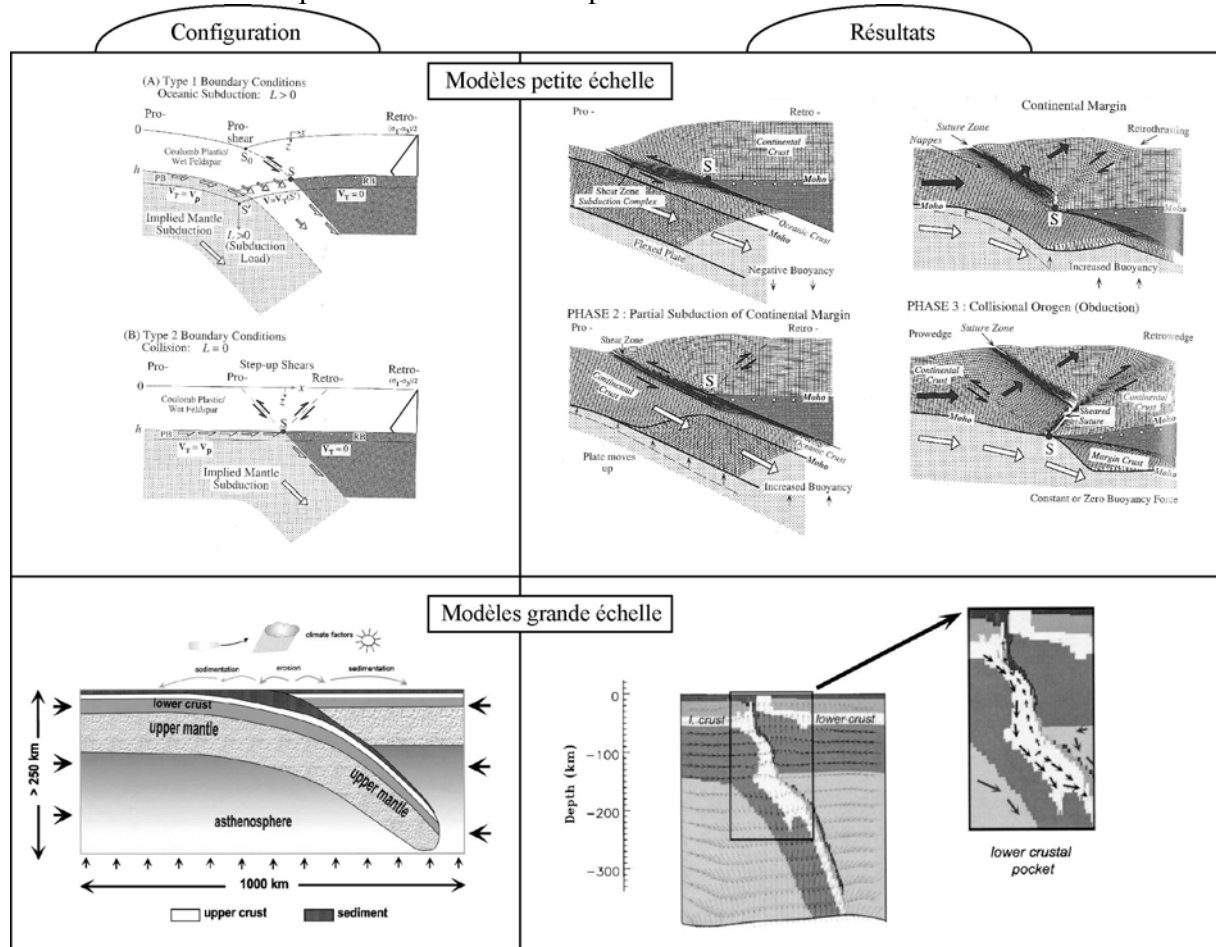


Figure I.17 : Modèles numériques de zones de convergence de petite et grande échelle, respectivement d'après Beaumont et al. (1996) et Burov et al. (2001a). Noter la différence de couleur des différentes unités entre les 2 figures du modèle de Burov. La figure de droite correspondant à ce modèle montre l'état du système après un temps suffisamment avancé pour que se mettent en place des courants ascendants de croûte au sein du canal de subduction. Les flèches représentent le champ de vitesse. Le modèle de Beaumont montre l'évolution de la zone de collision lors de la transition entre subduction océanique et continentale. L'augmentation de l'apport de matériau à la zone de collision proprement dite (le reste disparaît en subduction) conduit à la formation d'un rétrocharriage et à l'exhumation du coin de croûte compris entre celui-ci et la zone de suture.

I.3.3 Conclusions sur l'exhumation syn-collisionnelle

I.3.3.1 Les modèles rendent-ils compte d'une exhumation en 2 étapes ?

Les chemins P-T-t décrits dans la partie précédente démontrent non seulement qu'une large proportion de roches exhumées le sont pendant la convergence, mais tendent à accréditer l'idée d'une exhumation en deux phases distinctes, une phase profonde rapide, une phase superficielle plus lente, suivant de plus des gradients distincts. Parmi tous les modèles de dynamique collisionnelle, seul le modèle de Burov et al. (2001a) montre bien plusieurs niveaux de circulation distincts suivant la profondeur, qui chacun sont décrits en termes de

modèles ou mécanismes "élémentaires". Les autres modèles peuvent être utilisés pour décrire ces mécanismes élémentaires, et n'en perdent ainsi pas de leur pertinence. On peut donc modéliser conceptuellement la dynamique crustale de façon composite, comme la juxtaposition d'un prisme orogénique en surface (jusqu'à 30-40 km) et d'un canal de subduction plus en profondeur (Labrousse et al., 2004). Le problème de la jonction entre les deux domaines reste un problème d'importance, mais au-delà, cette vision permet à la fois de rendre compte des différentes évolutions matérielles et gradients, mais aussi de comprendre les mécanismes responsables de l'exhumation dans les différents domaines.

I.3.3.2 Propriétés physiques conditionnant l'exhumation syn-collisionnelle

L'écoulement décrit dans le modèle originel channel-flow (Cloos, 1982) est complètement contraint par sa géométrie en coin et les conditions aux limites, sans que la viscosité de la croûte n'intervienne. Celle-ci n'est introduite que pour expliquer la remontée d'éléments de roches du faciès schiste bleu denses entraînés par une matrice plus légère, à l'origine de la formation du mélange franciscain (dans un écoulement de Stokes). Contrairement à ce qui est parfois écrit, la viscosité de 10^{15-17} poise pour la matrice est une valeur *minimale* pour permettre la remontée de blocs denses par entraînement visqueux. Par contre, s'il existe un exutoire de capacité variable à l'apex du coin crustal (Fig. 16), alors la viscosité de la croûte est nécessaire pour décrire l'écoulement, en particulier pour déterminer la proportion de croûte qui peut sortir par l'exutoire à la base du coin crustal.

Ce modèle de corner-flow modifié, déjà proposé par M. Cloos, semble plus plausible parce que plus souple, et s'inscrit dans le cadre du modèle de chenal de subduction au sens large, issu du channel-flow originel (Shreve & Cloos, 1986). Les deux paramètres déterminants de ce modèle sont la viscosité et la densité de la croûte entraînée en subduction. La viscosité de la croûte détermine l'efficacité du cisaillement basal exercé par le manteau lithosphérique du panneau plongeant, tandis que sa densité contrôle les forces d'Archimède. On peut remarquer que la viscosité est aussi le paramètre majeur contrôlant les mouvements thermique convectifs de la chambre crustale "basse" dans le modèle de (Burov et al., 2001a).

I.4 Variations spatiales et temporelles des propriétés physiques conditionnant l'exhumation pendant la collision

La géométrie et la dynamique des structures permettant l'exhumation profonde pendant la collision sont étroitement reliées à la densité et la rhéologie des matériaux impliqués. Les contrastes de viscosité entre croûte et manteau, âprement discutés, déterminent la possibilité de l'existence d'un butoir de manteau rigide, à l'origine de surpressions tectoniques (Mancktelow, 1995). La transition subduction océanique – continentale entraîne des variations de densité, de viscosité, de production radiogénique, qui modifient fondamentalement le visage de la collision, jusqu'à mettre en doute la possibilité de subduction continentale. Enfin la quantification à la fois des conditions et des conséquences physiques des réactions métamorphiques est un problème essentiel pour comprendre le fonctionnement des zones de collision et l'exhumation des roches de HP et d'UHP.

I.4.1 Existence d'un butoir rigide et surpressions tectoniques

I.4.1.1 Surpressions tectoniques

De l'idée que la pression subie par une roche, enregistrée sous forme de paragenèses minérales à l'équilibre et estimée par barométrie, ne résulte pas seulement du poids de la colonne de matière sus-jacente, mais aussi des contraintes tectoniques, est issu le concept de surpression tectonique (Blake et al., 1967; Brace et al., 1970; Kamb, 1961), récemment développé par Petrini & Podladchikov (2000). Les auteurs montrent qu'en contexte de

convergence des surpressions tectoniques se développent, sous l'action d'une part des forces compressives permettant la convergence (dans les couches cassantes), ensuite de la flexure des enveloppes élastiques résultant de l'épaississement crustal (dans les couches ductiles) (Fig. 18 A). Dans les couches cassantes (croûte supérieure et manteau supérieur), la pression modélisée équivaut au double de la pression lithostatique, tandis que dans la croûte inférieure ductile la surpression est variable suivant la géométrie et les propriétés du modèles, mais peut valoir jusqu'à 12 kbars. Ces surpressions dans les niveaux ductiles sont atteints avec des contraintes différentielles nulles, et ne sont donc pas incompatibles avec les faibles contraintes différentielles enregistrées par des échantillons naturels de HP et UHP (Stöckhert, 2002; Stöckhert et al., 1997; Stöckhert & Renner, 1998; Stöckhert et al., 1999).

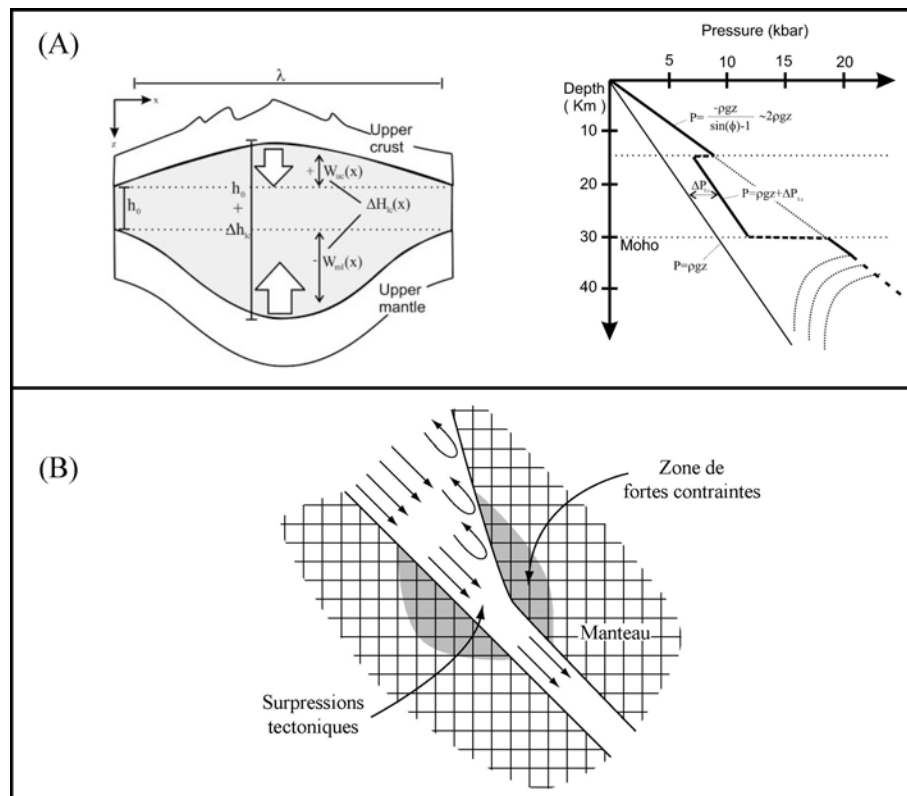


Figure I.18 : (A) Modèle de surpression tectonique associée à l'épaississement crustal, d'après Petrini & Podladchikov (2000). La croûte et le manteau supérieur sont modélisés par des couches élastiques minces soumises à une flexure due à l'épaississement isostatiquement compensé. Cette flexure induit le développement de surpressions tectoniques dans le niveau ductile représentant la croûte inférieure, avec une contrainte différentielle nulle. L'enveloppe rhéologique correspondante est composite : les contraintes dans la croûte inférieure sont issues du modèle ci-dessus, tandis que la croûte et le manteau supérieurs sont des niveaux cassants à la limite de la rupture (angle de friction $\Phi = 30^\circ$) en contexte compressif. (B) Modèle conceptuel de surpressions tectoniques au sein du canal de subduction, induites par l'amincissement du canal. Cette configuration n'est possible que si le manteau est beaucoup plus rigide que le matériel dans le canal.

Cependant, ce modèle géodynamique d'épaississement crustal en contexte de collision, utilisé pour mettre en évidence les surpressions tectoniques, n'est pas le cadre adapté pour étudier les possibles surpressions des roches d'UHP, puisque celles-ci ne se forment qu'en contexte de collision asymétrique ou de subduction continentale. Parmi les modèles de dynamique pertinents pour l'UHP présentés auparavant, celui du canal de subduction fait l'objet d'une étude précise par Mancktelow (1995) sur la distribution de la pression et son écart par rapport aux valeurs lithostatiques. De plus, même si ce n'est pas

explicitement décrit, le champ de vitesse singulier à l'apex du coin crustal dans le modèle du corner flow entraîne des contraintes elles aussi singulières.

I.4.1.2 Géométrie du chenal et rhéologie du manteau

Ce problème des surpressions tectoniques dans le chenal, qui remettent en question les profondeurs déduites des pressions subies par les roches crustales subductées, est sous-tendu par la rhéologie du manteau, encaissant du chenal (Fig. 18 B). Les surpressions tectoniques dans le chenal sont issues de géométries particulières du chenal, comme son pincement, qui entraîne un flux retour de croûte depuis la profondeur. Cette configuration n'est possible que si le manteau est suffisamment résistant pour supporter les fortes contraintes différentielles induites sans se déformer, et forme un cadre rigide imposé au matériel beaucoup plus ductile remplissant le chenal (cf discussion dans Burov et al. (2001a)).

Cette forte différence mécanique est incompatible avec la rhéologie très ductile du manteau serpentinisé suite à son hydratation, sous l'action des fluides relâchés par la croûte et les sédiments subductés (voir la discussion sur la rhéologie dans Gerya et al. (2002a), et Guillot et al. (2001)). Le stockage d'eau en profondeur principalement dans la phengite, la lawsonite et la zoisite et leur disparition progressive (Hacker et al., 2003a; Poli & Schmidt, 1995) permet jusqu'à une profondeur critique la formation de serpentine ductile, et diminue fortement la possibilité pour le manteau de supporter d'importantes contraintes et de former un cadre rigide au chenal de subduction. La valeur de cette profondeur, au-dessus de laquelle la croûte en subduction se déshydrate, est essentielle; la profondeur judicieusement choisie par Gerya et al. (2002a) place la limite manteau serpentinisé mou – manteau résistant vers 100 km, ce qui conduit à la formation d'un flux retour à partir de ces profondeurs, en accord avec le pic de pression des roches de UHP. Cette limite est du reste en accord avec les conclusions de Forneris & Holloway (2003), mais suivant les géothermes elle peut varier entre 70 et 300 km de profondeur (Schmidt & Poli, 1998).

Sans prendre en compte la possibilité de serpentinitisation, les modèles grande échelle de Burov et al. (2001a) et Toussaint et al. (2004a) rejettent l'hypothèse de fortes surpressions tectoniques en contexte de subduction. Cette question, cruciale pour la géométrie de l'écoulement crustal profond, reste néanmoins ouverte tant que les fortes incertitudes actuelles concernant la rhéologie du manteau, de la croûte et le bilan d'eau, persisteront.

I.4.2 Influence de la nature des roches enfouies

I.4.2.1 Variété de la subduction océanique

La nature et l'âge des lithosphères impliquées dans la convergence sont des facteurs de premier ordre dans la physionomie des zones de collision/subduction. En particulier, la densité globale du panneau plongeant contrôle partiellement son pendage et le régime de contraintes dans la zone de couplage des plaques. La comparaison des régimes de subduction actuels dans le Pacifique montre deux grands types de subduction (Uyeda & Kanamori, 1979): le premier (type Chili) caractérisé par de forts événements sismiques en faille inverse et de la compression dans toute la plaque supérieure, le second (type Mariannes) avec une sismicité plus modérée et de l'extension arrière-arc. Tandis que la différence entre ces deux régimes est expliquée ces auteurs par l'âge de la lithosphère océanique impliquée, une lithosphère ancienne, plus froide et donc plus dense ayant plus tendance à plonger dans le manteau, des études plus récentes (Heuret & Lallemand, 2005; Lallemand et al., submitted) montrent que cette corrélation est erronée, le régime (compressif ou extensif) n'étant systématiquement corrélé qu'avec le pendage, et pas l'âge, de la lithosphère subductée (respectivement faible et fort). Ces dernières études mettent en relation le régime de déformation de la plaque supérieure avec le mouvement absolu de la plaque supérieure, et

dans une moindre mesure avec les mouvements du manteau supérieur (et non plus avec le comportement du panneau plongeant lui-même, comme dans les modèles de slab roll-back).

L'âge de la lithosphère et le régime thermique associé, qui contrôle la rhéologie du panneau plongeant, interviennent cependant dans la transmission des forces entre le panneau plongeant et la plaque de surface, qui influe aussi sur le régime de subduction (Conrad et al., 2004).

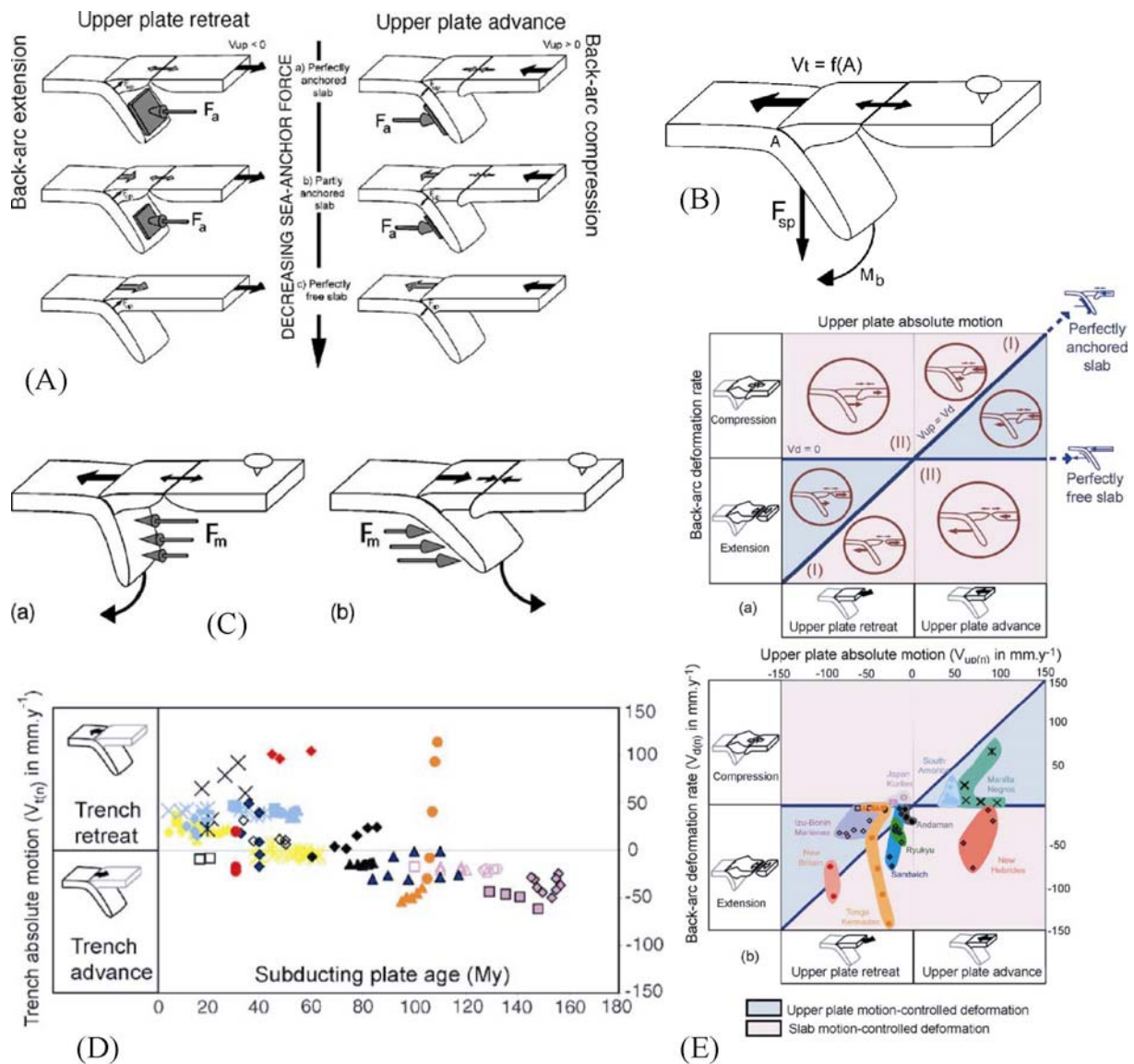


Figure I.19 : Régimes de subduction en fonction de (A) la vitesse absolue de la plaque supérieure (B) les forces exercées par le panneau plongeant (C) les mouvements du manteau asthénosphérique. (D) Le retrait de la fosse n'est pas corrélé avec l'âge de la lithosphère subduite, en contradiction avec le modèle (B) de "slab retreat". (E) En revanche, le régime compressif ou extensif de la plaque supérieure est bien expliqué par le mouvement de la plaque supérieure. Toutes figures tirées de Heuret & Lallemand (2005).

I.4.2.2 Qu'est-ce que la subduction continentale ?

Si l'établissement d'un régime stable de subduction océanique est généralement considéré comme possible, la question se pose dans le cas de la lithosphère continentale, dont la partie supérieure de croûte légère augmente la flottabilité. Le problème est en fait double : (i) Quelle est la conséquence de cette flottabilité importante sur l'évolution de la croûte continentale ? (ii) La convergence peut-elle continuer longtemps après l'introduction de lithosphère continentale dans la subduction ?

I.4.2.2.1 Délamination crustale

La faible densité de la croûte continentale, qui augmente néanmoins avec les conditions métamorphiques ($2,7g.cm^{-3}$ à la surface, $3,08g.cm^{-3}$ dans le faciès éclogitique (Bousquet et al., 1997)), aboutit au faible pendage de la subduction, mis en évidence par exemple dans l'Himalaya (Shapiro & Ritzwoller, 2002; Zhao et al., 1993), et à la collision continentale. Selon l'intensité du cisaillement exercé sur la croûte en subduction et la présence de niveaux de découplage, les proportions et les niveaux de croûte impliquée dans le prisme orogénique, le canal de subduction (s'il existe), ou alors disparaissant dans le manteau sont variables. La délamination de 90 km de croûte inférieure au cours de la collision alpine permet de rendre compte des bilans de matière dans la mer Tyrrhénienne (Contrucci, 1999; Faccenna et al., 2001; Laubscher, 1990), et selon Le Pichon et al. (1988) la moitié de la croûte a disparu au cours de l'ensemble des collisions téthysiennes. La faible proportion (quelques %, (Ernst, 2001)) de roches basiques dans les roches exhumées d'UHP indique que les cisaillements qui découpent la croûte du panneau plongeant, pénètrent rarement dans la croûte inférieure.

I.4.2.2.2 Un régime stable de subduction continentale est-il possible ?

La principale force à l'œuvre dans la tectonique des plaques est le slab-pull, traction du panneau plongeant (Forsyth & Uyeda, 1975; Ricard et al., 1989; Uyeda & Kanamori, 1979). Par rapport à la subduction océanique, la faible densité de la croûte continentale diminue le slab-pull et, en conséquence, la vitesse de convergence. De plus, les contraintes extensives qui se développent au passage subduction océanique/continentale, alliées au réchauffement et à l'adoucissement mécanique dans la croûte continentale fortement radiogénique, conduisent dans le modèle du slab breakoff (Davies & von Blanckenburg, 1995) à la rupture du panneau plongeant et à l'arrêt de la convergence (Fig. 20).

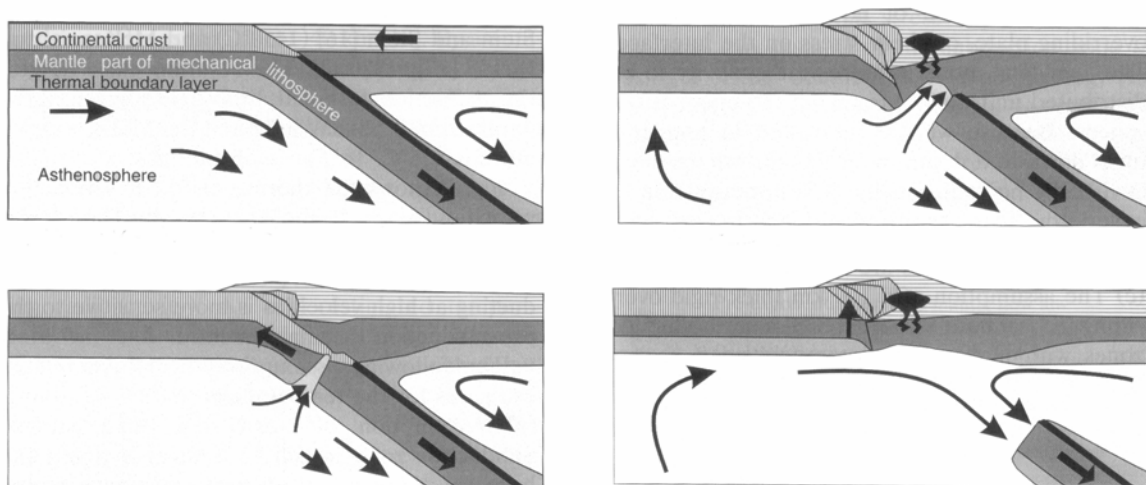


Figure I.20 : Modèle du slab breakoff, montrant la rupture du panneau plongeant à la transition subduction océanique-continentale (Davies & von Blanckenburg, 1995).

Ce modèle a été proposé comme mécanisme responsable de la destruction de la chaîne Calédonienne et de l'exhumation des roches d'HP et d'UHP (Andersen et al., 1991a).

L'étude de la flottabilité d'un panneau plongeant composé de lithosphère océanique en profondeur et continentale en surface montre que le matériel continental peut atteindre des profondeurs de 100-250 km avant que la convergence ne s'arrête (Ranalli et al., 2000). Les expériences analogiques réalisées par Regard et al. (2003) montrent elles aussi un arrêt de la subduction (cette fois à convergence imposée) consécutif à la transition matériel océanique/continental, suivi parfois d'un détachement du panneau plongeant. Ces études, qui suggèrent l'impossibilité d'une subduction continentale durable, ne prennent néanmoins pas en compte la délamination crustale et les réactions métamorphiques qui alourdissent le panneau plongeant. Les modèles numériques intégrant l'éclogitisation et le découplage au sein de la croûte montrent à l'inverse qu'un régime stable de subduction continentale peut se mettre en place, avec des taux de convergence partiellement contrôlés par les réactions métamorphiques (Doin & Henry, 2001; Toussaint et al., 2004a; Toussaint et al., 2004b).

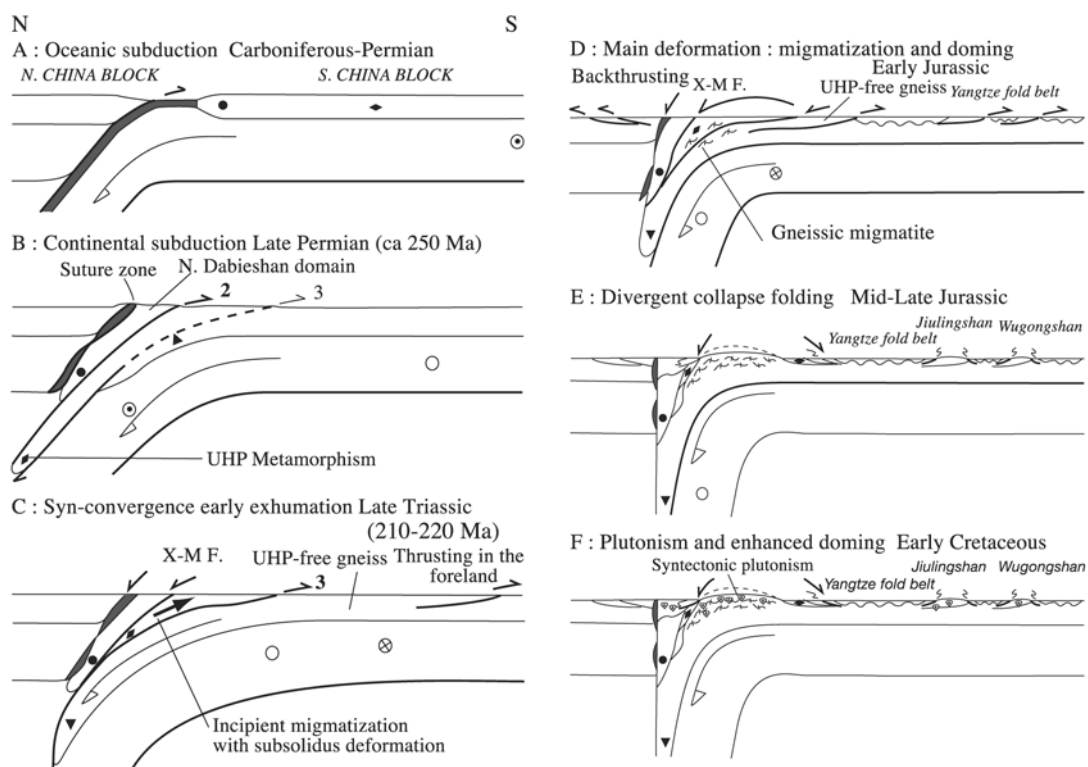


Figure I.21 : Reconstruction géodynamique de la mise en place de la chaîne du Dabieshan (Chine de l'Est), avec la formation d'écailles crustales et l'enfouissement diachrone dans les unités au Nord et au Sud du dôme central (Faure et al., 2003). Noter que l'UHP n'est présente que dans le Dabieshan du Sud.

L'intervalle de temps pendant lequel des roches continentales sont enfouies dans un orogène donné est directement lié à la question de la subduction continentale. Dans les Alpes, les données de géochronologie, parfois discordantes et entachées de barres d'erreur importantes, montrent une extension temporelle de l'HP et UHP, mal contrainte, de l'ordre de 10-20 Ma (voir la synthèse des âges dans Agard et al. (2002)). L'exemple naturel le plus probant d'une subduction continentale durable est peut-être celui du DabieShan, en Chine. La zone Nord du DabieShan est enfouie vers 260 Ma, tandis que le DabieShan Sud est enfouie

vers 240-220 Ma et commence son exhumation en profondeur vers 220-210 Ma (synthèse des âges dans Faure et al. (2003)). Le modèle géodynamique proposé (Fig. 21) est très similaire à celui de Chemenda et al. (1995, 1996), dans lequel le détachement d'écailles permet à la convergence et la subduction continentales de se poursuivre sans terme nécessaire.

I.4.3 Conséquences des réactions métamorphiques sur les propriétés des roches

Les mécanismes et les conditions de l'exhumation syn-collisionnelle sont en partie déterminés par les propriétés de la croûte en subduction, et notamment par sa densité qui contrôle sa flottabilité, et par sa rhéologie (voir par exemple les différences de vitesse d'exhumation entre une croûte de viscosité newtonienne et non newtonienne, dans Gerya & Stöckhert (2002b)). Ces propriétés dépendent des minéraux constituant la roche, qui changent suivant les conditions P et T. Les modèles numériques intégrant les transformations métamorphiques par le changement de densité qu'elles entraînent (Burov et al., 2001a; Doin & Henry, 2001) montrent bien la grande influence du métamorphisme sur la dynamique profonde.

I.4.3.1 Influence du métamorphisme sur la densité

L'augmentation de pression est accommodée dans de nombreux minéraux par une réorganisation cristalline vers des structures plus compactes et donc plus denses. La coésite, le polymorphe du quartz de haute pression, est ainsi légèrement plus dense (3,01 contre 2,62 (Coès, 1953)), en conséquence la transformation rétrograde *coésite* → *quartz* d'inclusions de coésite dans du grenat s'accompagne d'une augmentation de volume qui aboutit à la fracturation radiale du grenat hôte (Figure 3). Cette règle assez générale sur l'effet de la pression sur les transformations polymorphiques (contredite dans le cas de l'eau) est aussi respectée par l'évolution des assemblages polyminéraux d'équilibre dans le champ P-T, qui montrent la densité plus importante des paragenèses de haute-pression (Fig. 22). On constate que pour des compositions basiques, la croûte inférieure dans le faciès éclogitique est plus dense que le manteau.

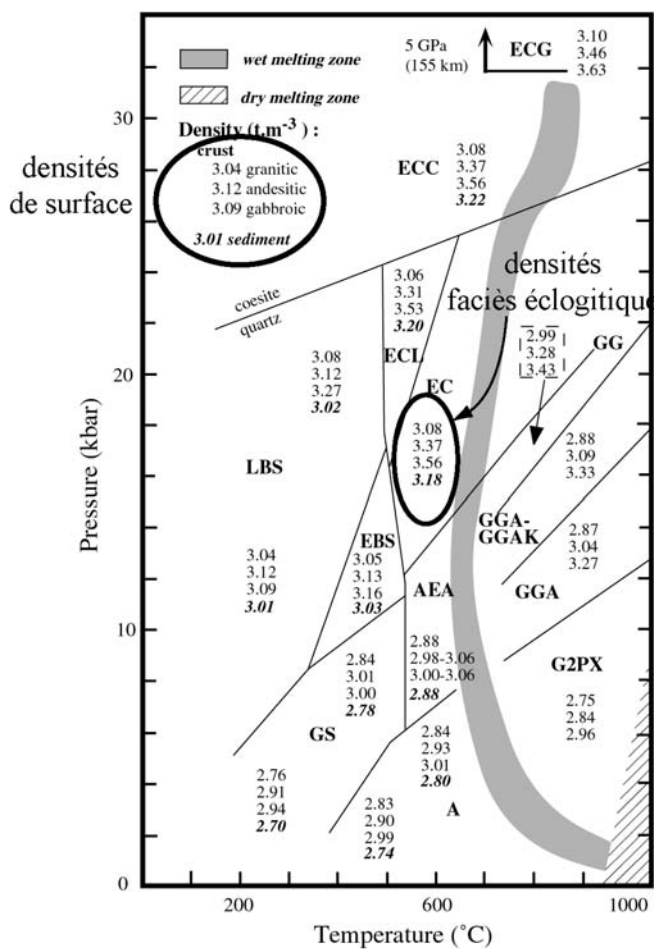


Figure I.22 : grille pétrogénétique indiquant l'évolution de la densité suivant les conditions métamorphiques pour 3 compositions de croûte et 1 composition de sédiment (Bousquet et al., 1997; Goffé et al., 2003).

I.4.3.2 Influence du métamorphisme sur la rhéologie

Le premier effet du métamorphisme sur la rhéologie résulte des changements de minéralogie : la déstabilisation du feldspath au profit du mica beaucoup plus déformable dans le faciès schiste vert provoque l'adoucissement de la roche et la localisation de la déformation (Gueydan et al., 2003; Wibberley, 1999). Le métamorphisme de contact résultant de l'intrusion d'un magma dans des schistes provoque au contraire leur durcissement par cicatrisation thermique (recuit) des plans de faiblesse mécanique.

En plus de la différence entre assemblages minéralogiques d'équilibre, la rhéologie est aussi affectée par le changement de minéralogie lui-même, qui implique la destruction des minéraux instables et la recristallisation de nouveaux minéraux (Brodie & Rutter, 1985; Rubie, 1990a; Rutter & Brodie, 1995; White & Knipe, 1978). Ce processus implique le passage en solution d'une quantité importante d'ions, et favorise les mécanismes de déformation de type dissolution-précipitation (pressure-solution). De plus, la quantité de fluide présente change au cours des transformations métamorphiques, soit que les réactions consomment ou produisent des fluides, soit que le métamorphisme soit associé à l'introduction de fluides depuis des sources externes ; tous les mécanismes de déformation impliquant la phase fluide sont directement affectés par ses variations de composition et de concentration dans la roche. La modification de la taille de grains associée à la cristallisation de nouveaux cristaux affecte quant à elle tous les mécanismes de type fluage-diffusion (diffusion creep), ou bien glissement au joints de grains (grain boundary sliding) (Gueydan et al., 2001).

L'effet du métamorphisme sur la rhéologie de la croûte en subduction n'est donc pas du tout univoque, du fait de la grande variété des compositions initiales et des mécanismes microscopiques déterminant la rhéologie macroscopique. L'exemple étudié de l'Arc de Bergen, discuté en détail plus loin, pour lequel les observations de terrain sur les rhéologies respectives des volumes éclogitisés et non éclogitisés sont en contradiction avec les lois expérimentales, est une bonne illustration de cette complexité. Ainsi, s'il est évident que le changement de rhéologie dû au métamorphisme affecte la dynamique profonde et doit donc être considéré, on ne peut pas le décrire très simplement, à l'inverse du changement de densité.

I.4.3.3 Cinétique des transformations métamorphiques - effet des fluides

La préservation au sein d'une même roche de plusieurs paragenèses, utilisée pour reconstruire le chemin P-T, est aussi la preuve que les différents épisodes métamorphiques n'ont affecté qu'une fraction de la roche. La proportion de la roche rééquilibrée dépend d'une part des cinétiques de réactions, qui sont d'autant plus rapides que la température est élevée. Ainsi, la préservation des paragenèses d'UHP est favorisée par un retour rapide suivant un chemin "froid" (Ernst, 2001). Mais la déstabilisation des minéraux hors d'équilibre et la cristallisation de minéraux stables implique le transport des éléments chimiques sur des distances de l'ordre de la taille des grains ; les processus physiques de ce transport contrôlent étroitement les cinétiques de réaction (Brady, 1983; Fisher, 1978). En particulier, la présence d'une phase fluide augmente considérablement la mobilité des éléments chimiques ; *a contrario* son absence rend les transformations si lentes qu'elles en deviennent inefficaces à l'échelle de l'évolution d'une roche (Mosenfelder & Bohlen, 1997; Rubie, 1990b). Ainsi, le métamorphisme d'HP ou d'UHP vécu par certaines roches de bas grade relativement anhydres n'en a affecté qu'une petite fraction volumique, très localisée, laissant le reste de la roche quasiment vierge de témoin de son histoire profonde (par exemple dans les Calédonides norvégiennes (Austrheim, 1990a; Austrheim et al., 1997; Jamtveit et al., 1990; Straume & Austrheim, 1999), dans la chaîne Dabie-Sulu (Hirajima et al., 1993; Wallis et al., 1997; Zhang

& Liou, 1997)). Cette inégale efficacité des réactions métamorphiques (Leech, 2001), si elle est identifiée sur de nombreux exemples naturels, reste très mal quantifiée.

1.5 Conclusions

Les zones de subduction offrent un cadre naturel à l'enfouissement d'unités crustales jusqu'à de grandes profondeurs. A l'inverse, les mécanismes grâce auxquels ces roches retournent jusqu'à la surface restent mal élucidés. La majeure partie des roches d'HP et d'UHP montrent une exhumation profonde synchrone de la collision et de la convergence. Les modèles syn-collisionnels qui tentent de faire la lumière sur les mécanismes de cette exhumation, soulignent l'importance de la densité et de la rhéologie de la croûte entraînée en profondeur. Le métamorphisme, qui affecte profondément les propriétés physiques des roches, est donc déterminant dans la dynamique profonde. Il est cependant mal pris en compte, d'abord parce que mal compris, dans sa mise en œuvre et dans ses conséquences. Nous nous proposons dans ce qui suit d'étudier le métamorphisme du faciès éclogitique sous ces deux aspects : Comment, temporellement et spatialement, l'éclogitisation d'une unité crustale se déroule-telle ? Quelles sont les conséquences de ce métamorphisme sur la dynamique profonde et l'exhumation ? Le cadre choisi pour cette étude est la chaîne Calédonienne et plus particulièrement l'Arc de Bergen, présentés plus en détail dans ce qui suit.

Chapitre II

Les Calédonides de Norvège et l'Arc de Bergen

II.1 Présentation générale de la chaîne	49
II.1.1 Structure actuelle : un empilement de nappes sur le craton baltique	49
II.1.1.1 Le socle : Le craton Baltique et la région des Gneiss de l'Ouest	51
II.1.1.2 Les nappes charriées vers l'Est	52
II.1.1.3 Les bassins Dévoniens	53
II.1.2 Le cadre géodynamique global : collision de Baltica et Laurentia	53
II.1.2.1 Reconstructions paléogéographiques	54
II.1.2.2 Phases tectoniques.....	54
II.1.3 La subduction de Baltica sous Laurentia au cours de la phase Scandienne	55
II.1.3.1 Cinématique de la mise en place des nappes	55
II.1.3.2 Gradients de métamorphisme.....	56
II.1.4 Déformation Calédonienne post-collisionnelle.....	57
II.1.5 Répartition du métamorphisme de Haute et Ultrahaute Pression à l'échelle de la chaîne	58
II.2 La région des Gneiss de l'Ouest.....	59
II.2.1 Limites des Gneiss de l'Ouest.....	60
La zone de détachement du Nordfjord-Sogn	60
La zone de cisaillement de l'Arc de Bergen	61
Le chevauchement basal de la Nappe de Jotun.....	61
La zone de faille de Møre-Trondelag.....	61
II.2.2 Le protolithe des Gneiss de l'Ouest	61
II.2.3 Métamorphisme et déformation Calédonienne dans les Gneiss de l'Ouest	62
II.2.3.1 La Haute-Pression	62
II.2.3.2 L'Ultrahaute-Pression	63
II.2.3.3 Le calendrier de la déformation dans les Gneiss de l'Ouest.....	64
II.2.4 Modèles d'exhumation des Gneiss de l'Ouest	67
II.2.4.1 Modèles d'exhumation syn-collisionnels	68
II.2.4.2 Modèles d'exhumation post-collisionnels.....	70
II.2.5 Conclusions sur l'exhumation des Gneiss de l'Ouest	76
II.3 L'Arc de Bergen : un exemple d'exhumation profonde syn-collisionnelle.....	76
II.3.1 Géologie de l'Arc de Bergen	76
II.3.1.1 Structure générale.....	76
II.3.1.2 Unités lithostratigraphiques.....	78
II.3.2 Déformation et métamorphisme calédonien	80
II.3.2.1 Phases de déformation et cinématique associée.....	80
II.3.2.2 Métamorphisme scandien dans l'Arc de Bergen.....	82
II.3.3 Le métamorphisme de Haute-pression au sein de la Nappe de Lindås	82
II.3.3.1 Protolithe de la Nappe de Lindås, histoire Précambrienne et corrélations	82
II.3.3.2 Distribution du métamorphisme de haute-pression.....	83
II.3.3.3 Conditions et calendrier du métamorphisme calédonien.....	84
II.4 Conclusions.....	86

II Les Calédonides de Norvège et l'Arc de Bergen

La chaîne calédonienne, qui résulte de la fermeture de l'océan Iapetus et de la collision entre les continents Baltica, Laurentia et Avalonia, est présente à l'Ouest de la Scandinavie, en Ecosse, au Nord de l'Irlande, au Groenland, et dans les Appalaches (Roberts & Gee, 1985) (Fig. 1). Cette orogénèse, au sens le plus large possible, est composée d'une succession de phases tectoniques discontinues durant du Cambrien précoce au Dévonien Inférieur (McKerrow et al., 2000).

Au sein de cette orogénèse, les Calédonides Scandinaves sont issues de la collision et de la subduction de Baltica sous Laurentia (Roberts & Gee, 1985). La phase de déformation majeure intéressant la région, dite Scandienne (Silurien Moyen-Dévonien Inférieur, ~420-400 Ma), est associée au charriage vers le SE de nappes sur le craton baltique (Gee, 1978), ainsi qu'au métamorphisme de haute- et d'ultra-haute-pression ayant affecté une partie des unités impliquées dans l'orogénèse.

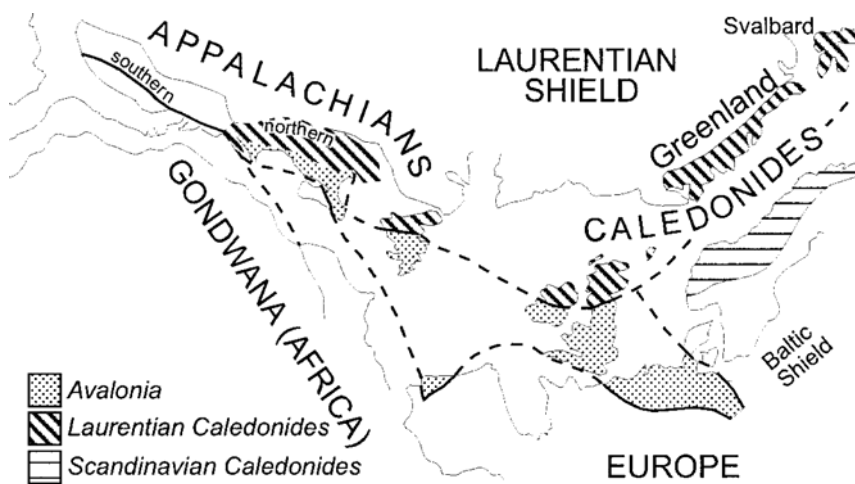


Figure II.1 : Carte des différentes provinces affectées par l'orogénèse calédonienne (avant l'ouverture de l'océan atlantique), d'après McKerrow et al. (2000). Les terrains déformés au cours de cette orogénèse sont répartis sur les frontières des continents impliqués : Baltica (Baltic Shield au SE), Laurentia ou bien la plaque Avalonia de plus petite taille.

II.1 Présentation générale de la chaîne

II.1.1 Structure actuelle : un empilement de nappes sur le craton baltique

Les Calédonides norvégiennes, sont formées d'une série de nappes, divisées en 4 ensembles (les Allochtones Inférieur, Médian, Supérieur et Sommital), reposant les uns sur les autres le long de contacts tectoniques très déformés, la pile de nappe reposant elle-même sur le socle (Fig. 2).

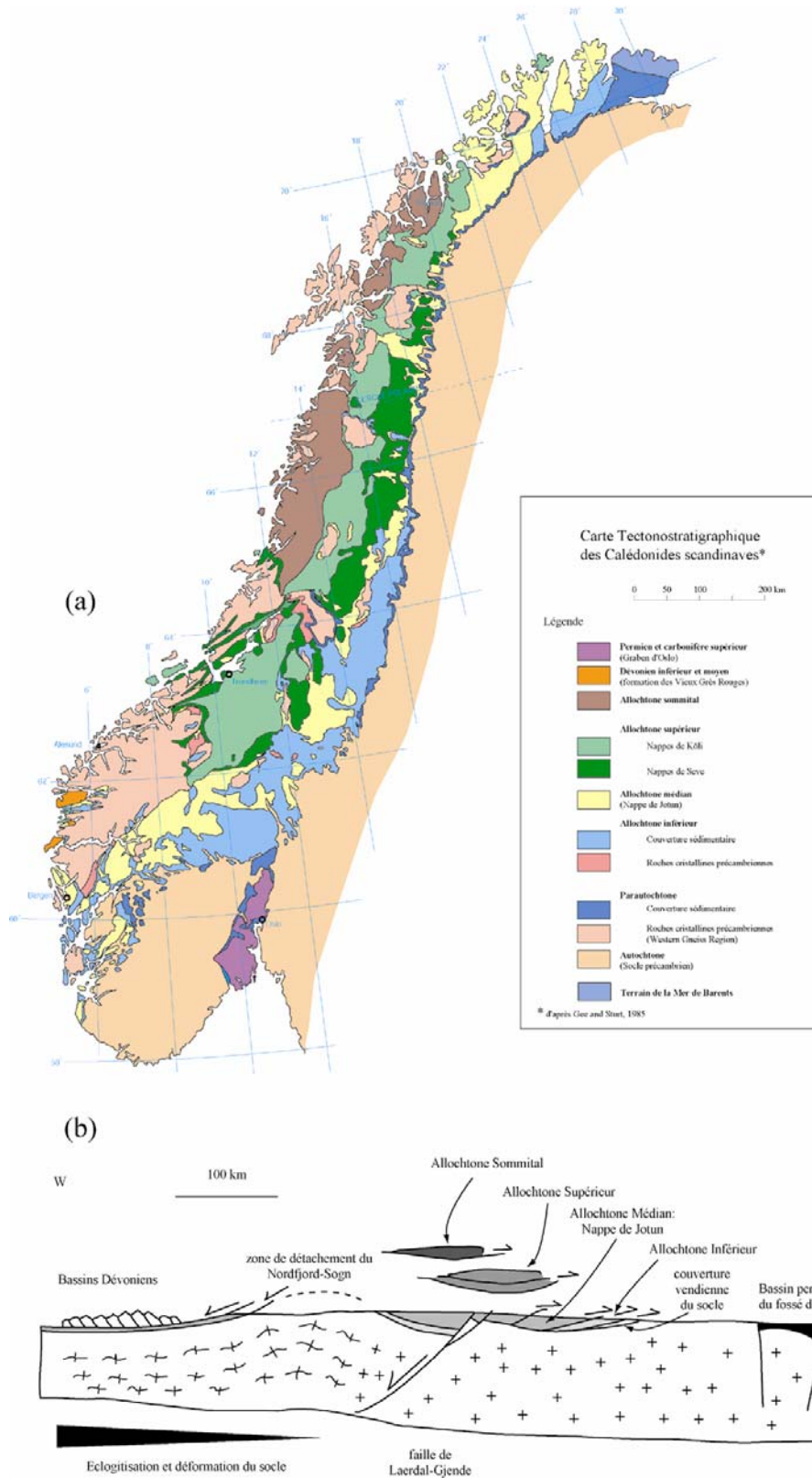


Figure II.2 : (a) Carte tectonostratigraphique des Calédonides de Norvège, d'après (Gee & Sturt, 1985; Labrousse, 2001). (b) coupe schématique W-E des Calédonides montrant les différentes unités impliquées, le métamorphisme variable du socle Baltique et les mouvements compressifs puis extensifs diversement enregistrés. Les Allochtones Supérieur et Sommital, non présents sur cette coupe correspondant à la latitude des Gneiss de l'Ouest, sont présents plus au Nord.

II.1.1.1 Le socle : Le craton Baltique et la région des Gneiss de l'Ouest

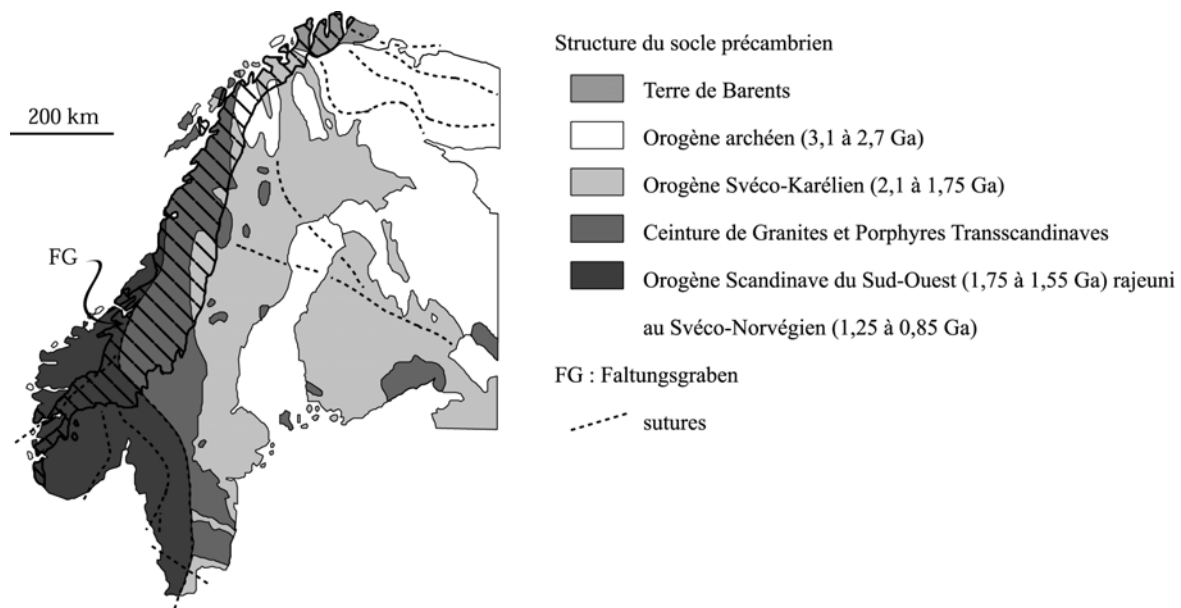


Figure II.3 : Le socle du craton baltique est composite, et résulte de l'accrétion de plusieurs ceintures orogéniques, d'après Gorbatshev (1985).

II.1.1.1.1 L'autochtone : Le craton baltique, issu d'une histoire poly-orogénique

Le socle précambrien des Calédonides Scandinaves est composé des orogènes Archéens (3,1-2,7 Ma), Svéco-Karélien (2,1-1,75 Ma) et Sud-Ouest Scandinave (1,75-1,55 Ma), ainsi que de la ceinture de Granites et Porphyres Transcandinaves (1,75-1,55 Ga) (Gorbatshev, 1985). L'épisode majeur affectant cet ensemble solidaire a lieu au cours de l'orogénèse Svéco-Norvégienne/Grenvillienne, entre 1,25 et 0,85 Ga. Le métamorphisme de haut-grade et la déformation associés impliquent surtout l'orogène Sud-Ouest Scandinave, et s'affaiblissent vers l'Est et le Nord.

II.1.1.1.2 Le Parautochtone : Les Gneiss de l'Ouest, une large province crustale d'affinité baltique

Les Gneiss de l'Ouest (WGR) forment la partie septentrionale de l'orogène Sud-Ouest Scandinave, et ont été affecté pénétrativement par la déformation Calédonienne, ainsi que par un métamorphisme de très haute-pression (Smith, 1984). A l'inverse, le socle en avant de la chaîne Calédonienne, ainsi que dans les fenêtres au cœur de la pile de nappes montre peu ou pas de métamorphisme. Cependant, les âges radiométriques dans les Gneiss de l'Ouest autour de 1,75-1,5 Ga ou bien 1,25 Ga, similaires aux âges de l'orogène Sud-Ouest Scandinave, ainsi que les corrélations stratigraphiques permettent de rejeter l'hypothèse d'une origine des Gneiss de l'Ouest complètement exotique au craton baltique. La nature de la limite orientale des Gneiss de l'Ouest, le "Faltungsgraben", masqué par d'épaisses nappes Calédoniennes, est discuté : alors que certains auteurs considèrent ce Faltungsgraben comme le simple produit d'une déformation Calédonienne tardive, d'autres l'interprètent (notamment sur la base d'une importante dépression de socle imagée par la géophysique) comme une suture formée lors de la collision entre le bloc indépendant des Gneiss de l'Ouest et le craton baltique (voir la discussion dans Gorbatshev (1985)).

II.1.1.2 Les nappes charriées vers l'Est

La partie centrale de la chaîne Calédonienne est constituée d'une série de nappes charriées vers l'Est sur le craton baltique (Fig. 2b). Le front de chevauchement basal de cette série de nappes est visible en avant de la chaîne (Fig. 2a), et sépare les unités allochtones d'une fine série sédimentaire précambrienne recouvrant le socle peu déformé (Roberts & Gee, 1985). Les distances de charriage sont de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, et expliquent l'influence océanique qui devient prédominante dans les plus hautes des unités charriées. Les nappes, qui s'amincissent vers l'est, ont une origine de plus en plus distale en s'élevant dans la pile, depuis des unités de la marge du craton baltique (Allochtone Inférieur et Médian), puis issues de l'océan Iapetus, d'arcs volcaniques ou de bassins marginaux (Allochtone Supérieur), jusqu'à des unités interprétées comme appartenant à la marge laurentienne (Allochtone sommital) (Gee, 1975; Pedersen & Furnes, 1991; Pedersen et al., 1988; Stephens & Gee, 1989). Elles sont regroupées en quatre ensembles, dits Allochtones, décrits de bas en haut dans ce qui suit, d'après Roberts & Gee (1985).

II.1.1.2.1 Allochtone Inférieur

Ce complexe de nappes, visible tout au long du front de la chaîne, est constitué de séries sédimentaires d'âge compris entre le Paléozoïque Supérieur et le Silurien Moyen (âges les plus jeunes du Wenlockien (Basset, 1985)). Au dessus du front de chevauchement à faible pendage vers l'Ouest (1-2°), les sédiments sont plissés et recoupés par des failles inverses s'enracinant sur le chevauchement basal. Localement des écailles crustales métriques à kilométriques sont présentes, avec une densité qui croît vers l'Ouest. Le métamorphisme affectant l'Allochtone Inférieur est majoritairement du faciès des schistes verts, et parfois du faciès des amphibolites de bas grade dans les zones les plus occidentales.

II.1.1.2.2 Allochtone Médian

L'Allochtone Médian est constitué majoritairement de roches cristallines précambriennes et de niveaux épais de grès métamorphiques, d'âge Vendien à Paléozoïque Inférieur. Ces unités ont été métamorphosées dans le faciès des schistes verts, parfois des amphibolites et jusqu'aux élogites à l'ouest et au nord de la chaîne, avec une déformation ductile pénétrative dans les métasédiments. Dans la partie septentrionale de l'orogène, les unités de l'Allochtone Médian gardent les traces d'une déformation Calédonienne précoce (phase Finnmarkienne (Sturt et al., 1978a)), d'âge Cambrien Supérieur Ordovicien Inférieur, localement synchrone d'intrusions magmatiques. L'Allochtone Médian est représenté en Norvège du sud-ouest par les nappes de Jotun et de Lindås, sur laquelle nous avons étudié le métamorphisme élogitique.

II.1.1.2.3 Allochtone Supérieur

L'Allochtone Supérieur est constitué d'unités de nature très hétérogène et très diversement affectées par la déformation et le métamorphisme Calédonien, et seules les unités basales (Nappes de Seve) montrent les plus hauts grades de métamorphisme (occurrences d'élogite décrites par Andreasson et al. (1985) et Van Roermund (1985)), témoins d'une histoire préalable au charriage et à la mise en place des nappes. Structuralement sus-jacentes, les nappes de Kõli sont constituées d'une série volcano-sédimentaire du faciès schiste vert, comportant des fossiles datés entre l'Ordovicien Inférieur et le Silurien Inférieur. Des fragments d'ophiolites et de séquences d'arrière-arc de l'océan Iapetus sont présentes au sein de ces nappes sommitales. L'histoire tectonique enregistrée par les Nappes de Kõli met en lumière un épisode précoce (Ordovicien basal) de déformation et d'obduction océanique, dont la corrélation avec la phase Finnmarkienne enregistrée ailleurs est discutée.

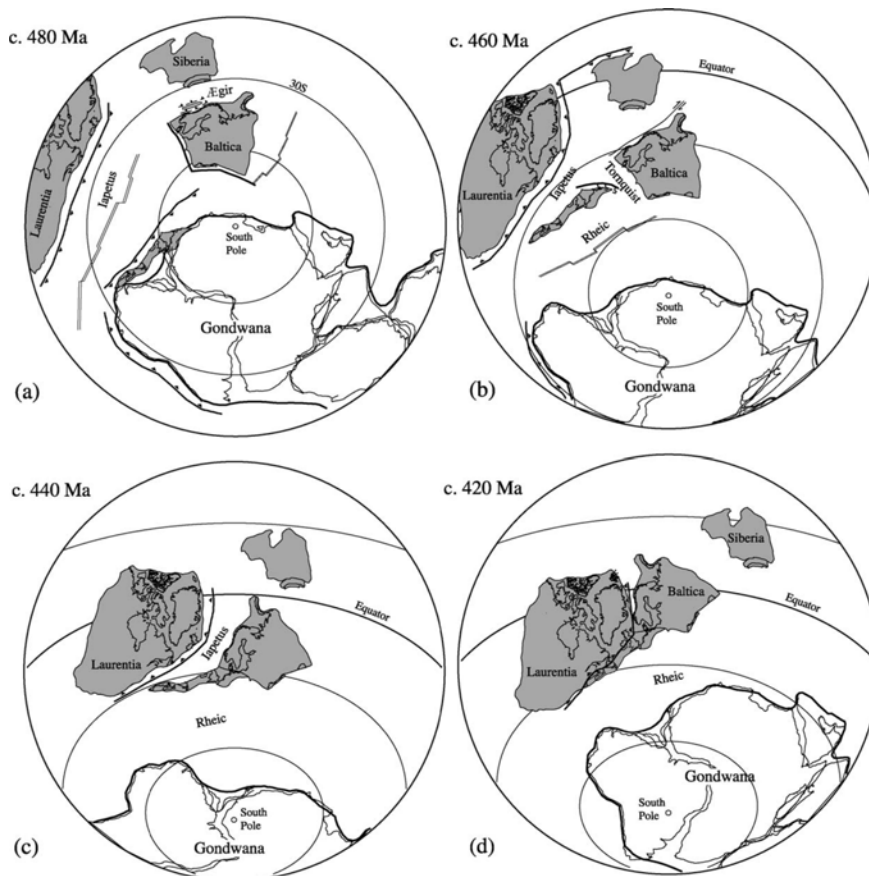
II.1.1.2.4 Allochtone Sommital

Présentes uniquement au nord de la chaîne, au-dessus des Nappes de Köli, les unités de l'Allochtone Sommital sont constituées essentiellement de gneiss et de schistes, de faciès essentiellement amphibolitique. Ces unités, d'affinité continentale, sont interprétées comme un fragment de la marge Laurentienne charrié au sommet de la pile de nappes (Stephens & Gee, 1989).

II.1.1.3 Les bassins Dévoniens

Les bassins Dévoniens se sont formés en contexte extensif post-collisionnel (Steel et al., 1985), avec des séquences syn-tectoniques et une déformation liée au jeu sur le détachement à la base des bassins (Hossack, 1984; Norton, 1987; Seranne & Seguret, 1987). La migration du bassin vers l'est et le sud-est, synchrone du dépôt, aboutit à l'accumulation de très épaisses séries sédimentaires (jusqu'à 25 km). Quatre de ces bassins sont présents à l'ouest, bordés par la zone de détachement de Nordfjord-Sogn (NSDZ) : Hornelen, Håsteinen, Kvamshesten et Solund du Nord vers le Sud. De petits bassins (Hitra, Ørlandet...) alignés avec le zone de faille de Møre-Trondelag près de Trondheim, forment une ceinture discontinue interprétée comme le vestige d'un bassin originel unique. Les autres bassins Dévonien sont le petit bassin de Røragen, situé au Sud-Est de Trondheim, ainsi que le bassin d'Oslo. L'âge de ces bassins, et notamment des bassins ouest-norvégiens montrant une déformation extensive marquée, est une contrainte temporelle importante sur les phases tardives de l'orogénèse Calédonienne.

II.1.2 Le cadre géodynamique global : collision de Baltica et Laurentia



II.1.2.1 Reconstructions paléogéographiques

Les reconstructions paléogéographiques (Fig. 4), basées à la fois sur des données paléomagnétiques et biostratigraphiques (Cocks & Torsvik, 2002; Roberts, 2003; Torsvik, 1998; Torsvik et al., 1996), illustrent la convergence des plaques baltique, laurentienne et avalone, la fermeture de l'océan Iapetus et la collision calédonienne survenant vers 420 Ma (Fig. 4). Ces données, associées à l'étude tectonostratigraphique des nappes allochtones, permettent de reconstruire l'évolution de l'orogène calédonien.

II.1.2.2 Phases tectoniques

L'orogénèse calédonienne, qui s'étale sur plus de 100 Ma, a une histoire polyphasée comportant 4 phases, 3 phases précoces et une phase principale "scandienne" au cours de laquelle a eu lieu le charriage des nappes allochtones, décrites dans ce qui suit d'après (Roberts, 2003).

Phase Finnmarkienne

Cette phase (Sturt et al., 1978a), impliquant l'Allochtone Supérieur et quelques unités de l'Allochtone Médian, résulte de la collision entre la marge de la plaque baltique et un arc volcanique (ou le micro-continent de Barents) au-dessus d'une zone de subduction dirigée vers l'océan Aegir, séparant Baltica de Siberia (Andreasson et al., 1998; Dallmeyer & Gee, 1986; Sturt & Roberts, 1991). Cette phase, de la fin du Cambrien-début de l'Ordovicien, est surtout visible en Norvège septentrionale et culmine avec la formation d'éclogites, datées de 505 Ma, au sein de la nappe de Seve (Dallmeyer et al., 1991; Essex et al., 1997; Mørk et al., 1988).

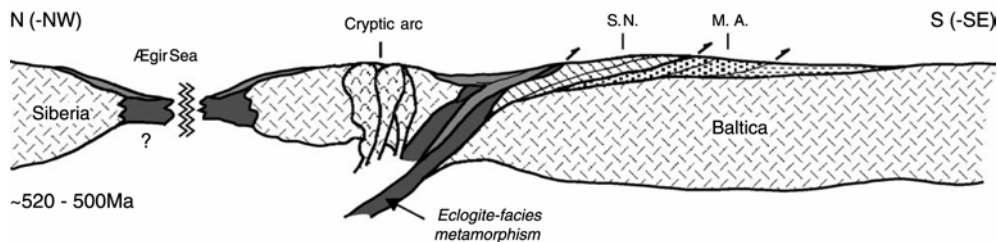


Figure II.5a : Phase Finnmarkienne (Roberts, 2003).

Phase Trondheim

Cette phase, visible en Norvège centrale près de Trondheim, est marquée par l'obduction de terrains océaniques sur la marge épicontinentale d'un microcontinent (Gula) et la formation de schistes bleus (Eide & Lardeaux, 2002), en lien avec la subduction vers l'océan Iapetus (Gee, 1986). Cette phase, d'âge 480-475 Ma, est reconnue dans la Nappe de Kōli et unités sus-jacentes, au sein de l'Allochtone Supérieur.

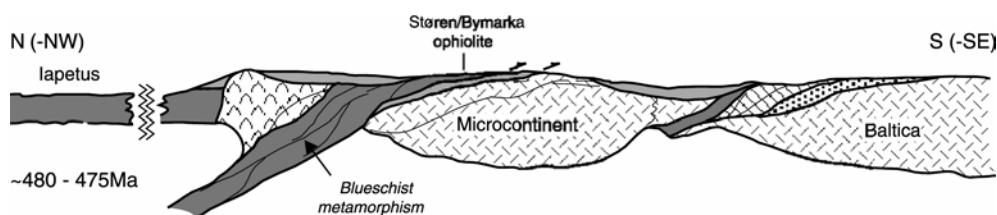


Figure II.5b : Phase Trondheim (Roberts, 2003).

Phase Taconienne

Cette phase, confinée à l'Allochtone Sommital et à quelques unités de l'Allochtone Supérieur (Nordgulen et al., 1993; Roberts, 1980), est d'âge Ordovicien Médian à Terminal (470-450 Ma), et est reliée à l'orogénèse Taconienne visible dans les Appalaches en Amérique du Nord. L'obduction, le métamorphisme jusqu'au faciès éclogitique (Corfu et al., 2003), et le magmatisme tardif sont interprétés comme ayant eu lieu sur la marge laurentienne, avant que les unités affectées ne soient impliquées dans la phase scandienne de collision.

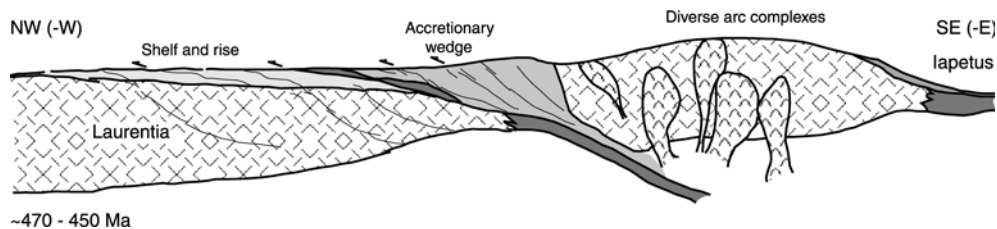


Figure II.5c : Phase Taconienne (Roberts, 2003).

Phase Scandienne

La phase scandienne est la phase majeure de collision de l'orogénèse calédonienne. C'est au cours de cet épisode, qui débute au Wenlockien (~428-423 Ma) et s'étale jusqu'au Dévonien Inférieur (~400 Ma) (Gee & Sturt, 1985; Greiling et al., 1998; Hacker et al., 2003c; Labrousse et al., 2004), que l'ensemble des nappes, parfois déformées au cours de phases antérieures, est charrié sur le craton Baltique, et qu'a lieu l'enfouissement à très grande profondeur de certaines unités crustales.

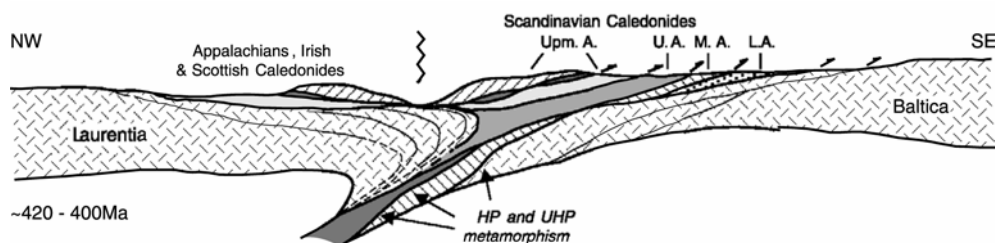


Figure II.5d : Phase Scandienne (Roberts, 2003).

II.1.3 La subduction de Baltica sous Laurentia au cours de la phase Scandienne

La présence de minéraux d'ultra-haute-pression, ainsi que l'incorporation à la croûte à très grande profondeur de péridotites à diamant (Van Roermund et al., 2002), ne sont pas compatibles avec les modèles de collision avec uniquement épaissement crustal, et nécessitent la présence d'une subduction continentale dans l'évolution de la chaîne.

II.1.3.1 Cinématique de la mise en place des nappes

La cinématique du charriage des nappes est déduite de la déformation de la couverture de sédiments parautochtones au front de la chaîne (Fig. 6): les imbrications d'unités et les structures en duplex indiquent un transport des nappes vers le SE-SSE (Morley, 1986; Nystuen, 1983). Cette déformation vers le SE est en accord avec les fabriques des

déformations compressives précoces au sein des unités allochtones, notamment des nappes de Jotun et de Bergsdalen (Fossen, 1992).

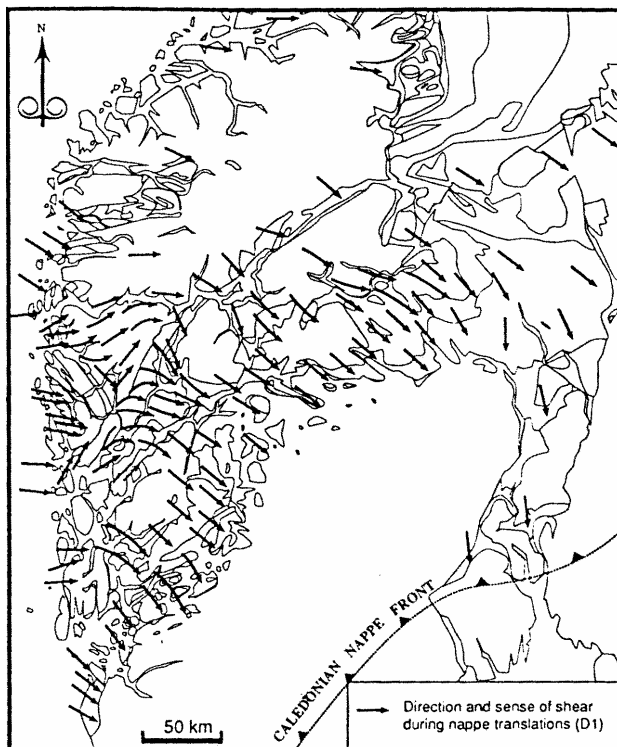


Figure II.6 : Sens de cisaillement associés au charriage des nappes pendant la phase de convergence et de collision, d'après (Fossen, 1992).

II.1.3.2 Gradients de métamorphisme

En plus de la cinématique de transport des nappes, le gradient de métamorphisme Calédonien est un argument supplémentaire supportant l'hypothèse de la subduction vers le NW de la plaque baltique sous la plaque laurentienne (Griffin et al., 1985; Krogh, 1977). Ce gradient est double : d'abord entre le front de la chaîne, non métamorphique et l'UHP dans les Gneiss de l'Ouest, d'autre part au sein des Gneiss de l'Ouest en se déplaçant du SSE au NNW on trouve la succession dans l'ordre des unités à glaucophane vers le Sunnfjord, puis des éclogites de HP dans le Nordfjord et enfin des unités d'UHP à coésite à Statlandet et au nord du Nordfjord (Carswell et al., 2003a) (Fig. 7). Dans le détail de la province de HP et d'UHP des Gneiss de l'Ouest, cette direction est discutée (par exemple le gradient métamorphique de Cuthbert et al. (2000) est plutôt orienté N-S).

Ce modèle de collision très asymétrique avec subduction de certaines unités de croûte corrélées à la plaque baltique a cependant été récemment remis en cause par la découverte de haute- et d'ultra-haute-pression associée à la plaque laurentienne, dans la chaîne calédonienne au Groenland (Elvevold & Gilotti, 2000; Gilotti & Ravn, 2002).

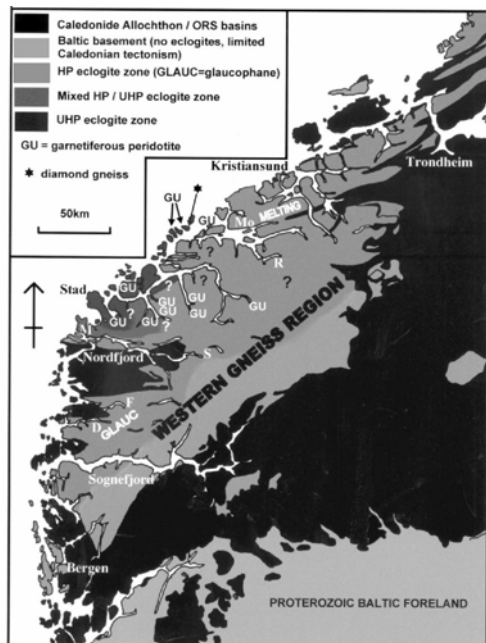


Figure II.7 : Répartition du métamorphisme au sein des Gneiss de l'Ouest, montrant le gradient croissant SE-NW, avec successivement vers le NW, la région sans Haute-Pression, la région à glaucophane (Schistes Bleus), la région écolitique et enfin la région d'UHP, d'après (Cuthbert et al., 2000).

II.1.4 Déformation Calédonienne post-collisionnelle

Les fabriques précoces dans les zones de décollement basal des nappes, associées au charriage top-vers-le-SE des nappes, sont reprise par une déformation extensive pénétrative top-vers-l'ouest, interprétée comme le ressac des nappes (Fossen, (1992, 2000)).

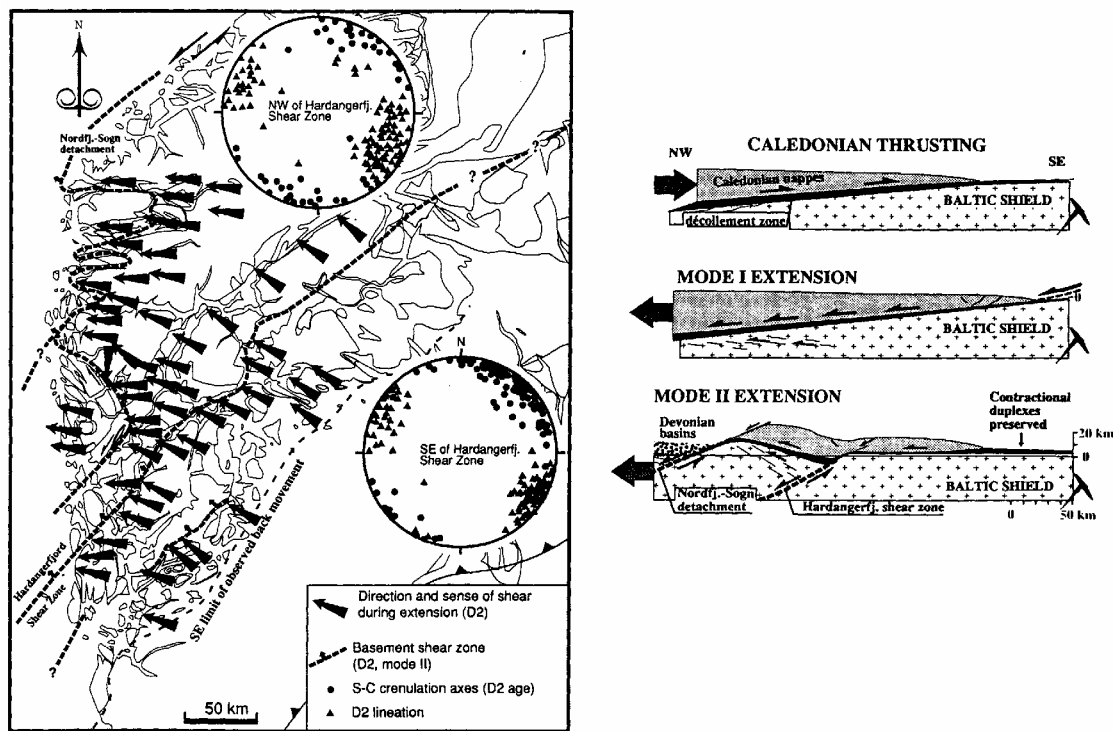


Figure II.8 : Déformation extensive tardi-orogénique, avec les deux modes d'extension successifs proposés par (Fossen, 1992). A gauche, la carte des sens de cisaillement extensifs (essentiellement mode I) dans l'Ouest de la Norvège, d'après (Fossen, 1992).

Cette phase extensive (dénommée extension mode I par Fossen (1992)) est la première étape de la destruction de la chaîne, qui se poursuit par la formation de grandes zones de cisaillement extensives en Norvège de l'Ouest, recoupant les structures antérieures (extension mode II): La zone de cisaillement de Hardangerfjord, de l'Arc de Bergen, du Nordfjord-Sogn. Les bassins Dévoniens sont déposés syn-cinématiquement au toit soit du détachement du Nordfjord-Sogn, soit de détachements très proches et semblables, comme le détachement de

Hornelen (Fig. 8) (Hossack, 1984; Seranne & Seguret, 1987). Alors que Fossen, (1992) invoque le changement de conditions cinématiques aux limites, l'origine de cette extension, ainsi que ses relations avec l'exhumation des roches de HP et d'UHP à l'ouest, sont discutées (Andersen, 1998a; Andersen & Jamtveit, 1990; Andersen et al., 1991a).

II.1.5 Répartition du métamorphisme de Haute et Ultrahaute Pression à l'échelle de la chaîne

Les terrains affectés par la haute-pression sont d'âge très variable, en relation avec les différentes phases de déformation qui se sont succédées au cours du cycle orogénique (Fig. 9). Les écolites les plus vieilles, d'âge Cambrien à l'Ordovicien, mises en évidence dans les niveaux supérieurs de la pile de nappes (Allochthone Supérieure ou Sommital) se sont formées avant la phase de collision s.s.. Les écolites contemporaines de la phase scandinave sont présentes dans la région des Gneiss de l'Ouest et dans l'Arc de Bergen, c'est-à-dire dans l'Ouest de la Norvège (les âges de la HP dans l'Arc de Bergen sont néanmoins discutés, comme décrit plus loin). L'ultrahaute-pression n'est présente que dans les Gneiss de l'Ouest, avec des âges relativement jeunes, entre 425 et 400 Ma (par exemple Griffin et al. (1985), Griffin & Brueckner (1980), voir plus loin).

A l'inverse des Gneiss de l'Ouest, où les écolites ne sont présentes que sous forme de boudins au sein d'une matrice complètement amphibolitisée, la déformation écolitique est extrêmement bien préservée dans l'Arc de Bergen, qui a donc été choisi comme zone d'étude. La région des Gneiss de l'Ouest est adjacente à l'Arc de Bergen, possède les seuls vestiges d'UHP calédoniens, et est l'objet d'une littérature abondante. Ces raisons nous conduisent à détailler dans ce qui suit la structure et l'histoire des Gneiss de l'Ouest, qui sont autant de contraintes sur l'évolution de l'Arc de Bergen.

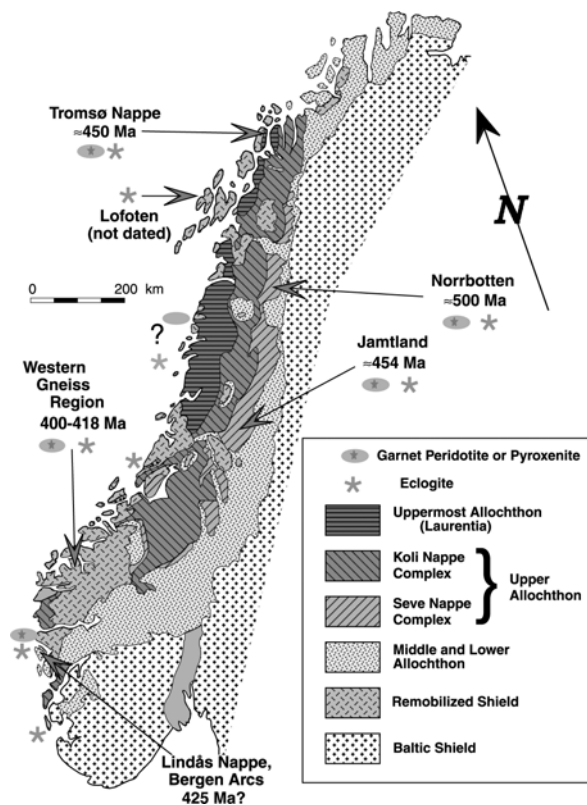


Figure II.9 : Carte simplifiée des Calédonides Norvégiennes, indiquant les occurrences de HP/UHP et leurs âges radiochronologiques, et les associations possibles avec des roches mantelliques, d'après Brueckner & Van Roermund (2004).

II.2 La région des Gneiss de l'Ouest

La région des Gneiss de l'Ouest (WGR) est importante à plus d'un titre : d'abord les seuls exemples d'UHP calédonienne y sont localisés, ensuite cette région concentre une part très importante des études sur la chaîne calédonienne, et impose ainsi un certain nombre de contraintes sur les modèles d'exhumation et d'évolution de l'orogène, enfin la large province d'HP et d'UHP au sein des WGR est géographiquement relativement proche de l'HP dans l'Arc de Bergen, qui est l'objet de cette thèse.

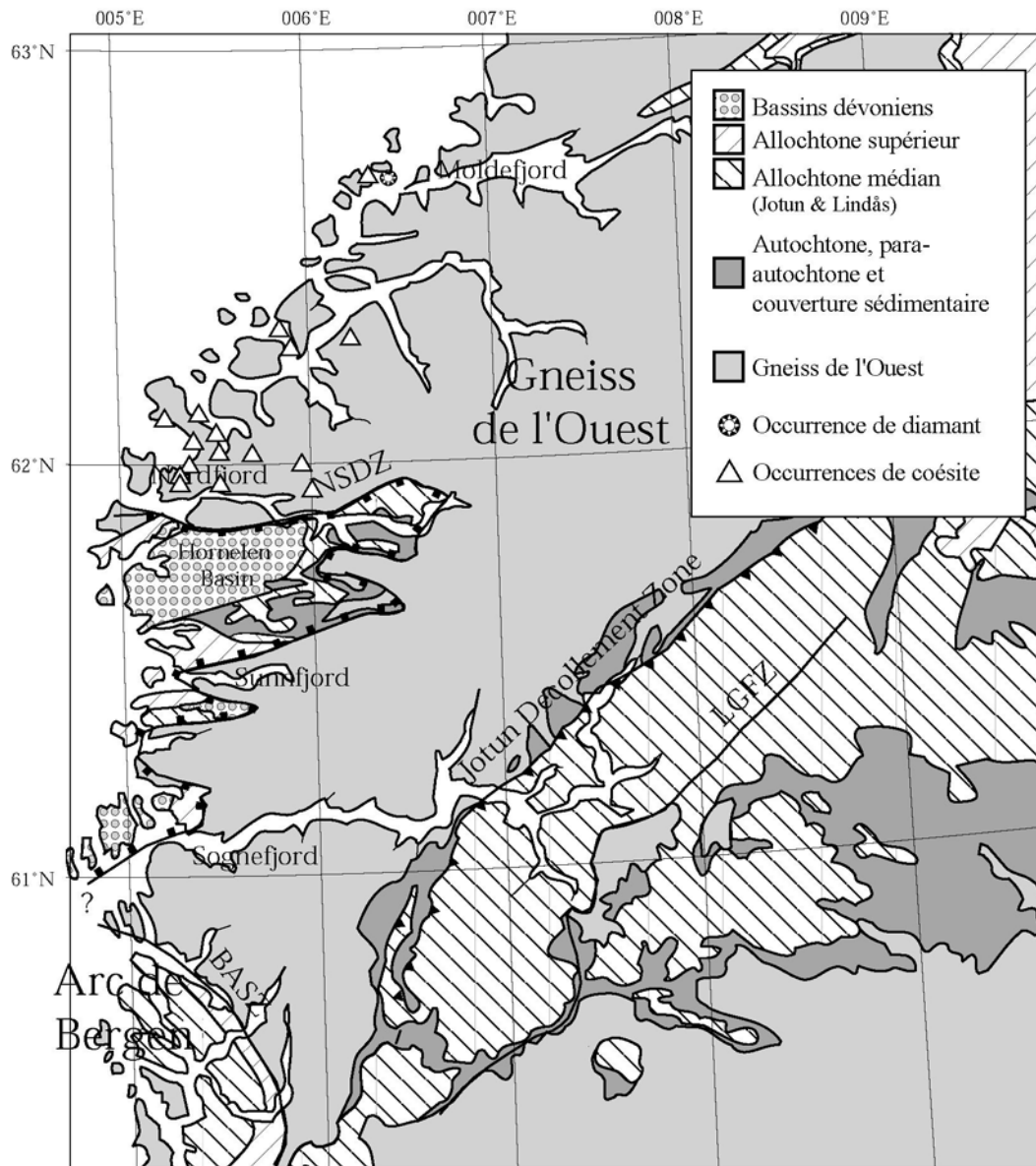
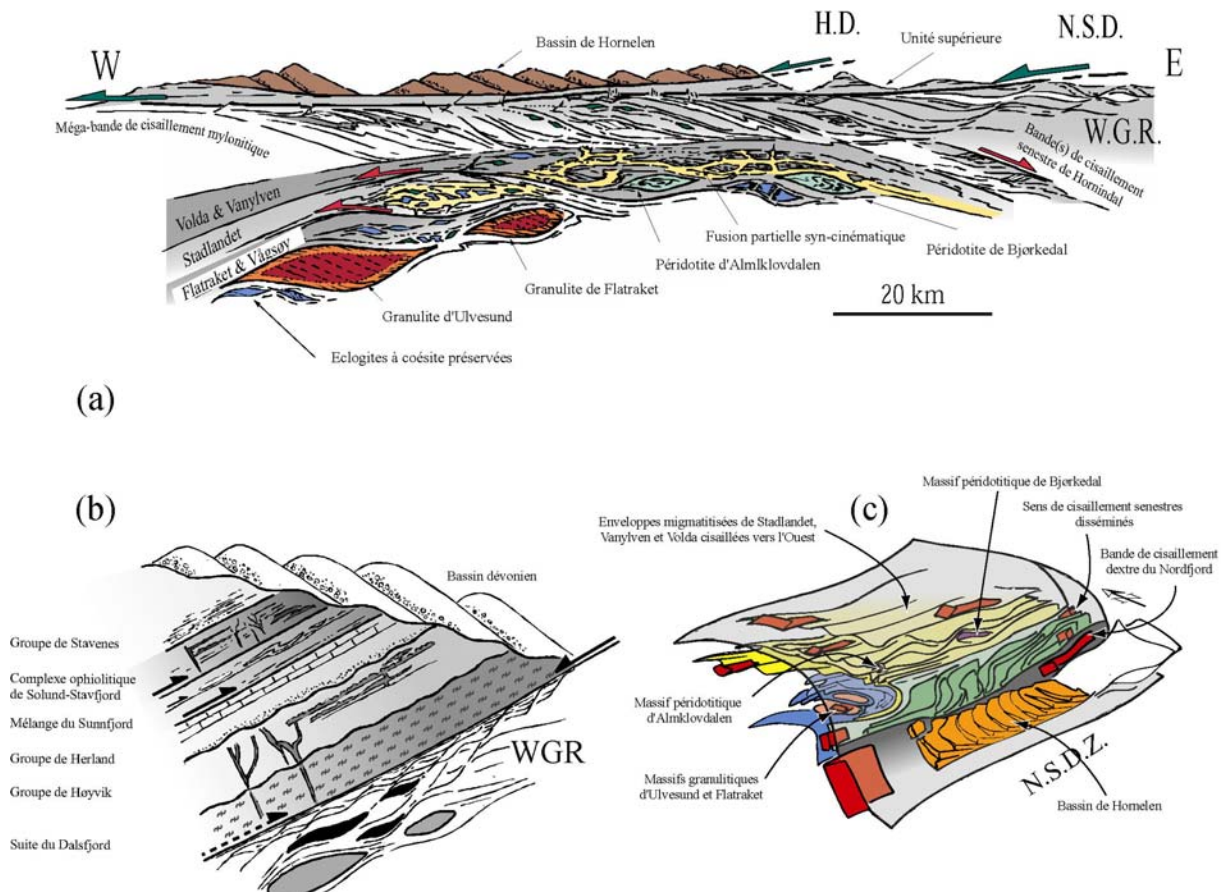


Figure II.10 : Carte tectonostratigraphique de la région des Gneiss de l'Ouest, d'après Labrousse (2001), bordés au Nord par la faille de Møre-Trondelag, à l'ouest par le détachement du Nordfjord-Sogn, à l'est par le chevauchement basal des nappes allochtones et au Sud par la zone de cisaillement de l'Arc de Bergen. Les occurrences de coésite (Cuthbert et al., 2000; Wain, 1998) et de microdiamant (Dobrzhinetskaya et al., 1995) définissent la province d'Ultra Haute Pression à l'ouest des Gneiss de l'Ouest.

II.2.1 Limites des Gneiss de l'Ouest

La zone de détachement du Nordfjord-Sogn

La région des Gneiss de l'Ouest est bordée à l'ouest par la zone de détachement du Nordfjord-Sogn (NSDZ), au départ interprétée comme la limite basale des bassins dévoniens (Hossack, 1984). Dans le détail, l'unité supérieure du détachement est composite, et comporte en plus des bassins dévoniens, des unités de l'Allochtone Médian et Supérieur.



La zone de cisaillement de l'Arc de Bergen

La zone de cisaillement de l'Arc de Bergen (BASZ), qui se prolonge sous le bassins dévonien du Fensfjord par la Faille du Fensjord (Wennberg & Milnes, 1994), limite les Gneiss de l'Ouest dans le mur des unités de l'Arc de Bergen au toit du détachement. Elle est interprétée comme un chevauchement associé au charriage des nappes réactivé en extension à la fin de l'orogénèse calédonienne (Fossen, 1992; Wennberg, 1996). Cette zone de cisaillement est souvent dans la littérature connectée en mer avec la NSDZ (par exemple Dunlap & Fossen (1998)).

Le chevauchement basal de la Nappe de Jotun

Le contact de base de la nappe de Jotun (grande écaïlle crustale de l'Allochtone Médian) est aussi réactivé en extension pendant l'extension tardi-orogénique (Fossen, 1992).

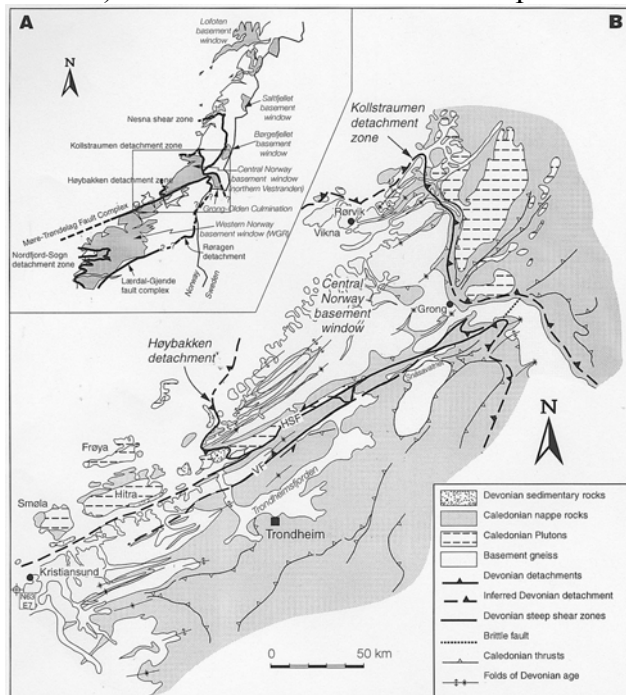


Figure II.12 : La zone de faille de Møre-Trondelag délimite les Gneiss de l'Ouest au sud des Gneiss de Vestranden au nord, d'après Braathen et al. (2000).

La zone de faille de Møre-Trondelag (MTFZ), longue de plus de 300 km, marque la limite entre les Gneiss de l'Ouest et les Gneiss de Vestranden, et borde les petits bassins Dévoniens de Smøla et Hitra (Steel et al., 1985). Le jeu senestre de cette faille au Dévonien (Grønlie & Roberts, 1989; Séranne, 1992) est à l'origine de modèles d'exhumation des Gneiss de l'Ouest (Krabbendam & Dewey, 1998). Les Gneiss de Vestranden, qui montrent très peu d'occurrence d'écoligites (Bryhni & Andréasson, 1985), sont exhumés en dômes à la faveur des jeux des détachements de Kollstraumen et Høybakken (Braathen et al., 2000; Séranne, 1992).

II.2.2 Le protolithe des Gneiss de l'Ouest

Le protolithe des Gneiss de l'Ouest est relativement hétérogène, à la fois en composition et en lithologie, et possède une histoire polyphasée précambrienne et calédonienne. Le socle des Gneiss de l'Ouest est constitués de granitoïdes, formés entre 1750 et 1500 Ma (Brueckner, 1972; Brueckner, 1979), et partiellement repris pendant l'orogénèse Sveco-Norvégienne vers 1250 Ma (Gorbatshev, 1985), ce qui permet de corréliser la région avec l'orogène Sud-Ouest Scandinave au SE des nappes (Fig. 3), et de décrire les Gneiss de l'Ouest comme "parautochtone".

Une grande variété de lithologies sont aussi présentes : des gabbros, des anorthosites (roches formées essentiellement de plagioclase, avec grenat et pyroxène mineurs), des mangérites (roches très riches en plagioclases et K feldspaths, avec un peu d'orthopyroxène et de grenat), des schistes pélitiques, des quartzites et des marbres, souvent associées dans des charnières de plis au sein des orthogneiss du socle (Bryhni, 1966; Bryhni, 1989; Muret, 1960). Ces associations d'unités ont de grandes similarités avec les unités des Alloctones Inférieur et Médian dans la région du Jotunheim (Bryhni, 1966). Cependant la distinction entre le socle, la couverture sédimentaire et les vestiges d'unités de nappes sus-jacentes est très difficile à faire, en partie à cause du métamorphisme calédonien localement intense (par exemple réinterprétation des schistes pélitiques de Bryhni (1966) par Krabbendam & Wain (1997a) et Wain (1998) comme du socle grano-dioritique éclogitisé).

On trouve aussi un nombre important de massifs ultrabasiques, qui ont été divisés en deux grandes familles (péridotites à grenat magnésio-chromifères d'une part et ferro-titanées d'autre part (Carswell et al., 1983)). Le premier type de ces ultrabasites, formés à très grande profondeur (grenats majoritaires indicateurs de pression de l'ordre de 6-7 Gpa (van Roermund & Drury, 1998)), sont incorporées aux roches crustales au sommet du panneau plongeant pendant la subduction calédonienne (estimations P-T : 3,2 Gpa - 805°C, (van Roermund et al., 2000)). A l'inverse, le deuxième type d'ultrabasite est interprété comme des cumulats intra-crustaux de gabbros lités et de péridotites d'âge Svéco-Norvégien (Qvale & Stigh, 1985), et a donc été solidaire du socle des Gneiss de l'Ouest pendant toute son histoire calédonienne.

II.2.3 Métamorphisme et déformation Calédonienne dans les Gneiss de l'Ouest

Une partie des Gneiss de l'Ouest a été enfouie à grande profondeur pendant l'orogénèse calédonienne, et a été affectée par un métamorphisme de haute- et ultrahaute-pression (faciès éclogitique). La carte du métamorphisme (fig. 7) montre à grande échelle un gradient SE-NW, mais dans le détail l'intensité du métamorphisme calédonien est très variable et l'histoire tectonométamorphique de la région est complexe.

II.2.3.1 La Haute-Pression

Les éclogites dites "externes" des Gneiss de l'Ouest sont généralement préservées dans des lentilles basiques de taille centimétriques à décimétriques, et parfois plurikilométriques (par exemple le massif de Drøsdal, (Foreman et al., 2005)), au sein des gneiss et lithologies solidaires. Par ailleurs, les éclogites "internes" sont associées aux péridotites magnésio-chromifères, en filons ou en lits concordants avec le litage péridotitique.

Les gneiss encaissants des éclogites "externes" préservent très peu la haute-pression (Cuthbert et al., 2000), et montrent des paragenèses amphibolitiques sans indice de HP. Par ailleurs, la migmatitisation des gneiss de la province d'UHP (Labrousse et al., 2002), indicatrice d'une remontée relativement "chaude", est elle aussi synonyme de rétro-morphose importante. Cependant, des vestiges d'un métamorphisme HP ont été mis en évidence dans des gneiss par Krabbendam & Dewey (1998) et Wain (1997a et b). Cette inhabituelle préservation, qui résulte de l'absence de déformation, montrant que les gneiss encaissants et les lentilles éclogitiques partagent une histoire calédonienne de HP commune. A l'inverse des roches complètement métamorphosées au pic ou pendant le retour vers la surface, certaines unités ont subi successivement enfouissement et exhumation sans recristallisation ni déformation d'importance, et préservent leur texture et minéralogie d'origine. Le massif de Kråkenes, sur l'île de Vågsøy, est un banc de dolérite de 250 m d'épaisseur, dans lequel la structure ophitique à grands cristaux de pyroxènes et l'assemblage magmatique à clinopyroxène, plagioclase, olivine, biotite et ilménite sont préservés, malgré les

recristallisations éclogitiques et amphibolitiques des zones alentours, plus déformées (Krabbendam, 1997b). De la même façon, dans la région du Nordfjord, les deux massifs plurikilométriques de Flatraket et d'Ulvesund, équilibrés dans le faciès granulitique, ne montrent que de très rares rééquilibres dans le faciès éclogitique et amphibolitique (Krabbendam & Wain, 1997a; Krabbendam et al., 2000; Wain, 1998). Cette exceptionnelle préservation s'explique à la fois par l'absence de fluides et de déformation.

La déformation dans le faciès éclogitique est difficile à observer, d'une part parce que la haute-pression n'est préservée que dans des boudins de taille variable, d'autre part parce que la déformation consécutive a déformé et fait tourner les structures profondes. Le massif éclogitique de Drøsdal, près du bassin de Solund, montre une déformation éclogitique constrictive, avec une linéation sub-horizontale orientée W-E et des plis d'axes parallèles à la linéation (Foreman et al., 2005), qui se poursuit avec les mêmes orientations en domaine amphibolitique. La déformation éclogitique étudiée par Terry & Robinson (2004) dans la zone de Fjøltoft (îles près de Brattvåg-Ålesund) montre une fabrique L>>S formée en régime constrictif, ainsi que la formation de zones de cisaillement mylonitiques avec un mouvement top-vers-le-SE (140°). Enfin, à Vårdalsneset, près de Solund, la déformation éclogitique procède d'abord par étirement constrictif sub-horizontale orienté ~N30, repris par la formation dans une 2^{ème} étape de bandes de cisaillement éclogitiques symétriques indiquant un étirement W-E (Engvik & Andersen, 2000), en accord avec les travaux antérieurs de Andersen, (1998a), Andersen & Jamtveit (1990), Andersen et al. (1994). Ainsi, en moyenne, la déformation éclogitique montre un étirement W-E, qui se poursuit dans les faciès de plus basse pression.

II.2.3.2 L'Ultrahaute-Pression

La province d'UHP (Fig. 13) est définie par les occurrences ponctuelles de minéraux index de l'UHP, indicateurs de profondeurs d'enfouissement supérieures à 100 km: les inclusions de coésite (Cuthbert et al., 2000; Krabbendam & Wain, 1997a; Smith, 1984; Smith, 1988; Smith, 1995; Wain, 1997b; Wain, 1998) et de microdiamants (Dobrzhinetskaya et al., 1995) dans des roches crustales, ainsi que les grenats majoritaires et les microdiamants dans des péridotites (Van Roermund et al., 2002; van Roermund & Drury, 1998; van Roermund et al., 2000). Ces indices d'UHP sont peu nombreux, et n'ont été observés à peu d'exceptions près que dans des lentilles éclogitiques basiques ou des ultrabasites. Il existe un papier plus ancien de David Smith qui décrit l'UHP grâce à des exsolutions dans des pyroxènes, je crois. Il n'aavt pas été cru à l'époque. Il serait sympa de le citer. Demande lui la référence, je ne la connais pas.

La province d'UHP a ainsi vu ses limites varier avec le temps, suivant à la fois l'acquisition d'observations minéralogiques et les variations dans leurs interprétations.

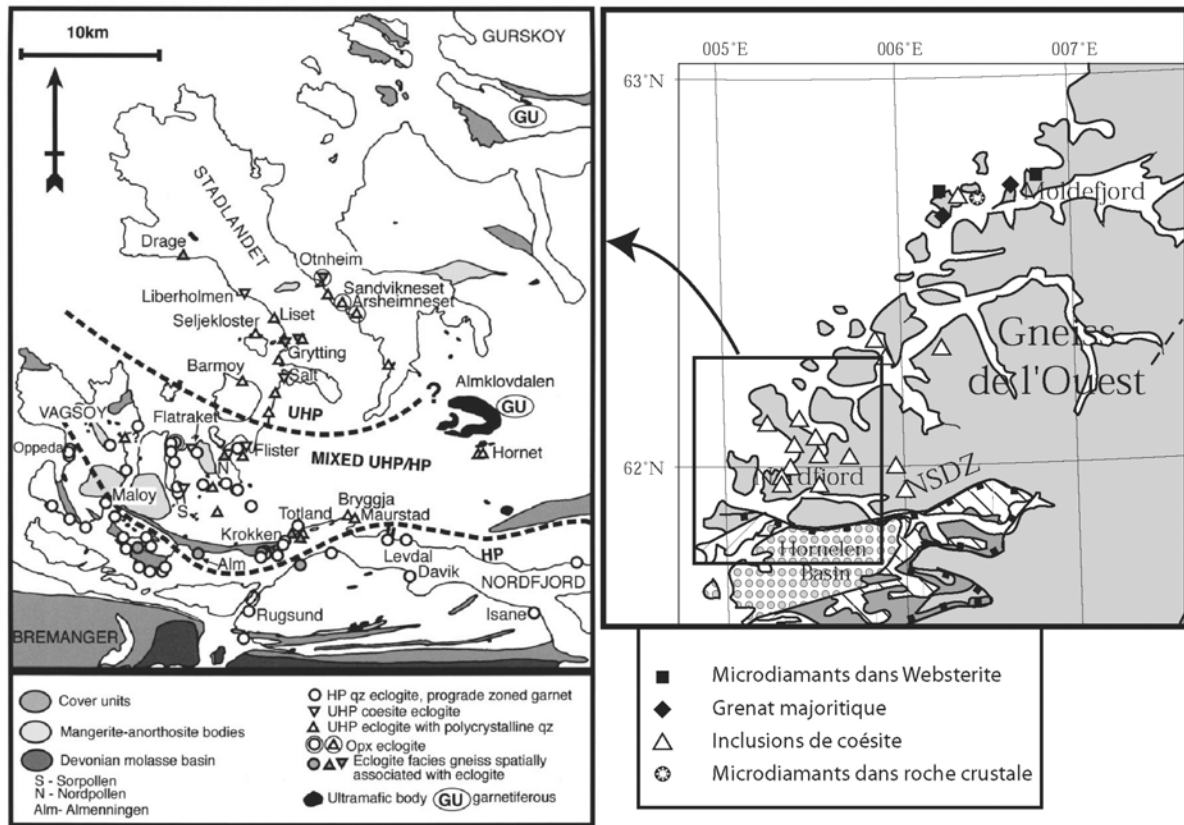


Figure II.13 : (Droite) Répartition des différents témoins de l’UHP au sein des Gneiss de l’Ouest : les occurrences de coésite (Cuthbert et al., 2000; Wain, 1998) et de diamant dans des roches crustales (Dobrzhinetskaya et al., 1995), les grenats majoritiques (supersiliciques) et les diamants dans les péridotites (Van Roermund et al., 2002) (Gauche) Distribution des différents types d’éclogite, de l’HP et de l’UHP, et limite possible de la province d’UHP, d’après Cuthbert et al. (2000).

Actuellement, la province s’étend sur une bande côtière allant de Statlandet et Nordøyene (Fig. 13). L’interprétation des relations entre la province d’UHP et la zone d’HP reste problématique, et la limite de la province d’UHP n’est pas un accident : (Krabbendam & Wain, 1997a; Wain, 1997a; Wain, 1997b; Wain, 1998) ont montré l’existence d’une zone mixte entre la haute- et l’ultra haute pression au sud de la province d’UHP, où les paragenèses d’HP et d’UHP coexistent à courte distance. Le fort gradient de métamorphisme entre la zone d’HP ($P_{max} \sim 20-25$ kbars) et celle d’UHP ($P_{max} \sim 30$ kbars) est un argument en faveur de la juxtaposition tectonique de la province d’UHP avec la zone d’HP. Cependant les mêmes auteurs qui parlent d’imbrication tectonique pour la très haute-pression font, à cause du gradient de métamorphisme SE-NW assez régulier, de l’ensemble des Gneiss de l’Ouest un corps rigide pendant l’histoire calédonienne (Cuthbert et al., 2000), tandis que Labrousse et al. (2004) interprètent les Gneiss de l’Ouest comme composés de 2 ou 3 larges unités réunies tardivement (voir ci-après les arguments radiochronologiques pour cette hypothèse).

II.2.3.3 Le calendrier de la déformation dans les Gneiss de l’Ouest

II.2.3.3.1 Diachronisme du métamorphisme de HP

Les études radiochronologiques sur la haute- et l’ultra haute-pression des Gneiss de l’Ouest et sur l’exhumation consécutive montrent des décalages temporels importants entre

différentes zones (Fig. 14 récapitulative, tirée de Labrousse et al. (2004)). L'UHP dans les Gneiss de l'Ouest est datée dans la région du Moldefjord (voir sur Fig. 13) à 401.6 +/- 1.6 Ma (U/Pb sur zircon à Hareidland, (Carswell et al., 2003b)), 407.0 +/- 2.1 Ma (U-Th-Pb sur monazite (Terry et al., 2000b)), et autour de 405-395 Ma dans la région du Nordfjord (Lutro et al., 1997; Root et al., 2001).

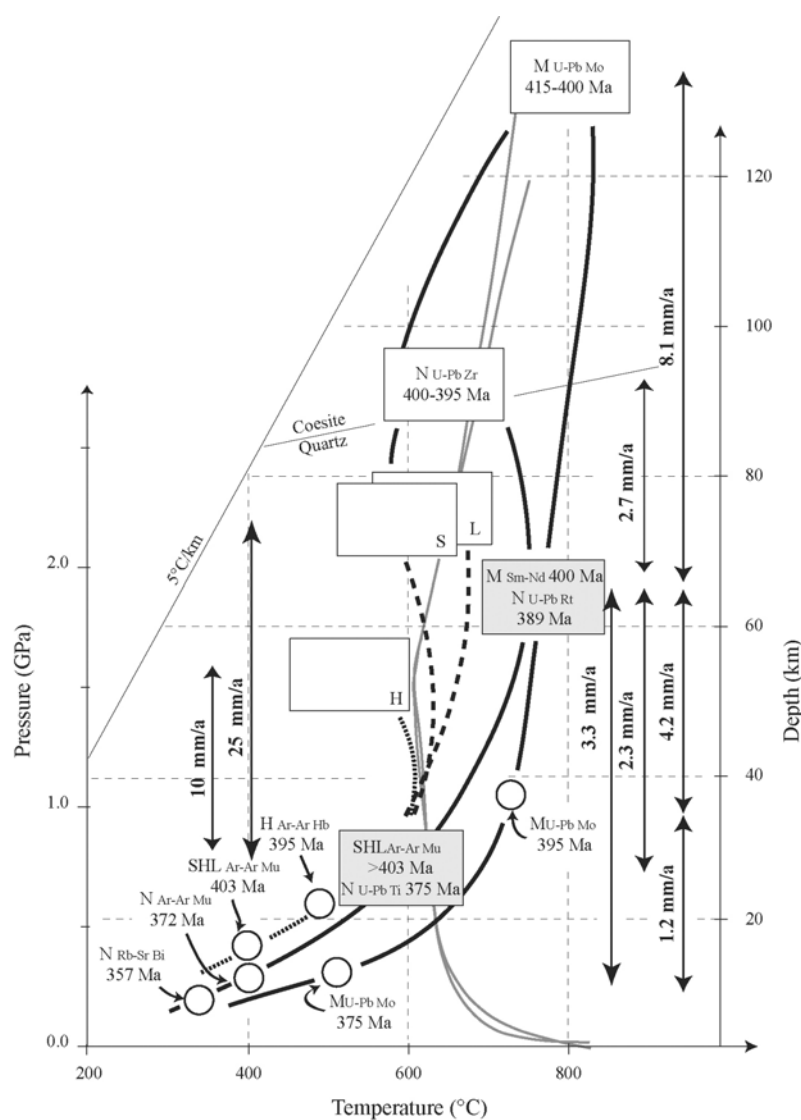


Figure II.14 : Chemins Pression-Température-temps pour différentes zones des Gneiss de l'Ouest, d'après Labrousse et al. (2004). H-Hyllestad ; L-Lavik ; S-Solund ; SHL-Solund-Hyllestad-Lavik sont situés dans la zone Sud des Gneiss de l'Ouest, M-Moldefjord ; N-Nordfjord sont en revanche situés au nord de la zone mylonitique du Nordfjord. Références des âges dans le texte.

Le retour vers l'HP des unités d'UHP est daté autour de 400 Ma (Mørk & Mearns, 1986) dans le Moldefjord, et vers 390 Ma dans le Nordfjord (U-Pb sur rutile (Schärer & Labrousse, 2003)). Le passage à 600°C-1GPa est daté à 375 +/- 6 Ma (U/Pb sur titanite (Schärer & Labrousse, 2003)). Ces âges relativement jeunes contrastent avec la situation dans les Gneiss de l'Ouest au Sud de la zone mylonitique du Nordfjord, dans lesquels l'exhumation est bien plus ancienne (>403 Ma) (Andersen et al., 1998b; Berry et al., 1994; Hacker et al., 2003c; Labrousse, 2001). Ce saut des âges de refroidissement, observé aussi dans une étude récente, et l'absence d'UHP amènent Labrousse et al. (2004) à distinguer au sein des Gneiss de l'Ouest une province de haute-pression au sud du Nordfjord, enfouie moins profondément et exhumée plus rapidement, d'une province à HP et UHP au Nord, elle-même peut-être composite entre la région du Nordfjord et la région du Moldefjord.

II.2.3.3.2 Déformation extensive à l'Ouest de la Norvège

La date du début de la déformation extensive, correspondant à l'inversion du mouvement des nappes, est relativement mal contrainte. Les premiers stades du jeu des détachements, à plus haute température que la température de fermeture des amphiboles, ne sont pas datés (Hacker et al., 2003c). Les datations Ar/Ar réalisées sur le détachement du Nordfjord donnent des âges autour de 400 Ma (Andersen et al., 1998b; Berry et al., 1994), tandis que des âges Ar/Ar à ~405 Ma (amphiboles, refroidissement sous 500°C) et 400-395 Ma (muscovite, 350°C) sont enregistrés pour la déformation extensive (top vers l'W ou NW) de la surface de décollement à la base de la pile de nappe à l'est de l'Arc de Bergen (Chauvet & Dallmeyer, 1992; Fossen & Dallmeyer, 1998).

Les contraintes stratigraphiques sur la fin de la compression sont, au front de la chaîne, les sédiments les plus jeunes déformés par l'avancée des nappes. L'âge de ceux-ci, les grès de Ringerike, est estimé à ~410 Ma (Bjørlykke, 1983), et ~423-418 Ma par Bockelie & Nystuen (1985). Dans l'ouest des Calédonides, les sédiments Dévoniens déposés au sommet des terrains du toit du détachement du Nordfjord sont relativement mal datés, les plus jeunes strates du bassin de Hornelen donnent un âge de 390 +/- 4 Ma (Bockelie & Nystuen, 1985; Tucker & McKerrow, 1995; Wilks & Cuthbert, 1994), tandis que les bassins ailleurs en Norvège donnent des âges de fonctionnement variables (voir le résumé dans Bockelie & Nystuen (1985), et la Fig. 15).

II.2.3.3.3 Chronologie de l'exhumation des Gneiss de l'Ouest

Sans rentrer dans le détail de la structure tectonique et métamorphique des Gneiss de l'Ouest, les âges de refroidissement les plus jeunes de la province d'UHP des Gneiss de l'Ouest (357 Ma, Rb-Sr sur biotite, (Labrousse et al., 2004)) montrent sans ambiguïté que la fin de l'exhumation est réalisée en contexte post-collisionnel, hypothèse aussi soutenue par l'analyse du remplissage des bassins Dévoniens qui ne montrent pas de clastes issus des Gneiss de l'Ouest, indiquant que ceux-ci étaient encore en cours d'exhumation au moment du dépôt des bassins (Cuthbert, 1991; Osmundsen, 1996; Osmundsen et al., 1998). Le problème se pose par contre pour les stades profonds de l'exhumation, dont l'âge, déterminé avec une incertitude importante, est très proche du début de l'extension généralisée, elle aussi mal contrainte (Fig. 15, tirée de Labrousse et al. (2004)). Cette question de la chronologie est essentielle pour connaître les mécanismes d'exhumation, qui sont de toute évidence complètement différents suivant le contexte géodynamique. C'est aussi une contrainte majeure dans la construction des différents modèles proposés d'évolution des Calédonides norvégiennes, présentés dans ce qui suit.

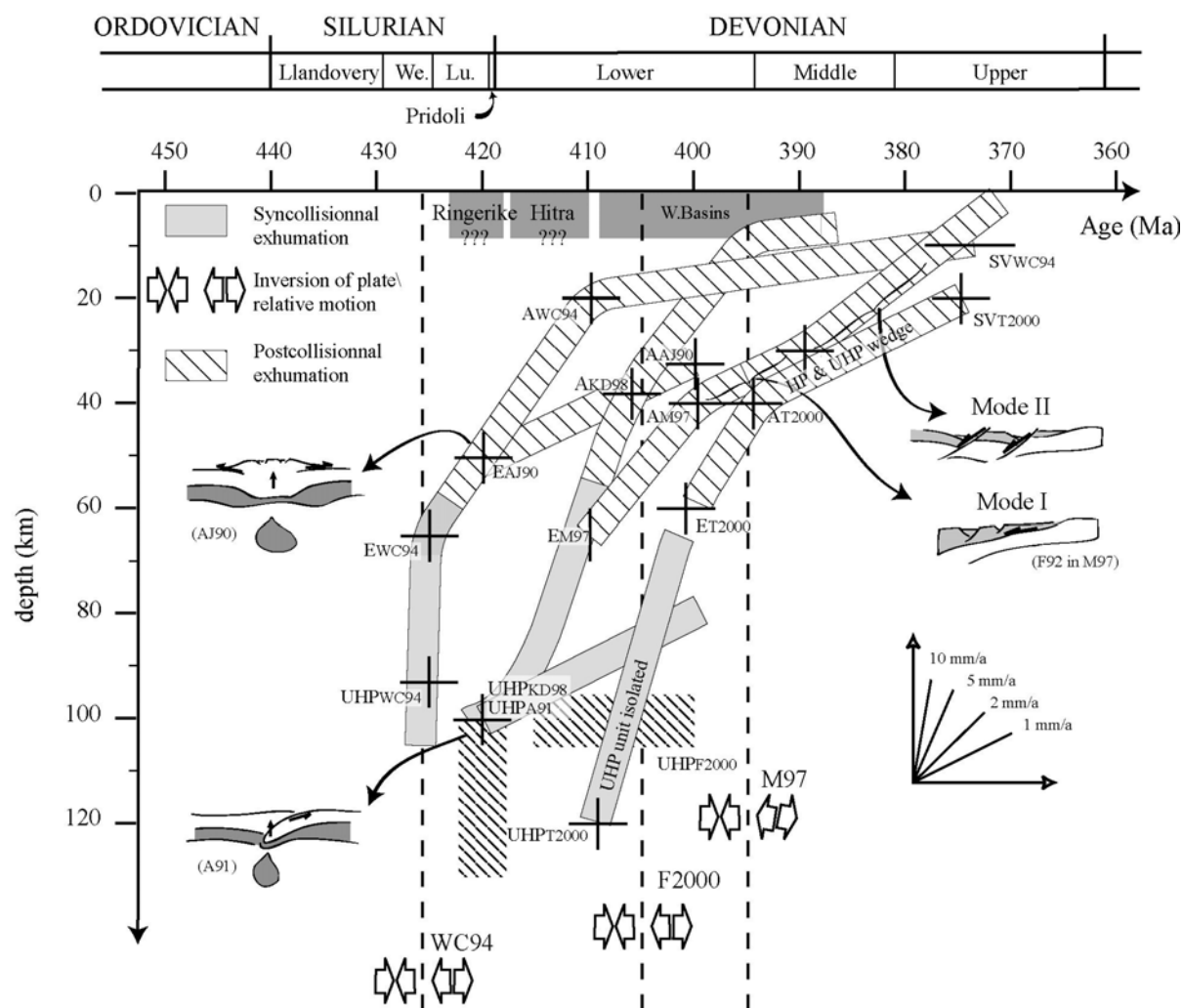


Figure II.15 : Récapitulatif des différents scénarios d'évolution des Gneiss de l'Ouest, basés sur différentes datations radiochronologiques et estimations du début de l'extension, d'après Labrousse et al. (2004). Abréviations utilisées : A : stade amphibolitique ; E : stade éclogitique d'HP ; GS : stade schiste vert ; UHP : stade d'UHP. Références : AJ90-Andersen & Jamtveit (1990) ; A91-Andersen et al. (1991a) ; WC94-Wilks & Cuthbert (1994) ; KD98-Krabbendam & Dewey (1998) ; T2000-Terry et al., (2000a-b) ; F2000-Fossen (2000) ; M97-Milnes et al. (1997). Calendrier du dépôt du Groupe de Ringerike d'après Bjørlykke (1983), du bassin de Hitra d'après Bockelie & Nystuen (1985), et des bassins de l'ouest Wilks & Cuthbert (1994).

II.2.4 Modèles d'exhumation des Gneiss de l'Ouest

Autour de la zone de détachement du Nordfjord, quelques kilomètres de distance séparent les bassins Dévonien de l'Ultrahaute-pression dans les Gneiss de l'Ouest. Les déformations accomodées par la zone mylonitique épaisse de 2,5 km sont de l'ordre de 50 km de jeu normal dans la zone du Sunnfjord (sur un détachement à pendage originel de $\sim 20\text{-}30^\circ$ (Andersen, 1998a)), ce qui est à peine suffisant pour exhumer les roches d'HP du mur du détachement, et en tout cas trop peu pour l'UHP plus au Nord. De nombreux modèles ont été développés pour rendre compte de la déformation extensive superficielle ainsi que de la dynamique profonde, afin d'expliquer l'exhumation des Gneiss de l'Ouest et la formation des

structures actuelles. Ces modèles peuvent être schématiquement divisés entre des syn- et post-collisionnels suivant le contexte géodynamique présidant à l'exhumation.

II.2.4.1 Modèles d'exhumation syn-collisionnels

II.2.4.1.1 Effondrement orogénique d'une lithosphère épaissie

L'exhumation dans ce modèle, proposé pour l'Himalaya (England & Houseman, 1988) ou bien la Sierra Nevada en Californie (Saleeby et al., 2003), résulte de la perte de la racine lithosphérique. Le manteau lithosphérique froid et les niveaux inférieurs de croûte éclogitisée et dense se détachent et s'enfoncent dans le manteau, entraînant la surrection isostatique, l'effondrement gravitaire et l'extension horizontale de l'ensemble de la chaîne (Fig. 16). Ce modèle est proposé par Andersen & Jamtveit (1990) et Andersen et al. (1994) pour expliquer l'exhumation des roches calédoniennes profondes, et notamment la variation de la cinématique de la déformation suivant sa profondeur : alors que la déformation dans le faciès éclogitique est fortement coaxiale (cisaillement pur, extension horizontale), la non-coaxialité augmente fortement à mesure que les unités se rapprochent de la surface et le cisaillement top vers l'W-WNW devient dominant, comme dans la zone mylonitique des faciès amphibolitique à schiste vert formant le détachement du Nordfjord.

Ce modèle présente néanmoins deux défauts d'importance: d'une part le réchauffement consécutif au détachement de la racine lithosphérique s'accompagne dans les cas où ce modèle a été proposé d'une production magmatique importante, or le magmatisme tardi-orogénique dans les Calédonides Scandinaves est très réduit. Cela a conduit les adeptes de ce modèle à proposer un effondrement orogénique suffisamment rapide pour que le rééquilibrage thermique soit faible (Chauvet & Dallmeyer, 1992). D'autre part la présence de roches d'UHP implique un épaississement crustal de l'ordre de 100 km, impliquant des topographies de plus de 10 km, situation jugée peu plausible au regard des chaînes actuelles et des plateaux d'altitude comme le Tibet, haut d'environ 5 km.

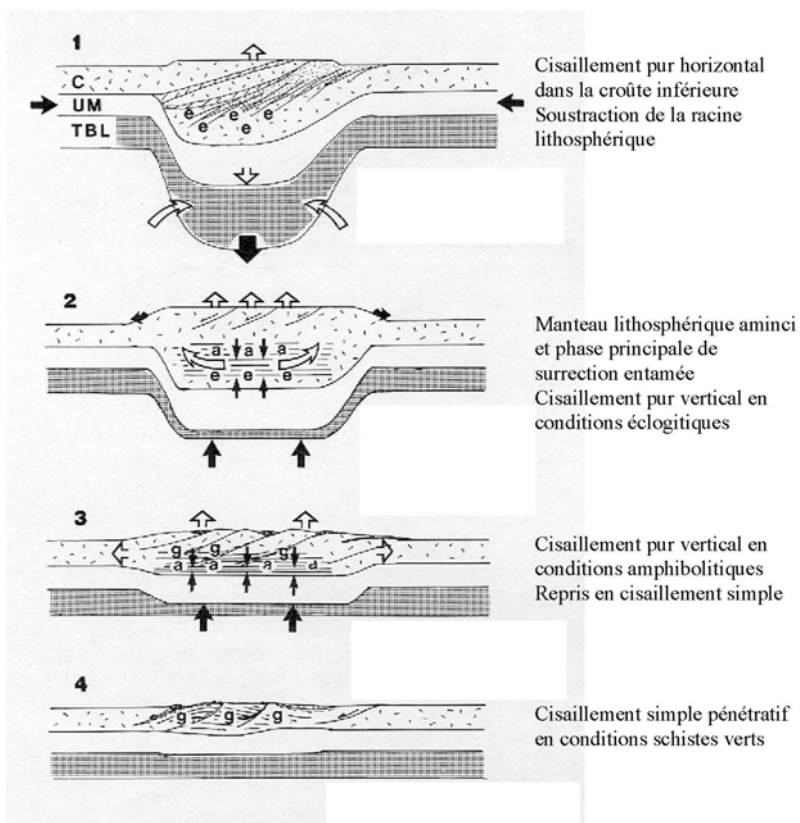


Figure II.16 : Effondrement orogénique suite à la perte de la racine lithosphérique, permettant l'exhumation des unités profondes selon une déformation variable suivant la profondeur, d'après Andersen & Jamtveit (1990).

II.2.4.1.2 Effondrement orogénique d'une lithosphère subductée : le modèle d'éduction

Ce modèle (Fig. 17) est lui aussi basé sur la perte des parties profondes de la chaîne, mais avec une géométrie de départ très asymétrique de subduction de la plaque baltique sous la plaque laurentienne (Andersen et al., 1991a). Cette subduction permet d'expliquer l'UHP sans impliquer de topographie excessive, ainsi que l'incorporation en profondeur d'unités de péridotite à la croûte (Brueckner, 1998; van Roermund & Drury, 1998). La rupture du panneau plongeant inverse les forces de traction de la lithosphère qui subducte (slab-pull) et entraîne le retour rapide en surface de la croûte depuis le domaine d'HP et d'UHP, en même temps que la compression continue au front de la chaîne. Les fabriques constrictives dans le faciès éclogitique résultent de la traction du panneau plongeant qui se détache.

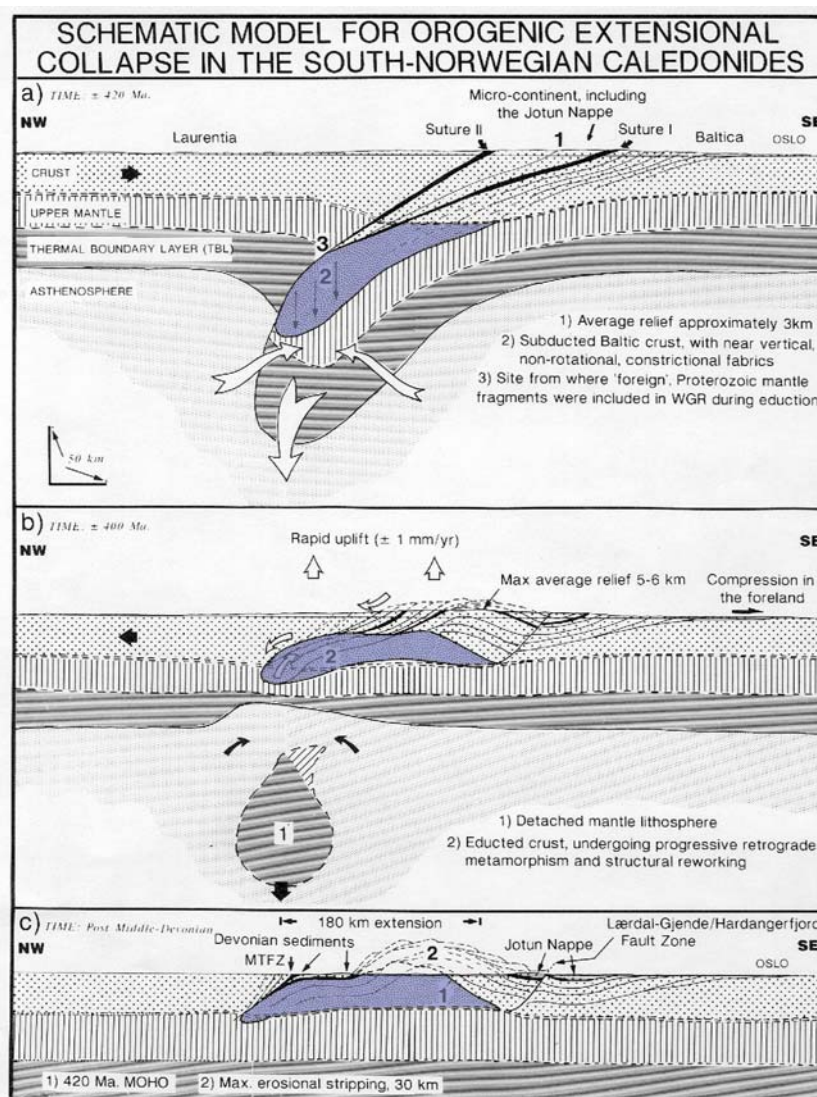


Figure II.17: Eduction de la lithosphère subductée après le détachement du panneau plongeant profond, d'après (Andersen et al., 1991a). L'exhumation des Gneiss de l'Ouest est synchronique de la compression au front de la chaîne.

Ce modèle asymétrique interprète l'exhumation des Gneiss de l'Ouest comme l'éduction d'un bloc cohérent, en accord avec Fossen, (2000) et Wilks & Cuthbert (1994). Le cycle enfouissement-éduction peut d'ailleurs être répété à chacune des phases de l'orogénèse

au sens large (Finnmarkienne et Scandienne entre autres), comme envisagé par Brueckner & Van Roermund (2004) qui parlent de tectonique de la "mouillette" (en référence à l'œuf coque). Les deux arguments qui lui sont opposés par Fossen, (2000), Milnes et al. (1997) et Wilks & Cuthbert (1994) sont d'une part la quasi absence de bassin d'avant-pays, observés au front des chaînes en effondrement connues, et le mouvement de ressac de l'ensemble des nappes vers l'ouest.

II.2.4.2 Modèles d'exhumation post-collisionnels

L'autre grande classe de modèles d'évolution des Calédonides invoque le changement de conditions aux limites pour expliquer les déformations tardives et l'exhumation des roches métamorphiques.

II.2.4.2.1 Divergence des plaques et extension

L'étude de détail de la zone de décollement, impliquant les sédiments de l'Allochtone Inférieur ainsi que les écaïlles constituant les nappes de Bergsdalen montrent, essentiellement dans la partie sud de la chaîne, la reprise en extension de toutes les structures formées pendant le charriage des nappes (Fossen, 1992). Le ressac des nappes vers l'est, le long du décollement basal, correspond au premier stade de l'extension selon Fossen, (1992, 2000) résultant de la transition convergence divergence aux limites. L'extension continue par un 2^{ème} stade pendant lequel se forment de grands détachements listriques (détachements du Nordfjord-Sogn, de Hardangerfjord et de l'Arc de Bergen, Fig. 18 et 10) accommodant une forte quantité d'étirement horizontal et d'amincissement vertical, responsable du retour vers la surface des unités profondes. Un troisième mode d'extension, plus superficiel, correspond à la formation de failles normales orientée NW-SE, en cohérence avec les directions de l'extension profonde, datées autour de 395 Ma (Pedersen et al., 1999).

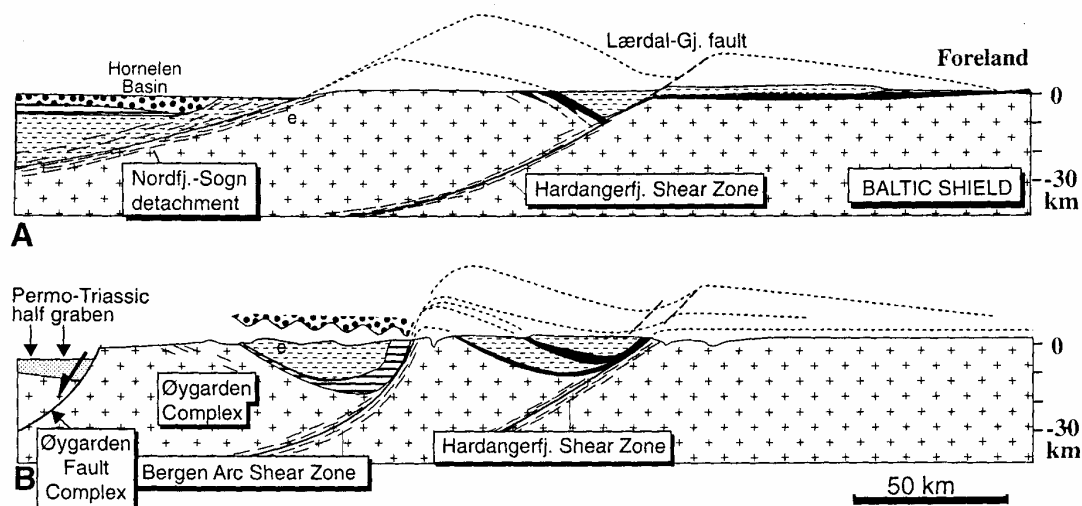


Figure II.18 : Coupes WNW-ESE passant par le bassin de Hornelen et les Gneiss de l'Ouest (haut), et passant par l'Arc de Bergen (bas), traversant les grands détachements crustaux formés pendant la phase 2 de l'extension suivant Fossen (1992), d'après Dunlap & Fossen (1998).

La chronologie proposée par Fossen (2000) définit deux périodes successives bien distinctes, associées à la compression puis à l'extension, délimitées par la fin du charriage des nappes autour 410 Ma et le ressac des nappes le long d'un grand décollement autour de 400

Ma. Une des critiques faites à ce modèle est ce calendrier qui sépare clairement compression et extension: pour Andersen et al. (1991a), l'exhumation des roches de haute-pression au cœur de l'orogène est contemporaine de la progression du charriage au front de la chaîne. De plus, dans ce modèle toute l'exhumation est assurée par le cisaillement le long de grands détachements ; d'une part les quantités de déplacement le long du Nordfjord, estimées par Andersen (1998a), ne rendent compte que d'une fraction seulement du chemin vertical à parcourir depuis l'HP. D'autre part, toute la déformation coaxiale dans le faciès éclogitique des Gneiss de l'Ouest est passée sous silence, alors que justement d'autres modèles en font un ingrédient principal de l'exhumation (Andersen, 1998a; Andersen et al., 1994; Krabbendam & Dewey, 1998).

II.2.4.2.2 L'exhumation commence pendant la convergence et s'amplifie pendant la divergence

Le modèle proposé par Milnes et al. (1997) reprend et modifie le cadre proposé par Fossen (1992), sur la base d'un transect réalisé au travers de la chaîne le long du Sognefjord. L'exhumation des roches d'HP procède en trois étapes (Fig. 19): d'abord la remontée par gravité des roches profondes de la racine crustale, qui viennent s'étaler sous les niveaux rigides plus superficiels, à la manière des diapirs de sel. Alors que les niveaux supérieurs, résistants, subissent encore la contraction, les niveaux ductiles s'étirent horizontalement et se raccourcissent verticalement, ce qui explique les fabriques d'étirement coaxial horizontal observée dans le faciès éclogitique. Lors de la deuxième phase, l'arrêt de la compression dans les niveaux supérieurs entraîne la surrection et le réajustement de l'orogène en surface par glissement le long des anciens chevauchements (mode I d'extension de Fossen (1992)), suivi d'une troisième phase pendant laquelle sont formés les grands détachements (mode II d'extension de Fossen (1992)).

Ainsi, seule la 1^{ère} phase de ce modèle d'évolution, l'"écroulement gravitaire" de la racine crustale, est originale par rapport au modèle d'exhumation complètement extensif de Fossen (1992), et Milnes et al. (1997) proposent un mécanisme d'exhumation *syn-collisionnel* pour les premiers stades de la remontée: compression dans les niveaux supérieurs et extension profonde sont contemporaines. Ce modèle a l'avantage de considérer la déformation coaxiale éclogitique, et de mieux rendre compte de toute la distance verticale parcourue depuis l'HP. Cependant, il n'est pas du tout certain que la rhéologie de la croûte en profondeur soit suffisamment faible pour permettre ce genre de comportement analogue au sel.

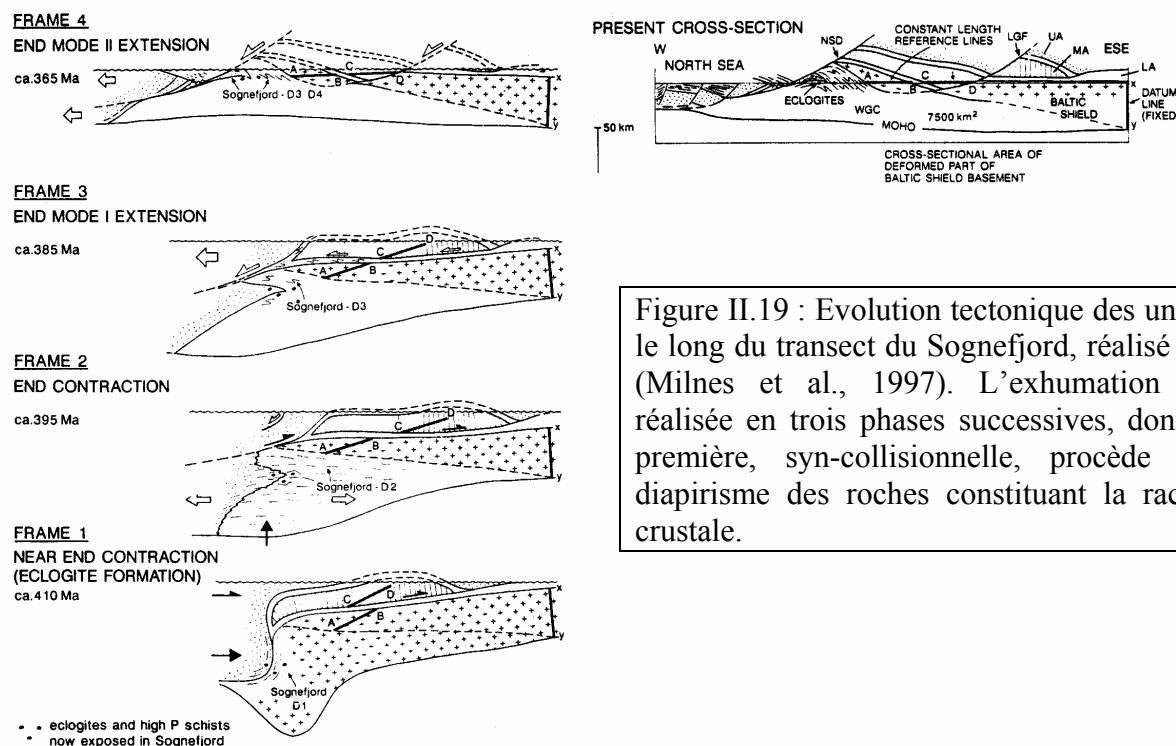


Figure II.19 : Evolution tectonique des unités le long du transect du Sognefjord, réalisé par (Milnes et al., 1997). L'exhumation est réalisée en trois phases successives, dont la première, syn-collisionnelle, procède par diapirisme des roches constituant la racine crustale.

Dans ce modèle, la transition compression-extension est expliquée par un changement de conditions aux limites convergence-divergence, plutôt que par perte de la racine lithosphérique, en raison de l'absence de magmatisme scandien d'importance. Cet inversion du mouvement des plaques résulte des interactions entre la collision calédonienne et l'orogénèse hercynienne qui lui succède (Rey et al., 1997) (Fig. 20). Une caractéristique essentielle de cette divergence est son obliquité par rapport à la zone de collision, qui conduit au jeu transformant senestre le long de grands accidents, qui participe à l'exhumation dans le modèle développé ci-dessous.

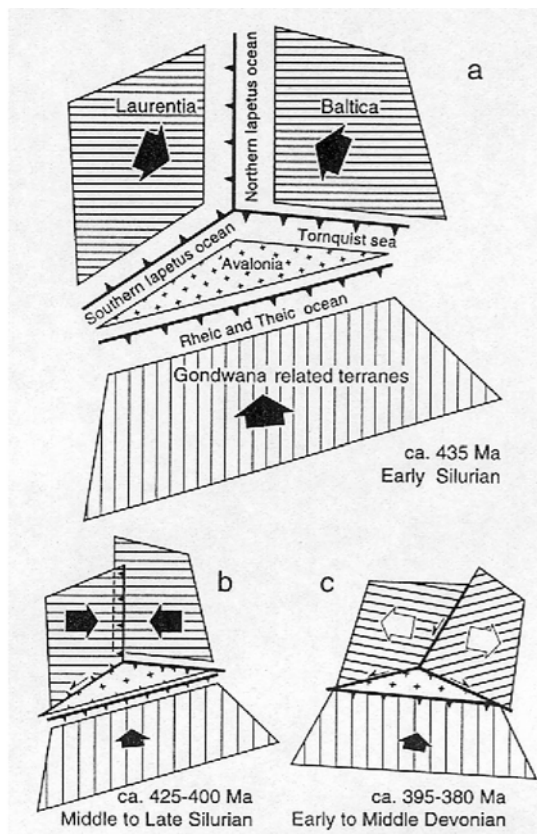


Figure II.20 : Reconstruction paléogéographique schématique de la collision calédonienne et de son évolution, d'après Rey et al. (1997). Le mouvement vers le Nord du Gondwana et l'orogénèse hercynienne déclenchent le changement de cinématique dans les Calédonides à l'origine de l'extension tardi-orogénique observée.

II.2.4.2.3 Exhumation associée à la divergence oblique

Le modèle d'exhumation transtensive de Krabbendam & Dewey (1998) met en relation l'extension tardi-orogénique avec le jeu senestre le long de la faille de Møre-Trondelag, au nord des Gneiss de l'Ouest. Ce jeu, sur une structure de grande échelle (plus de 300 km de long), est un argument supportant la nature décrochante de la divergence entre Baltica et Laurentia, reconnue par Torsvik et al. (1996) et Ziegler (1985) et observée dans les bassins dévoniens asymétriques (Osmundsen & Andersen, 2001). La divergence oblique fait suite à la convergence elle-même décrochante senestre, comme mis en évidence à l'Est du Groenland et au Svalbard (Holdsworth & Strachan, 1991).

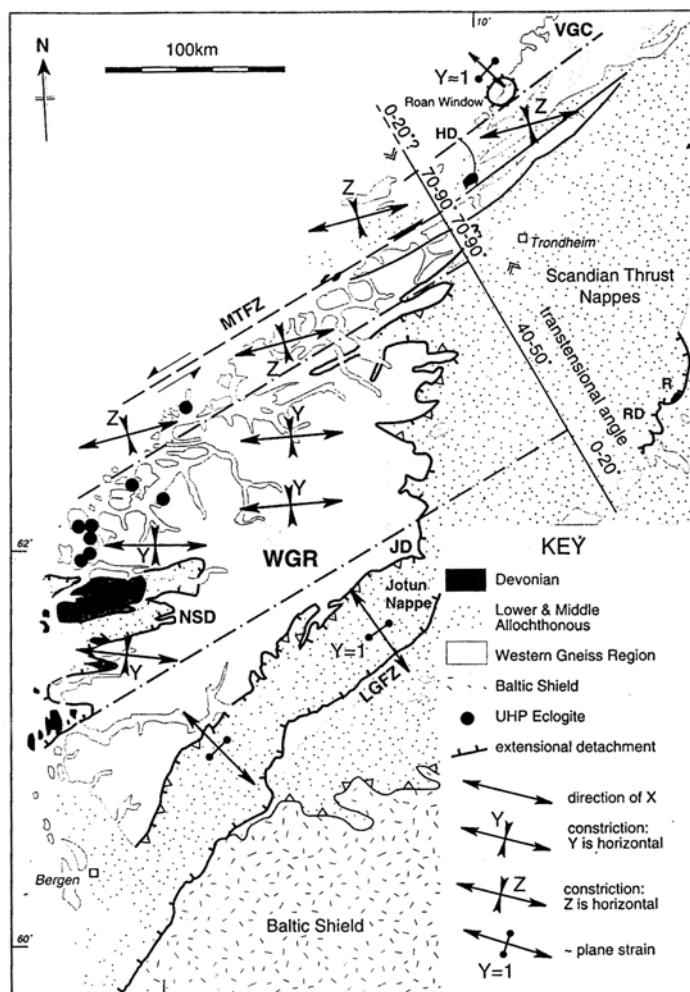


Figure II.21a : Modèle de transtension senestre avec partitionnement de la déformation et rotation de la linéation d'étirement à l'approche de la faille transformante de Møre-Trondelag, d'après Krabbendam & Dewey (1998). L'axe de raccourcissement Z devient horizontal près de la faille, où le jeu décrochant est important.

Les fabriques d'étirement constrictif du faciès amphibolitique des Gneiss de l'Ouest, d'orientation E-W/NE-SW, sont associées à des plis parallèles à la linéation, qui se parallélise à la faille de Møre-Trondelag à son approche (Fig. 21a). La rotation de la linéation et l'augmentation de la constrictive près de la faille transformante sont expliquées par le partitionnement de la déformation, qui conduit à une augmentation de la composante senestre à l'approche de la zone décrochante (Fig. 21b). Le plissement constrictif et la rotation par rapport à la direction d'étirement rend les détachements inefficaces après une certaine quantité de déformation; un nouveau détachement apparaît alors pour accommoder l'extension. Ce mécanisme est invoqué pour expliquer la formation du détachement de Hornelen, plus jeune mais avec la même cinématique que le Nordfjord-Sogn.

Ce modèle d'exhumation par transtension n'a pas pour ambition d'expliquer la remontée depuis les faciès d'HP, mais seulement les stades plus superficiels (amphibolitiques). Il faut d'ailleurs noter que le jeu décrochant, bien qu'il affecte les géométries et la déformation, ne participe en rien à l'exhumation proprement dite car l'axe de raccourcissement constrictif est lui aussi horizontal, comme observé près de la faille de Møre-Trondelag où le jeu décrochant est important (Fig. 21b). Ainsi, si ce modèle décrit avec précision les structures observées dans les Gneiss de l'Ouest, il laisse entière la question de la remontée depuis le domaine profond et ses moteurs.

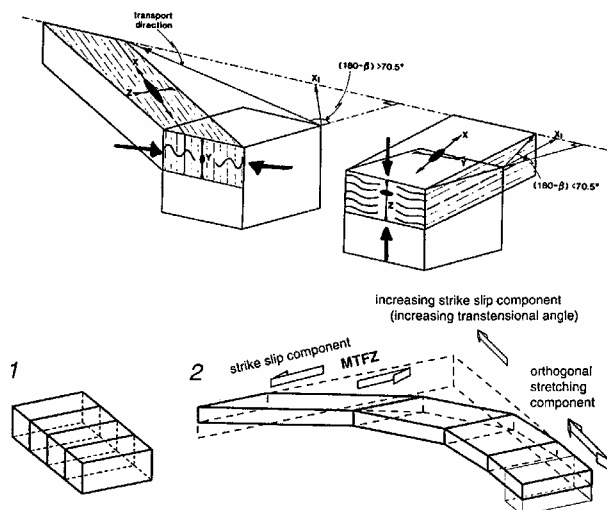


Figure II.21b : (bas) Schéma de partitionnement de la déformation et de localisation de la composante décrochante près de la faille de Møre-Trondelag (MTFZ) (haut) Modification des fabriques et de l'ellipsoïde de déformation suivant la quantité de jeu décrochant. Figures d'après Krabbendam & Dewey (1998).

II.2.4.2.4 Les Gneiss de l'Ouest : deux unités juxtaposés tardivement lors de la formation des dômes métamorphiques

L'analyse des âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ le long d'un profil N-S au sein des Gneiss de l'Ouest conduit Labrousse et al. (2004) à séparer deux complexes de part et d'autre de la zone mylonitique du Nordfjord-Sogn (Fig. 22). Le complexe septentrional, le seul à avoir subi l'UHP, est exhumé autour de 20 Ma plus tard que le complexe méridional. Leur juxtaposition actuelle est interprétée comme tardive et superficielle.

Les mécanismes d'exhumation de l'UHP au Nord et de l'HP au Sud sont différents : tandis que les unités d'UHP circulent au sein d'un canal de subduction étroit, les unités méridionales d'HP sont exhumées au cœur d'un prisme orogénique plus superficiel. Cette étape, syn-collisionnelle, est suivie d'une phase d'extension généralisée, qui entraîne la formation de dômes métamorphiques (comme celui des Gneiss de Vestranden, bordés par 2 grands détachements à vergence opposée), la fin de l'exhumation des unités d'UHP et la structuration actuelle des Gneiss de l'Ouest. La migmatitisation importante et la baisse de viscosité associée lors de la remontée du complexe septentrional jouent un rôle important pendant l'exhumation, en lubrifiant le canal de subduction et en permettant la remontée de boudins basiques plus denses.

Dans ce modèle, l'exhumation du complexe septentrional se fait non seulement en plusieurs étapes, mais aussi dans des contextes géodynamiques opposés de convergence puis de divergence. La très forte localisation de la déformation permet de préserver, au moins localement, des témoins de toutes les étapes, malgré la très forte intensité de la déformation amphibolitique et la fusion partielle (Krabbendam & Wain, 1997a; Krabbendam et al., 2000; Wain et al., 2001).

Ce modèle détaille surtout les étapes finales de l'exhumation, qui sont aussi les plus visibles. Le caractère syn-collisionnel des premières étapes de l'exhumation de l'UHP repose plus sur des arguments chronologiques que de déformation. Malheureusement, il est relativement difficile d'être catégorique sur le calendrier d'évolution des Calédonides et l'âge de l'arrêt de la convergence.

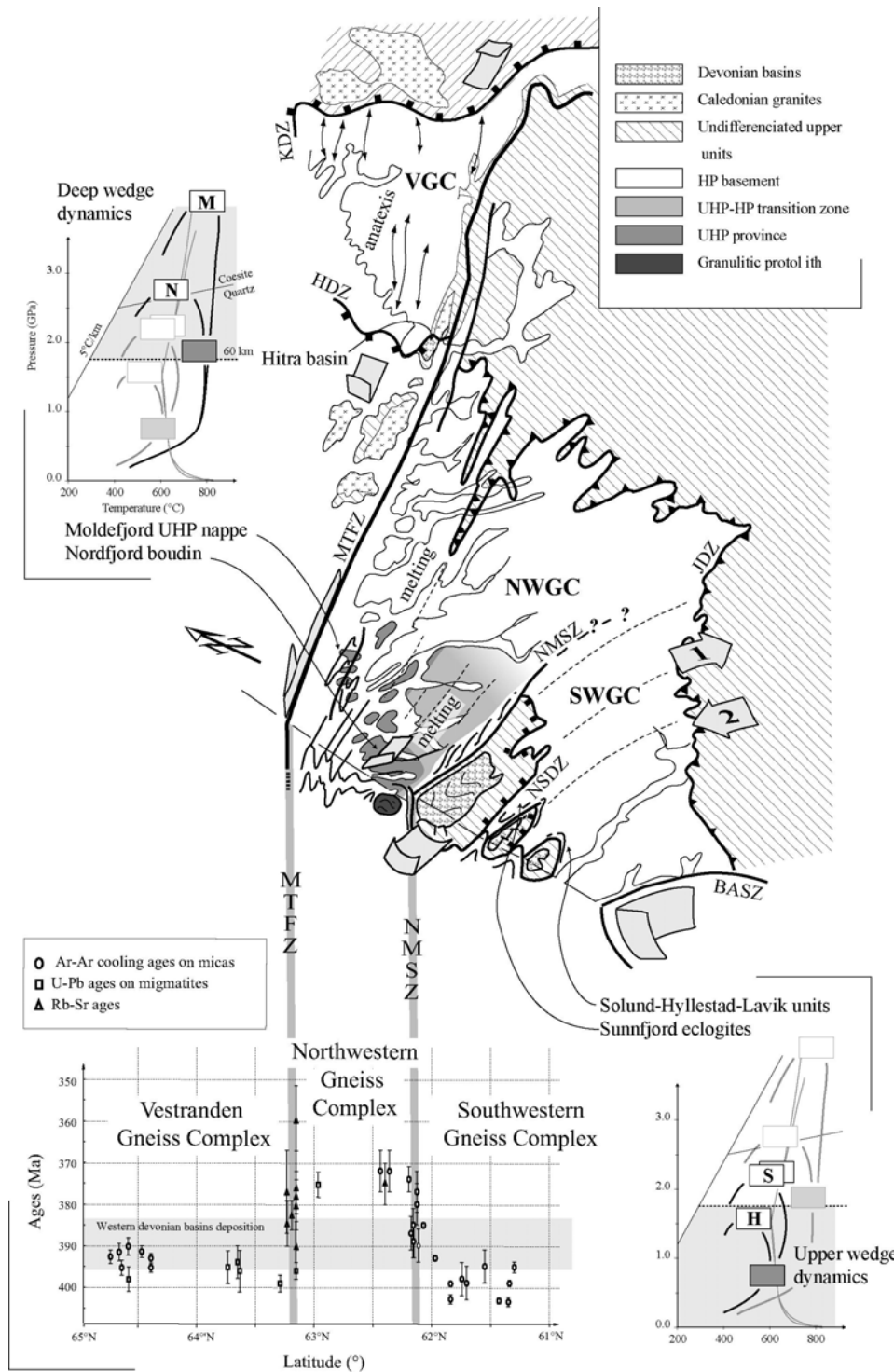


Figure II.22 : Bloc-diagramme de l'ouest de la Norvège, avec un profil N-S des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de refroidissement sur muscovite, Rb-Sr et U-Pb sur migmatites, ainsi que les chemins P-T des différentes unités composant les complexes nord et sud des gneiss de l'Ouest, d'après Labrousse et al. (2004). M-Moldefjord, N-Nordfjord, S-Sunnfjord, H-Hyllestad, BASZ-Bergen Arc Shear Zone, HDZ-Høybakken Detachment zone, JDZ-Jotunheimen Detachment Zone, KDZ-Kollstrøment Detachment Zone, MTFZ-Møre-Trondelag Fault Zone, NMSZ-Nordfjord Mylonitic Shear Zone, NSDZ-Nordfjord-Sogn Detachment Zone.

II.2.5 Conclusions sur l'exhumation des Gneiss de l'Ouest

Quel que soit le modèle adopté, impliquant soit un changement de conditions aux limites soit un changement de dynamique plus régional, la plupart des auteurs s'accordent à reconnaître que la fin de l'évolution de l'orogène calédonienne est marquée par l'effondrement de la chaîne et l'amincissement de la zone épaissie de l'orogène, qui conduit à tout ou partie de l'exhumation des unités profondes. Il n'en reste pas moins que la géométrie et la dynamique de l'orogène dans la période de transition entre la collision et l'effondrement de la chaîne reste mal contrainte, or c'est précisément pendant cette période que se déroulent les stades profonds de l'exhumation (autour de 405-400 Ma, âge de l'UHP dans les Gneiss de l'Ouest (Carswell et al., 2003b; Lutro et al., 1997; Root et al., 2001; Terry et al., 2000b)).

On peut faire à ce propos deux remarques : d'une part la dynamique superficielle n'est pas forcément semblable à l'écoulement profond, un peu à l'image de l'Himalaya où l'extension de surface dans le Tibet est contemporaine de l'enfouissement en profondeur (Molnar & Lyon-Caen, 1989). A l'inverse, le modèle de diapirisme proposé par Milnes et al. (1997) décrit l'étalement et l'extension des milieux profonds ductiles pendant que la croûte supérieure épaissie est en compression. Ainsi, la description de structures correspondant à un niveau donné de l'orogène n'est pas forcément représentative de la dynamique de l'orogène dans son entier. D'autre part, dans les modèles analogiques d'exhumation de Chemenda et al. (1995, 1996), la gigantesque écaille crustale qui se détache et remonte est bordée sur sa surface supérieure par une zone de cisaillement extensive (voir Chapitre 1), alors même que la convergence et la collision continuent. Ainsi la reconnaissance de structures extensives n'est pas nécessairement directement corrélée avec la divergence, et on peut se demander si le détachement du Nordfjord-Sogn et son jeu extensif n'est pas l'équivalent de cette surface supérieure, qui permet l'exhumation syn-convergence, pour les Gneiss de l'Ouest. Ainsi, tandis que Fossen (1992, 2000) interprète les structures extensives des Gneiss de l'Ouest comme reflétant le passage en divergence aux limites, ces structures ne sont pour Andersen (1998a), Andersen et al. (1991a) et Andersen et al. (1994) que l'expression de l'écroulement gravitaire de la chaîne (lié possiblement au détachement du panneau plongeant), sans lien direct avec un hypothétique arrêt de la convergence.

II.3 L'Arc de Bergen : un exemple d'exhumation profonde syn-collisionnelle

Le terrain choisi pour cette thèse est l'Arc de Bergen, région située au Sud des Gneiss de l'Ouest. Certaines unités de l'arc de Bergen ont extrêmement bien conservé la haute-pression calédonienne, et constituent un terrain d'étude idéal pour comprendre à la fois quels processus physiques sous-tendent les transformations métamorphiques et quelles en sont les conséquences pour l'exhumation.

II.3.1 Géologie de l'Arc de Bergen

II.3.1.1 Structure générale

L'Arc de Bergen est constitué d'un ensemble de nappes en arc de cercle, centrées sur la ville de Bergen. Ces unités de nappe sont dans l'ordre, de l'ouest vers l'est : l'Arc Mineur de Bergen (MiBA), les Gneiss de Ulriken, la nappe de Lindås, l'Arc Majeur de Bergen (MaBA) (Fig. 23). Cet ensemble de nappes est bordée à l'est par un détachement majeur, la zone de cisaillement de l'Arc de Bergen (BASZ), qui est parfois interprétée comme la continuation vers le sud du détachement du Nordfjord (Wennberg & Milnes, 1994). Les unités du mur du détachement sont, au nord, le parautochtone des Gneiss de l'Ouest, et plus au sud

les Nappes de Bergsdalen, qui comprennent des sédiments de la fin du Protérozoïque et du Paléozoïque Inférieur associés à des écaïlles de croûte, corrélées à l'Allochthone Inférieure.

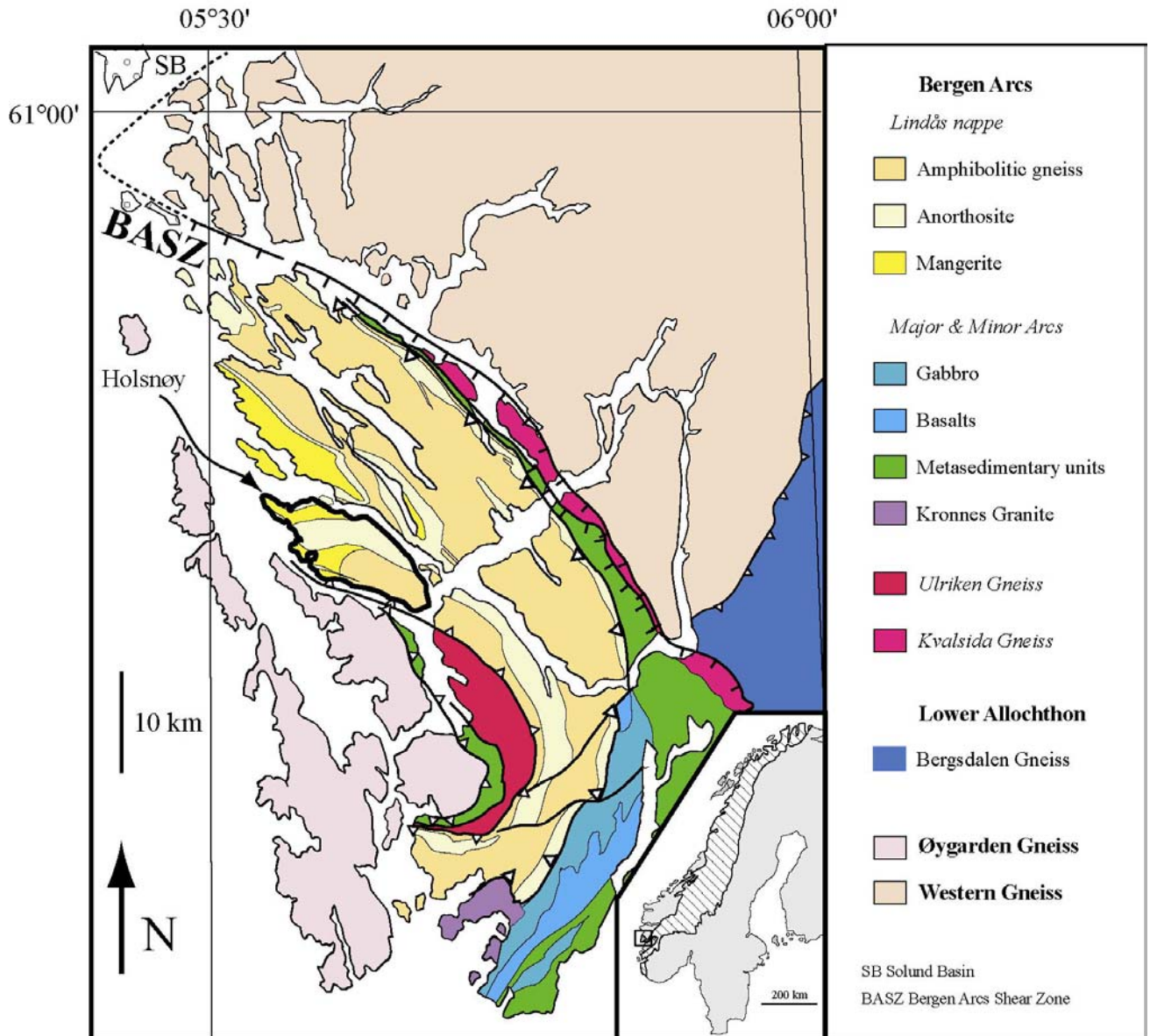


Figure II.23 : Carte géologique de l'Arc de Bergen, d'après Ragnhildsveit & Helliksen (1997). Carte générale des Calédonides Scandinaves d'après Roberts & Gee (1985).

Les contacts entre les différentes unités de nappes à l'est (WGR, Kvalsida, MaBA), pendent vers l'intérieur de la structure, i.e. vers Bergen (voir les coupes en Fig. 24). À l'inverse, les contacts entre les unités à l'ouest (MiBA, Gneiss de Ulriken et Nappe de Lindås) pendent vers l'extérieur de la structure. Relativement peu d'études se sont intéressées à la structure d'ensemble de l'Arc de Bergen, et Fossen (1988b) propose une interprétation structurale alternative à celle, plus ancienne, de Sturt & Thon (1978b). Sans que la raison soit explicitée, mais peut-être parce qu'il était trop complexe, le modèle de Fossen, (1988b) a finalement été abandonné (par son auteur lui-même, voir par exemple Dunlap & Fossen (1998) !). Ainsi, la position structurale des différentes unités de nappes est, de bas en haut (Fig. 24-A): MiBA/MaBA, Gneiss de Ulriken, Nappe de Lindås. Ces nappes reposent sur les Gneiss de l'Ouest et sa couverture à l'est, et sur le Complexe des Gneiss de Øygarden à

l'ouest, qui est dans ce modèle le socle parautochtone sur lequel reposent les nappes. Dans le cadre tectonostratigraphique plus général des Calédonides et des différents Allochtones, les Arcs Mineurs, Majeurs et les Gneiss de Ulriken sont corrélés à l'Allochtone Supérieur, tandis que la Nappe de Lindås est corrélée à l'Allochtone Médian, représenté plus à l'est par la Nappe de Jotun.

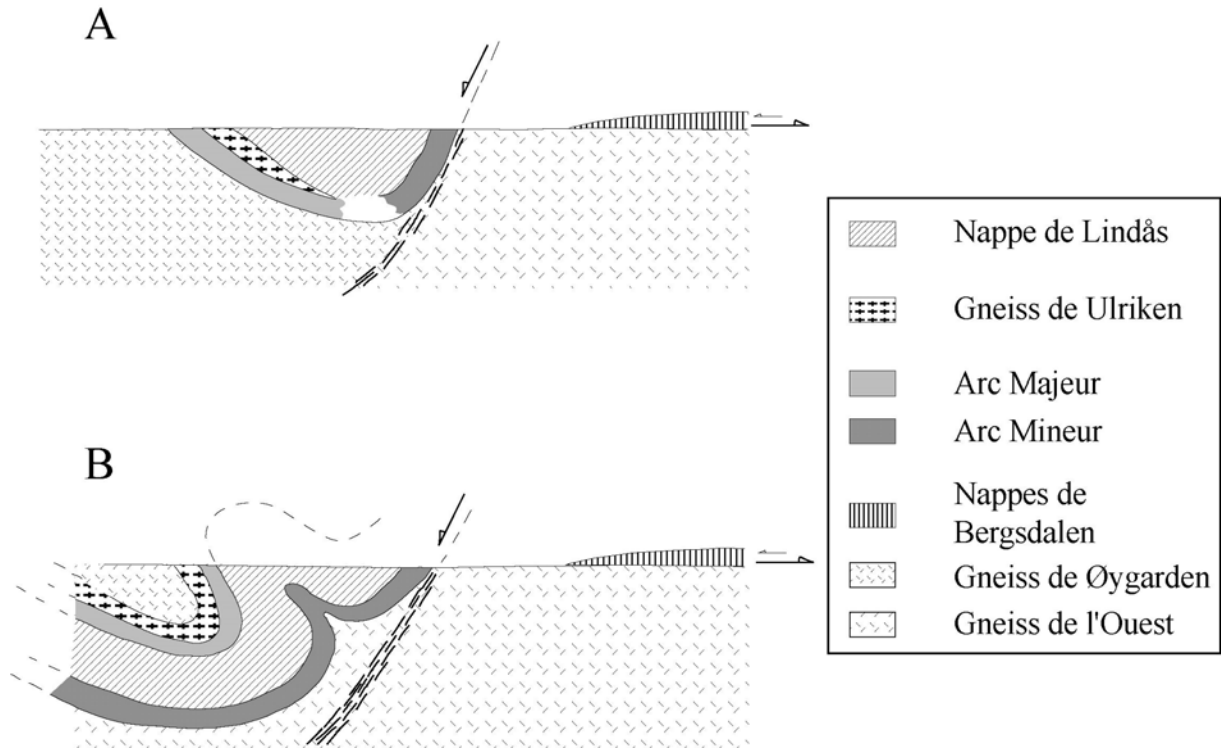


Figure II.24 : Coupe schématique au travers de l'Arc de Bergen, montrant les deux hypothèses sur la structure profonde et les relations structurales entre unités. Le modèle (A), d'après Sturt & Thon (1978b) est celui prévalant actuellement, le modèle (B), proposé par Fossen (1988b), a progressivement disparu. Noter que (i) l'orientation de cette coupe est comprise entre NW-SE et SW-NE suivant l'endroit où elle est réalisée (de gauche à droite de la coupe) à cause de la géométrie arquée des structures (ii) les épaisseurs des nappes sur les coupes ne sont qu'indicatives, le carte géologique montre qu'elles sont très variables en surface, et à plus forte raison en profondeur (iii) l'unité des Gneiss de Kvalsida n'est pas distinguée de l'Arc Majeur.

II.3.1.2 Unités lithostratigraphiques

Sont présentées dans ce qui suit les unités de nappes, du bas vers le haut de la pile structurale, puis le parautochtone des Gneiss de Øygarden.

II.3.1.2.1 Arc Majeur de Bergen

L'Arc Majeur de Bergen (MaBA), large de près de 10 km près de Bergen, s'amincit jusqu'à n'être plus qu'une mince bande d'1 km au NE de l'Arc de Bergen. Il est constitué du complexe ophiolitique de Gullfjellet, du complexe de Samnanger, et de sédiments discordants sur ces deux complexes (Thon, 1985). Le complexe ophiolitique de Gullfjellet est composé de la séquence gabbros homogènes-complexe filonien-pillow lavas. Le complexe de Samnanger,

situé structurellement en dessous de l'unité de Gullfjellet, est une unité essentiellement métasédimentaire qui contient des lentilles de serpentinites, des gabbros et localement des structures de pillow lavas. Ces deux complexes sont recouverts par des sédiments discordants d'âge Ordovicien Supérieur-Silurien Inférieur (Ashgillian à Llandovérien), les Groupes de Ulven et de Holdhus. Les ophiolites sont datées à 489^{+3}_{-3} Ma (Thon, 1985), 489^{+6}_{-2} Ma (Dunning & Pedersen, 1988). Les unités de l'Arc Majeur ont enregistré deux phases de déformation distinctes, la phase Scandienne et une phase précoce (Fossen, 1988c). L'âge de la phase précoce est limitée par l'intrusion du granite de Krossnes, daté à 430 ± 6 Ma (Fossen & Austrheim, 1988a), qui recoupe des roches déformées ductilement, et par le dépôt des sédiments de Ulven et de Holdhus. La 2^{ème} phase de déformation, associée à l'épisode Scandien, est beaucoup plus pénétrative et de plus haut grade (au bas du faciès amphibolitique au pic de métamorphisme).

II.3.1.2.2 Gneiss de Kvalsida

Les Gneiss de Kvalsida, décrits en détail par Wennberg, (1996) et Wennberg & Milnes (1994), sont formés d'un ensemble hétérogène de gneiss avec des reliques de métamorphisme granulitique, d'amphibolites, de méta-anorthosites et méta-gabbros. Les relations de ces Gneiss avec l'Arc Majeur ne sont pas claires : ils sont parfois associés à la Nappe de Lindås (par exemple (Kühn, 2002a)), parfois existent comme unité indépendante (Wennberg, 1996; Wennberg & Milnes, 1994), mais sont souvent pudiquement ignorés (par exemple (Boundy et al., 1997b)). Il n'y a, à ma connaissance, pas de HP décrite dans les gneiss de Kvalsida, à l'inverse de la Nappe de Lindås.

II.3.1.2.3 Arc Mineur de Bergen

L'Arc Mineur de Bergen est découpé en 3 unités distinctes par Fossen (1989) : le Complexe de Nordåsvatn, interprété comme une unité ophiolitique démantelée est recouvert par les roches sédimentaires du Groupe de Storetveit, d'âge Ordovicien Supérieur-Silurien Inférieur et corrélées au Groupe de Holdhus de l'Arc Majeur. La 3^{ème} unité, le Complexe de Gamlehaugen, est constituée de gneiss précambriens et de leur couverture de quartzites, d'âge inconnu. L'Arc Mineur, en plus de lithologies semblables, partage avec l'Arc Majeur une histoire métamorphique faite d'une phase pré-scandienne discrète, et d'un épisode majeur de déformation et de métamorphisme (jusqu'au bas du faciès amphibolitique) lors de la phase scandienne de l'orogénèse calédonienne.

II.3.1.2.4 Gneiss de Ulriken

Les Gneiss de Ulriken sont la 3^{ème} unité, avec le MiBA et le MaBa, représentant l'Allochthone Supérieure des nappes calédoniennes dans la zone de l'Arc de Bergen. Ces Gneiss sont constitués de migmatites précambriennes hétérogènement déformées et de leur couverture, la Formation de Rundemanen (Fossen, 1988b). Les corrélations lithostratigraphiques prospectives de Fossen (1988b) mettent en relation ces roches métasédimentaires avec les Sparagmites (grès et conglomérats feldspathiques) de Valdres, abondamment représentées en Norvège du SW et d'âge fin Précambrien. La déformation scandienne, hétérogène, est réalisée dans le faciès schistes verts à amphibolitique près du contact avec l'Arc Mineur, à l'ouest.

II.3.1.2.5 Nappe de Lindås

La Nappe de Lindås est constituée de gneiss et de roches issue d'une suite magmatique protérozoïque anorthosite-mangerite-charnockite-granite. Les anorthosites (prises au sens large, comme dans tout ce qui suit) ont dans le détail des compositions variables, d'anorthosite pure à gabbro anorthositique et finalement gabbro (Austrheim, 1987;

Austrheim & Griffin, 1985). La Nappe de Lindås a été pénétrativement déformée et métamorphisée pendant l'orogénèse Svéconorvégienne/Grenvillienne dans le faciès granulitique. C'est par ailleurs la seule unité de l'Arc de Bergen qui ait subi la haute-pression calédonienne.

II.3.1.2.6 Gneiss de Øygarden

Le Complexe de Øygarden est majoritairement constitué de gneiss formés à partir d'intrusions et de migmatites précambriennes et calédoniennes (Fossen & Rykkelid, 1990). Bien que ces gneiss soient intensément déformés pendant la phase scandienne (dans le faciès amphibolitique), quelques zones préservées gardent des reliques d'une déformation calédonienne antérieure, possiblement Finnmarkienne. Ces gneiss sont considérées comme le socle sur lequel sont charriées les nappes, bien que des interprétations différentes, notamment fondées sur l'intensité de la déformation calédonienne, font des Gneiss de Øygarden aussi une unité de nappe allochtone (Fossen, 1988b) (voir Fig. 24).

II.3.2 Déformation et métamorphisme calédonien

II.3.2.1 Phases de déformation et cinématique associée

II.3.2.1.1 Phase de déformation précoce, pré-scandienne

Une phase de déformation précoce, d'âge Ordovicien, est visible dans les nappes au sein du MaBA, où elle affecte les unités ophiolitiques avant le dépôt des sédiments de Holdhus et Ulven, et avant l'intrusion du granite de Krossnes (Fossen, 1988c). Sa cinématique n'est pas décrite. Une phase de déformation pré-scandienne est aussi décrite dans les Gneiss de Øygarden (Fossen & Rykkelid, 1990), dans les zones préservées des épisodes postérieurs. Les linéations subhorizontales orientées entre N90 et N110, les plis asymétriques et les structures S-C indiquent un cisaillement top-vers-l'W dans le faciès amphibolitique.

II.3.2.1.2 Phase de collision et de charriage des nappes scandienne

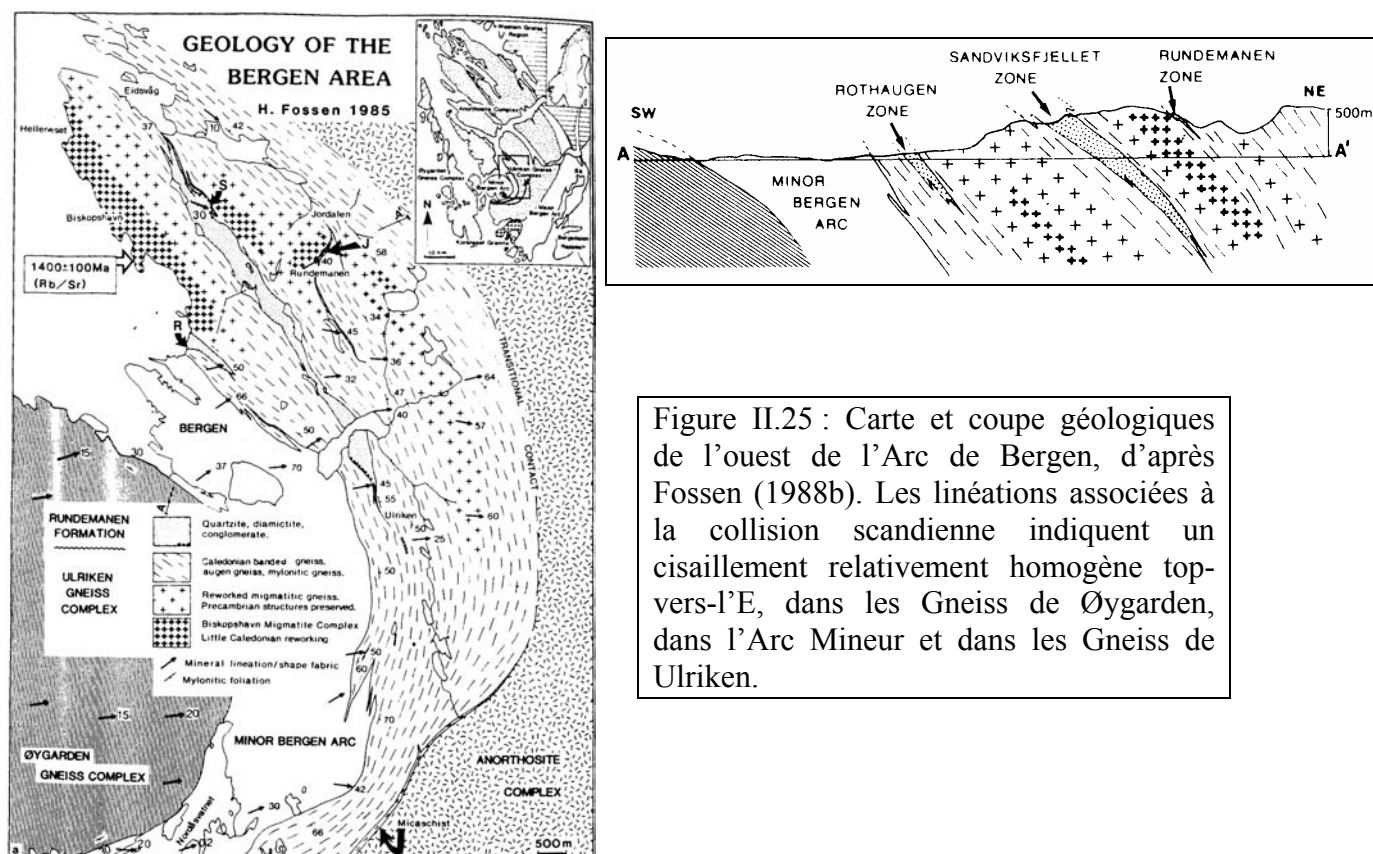


Figure II.25 : Carte et coupe géologiques de l'ouest de l'Arc de Bergen, d'après Fossen (1988b). Les linéations associées à la collision scandienne indiquent un cisaillement relativement homogène top-vers-l'E, dans les Gneiss de Øygarden, dans l'Arc Mineur et dans les Gneiss de Ulriken.

La phase scandienne est l'épisode majeur de métamorphisme et de déformation, dans des conditions atteignant le haut du faciès schistes verts dans les Gneiss de Ulriken et les Gneiss de Ulriken et le bas du faciès amphibolitique dans les Arcs Mineur et Majeur (Fossen, 1988b; Fossen, 1988c; Fossen, 1989; Fossen & Rykkelid, 1990). Les structures associées à cet épisode indiquent un cisaillement top-vers-l'E avec une linéation autour de N90 dans l'ouest de l'Arc de Bergen, associés à la mise en place des nappes (Fig. 25).

Près de la limite extérieure (est) de l'Arc de Bergen, les structures reliées à la compression sont en partie oblitérées par la déformation extensive postérieure et la mise en place du Détachement de l'Arc de Bergen (BASZ). L'étude de détail de la déformation au nord de l'Arc de Bergen, au travers du bord de la Nappe de Lindås, de l'Arc Majeur, des Gneiss de Kvalsida et du bord des Gneiss de l'Ouest, montre que dans le toit du détachement des structures compressives top-vers-le-SE sont préservées (Wennberg, 1996; Wennberg & Milnes, 1994) (Fig.26).

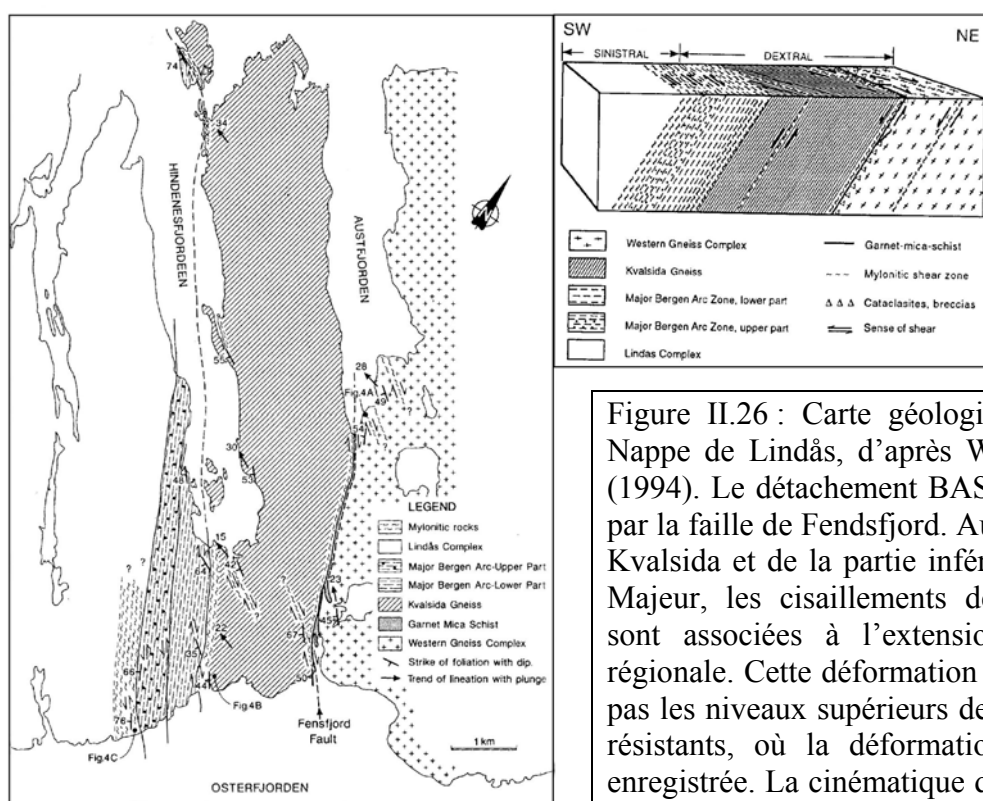


Figure II.26 : Carte géologique du bord de la Nappe de Lindås, d'après Wennberg & Milnes (1994). Le détachement BASZ est représenté ici par la faille de Fensfjord. Au sein des Gneiss de Kvalsida et de la partie inférieure (est) de l'Arc Majeur, les cisaillements dextres top-vers-l'W sont associées à l'extension tardi-orogénique régionale. Cette déformation n'affecte par contre pas les niveaux supérieurs de l'Arc Majeur, plus résistants, où la déformation compressive est enregistrée. La cinématique de cette déformation est top-vers-le-SE, avec des sens de cisaillement senestres (les linéations associées à cette déformation sont présentées dans l'article suivant (Wennberg, 1996) et sont sub-horizontales).

Au cœur de la Nappe de Lindås, l'épisode scandien est marqué par une déformation dans les faciès éclogitique, amphibolitique et schistes verts. La déformation éclogitique, qui constitue l'objet de l'étude structurale réalisée sur l'île d'Holsnøy et qui est détaillée dans le chapitre III, est essentiellement non-coaxiale, avec un sens de cisaillement top vers l'ENE. La déformation dans les faciès amphibolitiques et schistes verts, quoique plus hétérogène en orientation et cinématique, est compatible avec la déformation profonde. Ainsi, même si la Nappe de Lindås est la seule unité de l'Arc de Bergen à avoir subi le métamorphisme haute-

pression, son histoire tectonique s'inscrit parfaitement dans le cadre du cisaillement top-vers-l'E qui caractérise la phase de collision calédonienne dans l'Arc de Bergen.

II.3.2.1.3 Phase d'extension tardi-orogénique

La déformation extensive qui succède à la phase de collision proprement dite est curieusement assez mal documentée dans l'Arc de Bergen. Cette déformation est marquée par des cisaillements top-vers-le-NW à l'échelle du sud-ouest de la Norvège, qui tournent et sont plutôt orientés top-vers-l'W dans la région de l'Arc de Bergen (voir Fig. 8, d'après Fossen (1992)). L'extension entraîne la formation de plis asymétriques à vergence NW dans les Nappes de Bergsdalen, à l'est de l'Arc de Bergen, ainsi que des bandes de cisaillements top-vers-l'W dans les niveaux inférieurs des unités ophiolitiques des Arcs Mineurs et Majeurs (Fossen, 1992).

L'extension au cœur de la zone de détachement de Bergen et de la zone de faille du Fensfjord associée est marquée par des cisaillements normaux-dextres top vers l'W (Wennberg, 1996; Wennberg & Milnes, 1994) (Fig. 26).

II.3.2.1.4 Mise en place de la structure en arc

La formation de la structure arquée de la pile de nappes est associée à une phase de déformation postérieure à l'épisode de collision majeur, marquée par la formation de plis en genou, d'axe plongeant vers l'est et plan axial vertical (Fossen, 1986). Il n'est pas clair si cette phase, mineure, est à rattacher à la fin de la collision ou bien à l'extension.

II.3.2.2 Métamorphisme scandien dans l'Arc de Bergen

Lors de la phase scandienne, le plus haut grade de métamorphisme atteint par les différentes unités de l'Arc de Bergen est d'ouest en est (SV : schiste vert ; A : amphibolitique; E : éclogitique): Gneiss de Øygarden-SV, Arc Mineur-A, Gneiss de Ulriken-SV, Nappe de Lindås-E, Arc Majeur-A, Gneiss de l'Ouest-E. La juxtaposition des Gneiss de l'Ouest éclogitiques avec l'Arc Majeur de plus bas grade est compatible avec le jeu extensif le long du détachement BASZ qui sépare les deux unités. Par contre, la Nappe de Lindås éclogitique est tout au sommet de la pile de nappes ; son emplacement à cette position élevée nécessite un jeu important depuis la haute-pression le long d'un chevauchement à sa base. Le contact entre la nappe de Lindås et les unités sous-jacentes n'est pas très distinct à l'ouest (contact avec les Gneiss de Ulriken (Fossen, 1988b)) tandis qu'à l'est une zone mylonitique montre un chevauchement top-vers-l'E (contact avec l'Arc Mineur, voir Fig. 26).

II.3.3 Le métamorphisme de Haute-pression au sein de la Nappe de Lindås

II.3.3.1 Protolithe de la Nappe de Lindås, histoire Précambrienne et corrélations

La datation radiochronologique des différents épisodes magmatiques et métamorphiques précambriens ayant affecté la Nappe de Lindås est d'importance, puisqu'elle permet de préciser son origine et ses affinités avec d'autres unités allochtones. L'histoire Protérozoïque de la Nappe de Lindås comporte d'abord deux épisodes magmatiques majeurs : l'intrusion d'un massif de charnockite, datée de $1237^{+43}_{-35} Ma$, et du massif de jotunite-mangerite de Manger à $945^{+33}_{-33} Ma$ (U/Pb sur zircon, (Bingen et al., 2001b)). Postérieurement à cette dernière intrusion, l'orogénèse Svéconorvégienne/Grenvillienne est à l'origine d'un épisode métamorphique pénétratif dans le faciès granulitique, daté à $929 \pm 2 Ma$ sur Holsnøy et $933 \pm 2 Ma$ à Radøy, suivi d'un refroidissement entre 925 et 830 Ma (voir Bingen et al. (2001b) pour la synthèse des âges et Kühn et al. (2000)).

La nappe de Lindås et la nappe de Jotun sont deux grandes nappes crustales mésoprotérozoïques qui occupent la position structurale la plus élevée de la pile de nappes en Norvège du SW. Elles contiennent toutes les deux des intrusions magmatiques de la suite anorthosite-mangérite (Corfu & Emmett, 1992; Schärer, 1980). De plus ces deux unités ont toutes deux subi le métamorphisme svéconorvégien tardif autour de 930 Ma, ce qui conduit à faire l'hypothèse d'une origine proche pour les deux nappes. Il faut cependant noter que lors de l'orogénèse calédonienne, seule la nappe de Lindås a été affectée par la haute-pression.

La corrélation entre les unités de Jotun/Lindås et les cratons baltique ou laurentien n'est pas immédiate, car au sein des deux cratons des unités sont affectées par un métamorphisme svéconorvégien tardif (<950 Ma). Cependant, les âges les plus proches de ceux du métamorphisme granulique svéconorvégien sur la Nappe de Lindås sont les âges U-Pb obtenus sur des zircons du complexe anorthositique du Rogaland, dans la province svéconorvégienne baltique (Schärer et al., 1996). Cette affinité baltique pour les unités Jotun/Lindås est de plus appuyée par la couverture de la nappe de Jotun dans la région de Valdres, interprétée comme étant d'origine baltique (Milnes et al., 1997).

II.3.3.2 Distribution du métamorphisme de haute-pression

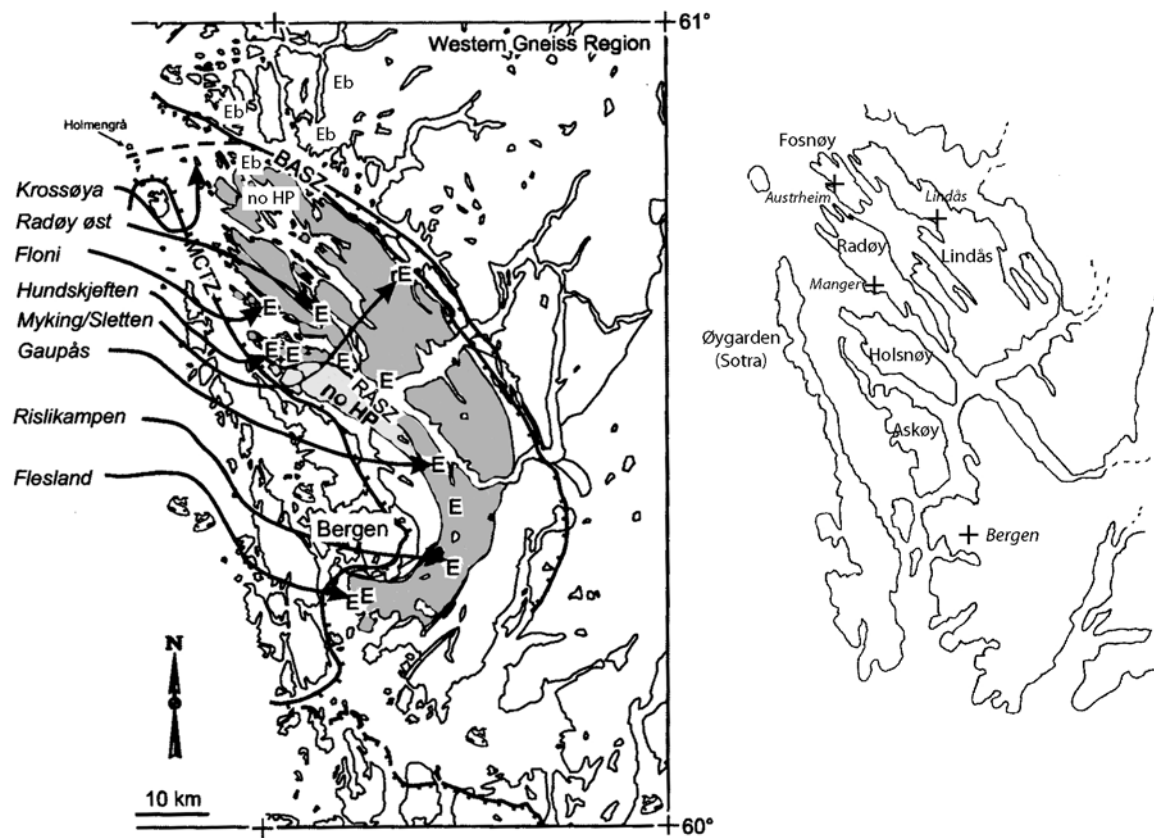


Figure II.27 : (Gauche) Occurrences d'éclogite au sein de la Nappe de Lindås (en gris), d'après Kühn, (2002a) (E, rE, no HP – eclogite, eclogite rétomorphosée et absence d'éclogite) et d'après Boundy et al. (1997b) (Eb) pour la partie septentrionale. La zone gris clair est la Nappe de Meland, sans occurrence d'éclogite (Schmid et al., 1998). (Droite) Carte des différentes îles et villes nommées dans le texte.

Les occurrences de haute-pression dans les anorthosites de la Nappe de Lindås sont relativement abondantes et distribuées. Elles sont décrites sur l'île d'Holsnøy et près de Gaupås (Austrheim, 1987), près de Radøy (Boundy et al., 1997b) (Fig. 27). La prospection minutieuse entreprise par Alexander Kühn a permis d'étendre le nombre de ces affleurements de HP (Kühn, 2002a), qui sont concentrés dans un arc circulaire proche de la bordure occidentale de la Nappe de Nappe de Lindås. A l'E et NE de cette ceinture, les reliques de HP ne sont plus présentes, bien que des textures à symplectite amphibole+plagioclase, dans une zone proche de la frontière orientale de la Nappe de Lindås (Myking/Sletten sur la Fig. 27) soient interprétées comme des issues de la rétomorphose d'éclogite. La zone au SW d'Holsnøy, dans laquelle l'éclogite est absente, est interprétée comme une unité distincte du reste de la Nappe de Lindås n'ayant pas été enfouie jusqu'à la haute-pression (Nappe de Meland, (Schmid et al., 1998)). La partie septentrionale est le sujet d'opinions divergentes : tandis que Boundy et al. (1997b) y indiquent la présence d'éclogite (notée Eb sur la Fig. 27), Kühn (2002a) décrit cette zone comme vierge de tout indice d'HP (no HP zone).

II.3.3.3 Conditions et calendrier du métamorphisme calédonien

II.3.3.3.1 Orogenèse svéconorvégienne

La Nappe de Lindås a été profondément déformée et affectée par le métamorphisme du faciès des granulites. Les paragenèses granulitique dans les anorthosites sont constituées de plagioclase, clinopyroxène (diopside), grenat, +/- scapolite +/- orthopyroxène +/- hornblende (Austrheim & Griffin, 1985). Les conditions de ce métamorphisme granulitique sont estimées à 800-900°C, 8-10 kbars. Les datations radiochronologiques de cet épisode métamorphique donnent des âges de 907±9 Ma (Sm-Nd sur grenat, (Cohen et al., 1988)), 945±5 Ma (U-Pb sur zircon, (Boundy et al., 1997b)), 929±1 Ma (U-Pb sur zircon, (Bingen et al., 2001b)) et 830-900 Ma (Rb-Sr sur différents minéraux au sein de lentilles ultrabasiques, (Kühn et al., 2000)), et permettent donc de l'associer sans ambiguïté avec l'orogénèse svéconorvégienne/grenvillienne.

II.3.3.3.2 Orogenèse calédonienne

Au cours de l'orogénèse, la Nappe de Lindås est enfouie jusqu'au domaine éclogitique où elle recristallise partiellement, est ensuite exhumée et subit une rétomorphose partielle dans les faciès amphibolitique et schistes verts.

Le métamorphisme éclogitique est caractérisé dans les anorthosites de la Nappe de Lindås par la cristallisation de paragenèses à omphacite, garnet, kyanite, zoisite, phengite, +/- rutile, +/- quartz +/- amphibole, +/- calcite (Austrheim & Griffin, 1985; Boundy et al., 1992; Kühn, 2002a). Les conditions P-T d'équilibre de ces paragenèses éclogitiques sont estimées à 700-800 °C et 16-19 kbars (Austrheim & Griffin, 1985), 650-750°C et 16-19 kbars (Jamtveit et al., 1990), 670±50°C et >14.6 kbars (Boundy et al., 1992), 700°C et 17 kbars (Mattey et al., 1994), 640-690°C et >13 kbars [Boundy, 2002 #357. Ces estimations sont en accord avec les conditions déterminées avec Thermocalc, 718±80°C et 20,5±3,5 kbars, présentées dans (Raimbourg et al., submitted) (voir chapitre 4).

Le métamorphisme amphibolitique qui succède à la haute-pression est caractérisé par la cristallisation de paragenèses à amphibole, phengite, margarite, paragonite, plagioclase, zoisite and chlorite (Kühn et al., 2000). Les estimations thermobarométriques des conditions du métamorphisme amphibolitique donnent 690°C et 8-10 kbars (Boundy et al., 1996), 650-700°C et 8-10 kbars (Kühn et al., 2002b), 600°C et 8-10 kbars (Glodny et al., 2002).

Méthode, Echantillon	Localisation	Age (Ma) ; problème	Interprétation	Référence
<u>U-Pb zircon</u> Eclogite BH2, li Eclogite BH2, li	Holsnøy Holsnøy	456+/-7 419+/-4 ; Perte en Pb ??	Eclogite facies Artefact ??	1
<u>U-Pb zircon</u> Eclogite BH2	Holsnøy	455+/-29; sensitivity	Eclogite facies	2
<u>U-Pb titanite-épidote</u> Marbre éclogitique Marbre éclogitique	Holsnøy Holsnøy	462+/-42 443+/-69	Eclogite facies Eclogite facies	3
<u>Sm-Nd, roche totale+gt</u> Veine de Qz éclogitique	Radøy	440+/-12	Eclogite facies	3
<u>Rb-Sr minerals</u> Eclogite	Holsnøy	421+/-68 ; pauvre en Rb	Eclogite facies	4
<u>Rb-Sr minerals</u> Eclogite	Lindås Nappe	425,2+/-3,5	Eclogite facies	5
<u>Sm-Nd</u> Eclogite	Lindås Nappe	422+/-10	Eclogite facies	5
<u>U-Pb zircon</u> Massive éclogite	Holsnøy	423+/-4	Eclogite facies	6

Méthode, Echantillon	Localisation	Age (Ma) ; problème	Interprétation	Référence
<u>⁴⁰Ar-³⁹Ar Amphibole</u> Amphibolite à Gt Eclogite	Bakkøyni Holsnøy	455,4+/-1,5 447+/-4,2	Refroidissement Sous 550°C	7
<u>⁴⁰Ar-³⁹Ar Muscovite</u> Eclogite Eclogite Eclogite	Holsnøy Holsnøy Holsnøy	463 ; Argon en excès 451 ; Argon en excès 433, 430, 429	Artefact Artefact Refroid. sous 350°C	7
<u>Sm-Nd</u> Veine	Lindås Nappe	412,9+/-4,4	8-10 kbars – 600 °C	5
<u>Rb-Sr minerals</u> Amph. Facies shear zone	Manger	409+/-8	Amphibolite facies	1
<u>Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb</u> Dykes	Extrême Nord Lindås	418 +/- 9	Cristallisation : 8-10 kbars – 650-700°C	8

Table II.1 : Récapitulatif des données radiochronologiques disponibles sur la haute-pression calédonienne dans la Nappe de Lindås, modifié de Bingen et al. (2001b). En haut l'âge du métamorphisme du faciès éclogitique, en bas les âges de refroidissement, essentiellement dans le faciès amphibolitique. Références : 1-Bingen et al. (2001b) ; 2-Bingen et al. (2001a) ; 3-Boundy et al. (1997b) ; 4-Cohen et al. (1988) ; 5-Glodny et al. (2002) ; 6-Bingen et al. (2004) ; 7-Boundy et al. (1996) ; 8-Kühn et al. (2002b).

L'âge du métamorphisme éclogitique est discuté (Tab. 1), entre partisans d'un métamorphisme éclogitique pré-Scandien autour de 460 Ma (surtout Boundy et al. (1996, 1997 a et b)), ou bien Scandien, autour de 425 Ma (par exemple Bingen et al. (2004)). L'âge du refroidissement qui suit l'épisode éclogitique est précoce dans la 1^{ère} hypothèse, avec des âges ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur amphibole et muscovite (interprétés respectivement comme des âges de refroidissement sous 500 et 350°C) autour de 450 et 430 Ma, respectivement (Boundy et al., 1996, 1997 a et b). La 2^{ème} hypothèse s'appuie sur des datations de zones de cisaillement amphibolitiques et de cristallisation de dyke dans des conditions amphibolitiques autour de 410-420 Ma (Bingen et al., 2001b; Glodny et al., 2002; Kühn et al., 2002b).

Il semble que les estimations les plus récentes, à la fois sur l'âge de la haute-pression et sur le refroidissement consécutif, accèdent plutôt la deuxième hypothèse d'un métamorphisme d'âge scandien dans l'Arc de Bergen (Fig 28).

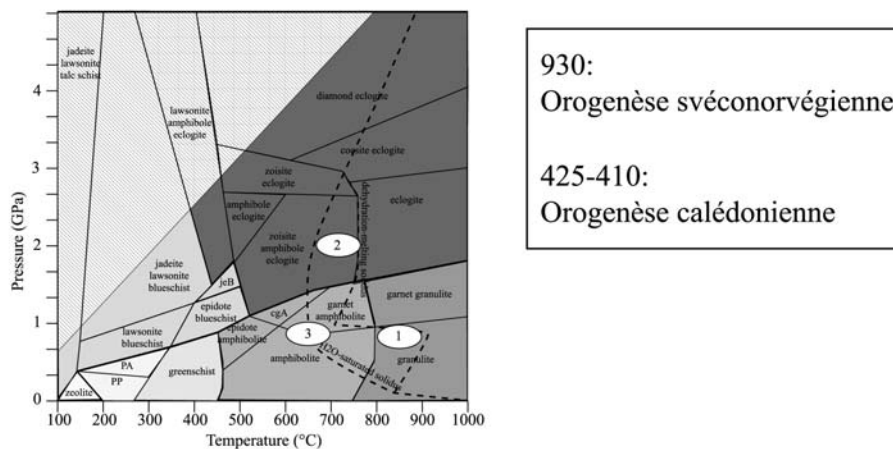
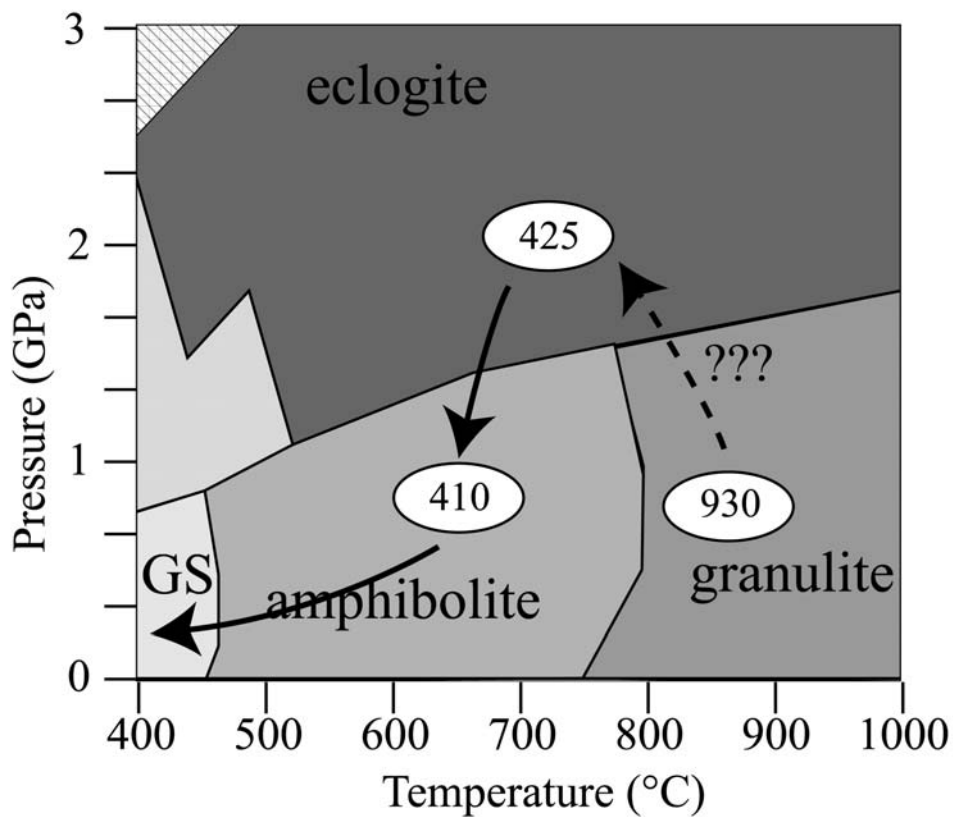


Fig. 28: Histoire métamorphique simplifiée de la Nappe de Lindås (voir le texte pour les références sur les âges). Les faciès métamorphiques (détaillés dans l'encart en bas) sont tirés de la grille pétrogénétique de Hacker et al. (2003d), calculée pour une composition de MORB, relativement proche des compositions des anorthosites de Holsnøy (voir analyse en chapitre IV).

II.4 Conclusions

Les modèles d'orogénèse calédonienne, présentés succinctement ici, penchent en majorité vers une géométrie asymétrique de la collision, invoquant la subduction d'une partie du craton Baltique pour expliquer l'ultra-haute pression observée dans les Gneiss de l'Ouest. Ces vestiges d'UHP représentent de fortes contraintes sur la géométrie et la dynamique de l'orogénèse, mais aussi pour son calendrier. Les datations radiochronologiques indiquent que

tout ou partie de l'exhumation de l'UHP est réalisée en contexte divergent ; par contre l'enfouissement jusqu'à plus de 100 km de profondeur ne peut être imaginée qu'en contexte de convergence. Ainsi, la fin de la convergence est vraisemblablement postérieure à l'âge de l'UHP, datée autour de 400-405 Ma. En conséquence, même si un certain diachronisme est possible entre l'Arc de Bergen et les Gneiss de l'Ouest, l'exhumation des unités éclogitiques de l'Arc de Bergen est contemporaine de la collision et de la convergence. L'étude de la déformation dans le faciès éclogitique, très bien préservée sur l'île d'Holsnøy au sein de la Nappe de Lindås, peut ainsi nous permettre de mieux comprendre les mécanismes à l'œuvre dans l'exhumation syncollisionnelle.

Chapitre III

Le massif granulitique partiellement éclogitisé d'Holsnøy

III.1 Géologie d'Holsnøy	91
III.1.1 Deux unités avec des histoires métamorphiques différentes.....	91
III.1.2 Le protolithe de l'unité de haute-pression : un massif anorthositique granulitique	92
III.2 Description macroscopique de l'éclogitisation	92
III.2.1 Des transformations métamorphiques partielles	92
III.2.1.1 Hétérogénéité des zones transformées	94
III.2.1.2 Stades d'éclogitisation progressive.....	95
III.2.2 Conséquences physiques de l'éclogitisation.....	98
III.2.2.1 Augmentation de densité.....	98
III.2.2.2 Baisse de viscosité	99
III.3 L'éclogitisation du protolithe granulitique nécessite un apport d'eau de l'extérieur	100
III.3.1 Mesure des quantités de fluide stockées	100
III.3.2 Comparaison des paragenèses d'équilibre.....	100
III.3.3 Transport du fluide	101
III.3.4 Composition et origine des fluides	101
III.4 Description microscopique de l'éclogitisation	102
III.4.1 Paragenèses granulitiques et éclogitiques.....	102
III.4.1.1 Granulite	102
III.4.1.2 Eclogite	105
III.4.2 Réactions métamorphiques.....	105
III.4.2.1 Premiers stades de réactions	105
III.4.2.2 Stades intermédiaires	106
III.4.2.3 Stades finaux de réaction	110
III.4.2.4 Synopsis des réactions métamorphiques.....	110
III.5 Rétromorphose des éclogites	113
III.5.1 Rétromorphose amphibolitique	113
III.5.2 Rétromorphose schistes verts	113
III.6 Conclusions	115

III Le massif granulitique partiellement éclogitisé d'Holsnøy

Le massif anorthositique occupant la partie nord de l'île d'Holsnøy (Fig. 1) appartient à la Nappe de Lindås, et a subi le métamorphisme haute-pression calédonien (Austrheim & Griffin, 1985). Le métamorphisme profond y est non seulement très bien préservé de la rétro-morphose amphibolitique et schistes verts associée à l'exhumation, mais, de plus, le protolithe granulitique lui-même n'est que partiellement transformé par le métamorphisme calédonien. Ainsi, l'île d'Holsnøy constitue un laboratoire exceptionnel pour étudier comment les réactions métamorphiques d'éclogitisation, qui ne sont ni instantanées ni spatialement homogènes, avancent et se propagent.

III.1 Géologie d'Holsnøy

III.1.1 Deux unités avec des histoires métamorphiques différentes

L'île d'Holsnøy est composée de deux unités distinctes, la Nappe de Meland et l'unité de haute-pression, séparées par la zone de cisaillement de Rosslund-Åsane (Birtel et al., 1998; Schmid et al., 1998) (Fig. 1). La Nappe de Meland est constituée majoritairement de gneiss à biotite du faciès amphibolitique entourant des zones peu déformées d'anorthosites du faciès granulitique et ne présente aucun indice de métamorphisme éclogitique calédonien, à l'inverse de l'unité septentrionale. Cette différence a amené Birtel et al. (1998) et Schmid et al. (1998) à proposer la juxtaposition tectonique des deux unités dans les conditions amphibolitiques (610-640°C/8.5 kbars), le long de la zone de cisaillement de Rosslund-Åsane, chevauchement vers le SE réactivé tardivement en zone extensive vers le NW.

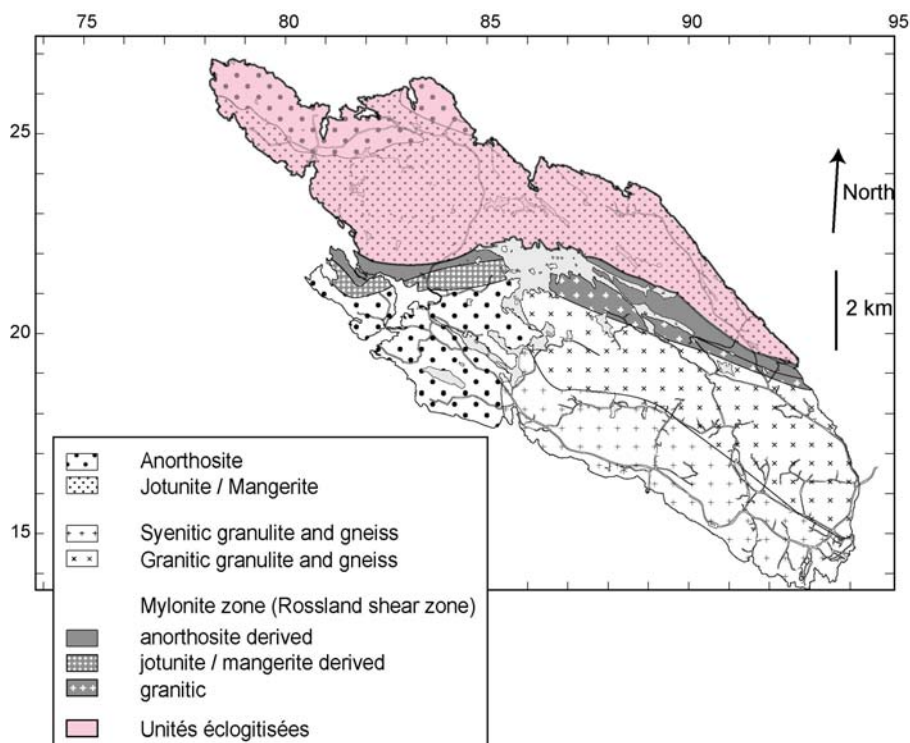


Fig. III.1 : Carte géologique d'Holsnøy d'après Birtel et al. (1998), Boundy et al. (1997b), Kühn (2002a) et Ragnhildsveit & Helliksen (1997). Les deux unités (Nappe de Meland et unité septentrionale de HP, soulignée de gras) sont séparées par la zone de cisaillement de Rosslund-Åsane. Les coordonnées correspondent à la grille UTM, zone 32 : 22 = 67 22 000, 81 = 2 81 000

III.1.2 Le protolithe de l'unité de haute-pression : un massif anorthositique granulitique

Le protolithe de l'unité de haute-pression est composé d'anorthosites au sens large (anorthosites s.s., anorthosites gabbroïques et gabbros), avec des compositions reflétant une origine de croûte continentale inférieure (Austrheim & Mørk, 1988). La carte d'Holsnøy (Fig. 1) montre au NW de l'île une limite nette entre les anorthosites s.s. et la mangérite, qui est de plus soulignée par des lentilles décamétriques de péridotites, interprétées comme dérivant de cumulats riches en olivine (Kühn et al., 2000). Peut-être parce que notre travail sur le terrain ne portait pas sur la variété minéralogique du protolithe granulitique, nous n'avons pas observé sur le terrain cette limite, pas plus qu'une différence nette entre des domaines d'anorthosites et de mangérites.

La texture granulitique des anorthosites est caractérisée par la présence de coronas, idéalement constituées d'un cœur d'orthopyroxène et d'enveloppes de clinopyroxène et de grenat, au sein d'une matrice de plagioclase (planche couleur III.1). Les orthopyroxènes sont relativement rares, et souvent les coronas sont réduites à un cœur de clinopyroxène entouré d'une bordure de grenats. La taille des coronas est très variable, de >10 cm à quelques mm, et à l'échelle du mètre, les zones de coronas alternent avec des zones où les niveaux basiques sont plutôt organisés en lits parallèles. A plus grande échelle, la proportion et la taille moyenne des coronas est variable, sans que nous ayons réussi à mettre en lumière une organisation spatiale systématique. Des niveaux ultrabasiques, composés essentiellement d'orthopyroxène et d'un peu de grenat, au maximum épais de 1 à 2 m et longs de plusieurs dizaines de m, sont parfois présents.

La forme et l'arrangement spatial de ces coronas définit une linéation et une foliation granulitiques (cette dernière pas toujours visible). Schmid et al. (1998) décrivent la linéation granulitique comme d'orientation NW-SE et à pendage fort, dans un article qui ne comporte néanmoins aucune carte structurale. Là encore, et bien que nous n'ayons pas fait d'étude des structures granulitiques, à l'échelle de l'unité de HP la dispersion semble être très importante.

L'unité granulitique est enfouie pendant l'orogénèse calédonienne jusqu'au domaine de la haute-pression où elle est partiellement transformée, puis est exhumée et partiellement recristallisée dans les faciès amphibolitique et schiste vert. Une partie du protolithe granulitique a subi toute l'histoire calédonienne sans être affectée. Les transformations dans le faciès des éclogites constituent l'épisode métamorphique majeur calédonien dans l'unité de HP d'Holsnøy, la rétro-morphose amphibolitique et schiste vert est nettement plus discrète.

III.2 Description macroscopique de l'éclogitisation

III.2.1 Des transformations métamorphiques partielles

La métastabilité à haute-pression de la granulite conduit à ce que seule une fraction du massif granulitique soit éclogitisée. L'éclogitisation est extrêmement hétérogène à toutes les échelles, de l'affleurement à la carte, et sont juxtaposés parfois à quelques décimètres la granulite vierge de toute trace d'éclogite et la granulite complètement éclogitisée.



Planche couleur III.1 Granulite sur Holsnøy

1. Coronas avec coeur d'orthopyroxène et enveloppes de clinopyroxène et grenat
2. Corona de forme plus complexe
- 3.-4. Granulite fraîche, la foliation/linéation est définie par l'orientation des coronas ou des niveaux basiques à gt+px. La concentration et la morphologie (coronas ou lits) des zones basiques varie à petite échelle
- 5.-6. Niveaux basiques épais, essentiellement constitués d'orthopyroxène et d'un peu de grenat

III.2.1.1 Hétérogénéité des zones transformées

III.2.1.1.1 A l'échelle de la carte

La carte réalisée par Boundy et al. (1992) montre cette hétérogénéité de distribution des zones éclogitisées à grande échelle. Structuralement, les zones décrites comme de l'éclogite à plus de 80% sont des grandes zones de cisaillement, localement épaisses de plusieurs dizaines de mètres et qui peuvent être suivies sur des centaines de mètres. Nous sommes dans l'ensemble d'accord avec les informations portées sur cette carte, à l'exception des zones à la pointe NE et à l'est d'Eldsfjellet.

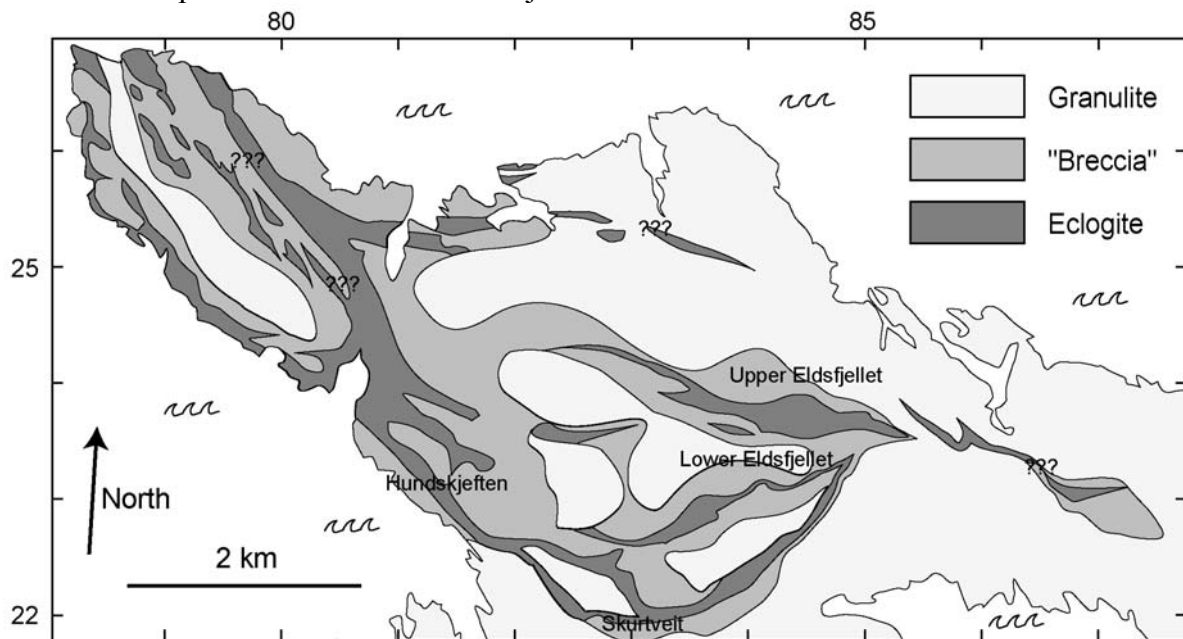


Fig III.2: Carte de l'unité de haute-pressure située au NW d'Holsnøy, avec la distribution de l'intensité du métamorphisme éclogitique affectant la granulite, d'après (Austrheim et al., 1996; Boundy et al., 1997b). Eclogite, « brèche » et granulite correspondent à une fraction de granulite recristallisée dans le faciès éclogitique respectivement >80%, 40%-80%, <40%. La marque ??? est placée aux endroits où nous n'avons pas observé de large zone d'éclogite comme indiqué sur la carte. Hundskjeften, Skurtveit, Lower Eldsfjellet et Upper Eldsfjellet sont les quatre zones de cisaillement éclogitiques étudiées en détail.

III.2.1.1.2 A l'échelle de l'affleurement

Dans les zones de granulite peu éclogitisée (zones de granulite sur la Fig.2), l'éclogite n'est présente que dans des bandes étroites (5-40 cm), entourant souvent une fracture centrale et parfois marquées par une déformation cisailante, ou plus rarement dans une zone en forme de patatoïde (Austrheim & Griffin, 1985). Macroscopiquement, la limite très nette entre éclogite sombre et granulite claire est l'indice de variations abruptes dans le degré d'éclogitisation (planche III).

A l'inverse, dans les zones très éclogitisées, la granulite n'est préservée qu'au sein de boudins, dont la taille varie entre quelques cm et plus de 10 m, entourés d'une matrice complètement éclogitique. La granulite dans les boudins ne présente aucun signe d'éclogitisation apparent, et conserve sa foliation granulitique. Celle-ci se déforme sur les bords du boudin et vient se paralléliser avec la foliation éclogitique au travers de la zone de transition séparant granulite et éclogite, qui n'est large que de quelques cm.

III.2.1.2 Stades d'éclogitisation progressive

L'étude de la géométrie des zones éclogitiques et de leurs relations avec les domaines granulitiques amène Austrheim & Mørk, (1988) et Boundy et al. (1992) à proposer un modèle d'éclogitisation progressive, stoppée à différents stades d'avancement. Les zones de granulite de la carte montrent les plus précoces de ces stades successifs "figés" : dans une matrice granulitique macroscopiquement non éclogitisée, l'éclogite n'est présente que sous forme de bandes étroites (~1-20 cm d'épaisseur) comportant une mince fracture centrale, remplie de minéraux du faciès éclogitique (notamment du quartz, (Kühn, 2002a article 1 ; Boundy et al., 1992)). La fracture centrale permet le transport à grande échelle de fluides, qui diffusent ensuite dans l'encaissant granulitique et y déclenchent les réactions d'éclogitisation (Planche couleur 2). Dans les zones plus éclogitisées, la proportion volumique (densité et épaisseur) de ces bandes ainsi que la déformation qui y est localisée est plus importante. Pour des taux de transformation et de déformation plus importants, ces bandes forment un réseau de zones de cisaillement anastomosées et découpent des blocs de granulite présentant parfois un peu de rotation relative (zone de "brèche" sur la carte, par analogie avec la morphologie des brèches de faille). Dans le stade final d'éclogitisation (zone d'Eclogite sur la carte), le squelette solide de la roche est constitué d'éclogite bien foliée, organisée en bandes de cisaillement décimétriques, dans laquelle la granulite n'est préservée que sous forme de boudins de taille variable déconnectés les uns des autres et dont les orientations sont aléatoires, suite à des rotations importantes (Fig. 3).

La répartition en carte de ces différents domaines montre un gradient de grande échelle assez régulier (même si à plus petite échelle l'éclogitisation est très hétérogène), avec des zones de brèches séparant les zones de cisaillement éclogitiques majeures des zones de granulite préservée.

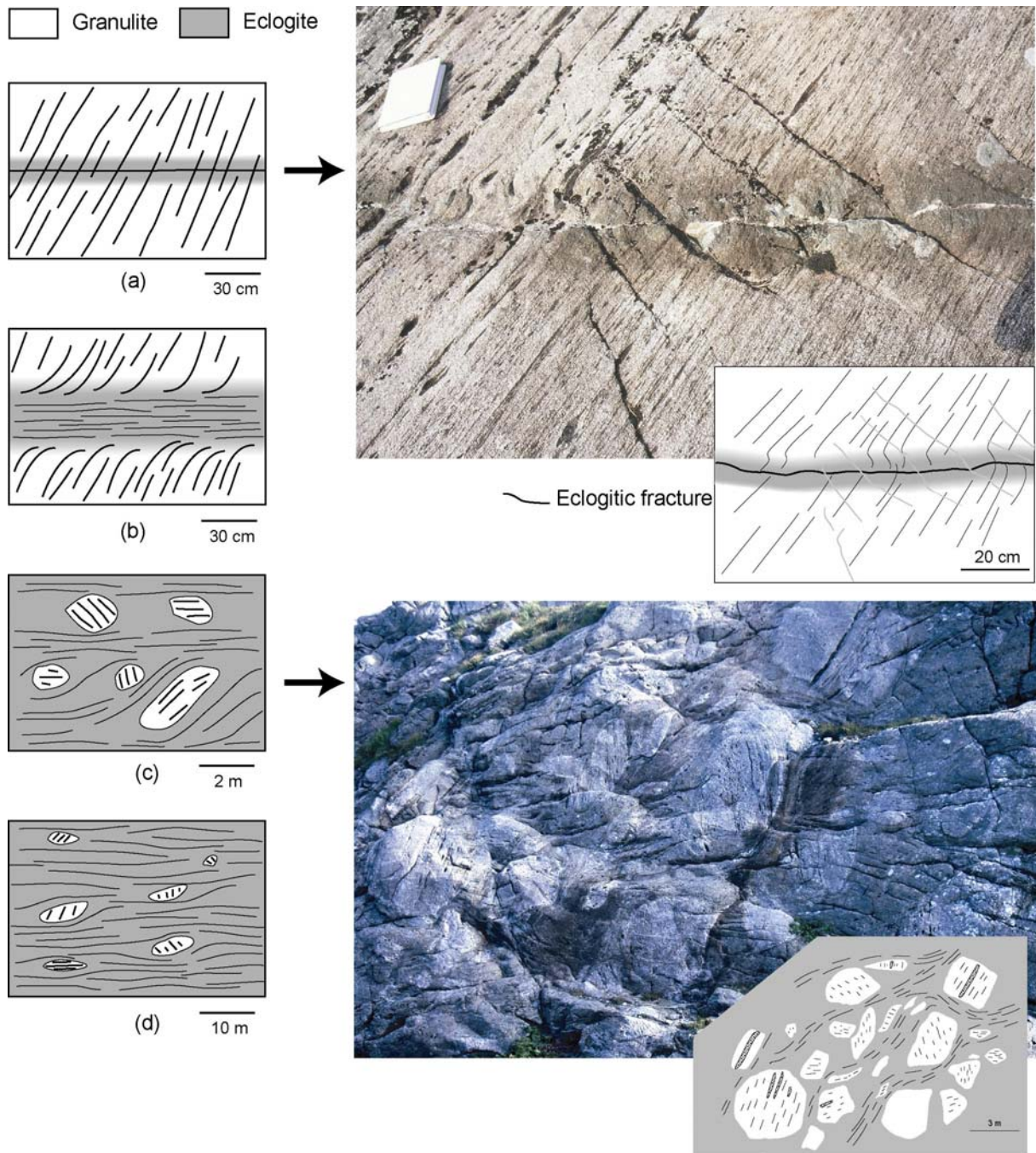


Figure III.3 : Modèle de progression de l'éclogitisation associée à la formation de bandes de cisaillement, d'après (Austrheim & Mørk, 1988; Boundy et al., 1992) (a) zone de réactions métamorphiques le long d'une fracture coupant la granulite, sans déformation macroscopique visible. (b) zone de cisaillement éclogitique mineure, avec une foliation éclogitique interne et plus de trace d'une fracture centrale. La déflexion de la foliation granulitique à l'approche du domaine éclogitisé indique un sens de cisaillement dextre. (c) zone de "brèche" éclogitique formée de boudins granulitiques pris dans un réseau de zones de cisaillement éclogitiques anastomosées. La déformation cisailante est à l'origine de la forme asymétrique de certains boudins (d) zone de cisaillement éclogitique majeure formée d'une matrice éclogitique bien foliée et de quelques boudins granulitiques discrets et épars. Notez les différences d'échelle.

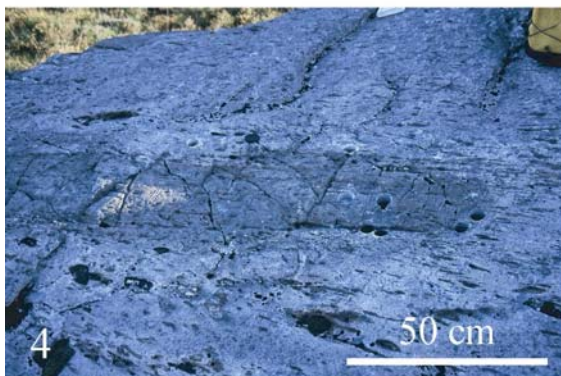


Planche couleur III.2 Premiers stades d'éclogitisation

1.-2.. Bandes éclogitiques sans déformation (éclogitisation "statique") avec fracture centrale

3. Bandes éclogitiques semblables à 1 et 2, avec un peu de déformation

4. Eclogitisation en doigt de gant, sans fracture centrale

5. Déformation éclogitique importante (sens dextre), avec la foliation granulitique qui se parallélise à la zone de cisaillement dans le domaine de transition granulite-éclogite

III.2.2 Conséquences physiques de l'éclogitisation

La carte permettant de localiser les échantillons utilisés ci-après est donnée dans le chapitre 6 (Fig. 9).

III.2.2.1 Augmentation de densité

Quelle que soit la composition du protolithe de départ, les assemblages minéralogiques stables dans le faciès éclogitique possèdent tous une densité élevée, plus haute que celle des paragenèses correspondantes dans les autres faciès métamorphiques (Fig. 4). Dans le cas précis de l'éclogitisation de la granulite, le protolithe possède une densité relativement variable comprise entre 2,75 et 2,81 g.cm⁻³ pour l'anorthosite, entre 2,80 et 3,10 g.cm⁻³ pour l'anorthosite gabbroïque et jusqu'à 3,21 g.cm⁻³ pour le gabbro (moyenne 3,02 g.cm⁻³) (Austrheim & Mørk, 1988), tandis que la densité des roches du faciès éclogitique correspondantes varie entre 3,06 (anorthosite) et 3,50 g.cm⁻³ (gabbro) (moyenne 3,19 g.cm⁻³). Les mesures de densité que nous avons réalisées sur des sucres de lames minces (environ 5×3×1 cm) donnent à peu près les mêmes résultats (Tab. 1), c'est-à-dire une augmentation de densité de l'ordre de 13%, entre une densité moyenne de 2,91 g.cm⁻³ pour la granulite et 3,31 g.cm⁻³ pour l'éclogite (toutes compositions confondues). Ces mesures sur des sucres ne permettent pas d'estimer la densité des domaines où la taille des hétérogénéités est importante, comme les zones de granulite avec des coronas décimétriques.

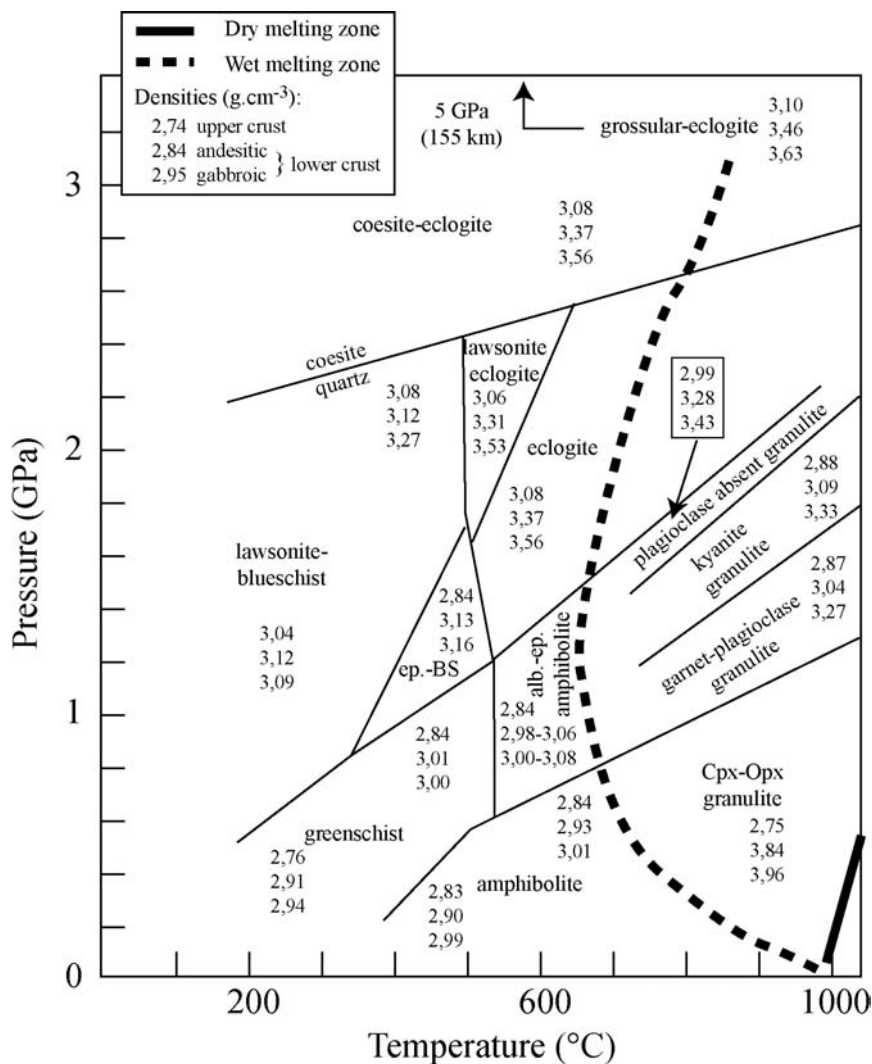


Figure III.4 : Grille pétrogénétique indiquant les densités des paragenèses à l'équilibre dans les différents faciès métamorphiques pour des compositions de croûte inférieure andésitique, gabbroïque et de croûte supérieure, d'après Bousquet et al., (1997) et Goffé et al. (2003).

sample	density	type	sample	density	type
H30a	3,34	eclo	M02b	2,76	gran
H30b	3,32	eclo	A04	2,98	gran
H26	3,22	eclo	G01	2,96	gran
K02	3,22	eclo	M02a	2,75	gran
G03	3,37	eclo	N01	3,10	gran
H01	3,29	eclo			
N03	3,27	eclo			
H14	3,40	eclo			
H14	3,39	eclo			
Moyenne éclobite	3,31		Moyenne granulite	2,91	

Tableau III.1 : mesure de la densité de la granulite et de l'éclogite

III.2.2.2 Baisse de viscosité

Une des caractéristiques structurales frappantes de la zone étudiée est la localisation de la déformation dans les zones éclobitisées (Fig. 5). Ce partitionnement de la déformation démontre sans ambiguïté la rhéologie beaucoup plus résistante de la granulite par rapport à l'éclogite et est à l'origine de la plupart des critères cinématiques utilisés pour étudier la déformation éclobitique (voir chapitre 6). En conséquence de cette forte différence de rhéologie, la déformation et les transformations métamorphiques ont un **effet synergique**. L'éclogitisation entraîne un affaiblissement notable du matériau qui augmente sa capacité à se déformer ; à son tour, la déformation, qui se concentre dans les parties éclobitisées, conduit à des recristallisations minérales qui accélèrent la cinétique des réactions métamorphiques. Cette action conjointe aboutit à la juxtaposition à petite échelle de zones très transformées avec des zones quasi intactes, sans que les domaines transitionnels partiellement transformés soient très importants volumiquement. La rhéologie de grande échelle est, de plus, rendue complexe par cette forte différence de viscosité entre les 2 roches. Au premier ordre, plus la fraction éclobitique est élevée plus le matériau est faible. Cette évolution n'est cependant pas linéaire : les variations principales de rhéologie sont concentrées dans le domaine de transition où les bandes de cisaillement éclobitiques se connectent et forment un réseau tridimensionnel cohérent.

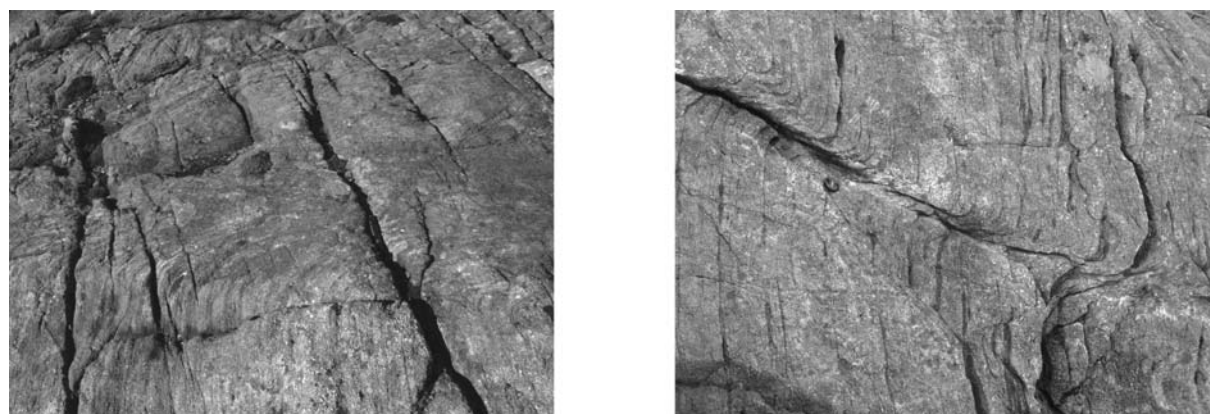


Figure III.5 : Relations structurales entre granulite et éclobite. (gauche) La foliation granulitique est déformée à la limite éclobite-granulite et se parallélise à la foliation éclobitique dans la bande de cisaillement. (droite) la déformation est localisée dans la mince zone éclobitisée qui entoure la fracture au centre de la photo. Le sens de cisaillement dextre est déduit de la déflexion des coronas granulitiques.

III.3 L'éclogitisation du protolithe granulitique nécessite un apport d'eau de l'extérieur

Une des raisons mises en avant pour expliquer les très fortes variations spatiales du degré d'éclogitisation est le caractère presque anhydre de la granulite et la nécessité d'un apport externe de fluide pour déclencher les transformations métamorphiques (Austrheim, 1987). Cette métastabilité en l'absence de fluides explique que les paragenèses granulitiques, stables à 8-10 kbars, puissent suivre un chemin P-T les conduisant de 20 kbars jusqu'à la surface sans montrer de signe macroscopique d'une quelconque rétro-morphose.

III.3.1 Mesure des quantités de fluide stockées

L'analyse, d'après les données de la littérature, des quantités de fluide contenu dans les éclogites et les granulites d'Holsnøy ne rend pas compte de façon nette du caractère plus hydraté des éclogites : Les quantités de fluide (perte au feu) des granulites mesurées par Austrheim & Mørk (1988) varient entre 0,45 et 1,13 % (9 analyses), celles de Boundy et al. (1992) entre 0,13 et 0,36 % (4 analyses), tandis que les éclogites contiennent entre 0,22 et 1,42 % de fluide (11 analyses) suivant leur composition (Boundy et al., 1992), avec des valeurs en moyenne plus basses que les granulites de Austrheim & Mørk (1988). Les analyses de Kühn (2002a-article 1) sur deux affleurements montrent dans des échantillons adjacents d'éclogite et de granulite un enrichissement systématique en eau, entre des granulites avec 0,2 % massique de volatils et des éclogites en contenant 0,5%.

Les analyses de composition de roche totale que nous avons réalisées montrent une hausse nette du contenu en volatil entre les échantillons *partiellement* éclogitisés et ceux *complètement* éclogitisés. Ces conclusions souffrent d'un défaut majeur : Les échantillons C01, E01 et L02 d'une part, et H26, H28 et H30 d'autre part forment deux groupes distincts à la fois géographiquement et dans la composition du protolithe, la comparaison entre éclogitisation partielle et totale est biaisée par cette différence.

Echantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total	type
C01	52,07	18,71	8,7	0,14	5,25	8,27	5,15	0,93	0,43	< L.D.	0,42	100,07	Ecl-Gr
E01	51,57	19,02	9,21	0,14	5,09	8,39	4,75	1,09	0,5	< L.D.	0,44	100,2	Ecl-Gr
L02	52,57	19,53	8,34	0,13	5,09	8,7	3,95	0,99	0,47	< L.D.	0,26	100,03	Ecl-Gr
H26	45,45	17,52	7,28	0,14	10,28	14,3	2,18	0,55	0,21	0,13	2,07	100,11	Ecl
H28	42,43	24,95	6,85	0,07	7,74	12,56	2,27	1,03	0,18	< L.D.	1,92	100	Ecl
H30	43,31	26,43	6,9	0,07	7,97	11,71	2,09	0,38	0,12	< L.D.	0,9	99,88	Ecl

Tableau III.2 : Analyses des compositions de roches totales, avec le contenu de volatil sous l'intitulé PF (perte au feu). Les 3 premiers échantillons ont été prélevés dans la zone éclogitique qui borde les fractures décamétriques, et sont constitués de granulite partiellement éclogitisée. Les 3 échantillons H26, H28 et H30 ont été prélevés au sein d'une zone de cisaillement éclogitique majeure, et sont complètement éclogitisés.

III.3.2 Comparaison des paragenèses d'équilibre

La grille pétrogénétique de Hacker et al. (2003d), qui indique la quantité de molécules d'H₂O contenue dans les minéraux des paragenèses d'équilibre (pour une composition de basalte de type MORB), décrit les roches du faciès granulitique comme étant légèrement plus anhydres que les roches éclogitiques (0.0% massique H₂O contre 0,7%). Les paragenèses granulitiques sont essentiellement formées de plagioclase, de pyroxène et de grenat, tous anhydres, et le seul minéral hydraté est la biotite, cependant présente en quantité négligeable.

A l'inverse, les paragenèses écolitiques contiennent des quantités variables de clinozoïsite, de phengite (et des quantités mineures d'amphibole), qui sont des minéraux hydratés (Austrheim & Griffin, 1985; Boundy et al., 1992). La cristallisation des assemblages écolitiques à partir de la granulite nécessite donc un apport d'eau.

III.3.3 Transport du fluide

La fracture plurimétrique remplie de minéraux écolitiques (Fig. 3 (a)) canalise le fluide qui ensuite diffuse dans l'encaissant, déterminant la taille des deux bandes d'écolite symétriques (Austrheim, 1990a; Austrheim & Mørk, 1988). La fracturation, qui permet l'écoulement du fluide à l'échelle du mètre, assiste de plus la diffusion à l'échelle du minéral : les fractures écolitiques dans le grenat granulitique hérité (Fig. 6), systématiquement présentes dans les zones écolitiques, sont des surfaces où la diffusion est plus efficace que dans le volume des cristaux (Erambert & Austrheim, 1993). La plupart des zones de cisaillement écolitiques ne présentent pas de fracture plurimétrique centrale, mais ces zones sont interprétées comme des zones d'écolitisation statique évoluées, d'où la déformation a effacé la fracture originelle (Kühn, 2002a).

L'évolution du degré de transformation depuis les bandes de cisaillement mineures jusqu'aux zones de cisaillement majeures (Fig. 3 b à d), et l'absence de fractures écolitiques macroscopiques dans ces zones, impliquent que les zones de cisaillement soient elles-mêmes des zones où l'écoulement du fluide est facilité. Une des hypothèses proposées pour cela est l'interaction entre le transport de fluide et la déformation, localisée dans les parties écolitisées et qui favorise le mouvement des molécules d'eau (par exemple en lien avec les déplacements des dislocations) (Newton, 1990).

La question de l'échelle du transport des fluides, liée au problème non résolu de la source de ces fluides, reste à ce jour ouverte. Si la source est externe au massif granulitique, il faut alors considérer que le transport dans les bandes de cisaillement, qui sont les seules structures écolitiques connectées à grande échelle, est un mécanisme relativement efficace.

III.3.4 Composition et origine des fluides

L'analyse des inclusions fluides des anorthosites d'Holsnøy met en lumière la présence de plusieurs générations de fluides distinctes, marquées par de fortes variations de nature et de composition isotopique (Mattey et al., 1994). Tandis que le fluide granulitique est dominé par le CO₂, le fluide écolitique est une solution principalement aqueuse ($X_{H_2O} > 0,75$, (Jamtveit et al., 1990)). Le fluide riche en N₂ (et localement en CO₂), décrit dans Andersen et al. (1991b) comme le fluide écolitique est réinterprété par Mattey et al. (1994) comme associé à la rétomorphose, sur la base d'estimations thermobarométriques. Le fluide amphibolitique de Andersen et al. (1991b) (réinterprété comme un deuxième fluide amphibolitique par Mattey et al. (1994)) est une solution aqueuse riche en solutés.

Un peu de CO₂ est néanmoins présent dans les fluides écolitiques, puisque les marbres du faciès écolitique décrits par Boundy et al. (1992) sont interprétés comme issus de cristallisations métasomatiques à partir d'un fluide.

Les caractéristiques des inclusions fluides ne renseignent qu'indirectement sur la nature de la phase fluide d'origine, à cause des modifications de compositions du fluide contenu dans l'inclusion postérieure au piégeage (cristallisations possibles au sein de l'inclusion, échange avec le minéral hôte (Svensen et al., 2001)). De plus, au sein d'un même épisode métamorphique, les compositions de fluides sont variables dans l'espace, en fonction des compositions de roches locales et des interactions fluide-minéraux. La consommation de l'H₂O du fluide pour former des minéraux hydratés augmente les concentrations des éléments en solution, jusqu'au point où ils sont incorporés dans les minéraux. C'est le cas du Cl, incorporé dans les amphiboles pour des faibles activités d'eau. Le contenu en Cl des

amphiboles augmente le long d'un profil depuis le cœur d'une veine décamétrique jusqu'à la limite de la zone éclogitique (dans des structures comme sur la Fig. 3a), en lien avec la quantité variable d'eau disponible plus ou moins loin de la source (Kühn, 2002a). Par ailleurs, l' H₂O pénètre en faibles quantités dans la granulite au-delà (~0,5 m) de la zone éclogitisée macroscopiquement, tandis que le CO₂, présent en faibles quantités dans le fluide éclogitique, n'est mobile que dans la zone éclogitique, pour des raisons de différence d'angle diédral (Mattey et al., 1994).

Les rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, ainsi que le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ permettent de distinguer les différentes générations de fluides, mais ne sont en revanche pas suffisamment discriminants pour déterminer avec précision la source des fluides. Une source possible mais pas exclusive du fluide éclogitique, en accord avec ces données isotopiques, serait l'eau issue des réactions de déshydratation de sédiments enfouis en subduction (Mattey et al., 1994). Il n'y a cependant à ma connaissance pas de candidat à ce rôle : les seules roches sédimentaires de haute-pression dans la région de l'Arc de Bergen sont associées aux Gneiss de l'Ouest, qui sont enfouis et exhumés tardivement par rapport à la Nappe de Lindås.

III.4 Description microscopique de l'éclogitisation

III.4.1 Paragenèses granulitiques et éclogitiques

Les compositions analysées par microsonde électronique des minéraux les plus caractéristiques décrits ci-dessous sont données dans la Tab. 7.

III.4.1.1 Granulite

Les paragenèses granulitiques sont composées de grenat, plagioclase, clinopyroxène, +/- orthopyroxène, +/- scapolite riche en sulfures, +/- spinelle, +/- oxydes Fe-Ti, +/- hornblende, +/- biotite (Austrheim & Griffin, 1985; Boundy et al., 1992; Kühn, 2002a) (Fig. 6 et Tab. 5). Les compositions du plagioclase sont distribuées entre An₃₅ et An₆₀, le clinopyroxène est riche en diopside, les oxydes sont faits d'un assemblage fin d'ilménite et de magnétite, et sont souvent associés au spinelle vert (Austrheim & Griffin, 1985). Le grenat granulitique (grt I) est riche en pyrope. Les compositions modales "typiques" des anorthosites granulitiques sont données dans le tableau ci-dessous.

Type de roche	Plagioclase	Opx	Cpx	Amphibole	Grenat	Scapolite
Anorthosite	85,1	-	3	-	5,8	5,9
Anorthosite gabbroïque	66,3	-	14,6	-	18,3	-
Gabbro	48,7	8	23,9	-	3,2	-

Tableau III.3 : Composition modale des anorthosites granulitiques, d'après Austrheim & Mørk (1988).

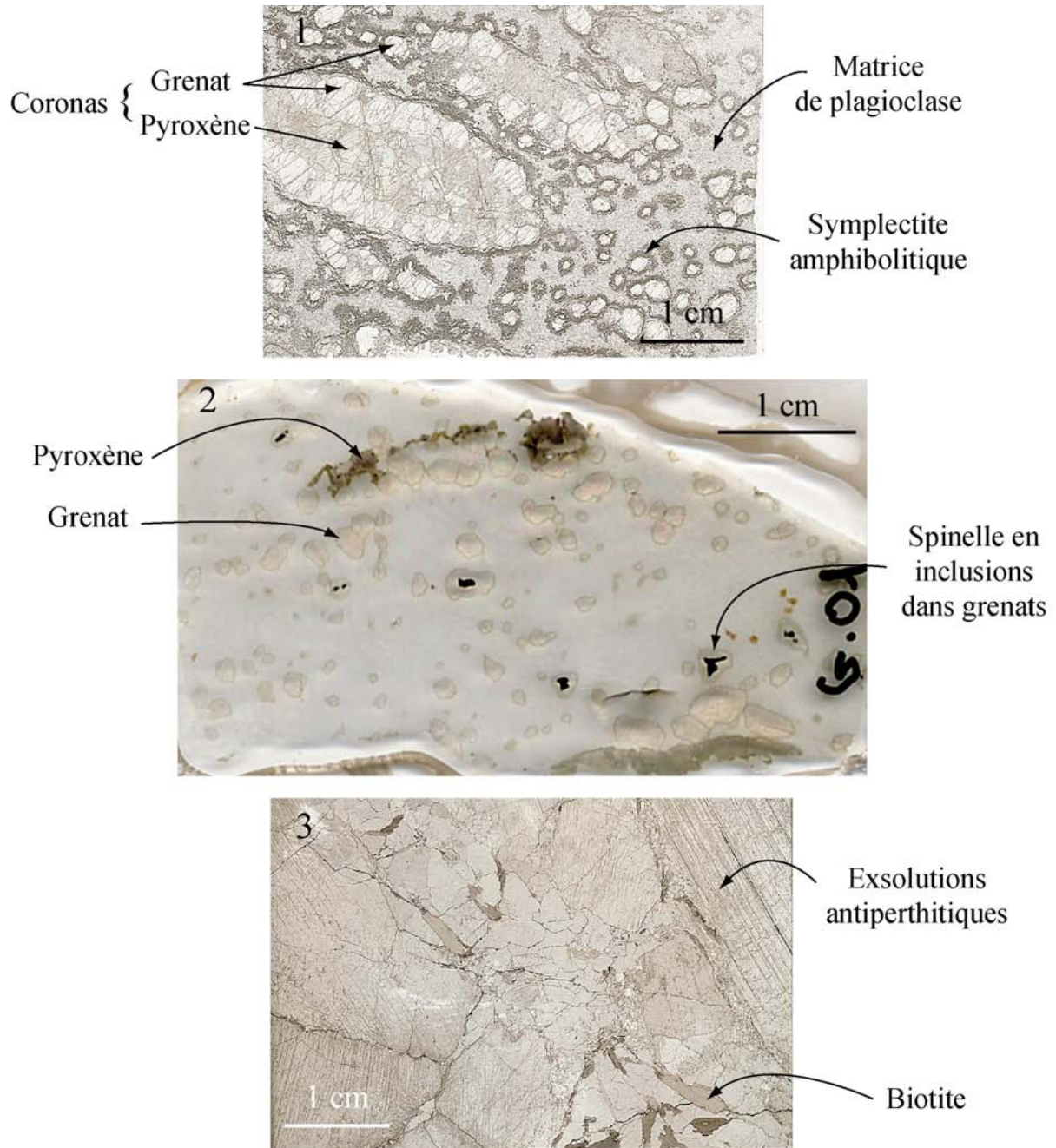


Planche couleur III.3 Variété des compositions et textures granulitiques

1. Coronas avec coeur de pyroxène et bordure de grenat + grenats isolés, dans une matrice de plagioclase. Noter les symplectites amphibolitiques aux limites grt-pl (A03-scan)
2. Granulite plus riche en plagioclase, les grenats sont soit isolés soit associés aux pyroxènes (bruns à cause des exsolutions) dans des amas moins structurés que les coronas. Noter la présence de spinel en inclusion dans le grenat granulitique (G02-scan)
3. Matrice constituée principalement de plagioclases centimétriques, et d'un peu de biotite. Exsolutions antiperthitiques de K-feldspath (?) dans les plagioclases, comme décrit par Austrheim (1985) (02H41-scan)

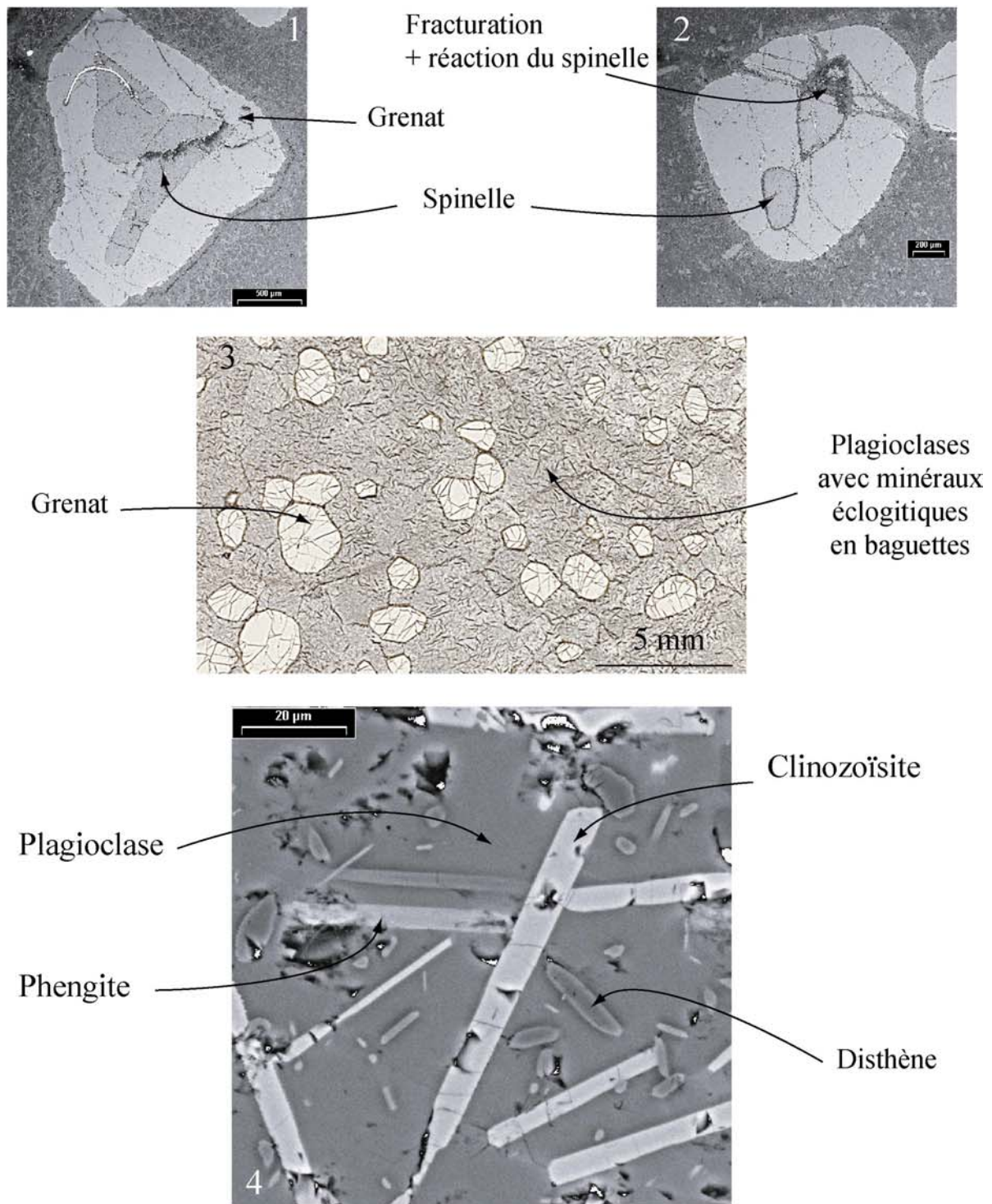


Planche couleur III.4 Stades initiaux de réaction

1. Inclusions de spinelle (pléonaste) dans grenat granulitique (G01-BSE)
2. Fracturation du grenat granulitique, et réaction du spinelle pour donner un oxyde d'aluminium (G01-BSE)
3. Matrice constituée de plagioclases constellés de minuscules baguettes de clinozoïsite, phengite et disthène (G01-scan)
4. Image BSE des cristaux éclogitiques au sein du plagioclase (G01-BSE)

Les structures granulitiques les plus caractéristiques sont les coronas, en forme de cigares, composés d'un cœur de pyroxènes et d'une couche superficielle de grenats, entourés par une matrice de plagioclase (voir planche couleur III.3 et 4). Cette texture coronitique n'est pas toujours aussi bien exprimée, et les coronas se réduisent à des amas de plus petite taille sans structuration interne en niveaux distincts de pyroxène et de grenat. Grenats et pyroxènes sont quasiment absents des anorthosites au sens strict, qui ne sont composées presque que de plagioclase.

III.4.1.2 Eclogite

Les paragenèses éclogitiques sont composées d'omphacite, grenat, phengite, clinozoïsite, disthène, quartz, +/- calcite, +/- amphibole (Austrheim & Griffin, 1985; Boundy et al., 1992; Jamtveit et al., 1990). Les compositions modales des éclogites (Tab. 4) montrent que l'éclogite est principalement formée de la paire omphacite-grenat. Il est à noter que l'abondance du grenat est en partie liée à la préservation de grenats granulitiques hérités, même dans les échantillons les plus éclogitisés et déformés.

Echantillon	Grenat	Omp	Czo	Muscovite	Disthène	Quartz	Symp	Rt+Chl+alt
HA34/85	19	43	7	8	10	2	10	-
HI86/21B	20	42	15	17	-	<1	5	-
A eclogite	17,5	41,2	23,5	5,8	7,5	-	3	1,5
A eclogite	13,6	37	15,6	9	7,8	7	6,2	3,8
GA eclogite	18,4	61	-	0,8	11,6	1,2	4	2,8
GA eclogite	27,2	70,6	1,6	0,4	-	0,2	-	-
G eclogite	40,7	51,4	0,1	3,8	-	0,2	1,1	2,7

Tableau III.4 : Composition modale des éclogites. Références : Echantillons HA34/85 et HI86/21B - Jamtveit et al. (1990) ; A (anorthosite), GA (anorthosite gabbroïque), G (gabbro) éclogites - Boundy et al. (1992).

III.4.2 Réactions métamorphiques

III.4.2.1 Premiers stades de réactions

La description des réactions et des textures associées qui suit est inspirée de la thèse de Alexander Kühn (2002) et de Austrheim & Griffin (1985).

Loin des zones de pénétration des fluides, la granulite semble macroscopiquement vierge de toute éclogitisation. L'observation de cette granulite "fraîche" en lames minces montre néanmoins que le plagioclase granulitique est rempli de petites aiguilles de disthène, clinozoïsite et phengite (planche couleur 4). De plus, les joints de grain sont remplis sur une épaisseur ~10-20 µm d'un mélange très fin de minéraux éclogitiques (planche couleur 5).

Les exsolutions de grenat dans le pyroxène granulitique, riche en diopside, lui permettent de faire évoluer sa composition vers le pôle jadéitique (planche couleur 5). Les minéraux exsolvés sont organisés en minces lignes parallèles qui matérialisent des plans cristallographiques du pyroxène. Les échanges avec les domaines de plagioclase permettent près de la frontière du pyroxène son appauvrissement en molécule de Tschermak et son enrichissement en jadéite, comme mis en évidence sur les deux analyses microsonde suivantes, localisées sur la Pl. coul. 5 (A et B dans le Cpx granulitique, A à 80 µm de la frontière avec le plagioclase, B à 5 µm).

Point	Min.	Loc	An.	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	S	acm	jd	hd	di	FMpx	Ca Ts	S
A	px	G01-II 16 / 1	.	49,00	2,54	11,72	5,15	0,11	10,05	22,01	1,71	0,01	102,29	0,02	0,10	0,12	0,52	0,01	0,20	0,98
B	px	G01-II 15 / 1	.	51,25	2,58	10,76	4,32	0,01	9,95	19,22	3,14	0,02	101,26	0,00	0,22	0,11	0,51	0,02	0,12	0,98

Tableau III.5 : composition du pyroxène granulitique aux points A et B, montrant la différence de sensibilité aux réactions d'éclogitisation au cœur et au bord du pyroxène

III.4.2.2 Stades intermédiaires

L'avancement des réactions métamorphiques aboutit au remplacement progressif à partir de sa périphérie du large pyroxène granulitique par de tout petits cristaux de pyroxènes éclogitiques (Planche couleur 6). L'image en lumière polarisée analysée montre aussi les modifications de composition (et en conséquence de propriétés optiques) du pyroxène granulitique sur sa bordure.

Les domaines de plagioclase granulitique sont complètement remplacés par un assemblage de minuscules cristaux contenant principalement de la clinzoïsite, de la phengite et du disthène.

Les domaines à Cpx+Grt (coronas) et les domaines de plagioclase, qui forment la texture granulitique, sont statiquement remplacés par des domaines à Grt+Omph ou Czo+Ph+Ky respectivement. Cette vision schématique, qui semble relativement bien correspondre aux observations de lames minces, n'est cependant pas en accord avec les compositions modales (Tab. 4), qui expriment la prédominance du plagioclase et de l'omphacite, respectivement dans les paragenèses granulitiques et éclogitiques. Si l'abondance du plagioclase dans la granulite est claire, l'éclogitisation s'accompagne même sans déformation d'une chute de la taille de grain qui obère souvent la possibilité d'estimation des compositions modales.

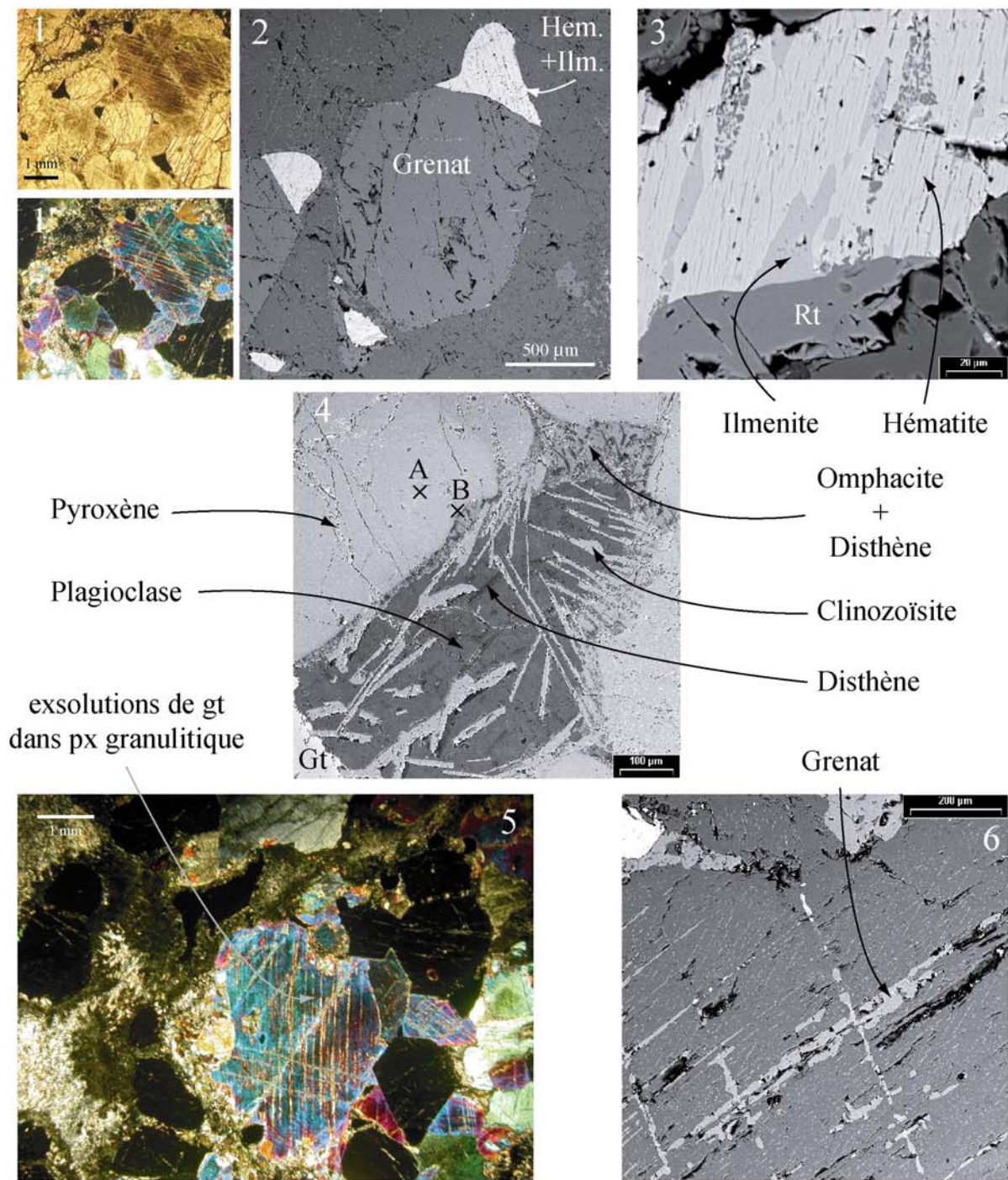


Planche couleur III.5 Stades initiaux de réaction (2)

- 1.-1'.-2. Cristaux ferro-titanés juxtaposés au grenat granulitique (J01-opt_LN-opt_LPA-BSE)
- 3. Détail des cristaux ferro-titanés, constitués d'un assemblage d'hématite et de lamelles d'ilménite. Noter la présence de rutile éclogitique juste en bas à gauche (J01-BSE)
- 4. Bande de réaction éclogitique à la frontière pyrox. gran.-plagioclase, avec formation d'omphacite et de disthène. Croissance de clinozoïsité et disthène au coeur du plagioclase (G01-BSE). Les mesures des compositions du Cpx aux points A et A' montrent son enrichissement en pôle jadéitique.
- 5.-6. Exsolutions suivant les plans cristallins de grenat éclogitique riche en Ca et d'oxydes dans le pyroxène granulitique (J01-opt_LPA-BSE)

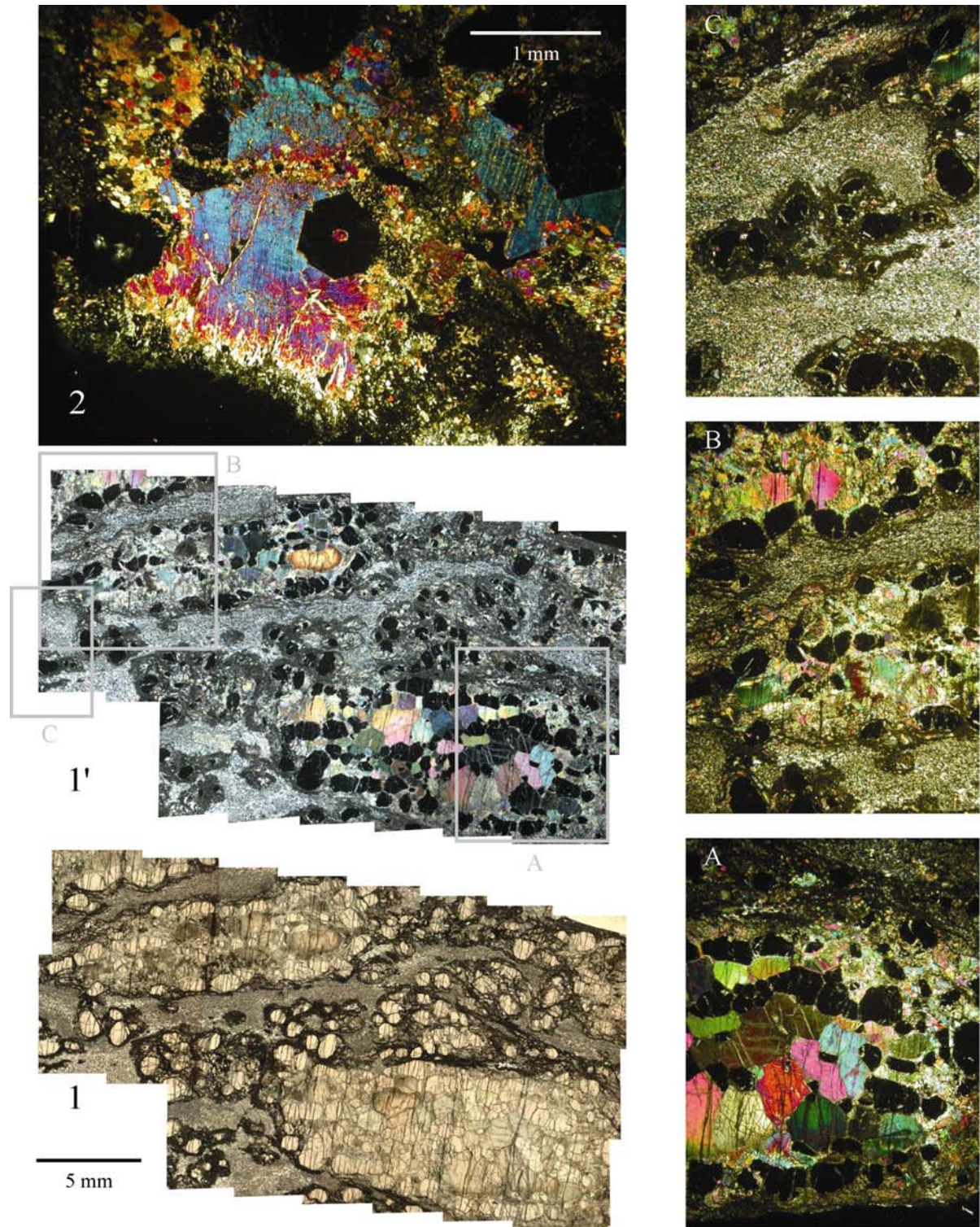


Planche couleur III.6 Stades avancés de réaction

1.-1'. Granulite coronitique partiellement éclogitisée et amphibolitisée (02H13-tout opt_LPA sauf 1-opt_LN). Cadres A, B et C détaillés à droite. (A) Corona non éclogitisée avec grenats éteints et larges Cpx gran. (B) Corona largement éclogitisée, avec formation de petits cristaux d'Omph remplaçant le Cpx gran. (C) Remplacement du Pl par un assemblage microcristallin de Czo-Ph-Ky. Noter les symplectites amphibolitiques autour des grenats et des coronas (couches sombres)

2. Modification de la composition du Cpx gran. sur ses bords et formation de petits cristaux d'Omph. (J01-opt-LPA)

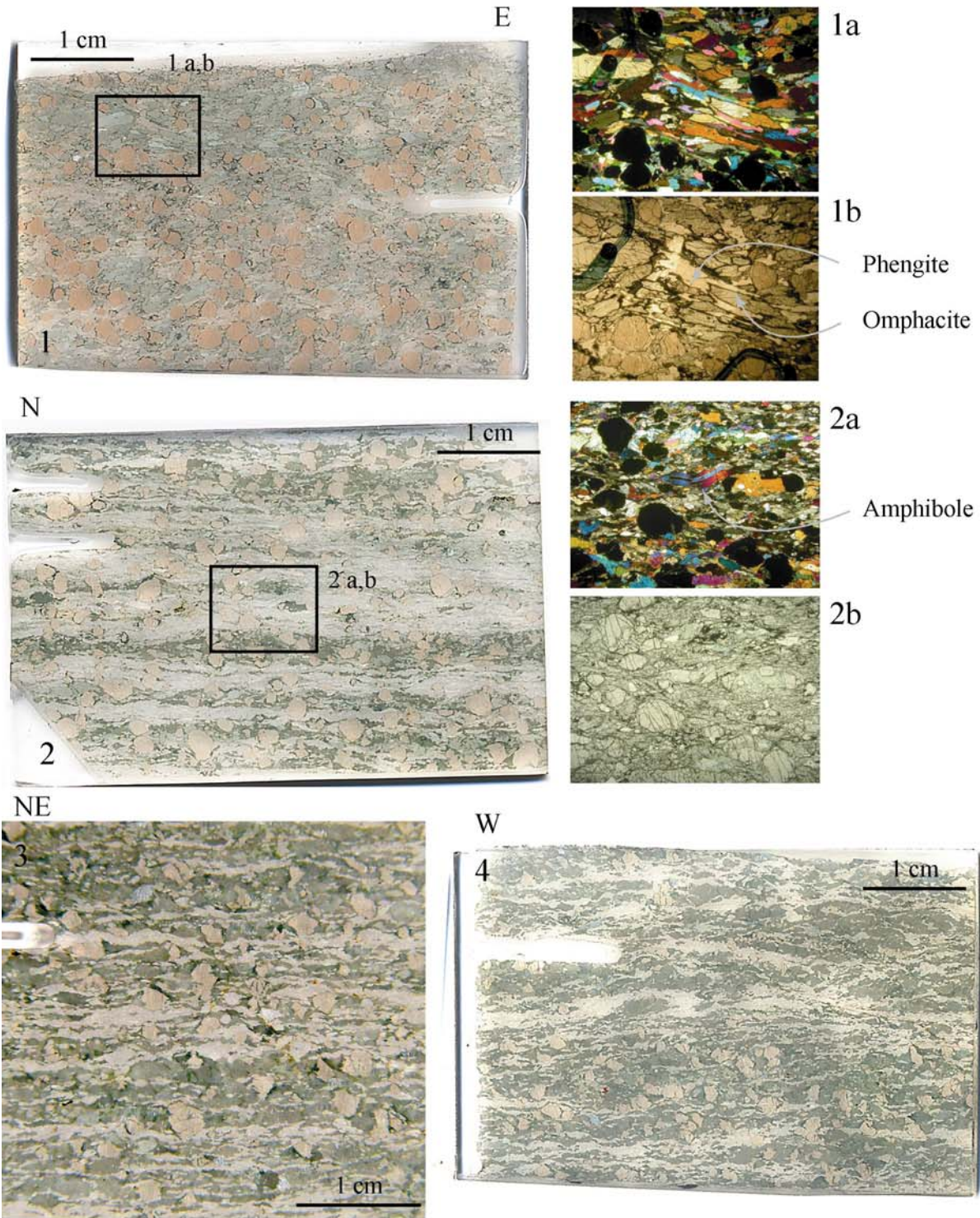


Planche couleur III.7 Bandes de cisaillement écolitiques (coupe XZ)

1. Dans la large bande de cisaillement de Hundskjeften, bandes C' dans les deux sens, avec Ph et Omp (H14, N135 30E lin N080)
2. Dans la large bande de cisaillement de lower Eldsfjellet, Amph écolitique déformée au centre de la photo (H30b, N25 30NW lin pitch 5NE)
- 3.-4. Dans la large bande de cisaillement de lower Eldsfjellet, avec Amph éclo.
(3: H29, N60 50NW lin pitch 15NE, 4: H28, N50 45NW lin pitch 45SW)

III.4.2.3 Stades finaux de réaction

Les échantillons les plus éclogitisés sont souvent aussi les plus déformés, et sont en conséquence localisés dans les bandes de cisaillement éclogitiques (Planche couleur 7, coupes dans le plan XZ). La déformation éclogitique s'accompagne de l'acquisition d'une fabrique caractérisée par un allongement dans une direction préférentielle (linéation observée macroscopiquement). De plus les domaines à Czo+Ph+Ky et Grt+Omph s'organisent sous l'action de la déformation en lits respectivement clairs et sombres qui définissent la foliation éclogitique. Les seuls minéraux granulitiques préservés sont les grenats, qui ne subsistent néanmoins plus que comme des fragments éparpillés des grenats granulitiques automorphes. On peut remarquer que, de façon un peu étonnante, les échantillons prélevés dans les grandes bandes de cisaillement éclogitiques, qui sont associées à une déformation cisailante importante mise en évidence sur des critères macroscopiques, montrent peu ou pas d'indicateurs de déformation non-coaxiale en lame mince (structures S-C' par exemple). La température élevée qui a présidé à cette déformation n'autorise sans doute la localisation de la déformation qu'à l'échelle des hétérogénéités les plus importantes, c'est à dire au moins le mètre.

Les échantillons les plus déformés étudiés (H26, H28 et H30 entre autres) présentent une caractéristique minéralogique surprenante, pas décrite à ma connaissance: l'omphacite y est relativement discrète, tandis que les amphiboles de HP sont en revanche très importantes. Cette différence s'explique sans doute par les différences de composition (voir Tab. 1) et/ou d'activité d'eau entre les éclogités analysées, suivant le lieu d'échantillonnage.

III.4.2.4 Synopsis des réactions métamorphiques

La synthèse de l'ensemble des réactions métamorphiques aboutissant à la formation d'éclogite à partir de la granulite est un exercice délicat, qui dépend notamment des phases considérées comme importantes dans les paragenèses de départ et d'arrivée. Les observations texturales différentes de Austrheim & Griffin (1985), Jamtveit et al. (1990) et Kühn, (2002a) les ont conduit à définir des ensembles de réactions légèrement différentes (Tab. 6). En particulier, Kühn (2002a) fait intervenir un nombre de minéraux et de phases plus important, dont certains sont sans doute accessoires, mais ses réactions ont l'avantage de produire de l'amphibole éclogitique (amphibole notamment très riche en Mg par rapport aux amphiboles rétrogrades), que nous avons observée dans certaines lames.

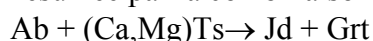
Austrheim & Griffin (1985)	Kühn (2002a)
(1) An → Grs (in Grt)+Ky+Qtz	(1) Cpx I+H ₂ O+Alb → Grt II+Czo+Am+Cpx II+Rt
(2) An+H ₂ O → Ep+Ky	(2) Cpx I+Ab+CO ₂ +H ₂ O → Omp+Am+Czo+Pl+Cal
(3) Ab → Jd (in Cpx)+Qtz	(2a) Cpx I+NaCl-saumure+CO ₂ → Omp+Cl-Am+Dol
(4) Ab+H ₂ O → Par (in Ph)	(3) Scp I+H ₂ O → Czo+Scp II+Pl+Fe-Sulfure+Ky+CO ₂
(5) (Ca,Mg)Ts+Qtz → Grt	(4) Grt I+H ₂ O+K ₂ O → Ph+MgO+FeO
(6) (Ca,Fe)Ts+Qtz+H ₂ O → Ep+Ky	(5) Pl+Grt I+H ₂ O → Omp+Par+Ph+Ky
(7) Fe,Ti-ox.+Pl+En (in Cpx) → Grt II+Omp+Rt	

Jamtveit et al. (1990)	Définition des vecteurs d'échange
(1) An \rightleftharpoons Di+TS+Qtz	TS $Al_2Si_{-1}Mg_{-1}$
(2) Prp+2 CM \rightleftharpoons 2Di+TS	PL $SiNaCa_{-1}Al_{-1}$
(3) 5 An+2 H ₂ O+PL+KN \rightleftharpoons 2 Czo+Ms+2 Qtz	CM $CaMg_{-1}$
(4) 13 An+3 Di+4 H ₂ O \rightleftharpoons Prp+8 Czo+5 Qtz	KN KNa_{-1}
(5) An+Qtz+TS \rightleftharpoons 2 Ky+CM	

Tableau III.6 : Réactions d'éclogitisation, suivant différents auteurs. Abréviations, en partie d'après Kretz (1983) : An-Anorthite, Ep-Epidote, Grt-Grenat, Grs-Grossulaire, Qtz-Quartz, Ky-Kyanite, Ab-Albite, Pg-Paragonite, Ph-Phengite, Ts-Molécule de Tschermak du clinopyroxène, Czo-Clinozoïsite, Rt-Rutile, En-Enstatite, Cpx-Clinopyroxène, Par-Paragonite, Pl-Plagioclase, Scp-Scapolite, Am-Amphibole, Cal-Calcite, Dol-Dolomite, Omp-Omphacite. Les suffixes I et II désignent des minéraux des faciès éclogitiques et granulitiques respectivement. Seules les réactions de Jamtveit et al. (1990) sont équilibrées.

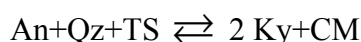
Sans rentrer dans le détail de toutes ces réactions, nous pouvons essayer d'en dégager les principaux traits, notamment sur la base de nos propres observations texturales. Les réactions d'éclogitisation sont relativement simples au sein des domaines monominéraux granulitiques (pyroxène et plagioclase), et beaucoup plus complexes aux joints de grain Cpx-plagioclase ou Grt-Plagioclase.

- (A) Domaines de clinopyroxène granulitique : la formation d'exsolutions de grenat riche en Ca et l'enrichissement en composante jadéitique du pyroxène granulitique peut être résumée par la combinaison des réactions (3) et (5) de Austrheim & Griffin (1985).



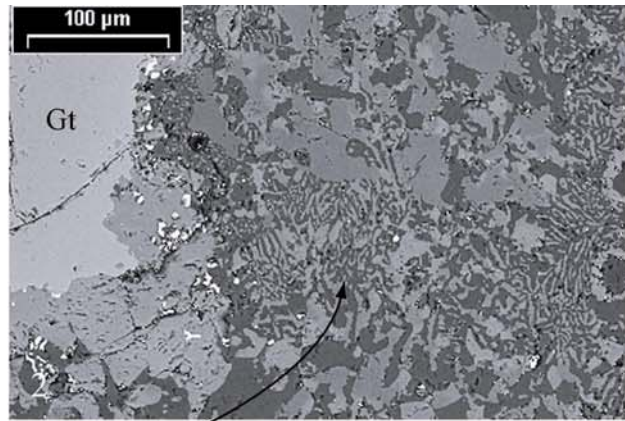
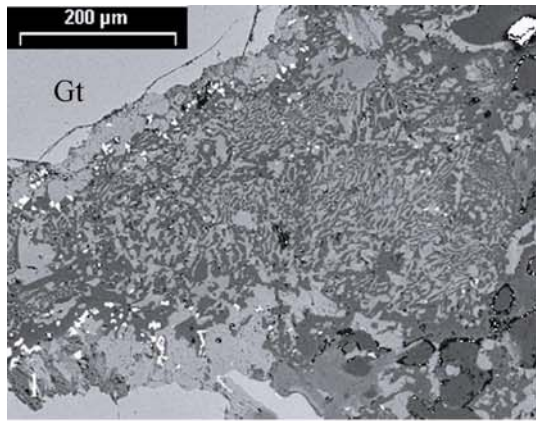
L'omphacite éclogitique est majoritairement formée en petits grains remplaçant le pyroxène granulitique, par adjonction de composante albitique issue de la déstabilisation de l'albite (réaction (3) Austrheim & Griffin (1985)).

- (B) Domaines de plagioclase : la cristallisation de petites baguettes de clinozoïste, disthène et phengite aux dépens du plagioclase (de sa composante anorthite, principale) peut être exprimée par les réactions (3) et (5) de Jamtveit et al. (1990).

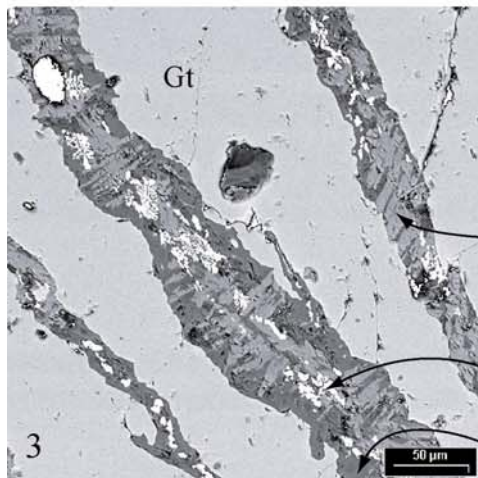


- (C) Domaines de grenat granulitique : les réactions proposées restent assez évasives sur le comportement du grenat granulitique, et sur sa rééquilibration sur les bords, ainsi que sur la composition du grenat éclogitique. Les grenats granulitiques montrent souvent sur leur bordure une zone de diffusion enrichie en Fe et appauvrie en Mg par rapport au cœur. Cette zone est interprétée comme ayant la composition du grenat éclogitique d'équilibre (Erambert & Austrheim, 1993). Nous proposons alternativement que les surcroissances de grenat riche en Ca remplies de minéraux éclogitiques sont les grenats éclogitiques d'équilibre. Cette question est étudiée plus en détail dans le chapitre suivant.

- (D) Limites Cpx-Pl ou Grt-Pl : Les réactions éclogitiques aux joints de grains séparant Pl du Cpx ou du grenat sont relativement complexes, et nous n'avons pas essayé de les décrire (voir par exemple la planche couleur 4, avec la formation d'omphacite, de disthène et de clinozoïsite sur la frontière plagioclase-Cpx granulitique).



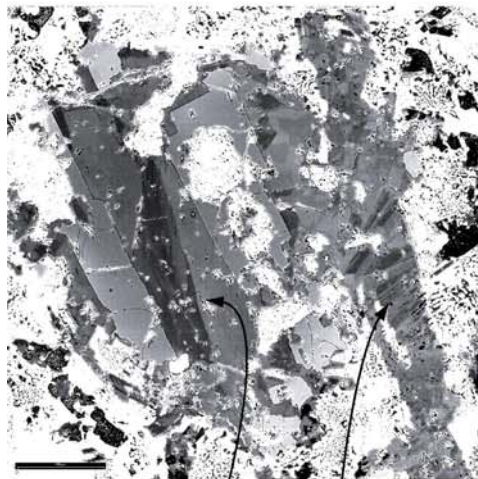
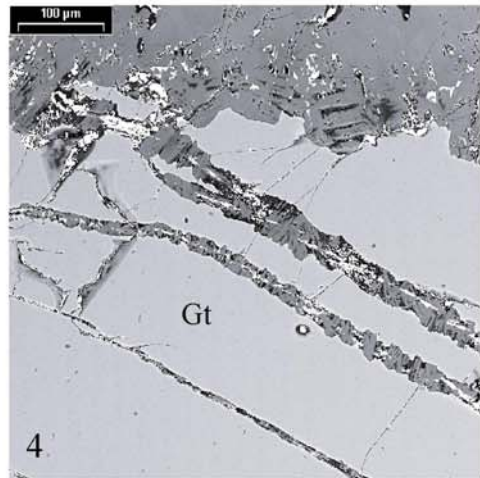
Symplectite à
Cpx + Plagio



Amphibole

Fe-oxydes

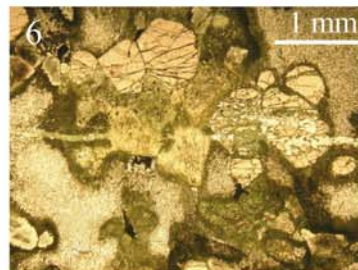
Plagioclase



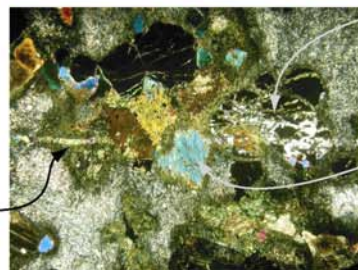
Epidote

Veine
d'épidote

Sympl.
amphib.
recoupée



Veine à amphibole
+ épidote
+/- chlorite



Grenats
pseudomorphosés

Pyroxènes
pseudomorphosés (?)

Planche couleur III.8 Rétromorphose post-éclogitique

- 1.-2. Symplectites amphibolitiques à plag.+amph. ou plag.+pyr. (E01 et C01 BSE)
- 3.-4. Veines amphibolitiques à plag.+amph.+Fe-oxydes. Noter la croissance perpendiculaire à la veine des cristaux d'amphibole (J01 et E01 BSE)
5. Epidote en plaquettes, dans une veine et en pseudomorphose de grenat (I01-BSE)
6. Veine post-symplectites, à amphibole+épidote (J01-opt_LN et opt_PA)

III.5 Rétromorphose des éclogites

III.5.1 Rétromorphose amphibolitique

Les lames étudiées pour cette thèse ont été choisies loin des zones de cisaillement amphibolitiques, afin d'étudier au mieux les relations granulite-éclogite. Néanmoins une quantité variable de rétro-morphose amphibolitique statique est visible dans la plupart des lames, localisée aux joints de grains et dessinant souvent une couronne de taches noires autour des grenats ou des domaines de coronas éclogitisées (voir Planche couleur 6). Ces zones amphibolitiques sont des symplectites constituées de cristaux enchevêtrés de plagioclase, d'amphibole, de pyroxène riche en Ca et d'oxydes de fer. Une autre structure caractéristique de la rétro-morphose amphibolitique est la formation de veines dans les grenats granulitiques hérités, avec cristallisation d'un assemblage à amphiboles, plagioclase, un peu de biotite (?) et des oxydes de fer (Planche couleur 8). Texturalement, les oxydes de fer forment souvent une mince ligne claire (en BSE) au centre de la veine, entourée de part et d'autre de cristaux de plagioclase et d'amphibole, ces derniers allongés perpendiculairement à la veine. Ces veines, formées pendant la rétro-morphose amphibolitique, diffèrent nettement des veines éclogitiques rétro-morphosées dans le faciès amphibolitiques par l'absence de rééquilibrage du grenat granulitique sur le bord de la veine.

Nous n'avons pas entrepris d'étude des paragenèses amphibolitiques dans les zones où la rétro-morphose amphibolitique est plus développée que ces symplectites. Le lecteur intéressé pourra se référer à la thèse de A. Kühn (2002) pour de plus amples détails.

III.5.2 Rétromorphose schistes verts

La rétro-morphose schistes vert est dans l'unité de haute-pression d'Holsnøy encore plus discrète que la rétro-morphose amphibolitique qui la précède chronologiquement. Macroscopiquement, nous ne l'avons pas observée, tandis que dans quelques rares lames minces, cette rétro-morphose n'est marquée que par la présence de veines à épidote, amphibole et chlorite, et la pseudomorphose de minéraux de plus haute-pression proches de cette veine (Planche couleur 8). Les paragenèses schistes verts, plus marquées dans l'unité méridionale d'Holsnøy ainsi que dans la zone de cisaillement de Rossland, ont été décrites par Schmid et al. (1998).

Minéral Echant. Analyse	pl G01-II 9 / 1 .		px L02b-gt21 20.5			px L02b-gt22 21.30			px G01-6 27.00			Grt I C01-gt-7-V 61 / 1 .		Grt I E01-gt12-V 94 / 1 .		Grt I G01-gt-II 25 / 1 .		
	SiO2	62.23	58.38	51.42	51.97	48.84	39.48	39.27	41.52	39.48	39.27	41.52	0.11	0.10	0.25	21.46	21.46	21.33
TiO2	0.02	0.07	0.26	0.72	0.92	0.11	0.10	0.25	0.11	0.10	0.25	0.11	0.10	0.25	21.46	21.46	21.33	
Al2O3	23.50	25.57	6.09	5.66	11.23	23.97	24.76	15.02	23.97	24.76	15.02	0.08	0.06	0.14	0.05	0.01	0.00	
FeO	0.04	0.06	7.82	7.92	5.92	0.05	-0.01	0.00	0.05	-0.01	0.00	0.05	-0.01	0.00	0.05	-0.01	0.00	
MnO	0.05	-0.01	0.14	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	11.65	11.44	10.52	9.80	9.53	13.71	9.80	9.53	13.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	4.81	8.69	21.24	20.26	20.27	5.37	5.79	7.74	5.37	5.79	7.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na2O	8.77	6.94	1.70	2.20	2.15	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K2O	0.29	0.30	0.02	0.00	0.03	-0.01	-0.02	0.01	-0.01	-0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
S	99.72	100.00	100.34	100.19	99.89	100.95	101.69	99.81	100.95	101.69	99.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Formule structurale																		
Si	2.77	2.62	1.90	1.92	1.79	3.00	2.97	3.06	3.00	2.97	3.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ti	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	1.23	1.35	0.27	0.25	0.49	1.92	1.92	1.85	1.92	1.92	1.85	1.52	1.57	0.93	1.52	1.57	0.93	
Fctot	0.00	0.00	0.24	0.24	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.01	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.64	0.63	0.58	1.11	1.08	1.51	1.11	1.08	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.23	0.42	0.88	0.80	0.80	0.44	0.47	0.61	0.44	0.47	0.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.76	0.60	0.12	0.16	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
XMg	0.02	-0.17	0.72	0.72	0.76	0.41	0.40	0.62	0.41	0.40	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Endmembers																		
Xm	0.23	0.49	acm	0.07	0.07	0.07	0.15	0.16	0.20	0.15	0.16	0.37	0.26	0.49	0.47	0.46	0.30	
Xab	0.75	0.58	jd	0.05	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
XK	0.02	0.02	hd	0.13	0.13	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
			di	0.60	0.59	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
			fe mg pr	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
			Ca tsch	0.11	0.08	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

Faciès
Gran.

Minéral Echant. Analyse	Grt IIIr L02-G09-7 76/1.		Grt IIIr E01-gt12-V 97/1.		Grt IIIr E01-gt9-V 144 / 1 .		Grt II L02-Gt29-6 15/1.		Grt II C01-Gt-5 59/1.		Grt II J01-Gt13-7 13/1.		Ph bord gt E01-gt3 75/14		Ph bord gt E01-gt3 76/28		Ph inclus. C01-g2 18/00		Ph inclus. F01-gt17-7 22 / 1 .		Ph matrix C01-g3 46 / 1 .		Ph matrix E01-g1 34/1.				
	SiO2	38.22	39.51	38.92	39.23	38.39	37.55	39.23	38.39	37.55	47.77	49.08	47.59	46.79	50.35	47.31	38.22	39.51	38.92	39.23	38.39	37.55	47.77	49.08	47.59	46.79	50.35
TiO2	0.07	0.05	0.26	0.10	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Al2O3	21.18	21.75	21.70	21.21	20.92	20.55	21.21	20.92	20.55	22.86	20.71	32.07	30.23	30.33	32.86	21.18	21.75	21.70	21.21	20.92	20.55	22.86	20.71	32.07	30.23	30.33	32.86
FeO	24.23	23.85	24.84	24.47	26.92	28.03	24.47	26.92	28.03	2.68	3.44	3.00	2.82	2.63	2.59	24.23	23.85	24.84	24.47	26.92	28.03	2.68	3.44	3.00	2.82	2.63	2.59
MnO	1.02	0.86	0.83	0.90	1.05	1.21	0.90	1.05	1.21	0.08	0.22	0.07	0.06	0.05	0.00	1.02	0.86	0.83	0.90	1.05	1.21	0.08	0.22	0.07	0.06	0.05	0.00
MgO	5.16	6.98	6.67	6.73	6.80	6.19	6.73	6.80	6.19	1.55	2.50	1.83	2.40	1.65	1.60	5.16	6.98	6.67	6.73	6.80	6.19	1.55	2.50	1.83	2.40	1.65	1.60
CaO	10.04	8.95	8.46	5.99	7.21	5.97	8.46	5.99	7.21	0.10	1.10	0.08	0.07	0.00	0.06	10.04	8.95	8.46	5.99	7.21	5.97	0.10	1.10	0.08	0.07	0.00	0.06
Na2O	0.10	0.07	0.10	0.03	0.05	0.05	0.10	0.03	0.05	1.00	2.65	1.24	0.68	1.80	1.12	0.10	0.07	0.10	0.03	0.05	0.05	1.00	2.65	1.24	0.68	1.80	1.12
K2O	0.08	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	9.62	7.54	9.04	10.23	8.67	9.46	0.08	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	9.62	7.54	9.04	10.23	8.67	9.46
S	100.08	101.92	101.76	100.25	101.35	99.58	100.25	101.35	99.58	96.22	96.54	96.34	93.66	96.48	95.32	100.08	101.92	101.76	100.25	101.35	99.58	96.22	96.54	96.34	93.66	96.48	95.32
Formule structurale																											
Si	2.98	3.00	2.97	3.01	2.97	2.97	3.01	2.97	2.97	3.16	3.24	3.17	3.20	3.30	3.15	2.98	3.00	2.97	3.01	2.97	2.97	3.16	3.24	3.17	3.20	3.30	3.15
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02
Al	1.95	1.95	1.95	1.92	1.94	1.92	1.95	1.92	1.94	2.56	2.31	2.50	2.44	2.34	2.58	1.95	1.95	1.95	1.92	1.94	1.92	2.56	2.31	2.50	2.44	2.34	2.58
Fctot	1.58	1.51	1.59	1.57	1.71	1.86	1.59	1.57	1.71	0.15	0.19	0.17	0.16	0.14	0.14	1.58	1.51	1.59	1.57	1.71	1.86	0.15	0.19	0.17	0.16	0.14	0.14
Mn	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.60	0.78	0.76	1.00	0.78	0.73	0.76	1.00	0.78	0.15	0.25	0.18	0.25	0.16	0.16	0.60	0.78	0.76	1.00	0.78	0.73	0.15	0.25	0.18	0.25	0.16	0.16
Ca	0.84	0.73	0.69	0.46	0.60	0.51	0.69	0.46	0.60	0.01	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.84	0.73	0.69	0.46	0.60	0.51	0.01	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.13	0.34	0.16	0.09	0.23	0.14	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.13	0.34	0.16	0.09	0.23	0.14
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.64	0.76	0.89	0.73	0.80	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.64	0.76	0.89	0.73	0.80
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMg	0.27	0.33	0.32	0.38	0.30	0.27	0.32	0.38	0.30	0.50	0.55	0.51	0.60	0.52	0.52	0.27	0.33	0.32	0.38	0.30	0.27	0.50	0.55	0.51	0.60	0.52	0.52
Endmembers																											
Grs	0.28	0.24	0.23	0.15	0.20	0.17	0.23	0.15	0.20	0.06	0.06	0.07	0.07	0.00	0.06	0.28	0.24	0.23	0.15	0.20	0.17	0.06	0.06	0.07	0.07	0.00	0.06
Pp	0.30	0.26	0.25	0.33	0.26	0.24	0.25	0.33	0.26	0.05	0.01	0.07	0.01	0.04	0.05	0.30	0.26	0.25	0.33	0.26	0.24	0.05	0.01	0.07	0.01	0.04	0.05
Alm	0.20	0.48	0.50	0.51	0.56	0.56	0.20	0.48	0.50	0.12	0.12	0.13	0.20	0.29	0.12	0.20	0.48	0.50	0.51	0.56	0.56	0.12	0.12	0.13	0.20	0.29	0.12
Sps	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.13	0.13	0.16	0.09	0.23	0.14	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.13	0.13	0.16	0.09	0.23	0.14

Faciès
Eclo.

Minéral Echant. Analyse	Omph inclus. L02b-gt21 14.4		Omph inclus. E01-gt10 56/1		Omph matrix L02b-gt21 18.2		Omph matrix E01-gt10 36/2		amph inclus. H01-Gt13-II 79 / 1 .		amph inclus. H28-gt-II 120 / 1 .		amph matrix H01-Gt13-II 147 / 1 .		amph D4C H28-gt-II 5/00		czo C01-gt-II 11		czo C01-gt-II 33		czo C01-gt-II 37	
	SiO2	55.78	56.26	55.86	55.37	55.78	55.37	44.74	44.38	47.83	48.31	38.89	40.00	39.49	38.89	40.00	39.49					

III.6 Conclusions

La très forte hétérogénéité des transformations métamorphiques dans l'unité d'HP d'Holsnøy aboutit à la juxtaposition à l'échelle du cm de roches complètement et quasiment pas éclogitisées. Cette organisation spatiale ne peut être interprétée comme issue de juxtaposition tectonique tardive, et implique donc la métastabilité d'une fraction importante du massif granulitique dans des conditions de haute-pression. La préservation hors-équilibre de la granulite s'explique par sa très faible teneur en eau ; les zones éclogitisées sont ainsi celles auxquelles un fluide d'origine externe a eu accès. Holsnøy constitue un cas d'école à l'origine de l'idée que les transformations métamorphiques ne sont pas seulement contrôlées par les changements de conditions P-T, mais aussi par les fluides et la déformation (Austrheim, 1987; Austrheim, 1990a; Austrheim & Griffin, 1985; Austrheim & Mørk, 1988; Bruno et al., 2001; Wain et al., 2001).

Les mécanismes possibles du transport de fluide (par exemple diffusion, transport au cœur d'un réseau de fractures, transport associé à la déformation ductile) sont nombreux, et leur étude précise est nécessaire pour comprendre les modalités de l'éclogitisation à grande échelle ; ils sont discutés en chapitre 5. Néanmoins, si au premier ordre on peut faire coïncider zones hydratées et zones éclogitisées, dans le détail les zones hydratées montrent des textures variées et des degrés d'éclogitisation assez variables. Notamment, l'étude de lames minces met en lumière la résistance variable des minéraux à l'éclogitisation : Les domaines de plagioclase sont rapidement fragmentés en petits cristaux éclogitiques ; la transformation des pyroxènes granulitiques est plus lente ; enfin une partie des grenats granulitiques reste réfractaire à toute transformation, et dans les zones les plus éclogitisées on retrouve en abondance des fragments de grenats granulitiques avec leur composition originelle.

L'éclogitisation aboutit à une augmentation de la densité de la roche de l'ordre de 10% et à une baisse nette de sa viscosité. Cette baisse de viscosité est peut-être liée à l'introduction du fluide, qui facilite tous les modes de déformation (Karato et al., 1986). Un autre facteur sans doute important est la baisse sensible de la taille de grain, visible aussi bien dans les domaines de plagioclase que dans les coronas.

Chapitre IV

Processus de rééquilibration du grenat granulitique

IV.1 Fracturation dans le grenat liée à l'éclogitisation	120
IV.1.1 Caractéristiques des fractures éclogitiques.....	120
IV.1.1.1 Morphologie des fractures.....	120
IV.1.1.2 Comparaison avec les fractures postérieures : rééquilibration du grenat granulitique.....	121
IV.1.1.3 Cicatrisation des fractures par du grenat éclogitique.....	123
IV.1.2 Variété des compositions et des morphologies des grenats.....	125
IV.1.2.1 Rééquilibration du grenat granulitique (Grt II).....	126
IV.1.2.2 Surcroissances de grenat éclogitiques (Grt III b).....	127
IV.1.2.3 Grenat cicatrisant les fractures (Grt III fc).....	128
IV.1.2.4 D'autres (nombreux) stades successifs de croissance de grenat ?.....	130
IV.1.3 Conclusions sur les grenats éclogitiques.....	132
IV.2 Compléments sur les méthodes thermobarométriques utilisées	132
IV.2.1 Estimations dans la littérature des conditions de l'éclogitisation dans l'Arc de Bergen.....	132
IV.2.2 Estimations P-T avec Thermocalc.....	133
IV.2.2.1 Principe.....	133
IV.2.2.2 Etude des conditions de l'éclogitisation.....	135
IV.2.3 Construction des pseudosections.....	136
IV.2.3.1 Principe et paramètres utilisés.....	136
IV.2.3.2 Le problème des amphiboles.....	137
IV.2.4 Le thermomètre des oxydes de Fe-Ti.....	140
IV.2.4.1 Occurrences des Fe-Ti oxydes dans les échantillons étudiés.....	140
IV.2.4.2 Pétrologie des Fe-Ti oxydes.....	142
IV.2.4.3 Phases en présence dans les lames étudiées.....	143
IV.2.4.4 Conditions d'équilibre.....	143
IV.2.4.5 Une phase postérieure ?.....	144
IV.2.4.6 Conclusions.....	144
IV.3 Article 1	145

IV Processus de rééquilibration du grenat granulitique

Les réactions d'éclogitisation aboutissent au remplacement des assemblages minéraux granulitiques par des assemblages stables dans les conditions de haute-pression. Ces transformations minéralogiques procèdent à la fois par rééquilibration des minéraux existants (si le minéral est stable avec une composition différente dans les nouvelles conditions P-T) et par dissolution-recristallisation. Le plagioclase, qui n'est pas stable dans les conditions éclogitiques, est remplacé in situ par un assemblage à clinozoïsite+phengite+disthène; le cas du pyroxène et du grenat granulitique, où les deux processus concourent, est plus complexe, et il est difficile de distinguer dans l'état final les cristaux néoformés de cristaux complètement rééquilibrés par diffusion. On peut ainsi se demander si les petits grains d'omphacite qui pseudomorphosent les larges pyroxènes granulitiques ont cristallisé dans le faciès éclogitique ou sont issus de la rééquilibration de ces larges pyroxènes, observée dans les premiers stades de réaction (évolution de la composition du pyroxène avec un enrichissement en jadéite et un appauvrissement en Ca-Tschermak, voir chapitre 3).

L'efficacité de ces processus est très variable suivant les minéraux affectés ; dans le cas précis de l'éclogitisation des granulites de l'Arc de Bergen, le plagioclase et le pyroxène granulitiques ne subsistent pas dans les échantillons les plus éclogitisés. A l'inverse, on retrouve systématiquement dans ces échantillons des fragments de grenats granulitiques, dont la frange est partiellement rééquilibrée par diffusion mais dont le cœur conserve sa composition granulitique. Cette préservation implique qu'à la fois la dissolution du grenat et sa rééquilibration soient beaucoup plus lents que pour les autres minéraux. Cette résistance est générale aux grenats décrits dans la littérature, et permet notamment de conserver des vestiges de l'évolution P-T sous la forme d'inclusions dans le grenat ou de profils de composition du grenat (Cooke et al., 2000; Elvevold & Gilotti, 2000). Une des raisons de la résistance du grenat aux phénomènes de dissolution ou de diffusion est sa très mauvaise capacité à se déformer ductilement, alors que cette déformation accélère les cinétiques de réaction. Même si une certaine quantité de déformation plastique dans des grenats a été mise en évidence par EBSD (Prior et al., 2000, 2002), il n'en reste pas moins que les grenats granulitiques gardent leur forme automorphe et anguleuse malgré la déformation éclogitique, au premier ordre la seule déformation les affectant est une fracturation d'intensité variable qui les découpe en petits fragments.

Cette étonnante résistance du grenat, essentielle dans nombre de cas pour reconstruire l'histoire P-T d'une roche, possède néanmoins un inconvénient majeur : un nombre important de grenats de compositions différentes, hérités des phases métamorphiques successives, partiellement/complètement ou bien localement/globalement rééquilibrés postérieurement à leur formation, coexistent dans l'état final de l'échantillon. Pour reconstituer l'histoire de ces multiples familles de grenats, l'étude détaillée des textures métamorphiques permet d'établir des relations et des chronologies. Cependant, l'identification des textures n'est pas suffisante dans le cas que nous étudions, puisque dans les fractures éclogitiques décrites ci-dessous, deux grenats de composition différente sont associés texturalement aux minéraux du faciès éclogitiques.

Les méthodes thermobarométriques permettent, à partir des compositions de minéraux à l'équilibre, de remonter aux conditions P-T prévalant lors de leur formation. Les conditions éclogitiques dans l'Arc de Bergen, déterminées par des méthodes différentes (résumées plus loin), font l'objet d'un relatif consensus qui permet d'y accorder un crédit important. Nous proposons dans l'article inséré à la fin du chapitre d'utiliser plusieurs de ces méthodes thermobarométriques "à rebours", c'est-à-dire à partir de conditions P-T connues, essayer de retrouver quelle est la composition du grenat d'équilibre. Nous proposons à partir cette étude thermobarométrique plusieurs hypothèses quant à la nature et aux processus de formation de ces deux grenats associés à l'épisode éclogitique.

IV.1 Fracturation dans le grenat liée à l'éclogitisation

Les grenats granulitiques, intacts dans les zones de granulite préservée, présentent dans les zones partiellement éclogitisées une fracturation plus ou moins intense, sans trace de déformation ductile. Cette fracturation semble être indépendante de la déformation cisailante éclogitique, importante dans les bandes de cisaillement, puisque les grenats granulitiques hérités sont autant fracturés dans les zones éclogitisées statiquement (la seule différence est que dans les zones de cisaillement la déformation ductile appliquée aux grenats fracturés en éparpille les morceaux, tandis qu'ils conservent leur habitus granulitique dans les zones non déformées). Nous proposons, avec l'appui d'un modèle mécanique développé dans le chapitre suivant, que cette fracturation trouve son origine dans les contraintes nées lors du changement de volume induit par l'éclogitisation.

IV.1.1 Caractéristiques des fractures éclogitiques

IV.1.1.1 Morphologie des fractures

La fracturation du grenat granulitique dans le faciès éclogitique, décrit en premier par Erambert & Austrheim (1993), conduit à la formation de veines remplies de minéraux éclogitiques (omphacite, phengite, +/- disthène, +/- amphiboles éclogitiques). Par ailleurs, de nombreux grenats granulitiques sont parcourus de "lignes" d'inclusions allongées. L'observation en BSE (images en électrons rétrodiffusés au microscope électronique à balayage) d'une bande de grenat rééquilibré autour de ces lignes montre que les inclusions sont formées postérieurement au grenat hôte, au cœur de fractures par la suite cicatrisées et invisibles au microscope optique (Erambert & Austrheim, 1993) (Fig. 1).

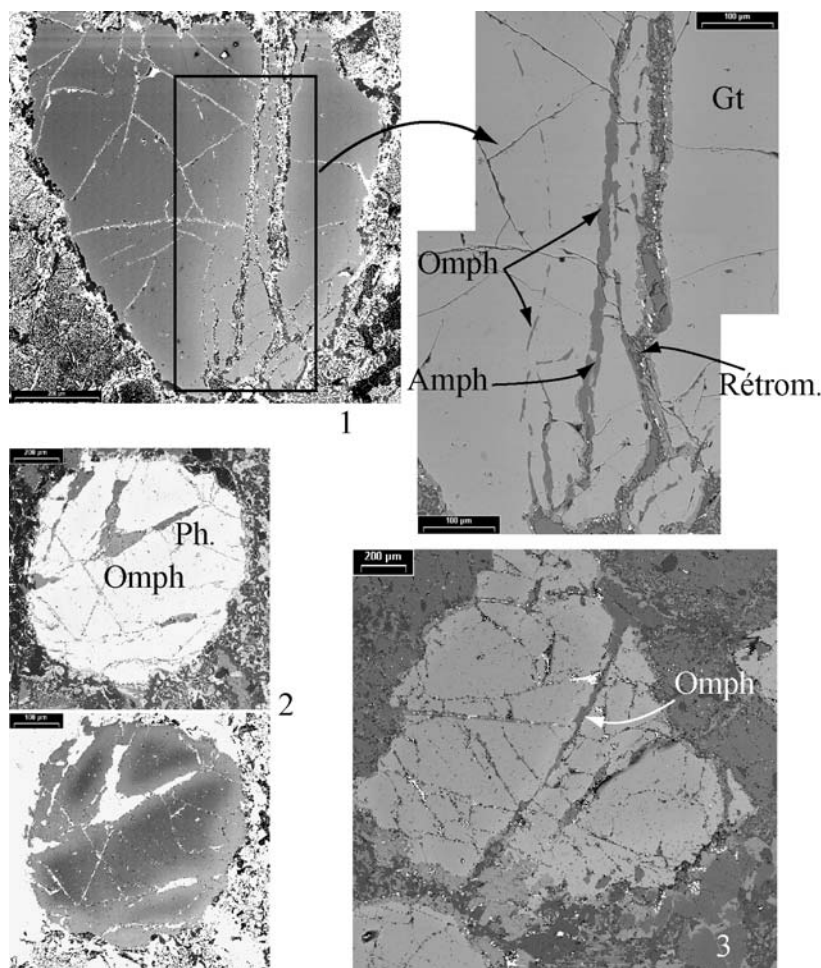


Figure IV.1 Fractures éclogitiques dans les grenats granulitiques hérités. Les fractures sont le plus souvent remplies d'omphacite et de phengite, et partiellement rétro-morphosées localement. Le grenat granulitique est rééquilibré de part et d'autre des fractures (1-E01_t5, 2-C01_Gt7, 3-C01_Gt24, images BSE avec contraste variable). Noter les fines inclusions d'omphacite discontinues du S au NW de la photo 1.

IV.1.1.2 Comparaison avec les fractures postérieures : rééquilibrage du grenat granulitique

En plus de la cristallisation de minéraux écolitiques au cœur, les fractures écolitiques sont soulignées par la rééquilibrage du grenat granulitique hôte perpendiculairement aux fractures, sur des distances pouvant aller jusqu'à 100 μm (Fig. 2). Cette rééquilibrage consiste en l'échange FeMg_{-1} , qui conduit à l'augmentation de la densité du grenat. Elle est imagée par le signal en électrons rétrodiffusés (BSE), sensible aux contrastes de masse (augmentation de densité \rightarrow augmentation de luminosité).

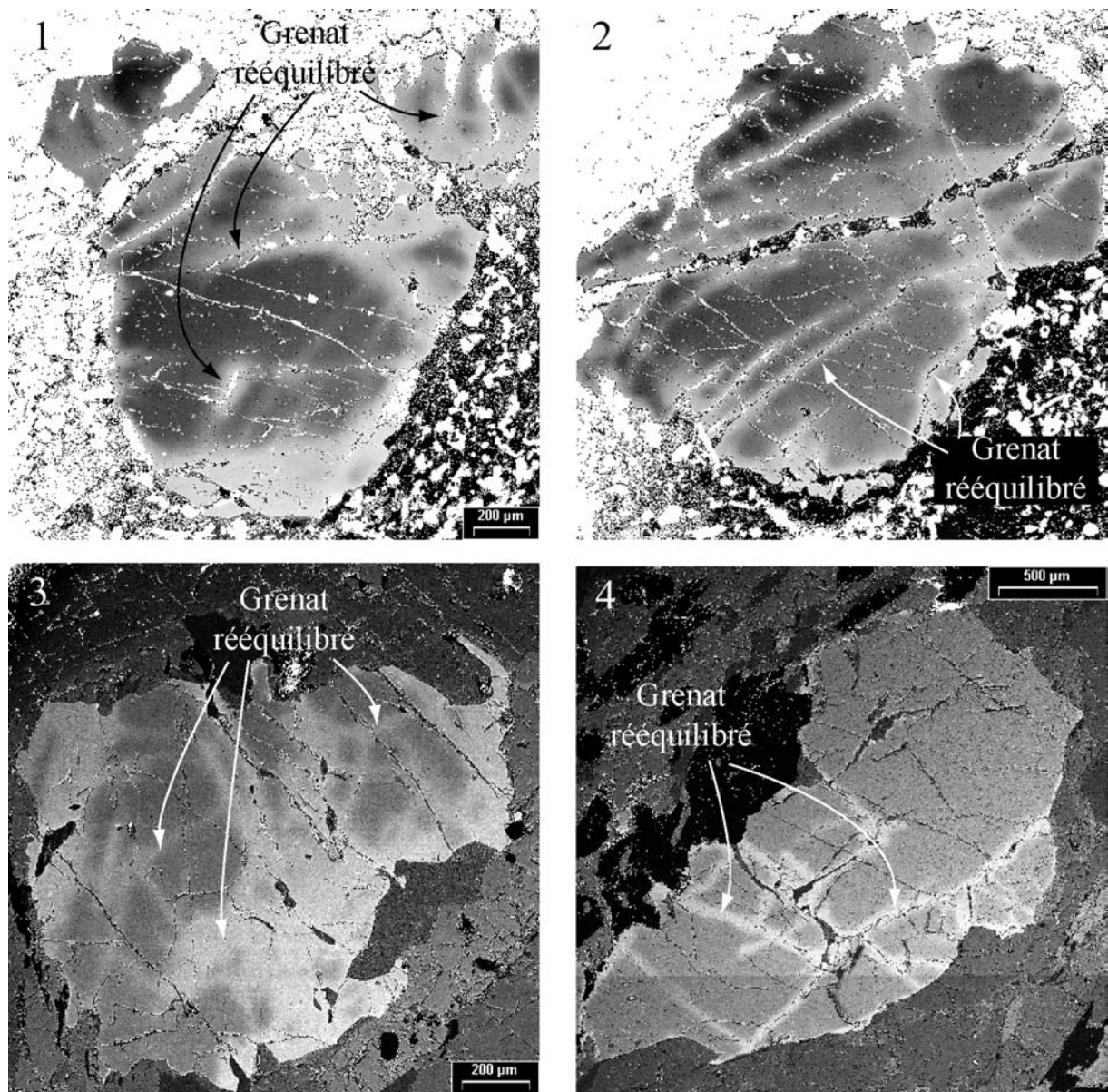


Figure IV.2 : Veines écolitiques soulignées d'une bande rééquilibrée dans le grenat granulitique hôte. (1-H01_Gt6, 2-H01_Gt2, 3-H28_Gt1, 4-H30b_Gt10, BSE)

Ces bandes sont semblables aux franges rééquilibrées à la périphérie des grenats (Fig. 3, le léger gradient de luminosité croissant du coin en haut à gauche au coin en bas à droite, visible sur certaines images de grande taille, est uniquement dû au MEB et indépendant des objets analysés). La rééquilibrage procède principalement par un échange FeMg_{-1} , transformant le

grenat granulitique (Grt I : $\text{Alm}_{47}\text{Gr}_{15}\text{Py}_{38}$) en un grenat sensiblement enrichi en almandin et appauvri en pyrope (Grt II : $\text{Alm}_{57}\text{Gr}_{18}\text{Py}_{25}$).

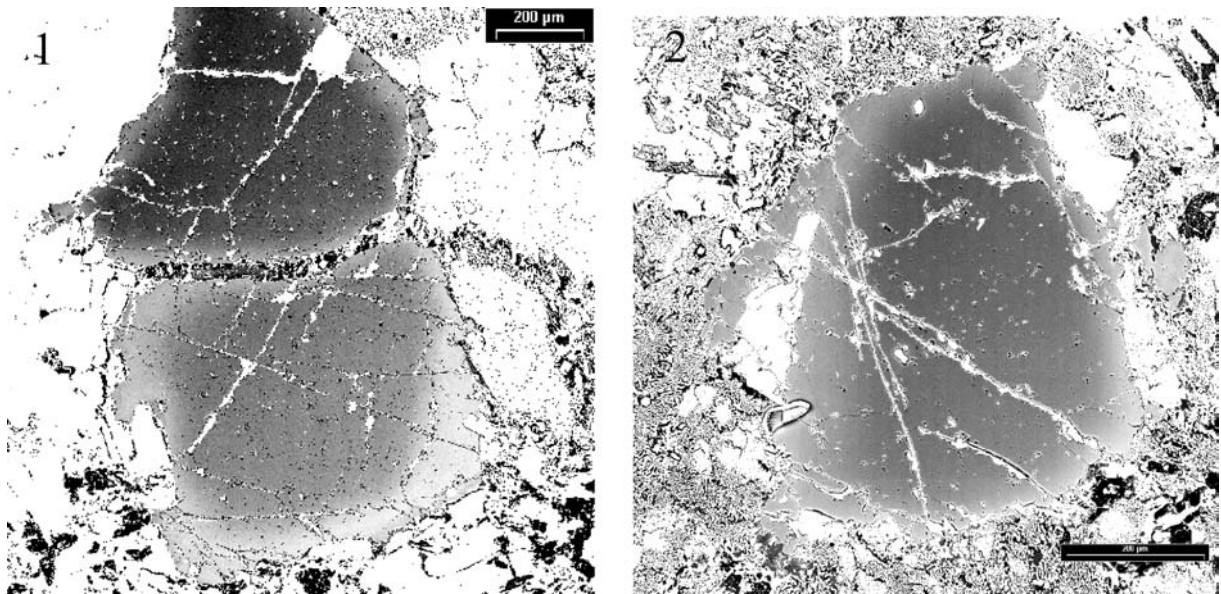


Figure IV.3 : Rééquilibrage du grenat granulitique le long de sa frontière (teintes plus claires). Cette rééquilibrage est de largeur très variable autour d'un même grenat. Noter la présence de Grt III au SE de l'image 1 (mince bande de grenat sombre jouxtant le grenat rééquilibré sur sa périphérie). (1-C01_Gt18, 2-I01_Gt4, BSE)

L'épisode métamorphique amphibolitique est lui aussi marqué par une fracturation importante et la formation de veines amphibolitiques dans les grenats granulitiques. Ces veines, dont le contenu est parfois semblable aux veines écloitiques quand celles-ci sont rétro-morphosées, en diffèrent cependant par l'absence de rééquilibrage du grenat sur les bords de la veine (Fig. 4).

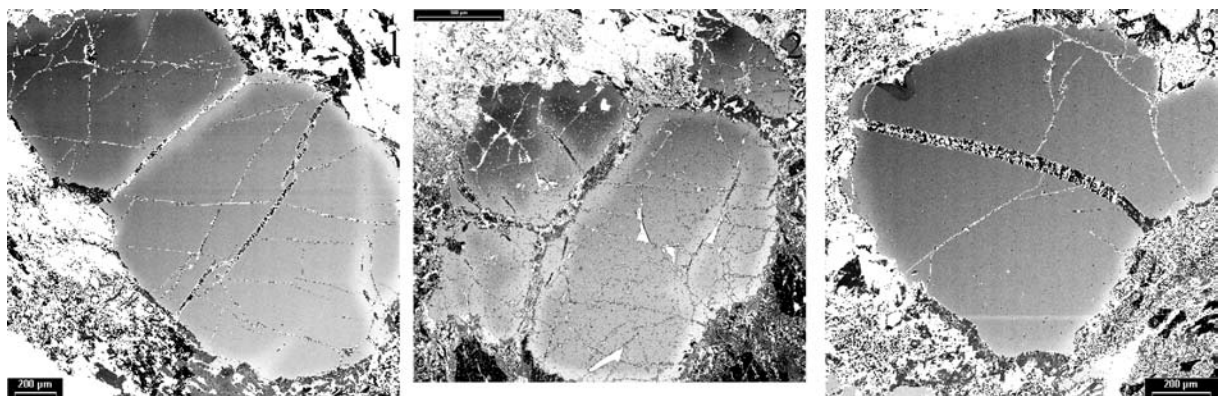


Figure IV.4 : Les veines écloitiques, rétro-morphosées ou non, sont marquées par une bande claire de grenat rééquilibré, absente le long des veines formées dans le faciès amphibolitique (images 1 et 3). (1-C01_Gt19, 2-C01_Gt6, 3-E01_Gt15, BSE)

IV.1.1.3 Cicatrisation des fractures par du grenat éclogitique

Les traînées d'inclusions éclogitiques *discontinues* dans le grenat granulitique, soulignées par une bande rééquilibrée, sont interprétées par Erambert & Austrheim (1993) comme ayant cristallisé au cœur d'une fracture depuis cicatrisée, sans que ces auteurs aient réussi à observer la trace de cette fracture. L'étude à petite échelle des inclusions éclogitiques nous a permis de déceler l'existence de cette fracture, reliant entre elles les inclusions et cicatrisée par une fine épaisseur de grenat sombre riche en Ca (Grt III fc) (Fig. 5 et 5bis et 5 ter).

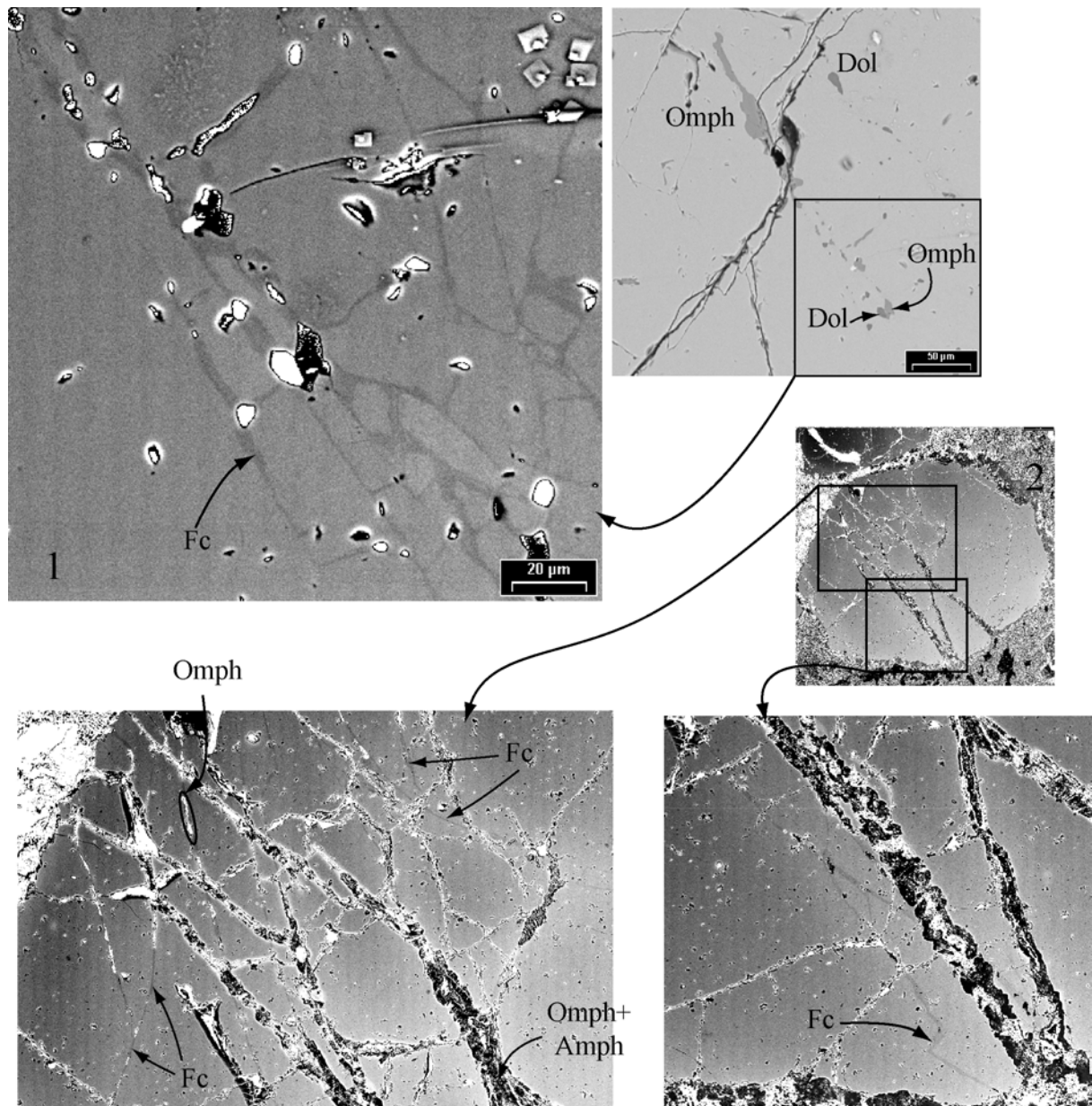


Figure IV.5 : Fractures cicatrisées (Fc) par du grenat éclogitique (Grt III fc) dans le grenat granulitique, joignant les inclusions éclogitiques isolées (omphacite et calcite/dolomie en 1, omphacite en 2, la large veine éclogitique contient omphacite et amphibole de HP). (1-D01_Gt6, 2-E01_Gt10, BSE)

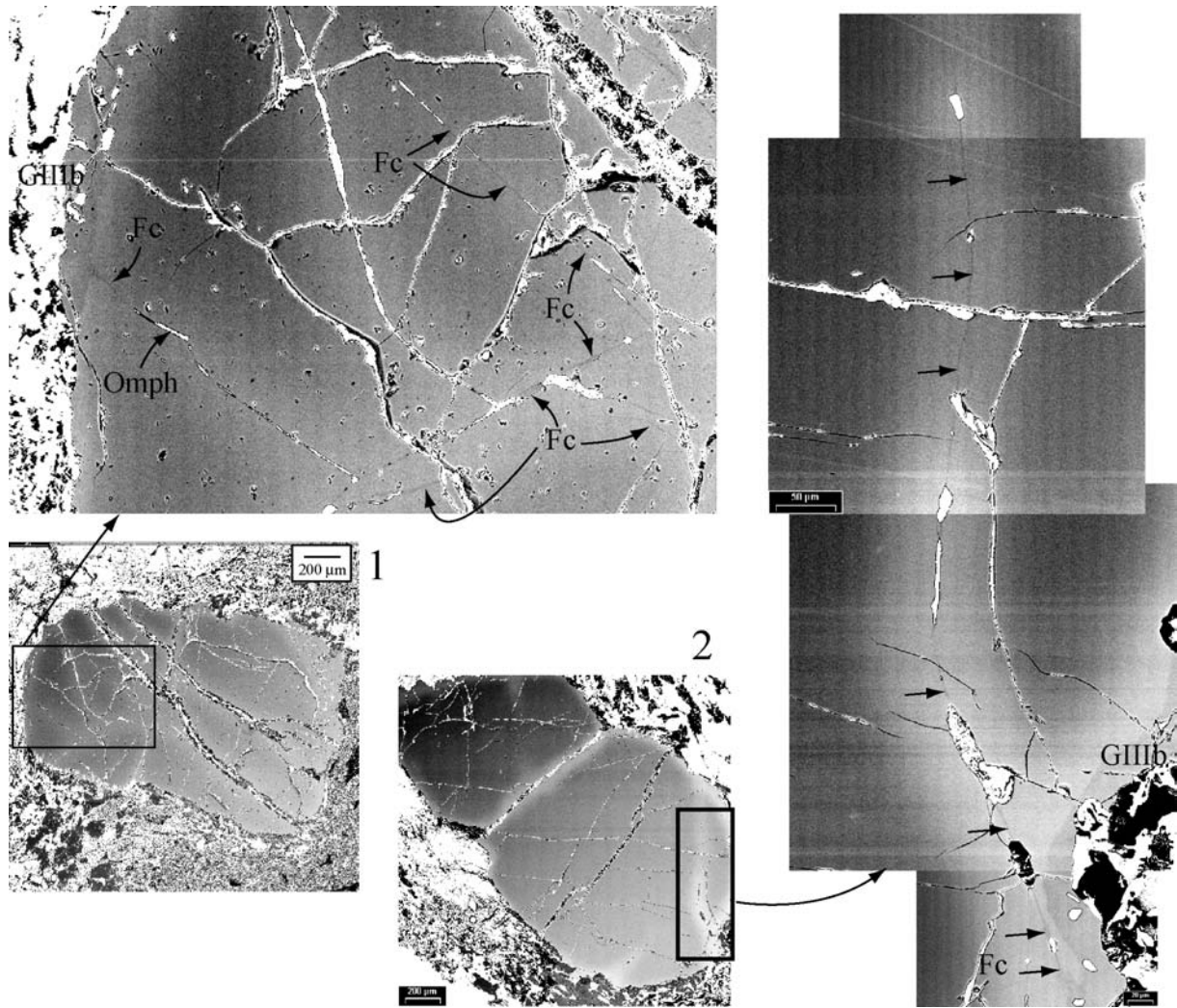


Figure IV.5bis : Fractures cicatrisées (Fc) dans le grenat granulitique. Dans les 2 cas, les fractures cicatrisées semblent connectées avec les surcroissances de grenat (GIIIb-sombre) sur la périphérie du grenat rééquilibré (Grt II-clair). (1-E01_Gt12, 2-C01_Gt19, BSE)

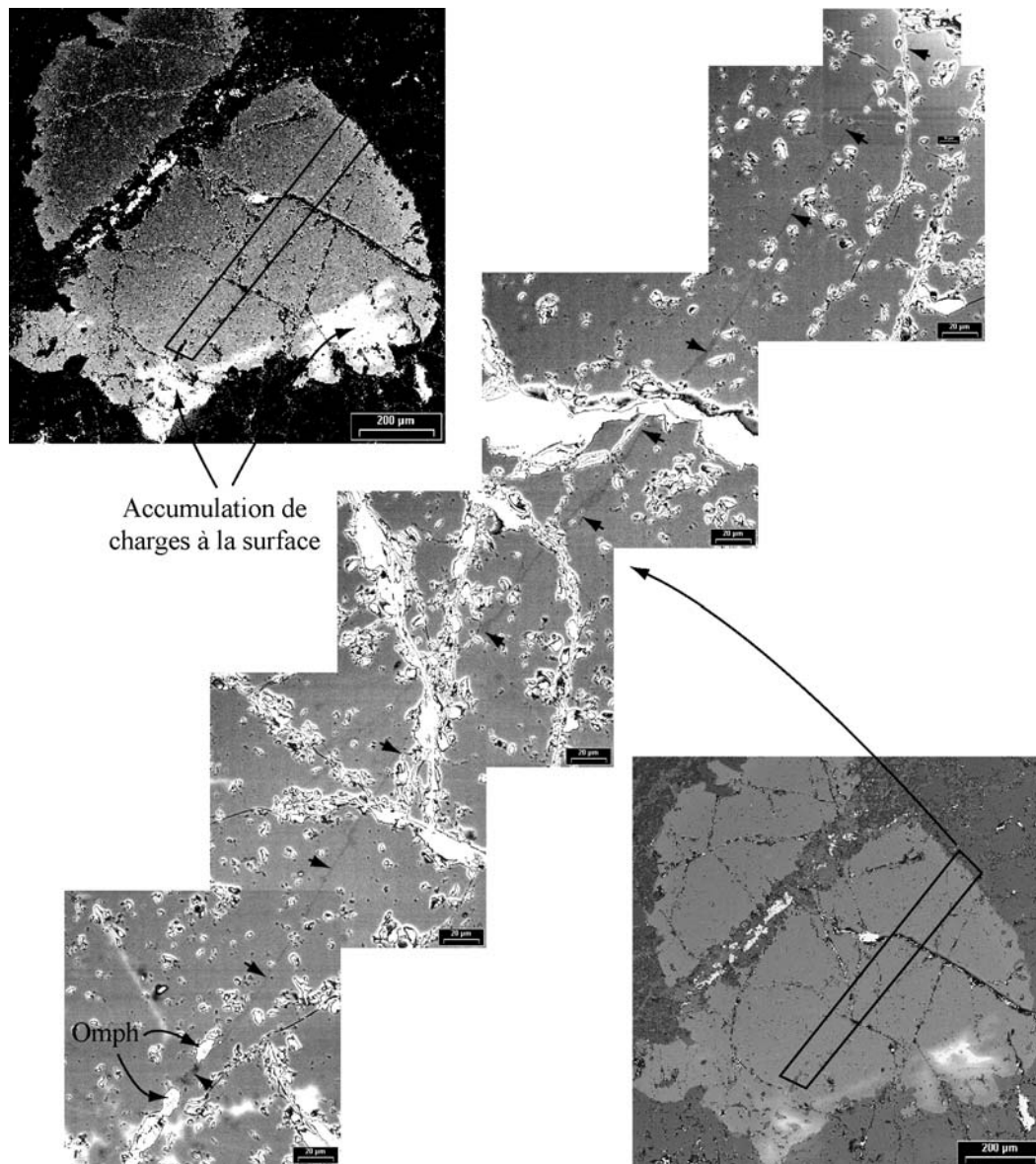


Figure IV.5 ter: Fracture cicatrisée (marquée par des flèches) partant d'inclusions d'omphacite allongées et traversant le grenat granulitique, avec peu de rééquilibrage de part et d'autre, au contraire des bords du grenat, plus clairs (image au NW). Noter les artefacts : gradient de luminosité du NW au SE, et taches blanches, en forme de "brume" dues à l'accumulation de charges à la surface de la lame. (L02-Gt26, BSE)

IV.1.2 Variété des compositions et des morphologies des grenats

Les échantillons de granulite préservée du métamorphisme calédonien contiennent une fraction importante de grenat, sous la forme de cristaux automorphes, souvent hexagonaux en section, d'une taille comprise entre 500 et 1000 µm, ne présentant aucune zonation. A ces grenats hérités de l'histoire précambrienne s'ajoutent tout un ensemble de grenats de compositions et de structures différentes, que nous avons essayé de classer en générations successives.

IV.1.2.1 Rééquilibration du grenat granulitique (Grt II)

Les grenats granulitiques dans les zones partiellement éclogitisées sont entourés d'une bande plus claire, souvent discontinue de composition enrichie en almandin et appauvrie en pyrope. Cette bande de composition différente (Grt II) est interprétée par (Érambert & Austrheim, 1993) comme issue de la rééquilibration du grenat granulitique par diffusion à partir de sa frontière. Seul (Perchuk, 2002) interprète le Grt II comme formé par cristallisation et en tire des informations sur les vitesses de refroidissement et d'exhumation, mais cette interprétation me semble erronée. Les arguments en faveur d'une formation par rééquilibration diffusive du grenat granulitique sont (Fig. 6):

- la reconnaissance des formes anguleuses automorphes du grenat granulitique autour du grenat rééquilibré.
- La géométrie parfois compliquée de ces bandes rééquilibrées, qui moulent la forme des minéraux ayant cristallisé au dépens du grenat.
- L'allure des profils de composition dans le grenat granulitique, semblables à des profils de diffusion depuis la frontière du grenat.

Cette rééquilibration n'est souvent présente que sur une fraction de la périphérie du grenat. Les raisons pour l'absence locale de grenat rééquilibré sont doubles : d'une part dans les échantillons peu éclogitisés, l'avancement des réactions peut être variable à petite échelle, et le stock d'éléments disponibles pour la diffusion peut varier suivant les faces du grenat, notamment en fonction du minéral en contact avec le grenat. De plus, une quantité très variable des grenats disparaît pendant l'éclogitisation, conduisant aux formes très tortueuses des limites de certains grenats granulitiques ; il est possible que dans certains cas l'absence de grenat rééquilibré soit dû à la grande efficacité de la dissolution, localement plus rapide que la diffusion.

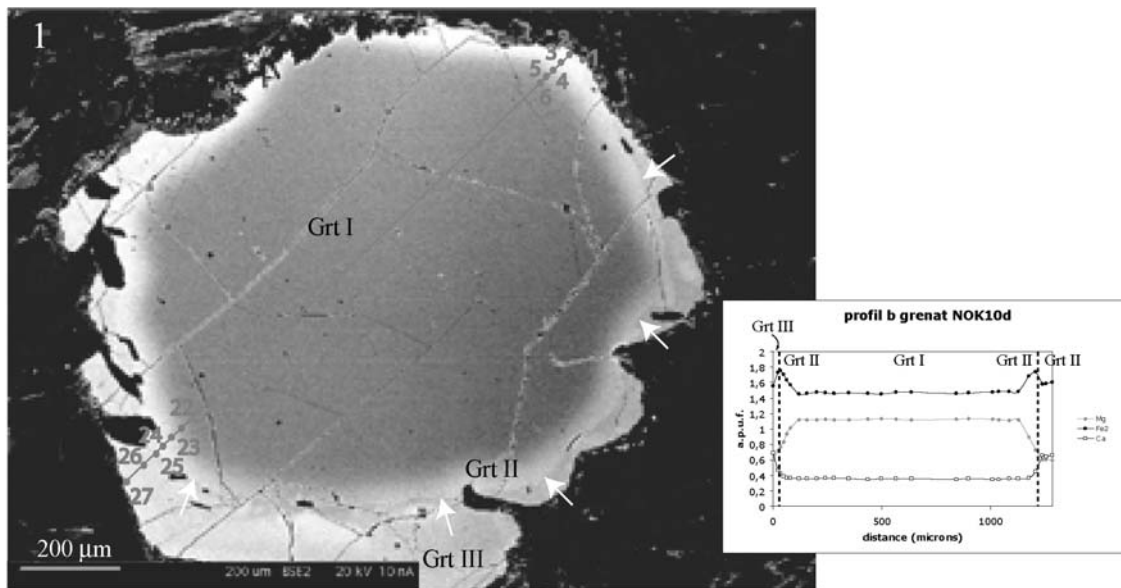


Figure IV.6 : Rééquilibration du grenat granulitique (*Grt I* → *Grt II*) par diffusion depuis sa frontière. Le profil en (1) montre l'enrichissement en Alm et l'appauvrissement en Pyr, puis le passage aux surcroissances de grenat écolitique (*Grt III*). Les flèches indiquent la limite du grenat granulitique rééquilibré, qui conserve plus ou moins sa forme automorphe et ses limites nettes (voir aussi Fig. 7). (2) et (3) montrent la rééquilibration qui suit les limites tortueuses du grenat partiellement dissous (et localement la présence de *Grt III*). (1-Image BSE et analyses fournies par Julie Schneider, 2-J01_Gt11, 2-J01_Gt12, BSE)

IV.1.2.2 Surcroissances de grenat écolitiques (*Grt III b*)

Une deuxième génération de grenat pousse sur les bords du grenat écolitique (rééquilibré ou non), avec des compositions variables ($0,48 < X_{alm} < 0,54$ et $0,23 < X_{gro} < 0,30$), mais toujours nettement enrichies en Ca et un peu appauvries en Fe par rapport au *Grt II* (couleur plus sombre en BSE que le *Grt II*). Ces surcroissances de grenat, qui n'existent que dans les échantillons écolitisés, contiennent une grande quantité d'inclusions du faciès écolitique (notamment omphacite), qui souvent soulignent la limite avec le grenat granulitique vierge d'inclusions (Fig. 7).

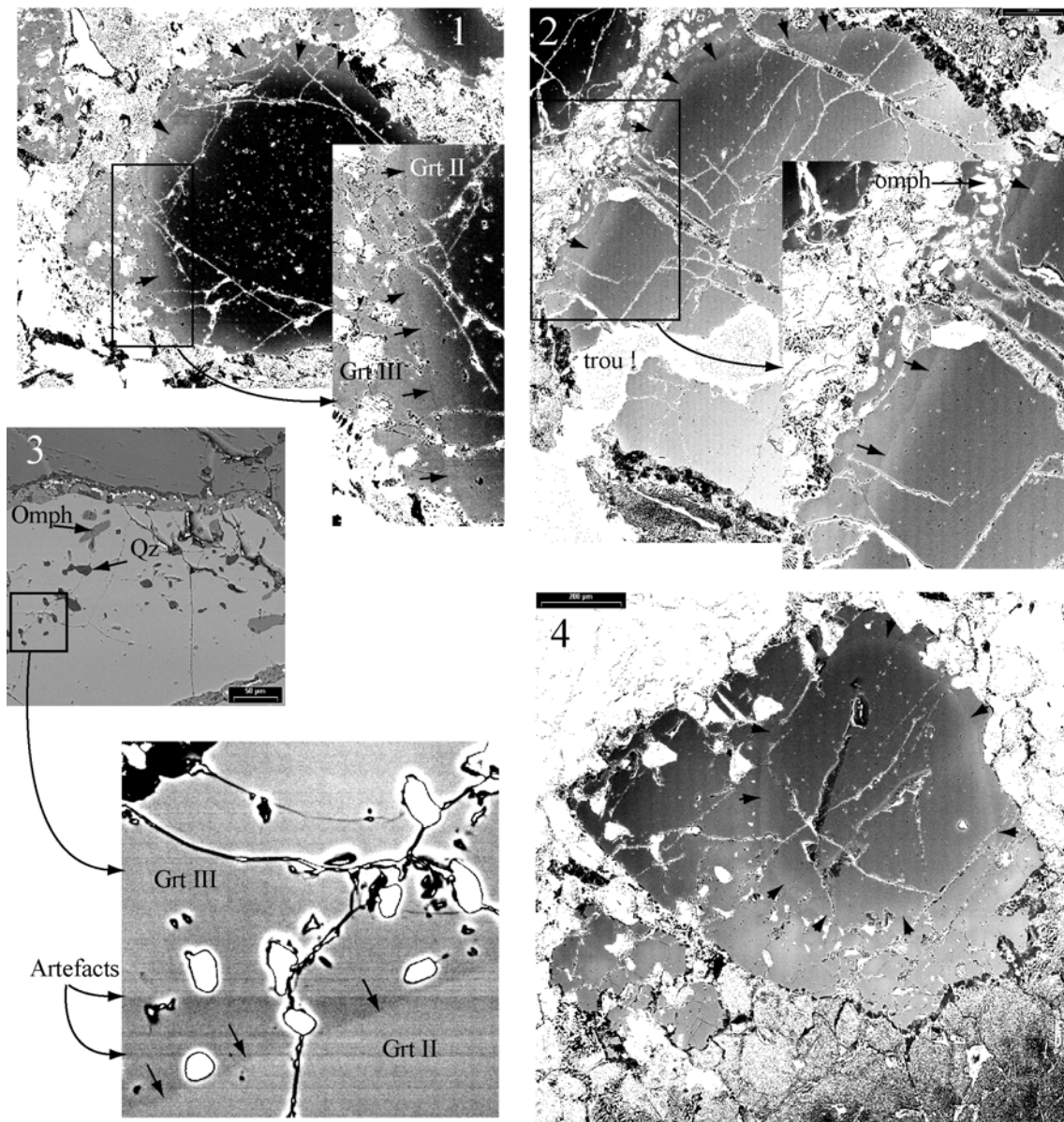


Figure IV.7 : Surcroissances de grenat éclogitique (Grt III) sur le grenat granulitique rééquilibré. La frontière du grenat granulitique, marquée par les flèches, limite le grenat granulitique rééquilibré (clair) du grenat éclogitique (sombre). Le grenat éclogitique est rempli d'inclusions éclogitiques. (1-F01_Gt8, 2-E01_Gt18 (trou=void), 3-L02_Gt8 (2 contrastes/intensité de faisceau différents), 4-L01_Gt2, BSE)

IV.1.2.3 Grenat cicatrisant les fractures (Grt III fc)

Le grenat cicatrisant les fractures éclogitiques (Grt III fc), a une composition proche des surcroissances de grenat éclogitique décrites auparavant, c'est-à-dire qu'il est largement enrichi en grossulaire et un peu appauvri en almandin par rapport au grenat granulitique rééquilibré (Grt II). Son analyse est souvent difficile, car il n'est souvent épais que de quelques μm , taille comparable à la poire d'analyse (volume analysé) de la microsonde électronique. Les profils de composition perpendiculaires aux fractures montrent néanmoins sans ambiguïté les variations Grt II/Grt III fc (Fig. 8).

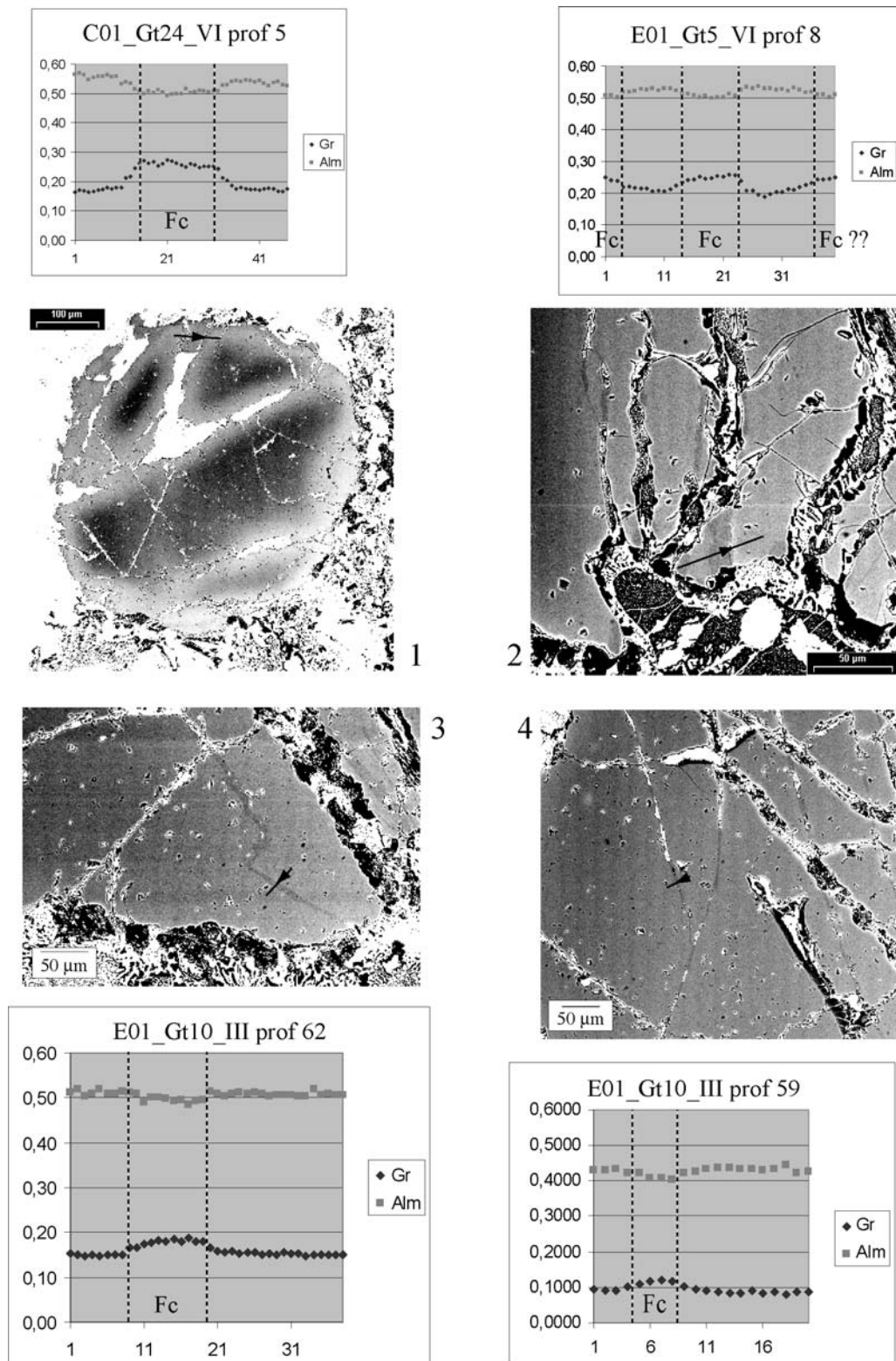


Figure IV.8 : Fractures cicatrisées remplies de Grt III, et analyses correspondantes le long de profils réalisés à la microsonde. La fracture en (1) est relativement mal visible en BSE, mais correspond au prolongement des inclusions de phengite et d'omphacite allongées.

La proximité en composition, ainsi que l'observation de la connexion entre fractures cicatrisées et surcroissances de grenat éclogitique (Fig. 5bis_1 et 2) permettent d'associer les deux structures au même épisode éclogitique. Cet épisode est postérieur à la rééquilibration

du grenat granulitique sur les bords des fractures (formation du Grt II). Les deux événements (formation du Grt II et cristallisation du Grt III) sont néanmoins en relation, puisque toutes les fractures cicatrisées par du grenat III (sur ~150 grenats étudiés au MEB) montrent une quantité variable de rééquilibrage de part et d'autre, préalable à la rééquilibrage.

IV.1.2.4 D'autres (nombreux) stades successifs de croissance de grenat ?

L'étude de détail des paragenèses amphibolitiques (Kühn, 2002a)-article 1 montre que celles-ci ne contiennent pas de grenat, et notre propre étude (Fig. 4) illustre l'absence de rééquilibrage du grenat granulitique le long des veines amphibolitiques. Ainsi, le grenat formé ou rééquilibré pendant la phase calédonienne est associé uniquement à la haute-pression. La classification décrite ci-dessus s'applique à une fraction importante des grenats étudiés, elle ne rend cependant pas compte de la complexité de certaines des structures observées. Notamment, certaines des surcroissances de grenat montrent des hétérogénéités de composition très importantes, parfois sous forme de champ chaotique, parfois sous forme de domaines homogènes juxtaposés ou enchâssés les uns dans les autres (Fig. 9).

Ces variations de composition du grenat éclogitique, de petite échelle, peuvent peut-être être associées aux variations temporelles de la composition du système de réaction (composé de l'ensemble des minéraux participant aux réactions d'éclogitisation), au fur et à mesure que la proportion et la nature des minéraux réagissant augmentent. Une autre possibilité proche (en fait la version discontinue de la première), est que la phase métamorphique éclogitique soit dans le détail constituée de plusieurs "pulses" métamorphiques, impliquant une fraction variable de la roche dans des conditions P-T légèrement différentes. Enfin, ces variations sont peut-être issues de rééquilibrages rétrogrades impliquant hétérogènement le grenat éclogitique, même si l'absence de rééquilibrage du grenat granulitique le long des veines amphibolitiques ne plaide pas en faveur de cette hypothèse.

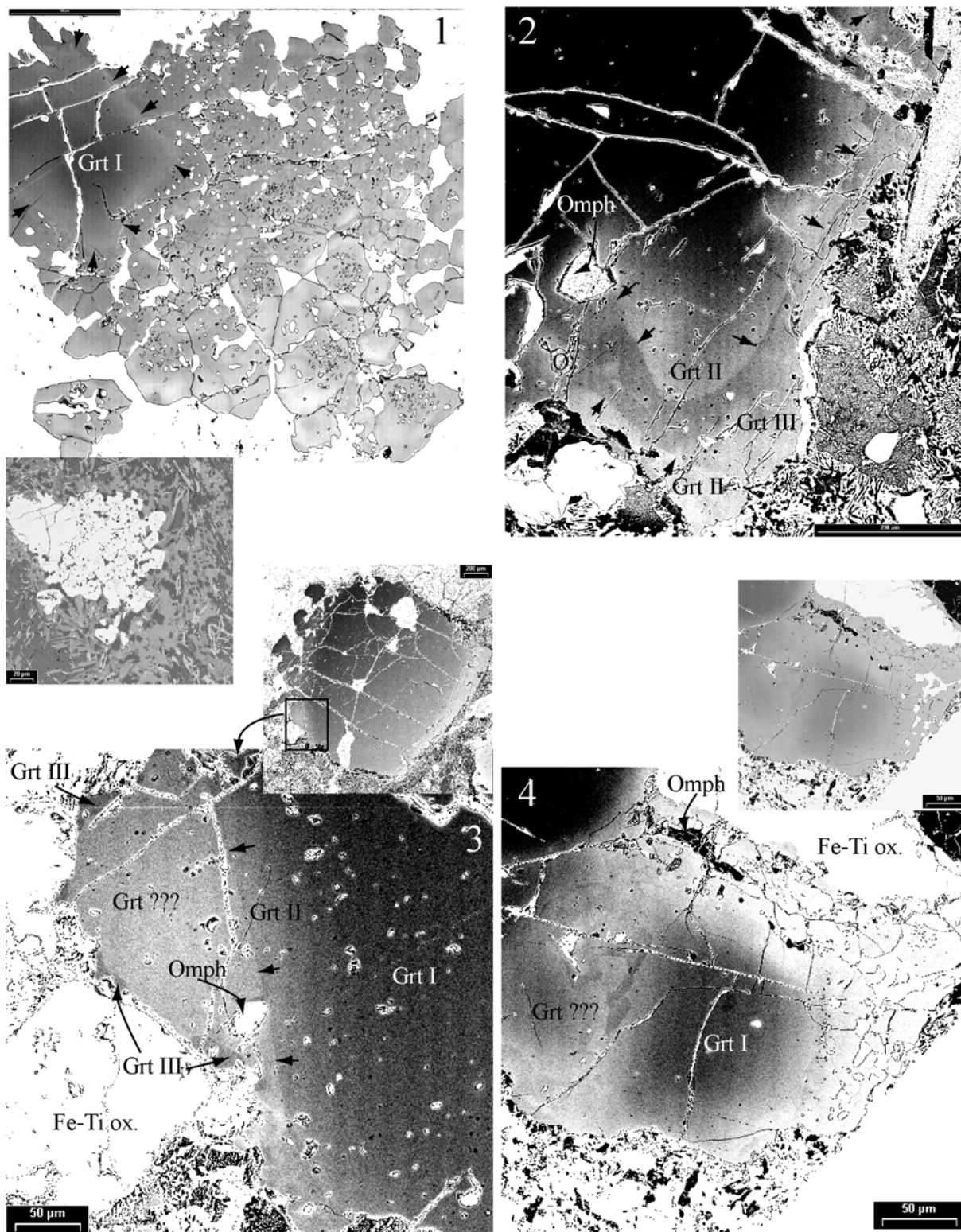


Figure IV.9 : Complexité des structures et compositions de grenat écolitique. (1) au-delà du grenat granulitique et de sa bordure rééquilibrée (limite marquée par des flèches), cristallisent de multiples petits grenats, avec des compositions très variables. (2) variabilité de la composition du Grt III. (3) Le grenat indiqué Grt ???, qui a cristallisé sur le grenat granulitique, est très riche en Fe et Ca et différent du Grt III. (4) Structures complexes de fractures cicatrisées (?) et de cristallisations près des oxydes de Fe-Ti. (1-L02b_Gt20, 2-E01_Gt14, 3-E01_gt9, 4-L02b_Gt4, BSE)

IV.1.3 Conclusions sur les grenats éclogitiques

L'étude des fractures éclogitiques, réalisée principalement au MEB (électrons rétrodiffusés), a permis de mettre en évidence l'existence d'un grenat cicatrisant les fractures éclogitiques (Grt III fc), postérieur à la rééquilibration du grenat granulitique sur les bords des fractures (Grt II). On trouve ainsi dans ces fractures des inclusions éclogitiques en contact avec deux familles de grenat, de composition et d'origine différentes. La nature "cristallisée" du Grt III fc (vs rééquilibrée) conduit à faire l'hypothèse que c'est bien celui-ci qui est en équilibre avec les inclusions éclogitiques, ce qui est confirmé par les méthodes thermobarométriques présentées ci-après. Cette conclusion pose la question des modalités de rééquilibration du grenat granulitique, qui ne conduit pas aux compositions du grenat d'équilibre. Pourtant, la rééquilibration du grenat granulitique va à son terme, comme en attestent la très grande distance de diffusion (50-100 μm), et surtout l'existence de "plateaux" de composition de Grt II au sein du grenat granulitique, indiquant une rééquilibration diffusive complète (Fig. 10). Des raisons possibles pour expliquer cette incohérence apparente entre composition d'équilibre et composition rééquilibrée sont proposées dans la discussion de l'article présenté en fin de chapitre.

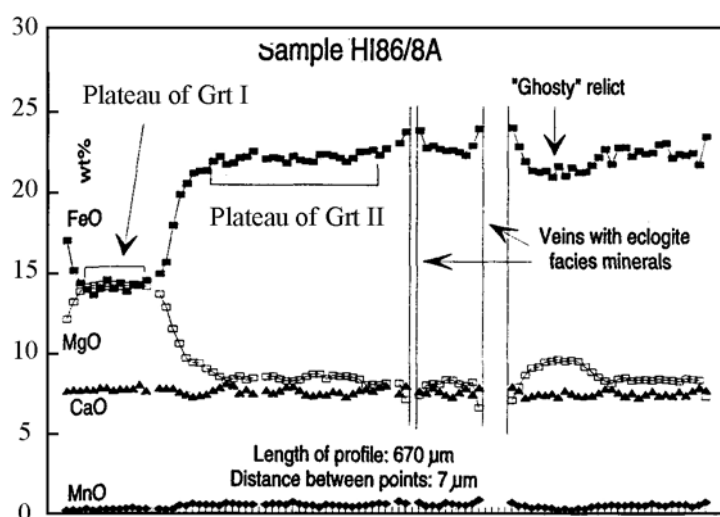


Figure IV.10 : Profil de composition du grenat, montrant l'épaisseur, large de plusieurs centaines de μm , de grenat granulitique rééquilibré ayant une composition constante de Grt II, d'après Erambert & Austrheim (1993). Un profil semblable avec un plateau de Grt II sert de base à l'étude de Perchuk (2002).

IV.2 Compléments sur les méthodes thermobarométriques utilisées

IV.2.1 Estimations dans la littérature des conditions de l'éclogitisation dans l'Arc de Bergen

Les estimations des conditions d'équilibre des paragenèses éclogitiques, bien que réalisées grâce à des méthodes différents (synthèse Tab. 1) donnent des résultats relativement homogènes, autour de 15-20 kbars et 650-750°C.

Référence :	Méthode utilisée	Résultat P	Résultat T	Remarques
Austrheim & Griffin (1985)	Fe-Mg grt cpx (E79)	-	700-800°C	
"	Jad in Cpx	P>16-19,3 kbar	-	
Jamtveit et al. (1990)	Equilibres: $Par \rightleftharpoons Jad + Ky + H_2O$	18-21 kbar	~700°C	$X_{H_2O} > 0,75$

	$Dol + Qz \rightleftharpoons Diopside + CO_2$ $Ab \rightleftharpoons Jad + Qz$ Fusion du basalte hydraté			
Boundy et al. (1992)	Fe-Mg grt cpx (K88)	-	650+/-50°C	
"	Jad in Cpx	P>14,6 kbar		
Mattey et al. (1994)	Absence de fusion partielle	-	T<700°C	
"	Courbes univariantes de Thermocalc: Coexistence An-Gros-Ky-Qz $Ab \rightleftharpoons Jad + Qz$	17,9+/-1 kbar 16,9+/-0,4 kbars	T fixée à 660°C	
Boundy et al. (2002)	Fe-Mg grt cpx (KR00)	P fixée à 20 kbars	640-690°C	
"	Jad in Cpx (H)	P>13 kbars	T fixée à 660°C	
Kühn (2002a article 1)	Fe-Mg grt cpx (K88, KR00)	-	650-700°C	
"	Jad in Cpx (H)+ Grt-Ph-Omph barometer	15 kbar	-	
"	Si in phengite barometer	14,5 kbar	-	

Table IV.1 : Synthèse des estimations thermobarométriques des conditions du métamorphisme éclogitique dans l'Arc de Bergen.

Fe-Mg grt cpx : thermomètre basé sur l'échange Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène, (E79) d'après Ellis & Green (1979), (K88) d'après Krogh (1988), (KR00) d'après Krogh Ravna (2000)

Jad in Cpx : fraction de jadéite dans le clinopyroxène, isoplèthes tirées de Gasparik & Lindsley (1980), si (H) tirées de Holland (1980)

Grt-Ph-Omph barometer: grenat-phengite-omphacite baromètre de Waters & Martin (1993)

Si in phengite barometer: baromètre basé sur le contenu en Si de la phengite, d'après Massone & Schreyer (1989)

La méthode principale utilisée pour déterminer la pression d'équilibre des éclogites est fondée sur les isoplèthes du contenu en jadéite du clinopyroxène dans la réaction $Ab \rightleftharpoons Jad + Qz$, qui dépendent essentiellement de la pression. Les auteurs déduisent de cette méthode une pression *minimale*, car dans les échantillons les plus éclogitiques, le plagioclase a complètement disparu. Cette méthode est à mon sens abusive, puisque les omphacites analysées et utilisées ont une composition correspondant au pic de métamorphisme et ne coexistent jamais avec le plagioclase, et il est impossible de remonter à la composition de l'omphacite qui fut à un moment, avant le pic de métamorphisme, en équilibre avec le plagioclase.

IV.2.2 Estimations P-T avec Thermocalc

IV.2.2.1 Principe

THERMOCALC est une méthode d'estimation thermobarométrique multi-équilibres, utilisant la coexistence dans un état d'équilibre supposé, dont les conditions sont à déterminer,

d'un ensemble de minéraux (voir Powell & Holland (1985, 1988) et les pages web de Tim Holland <http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/> et Roger Powell <http://www.earthsci.unimelb.edu.au/tpg/thermocalc/>). La reconnaissance de l'équilibre entre plusieurs minéraux est réalisée préalablement, sur la base de relations texturales, telles que la proximité ou l'appartenance à des structures communes (bandes de cisaillement, inclusions dans un même minéral par exemple).

Pour un ensemble de m minéraux à l'équilibre dans un système chimique comportant n constituants, $m-n$ réactions indépendantes (choisies arbitrairement parmi C_m^{m+1} réactions possibles) peuvent avoir lieu. L'équilibre du système implique que chacune de ces réactions soit à l'équilibre, autrement dit que la variation d'énergie libre liée au déplacement de chacune de ces réactions dans un sens ou dans l'autre soit nulle :

$$\Delta^r G_i = \Delta^r G_i^\circ + RT \ln K_i = 0 \quad \forall i$$

Chacune de ces réactions constitue une ligne dans l'espace P-T, et toutes les lignes des réactions se croisent idéalement en un point P-T unique d'équilibre. La détermination de ces courbes univariantes de réaction nécessite (entre autres variables thermodynamiques!) de connaître l'enthalpie de formation de tous les pôles purs impliqués (pour calculer le terme $\Delta^r G_i^\circ$) ainsi que le modèle d'activité adéquat des solutions solides (pour le terme $\ln K_i$). Ces deux paramètres sont les plus mal contraints, et à l'estimation de leur valeur est associée une incertitude.

Un des intérêts des méthodes multi-équilibre est l'obtention d'une incertitude finale sur l'estimation P-T réalisée. Cette incertitude finale incorpore d'une part les incertitudes sur les paramètres thermodynamiques et les modèles d'activité, mais aussi les corrélations entre les incertitudes données des pôles purs, ainsi que les corrélations dues au fait qu'un même minéral participe en général à plusieurs réactions. En conséquence, l'incertitude finale sur le résultat P-T est donnée sous forme d'une ellipse dans l'espace P-T, décrite par σ_P , σ_T et une orientation dans l'espace P-T (équivalente à une corrélation entre les incertitudes en P et en T).

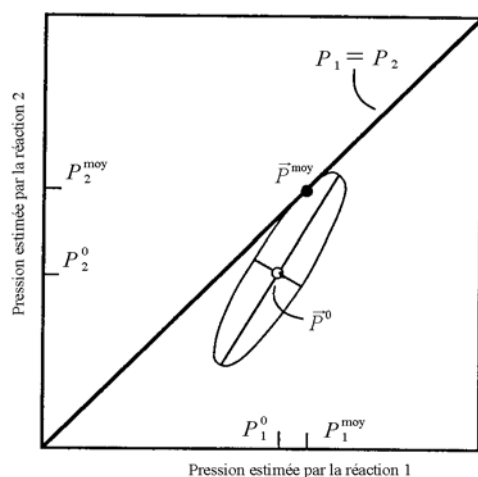


Figure IV.11 : Illustration graphique de la méthode utilisée pour moyenner la pression estimée avec deux réactions, d'après Powell & Holland (1988). L'ellipse, centrée autour des valeurs initialement estimées P_1^0 et P_2^0 , représente la corrélation entre les deux réactions, elle est propagée jusqu'à trouver une pression commune aux deux réactions, qui est la pression moyenne finale. Noter que suivant la forme de l'ellipse, la pression moyenne n'est pas nécessairement comprise entre les deux pressions P_1^0 et P_2^0 .

Les incertitudes thermodynamiques (données et modèles d'activité), et les corrélations entre elles pour un ensemble de réactions données, servent à calculer l'incertitude sur l'estimation P-T finale, mais aussi à calculer cette estimation P-T finale. Dans l'écrasante majorité des cas, les courbes de réactions ne se croisent pas en un unique point. La méthode générale pour déterminer des conditions P-T moyennes à partir de multiples courbes de réactions peut être illustrée à partir de l'exemple plus simple donné dans Powell & Holland (1988), où pour une température fixée la pression est estimée en utilisant deux réactions indépendantes (Fig. 11). A partir des conditions \vec{P}^0 (vecteur formé des conditions P_1 et P_2 déterminées à la T d'intérêt fixée pour les deux réactions), l'ellipse de covariance des incertitudes est propagée jusqu'à être en contact avec la courbe $P_1 = P_2$, au point donnant la pression moyenne P_{moy} . Il est d'ailleurs important de comprendre que l'incertitude finale est calculée postérieurement à cette étape d'estimation des conditions P-T moyennes, et qu'elle ne correspond pas géométriquement à une ellipse inscrite dans un espace délimitée par les courbes de réaction. Elle est déterminée à partir des conditions P-T moyennes en utilisant l'ensemble des incertitudes pertinentes et leurs corrélations. On peut ainsi déterminer une incertitude non nulle dans le cas idéal où toutes les courbes de réaction concourent en 1 point.

IV.2.2.2 Etude des conditions de l'éclogitisation

Les estimations ont été réalisées avec THERMOCALC v3.1, qui utilise la base de données HP98 (Holland & Powell, 1998). La décomposition des minéraux en pôles purs et le calcul des activités a été faite soit avec le logiciel Ax (amphiboles) soit avec Wax (grenats, phengites et omphacite). Le choix du logiciel de décomposition a été guidé par le nombre maximum de pôles purs, et le calcul erroné du Fe₂O₃ des micas dans Ax.

Toutes les estimations ont considéré la présence de quartz et d'eau en excès, en accord avec la présence relativement abondante de quartz en inclusion dans les surcroissances de grenat éclogitique. L'activité de l'eau a été choisie égale à 1, d'une part pour simplifier les calculs, d'autre part parce que cette simplification est en accord le caractère riche en eau du fluide éclogitique, déduit des études de Jamtveit et al. (1990) et Boundy et al. (2002).

La plupart des estimations ont été réalisées avec le triplet de minéraux grenat-phengite-omphacite (+quartz +H₂O en excès). Quatre réactions indépendantes sont associées à ce triplet :

- 1) 2gr + alm + 3fcel = 6hed + 3mu
- 2) 3hed + 2pa = gr + alm + 2jd + 2q + 2H₂O
- 3) 2py + 2gr + 3fcel = alm + 6di + 3mu
- 4) 2gr + 2alm + 3cel = py + 6hed + 3mu

Avec gr-grossulaire, alm-almandin, fcel-ferrocéladonite, hed-hedenbergite, mu-muscovite, pa-paragonite, jd-jadéite, q-quartz, py-pyrope, di-diopside, py-pyrope, cel-céladonite

Les estimations, en ne considérant que les estimations utilisant le Grt III (et pas le Grt II), donnent en moyenne sur 18 estimations 718±80°C et 20,5±3,5 kbars. On peut noter que des estimations préliminaires, faites sans considérer la ferrocéladonite (donc avec seulement 3 réactions indépendantes), conduisent à des résultats similaires.

Les estimations utilisant l'amphibole de haute-pression, avec les associations Grt-Ph-Omph-Amph, Grt-Ph-Amph et Grt-Omph-Amph (réactions indépendantes associées en Table 2) donnent des estimations en pression très similaires, et en température sensiblement supérieure, avec une moyenne sur 7 estimations de 850±67°C et 21±2 kbars.

Grt-Ph-Omph-Amph (+Q + H ₂ O)	Grt-Ph-Amph (+Q + H ₂ O)	Grt-Omph-Amph (+Q + H ₂ O)
1) 3di + 6ts = 7py + 5gr + 6q + 6H ₂ O	1) 12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr	1) 12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr
2) 5di + fact = 5hed + tr	2) 3di + 6ts = 7py + 5gr + 6q + 6H ₂ O	2) 3di + 6ts = 7py + 5gr + 6q + 6H ₂ O
3) alm + 12hed + 3ts = 3py + 4gr + 3fact	3) py + 3hed = alm + 3di	3) py + 3hed = alm + 3di
4) 3hed + 6ts = 6py + 5gr + alm + 6q + 6H ₂ O	4) 3fact + 21ts = 21py + 16gr + 5alm + 24q + 24H ₂ O	4) 3fact + 21ts = 21py + 16gr + 5alm + 24q + 24H ₂ O
5) 3jd + 3ts = 2py + gr + 3di + 3pa	5) 6di + 3parg + 9q = py + 2gr + 3jd + 3tr	5) 6di + 3parg + 9q = py + 2gr + 3jd + 3tr
6) 6di + 3parg + 9q = py + 2gr + 3jd + 3tr	6) 2py + 4gr + 3gl = 6di + 6jd + 3ts	6) 2py + 4gr + 3gl = 6di + 6jd + 3ts
7) 3jd + 3parg + 9q = py + 2gr + 3gl		
8) 2gr + 2alm + 3cel = py + 6hed + 3mu		

Table IV.2 : réactions indépendantes utilisées par THERMOCALC associées aux associations minérales d'équilibre choisies, avec parg-pargasite, gl-glaucophane, ts-tschermakite, tr-tremolite, fact-ferroactinolite.

Les estimations P-T réalisées avec THERMOCALC donnent des conditions métamorphiques dans la fourchette haute des estimations disponibles de la littérature. Ces estimations, même si elles convergent dans l'ensemble avec les résultats des études antérieures, ont l'avantage appréciable sur celles-ci d'utiliser uniquement des minéraux en équilibre dans le faciès écolitique.

IV.2.3 Construction des pseudosections

Afin de mieux contraindre la composition de la paragenèse écolitique d'équilibre, et de comparer celle-ci avec les deux générations de grenat observées, nous avons réalisé des pseudosections avec THERMOCALC v3.1.

IV.2.3.1 Principe et paramètres utilisés

Le principe d'une pseudosection est de mimer le comportement d'un système minéral de composition donnée, dont la minéralogie évolue (à la fois en termes d'abondance des minéraux et en termes de composition de ces mêmes minéraux) en fonction des variations de P et T, afin de minimiser son énergie interne. La construction d'une pseudosection nécessite donc de connaître la composition en éléments chimiques du système réactant, ainsi que de se donner des modèles d'activité reliant composition des solutions solides au calcul de leur énergie libre (ces derniers sont décrits dans l'appendice de l'article qui suit).

IV.2.3.1.1 Composition du système réactant

Le système réactant peut être défini comme (roche totale-fraction non réactante). Lors de l'écolitisation, la fraction non réactante est restreinte au cœur des grenats granulitiques. La proportion volumique des grenats granulitique a été déterminée assez précisément, en noircissant sur l'ensemble d'une lame mince la surface de tous les grenats et en mesurant la proportion de pixels noirs. Le calcul résultant est néanmoins très approximatif, d'une part parce que à ce volume non réactant a été attribuée une composition *moyenne* de Grt I, mais surtout parce qu'il n'intègre pas la frange conséquente de grenat granulitique qui participe partiellement aux réactions, par échange Fe-Mg₁. La proportion de Grt I non réactant (c'est-à-dire une fraction de la proportion de grenat granulitique), à ôter de l'analyse de la roche totale, nous a servi de variable d'ajustement pour obtenir des paragenèses réalistes. Finalement, nous avons obtenu des résultats satisfaisants avec une proportion raisonnable de grenat granulitique non réactant, de l'ordre de 50% de la fraction volumique de grenat granulitique.

IV.2.3.1.2 Contenu en Fe³⁺

Par oubli, nous n'avons pas fait analyser le contenu en Fe³⁺ des lames utilisées pour les pseudosections. Les analyses de roche totale (Kühn, 2002a-article 1) indiquent que le rapport $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ passe de 0,76 dans le faciès granulitique, à des valeurs comprises entre 0,56 et 0,62 dans les conditions éclogitiques et amphibolitiques, plus oxydantes. Nous avons réalisé des pseudosections en introduisant la quantité d'O₂ nécessaire pour obtenir le rapport $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ désiré, et utilisé comme accepteurs de fer oxydé les pôles purs acmite (pyroxène) et ferro-épidote. Les essais réalisés avec ou sans pôle pur andradite (grenat comportant du Fe³⁺ en substitution de l'Al) dans la solution solide des grenats montrent très peu de différence, notamment dans la composition du grenat éclogitique d'équilibre, très pauvre en andradite.

IV.2.3.1.3 Contenu en eau

La teneur en eau mesurée intègre toute l'évolution post-éclogitique, et possiblement l'hydratation externe lors de l'épisode amphibolitique. Cependant, les échantillons ont été choisis loin des zones d'apport de fluide amphibolitique, et on peut raisonnablement considérer que la quantité de fluide analysée correspond à celle disponible pendant la phase éclogitique. Par simplicité, et en assez bon accord avec les conclusions de Boundy et al. (2002) et Jamtveit et al. (1990) sur la richesse en H₂O du fluide éclogitique, nous avons considéré que tout le fluide est constitué d'H₂O.

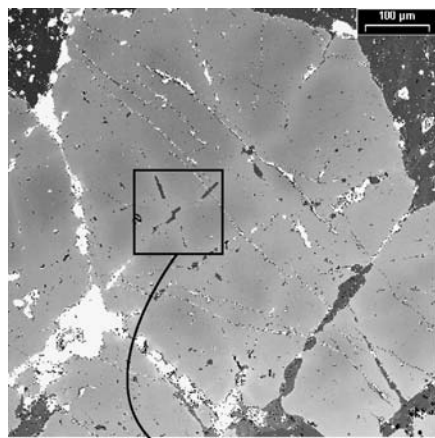
IV.2.3.2 Le problème des amphiboles

La comparaison des compositions de roche totale des 6 échantillons analysés montre entre autres différences une teneur nettement plus importante en Ca des échantillons H26, H28 et H30 (Table 3). La différence de structure essentielle entre d'une part les échantillons C01, E01, L02, d'autre part H26, H28 et H30, est que dans le premier ensemble les fractures éclogitiques sont cicatrisées par du grenat éclogitique riche en Ca (Grt III), tandis que dans le deuxième, on ne distingue pas le grenat du cœur des fractures du grenat granulitique rééquilibré sur ses bords (Grt II), aussi bien en imagerie au MEB qu'au moyen d'analyses à la microsonde (Fig. 12).

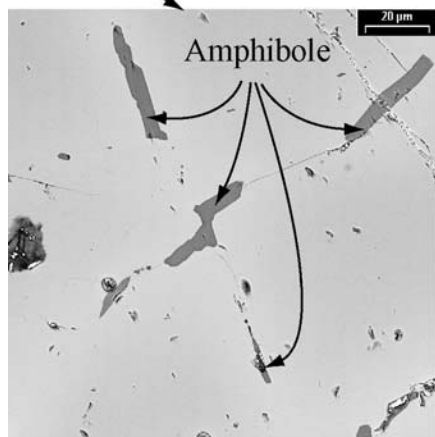
La différence de richesse en calcium total est a priori contradictoire avec la composition du grenat cicatrisant les fractures : dans le cas des échantillons pauvres en Ca, le grenat au cœur des fractures est riche en Ca, et inversement.

Echan.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total	type
C01	52,07	18,71	8,7	0,14	5,25	8,27	5,15	0,93	0,43	< L.D.	0,42	100,07	Ecl-Gr
E01	51,57	19,02	9,21	0,14	5,09	8,39	4,75	1,09	0,5	< L.D.	0,44	100,2	Ecl-Gr
L02	52,57	19,53	8,34	0,13	5,09	8,7	3,95	0,99	0,47	< L.D.	0,26	100,03	Ecl-Gr
H26	45,45	17,52	7,28	0,14	10,28	14,3	2,18	0,55	0,21	0,13	2,07	100,11	Ecl
H28	42,43	24,95	6,85	0,07	7,74	12,56	2,27	1,03	0,18	< L.D.	1,92	100	Ecl
H30	43,31	26,43	6,9	0,07	7,97	11,71	2,09	0,38	0,12	< L.D.	0,9	99,88	Ecl

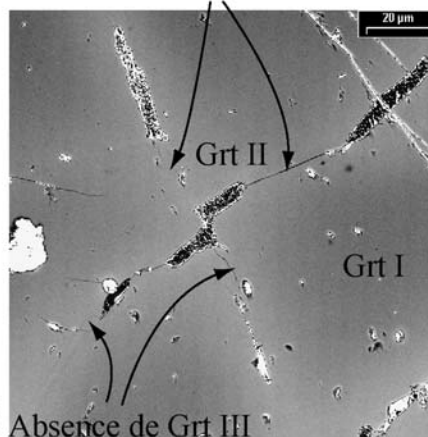
Tableau IV.3 : Analyses des compositions de roche totale, avec le contenu de volatil sous l'intitulé PF (perte au feu). Les 3 premiers échantillons comportent du Grt III cicatrisant les fractures éclogitiques, tandis que le grenat cicatrisant les fractures des trois derniers a une composition qui n'est pas distinguable du Grt II. Analyses réalisées au centre de recherches pétrographiques et géochimiques de Vandoeuvre Les Nancy.



1



2



2'

Figure IV.12 : Amphiboles de haute-pression au coeur des fractures éclogitiques, soulignées par une bande de grenat granulitique rééquilibré (Grt II). On ne distingue pas dans cet échantillon (H01), ni dans les lames H26/28/30, de Grt III cicatrisant les fractures éclogitiques entre les inclusions. (H01, BSE, deux contrastes différents en 2 et 2')

La deuxième différence de taille est l'abondance des amphiboles éclogitiques dans les échantillons H26/28/30, alors que celles-ci semblent absentes des paragenèses éclogitiques dans les échantillons C01/E01/L02. Bien que nous n'ayons pas analysé l'échantillon H01, il présente les mêmes caractéristiques texturales que H26/28/30, avec l'absence de Grt III et l'abondance des amphiboles dans les fractures éclogitiques (associées à omphacite et phengite) (Fig. 12).

L'abondance des amphiboles, qui contiennent du calcium, dans la paragenèse éclogitique est une raison possible à cette incohérence apparente entre la teneur totale en Ca des échantillons et la richesse en Ca du grenat éclogitique dans les fractures. Nous avons essayé de tester cette hypothèse en réalisant des pseudosections avec les échantillons C01 (pauvre en Ca + Grt III + paragenèse éclogitique sans amphiboles) et H30 (riche en Ca + pas de Grt III + paragenèse éclogitique avec amphiboles), afin de comparer dans les deux cas la composition du grenat éclogitique d'équilibre.

IV.2.3.2.1 Pseudosections avec les amphiboles

La construction des pseudosections avec des amphiboles, nécessaire pour modéliser la paragenèse de H30, a été un échec. Les compositions des amphiboles d'équilibre sont aberrantes, avec des proportions de certains pôles pures négatives. Ces mauvais résultats

s'expliquent par la forme des modèles d'amphiboles utilisés dans la construction des pseudosections.

Nous avons choisi comme modèle d'activité des amphiboles celui utilisé dans le logiciel AX pour les amphiboles calciques, qui comporte 5 pôles (Tab. 4). L'activité d'un pôle pur est donnée par la formule suivante (l'exemple pris est la trémolite) :

$$a_{tr} = X_{o,A} X_{Ca,M4}^2 X_{Mg,M13}^3 X_{Mg,M2}^2 X_{Si,T1}^2 \gamma_{tr}$$

	A	B	C	T	type d'amph.
Tremolite		Ca ₂	Mg ₅	Si ₈	Calcique
Ferro-actinolite		Ca ₂	Fe ₅	Si ₈	Calcique
Pargasite	Na	Ca ₂	Mg ₄ Al	Si ₆ Al ₂	Calcique
Tschermakite		Ca ₂	Mg ₃ Al ₂	Si ₆ Al ₂	Calcique
Glaucophane	Na	Na ₂	Mg ₃ Al ₂	Si ₈	Alcaline

Tableau IV.4 : Formules structurales des 5 pôles purs d'amphiboles utilisés dans les pseudosections, les cations A, B, C et T correspondent à la formule générique A₀₋₁B₂C₅T₈O₂₂(OH,F)₂, et aux sites cristallographiques A, M4, M1+M2+M3, T, respectivement (Deer et al., 1992).

Il y a 2 sites M2 par formule structurale, et 4 sites T1. Avec 5 pôles purs, 4 variables (variations entre 0 et 1) sont nécessaires, que nous avons choisies comme :

y(amph) : X(Fe+Mg),M2

na(amph) : XNa,A

x(amph) : Fe/(Fe+Mg)

c(amph) : X(Ca),M4

IV.2.3.2.2 Problème du calcul des proportions de pôles purs

Le développement du modèle d'amphibole dans le logiciel de pseudosections exige la description des relations permettant de connaître les proportions de pôles purs d'une amphibole, connaissant les valeurs des 4 variables de composition. La proportion d'un pôle pur d'une amphibole quelconque est exprimée sous la forme de la somme pondérée des 4 variables de composition, issue de l'inversion de la matrice qui donne les valeurs des variables dans les pôles purs :

$$\begin{array}{cccc} & tr & ts & parg & fact \\ na & 0 & 0 & 1 & 0 \\ \underline{A} = \underline{c} & 1 & 1 & 1 & 1 \\ x & 0 & 0 & 0 & 1 \\ y & 1 & 0 & 1/2 & 1 \end{array}, \quad \underline{P} = \begin{array}{c} P_{tr} \\ P_{ts} \\ P_{parg} \\ P_{fact} \end{array}, \quad \underline{X} = \begin{array}{c} na \\ x \\ x \end{array}$$

$$\underline{X} = \underline{A} \cdot \underline{P} \Rightarrow \underline{P} = \underline{A}^{-1} \cdot \underline{X}$$

et

$$P_{gl} = 1 - P_{tr} - P_{ts} - P_{parg} - P_{fact}$$

Le problème de cette formulation des relations entre variables de composition et proportions de pôles purs est qu'elle ne garantit en rien que les proportions calculées soient positives (elle assure juste que la somme est égale à 1)! Le modèle permet à toutes les variables de composition de varier entre 0 et 1 indépendamment, or certains domaines sont interdits et aboutissent à des proportions négatives : par exemple

($X = (1,1,1,1) \Leftrightarrow na = 1, c = 1, x = 1, y = 1$) n'est pas possible, puisqu'il entraîne une proportion de trémolite négative.

Les résultats trouvés en utilisant ce modèle d'amphiboles pour l'échantillon H30 soulignent ce problème, avec des proportions de certains pôles purs négatifs. La solution serait de définir d'autres variables de composition, pouvant effectivement toutes varier entre 0 et 1, ce que je n'ai pas encore eu le temps de faire.

IV.2.3.2.3 Conclusion

Le problème reste donc entier, et la raison de l'absence de Grt III riche en Ca dans les échantillons riches en Ca est toujours inexplicée. Il est vraisemblable que l'explication soit liée à la présence d'amphiboles qui incorporent une grande partie du calcium disponible, mais la vérification de cette hypothèse nécessite de mettre au point un modèle correct d'amphibole pour les pseudosections.

IV.2.4 Le thermomètre des oxydes de Fe-Ti

IV.2.4.1 Occurrences des Fe-Ti oxydes dans les échantillons étudiés

Plusieurs des lames minces analysées comportent des amas d'oxydes ferro-titanés (Fig. 13), d'une taille de l'ordre de 100 μm . Ces oxydes sont associés au grenat granulitique dans les échantillons très peu éclogitisés, sous forme de "queue" d'oxydes accolée à une face d'un grenat automorphe. Dans les échantillons plus éclogitisés, ces oxydes sont souvent entourés d'assemblages polycristallins de petits (quelques dizaines de μm) grenats éclogitiques.

Ces oxydes forment en général une masse complètement opaque au microscope, mais on distingue parfois un enchevêtrement de petits rutiles au sein des opaques. Cette organisation est confirmée par l'observation des oxydes au MEB, qui montre dans certains amas la présence de cristaux de rutilite dans une matrice ferro-titanée volumétriquement plus importante. Le détail des oxydes ferro-titanés révèle une structure complexe, faite de lamelles sombres de taille très variable, enchâssés dans une matrice plus claire (couleurs BSE). Les deux minéraux sont des oxydes de Fe et Ti, mais la phase plus claire est nettement plus riche en Fe, plus lourd (Ti : 47,9 g/mol, Fe : 55,8 g/mol – voir les analyses en Tab. 5).

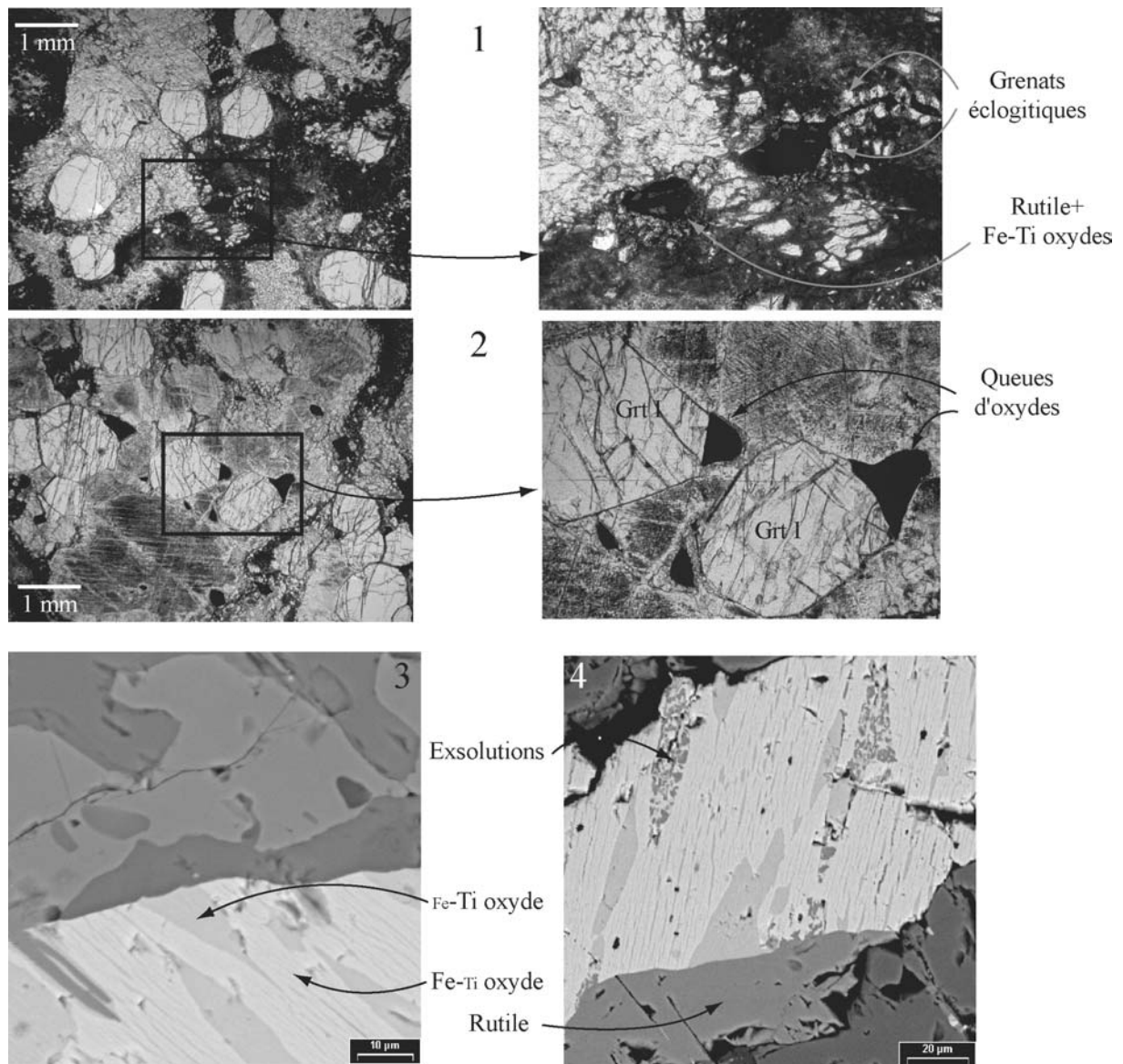


Figure IV.13 : Les phases ferro-titanées apparaissent opaques au microscope optique et contiennent parfois des petits cristaux de rutile bruns (2). Ces oxydes sont texturalement associés aux grenats granulitiques dans les parties peu écolitiques (2), ou aux petits grenats écolitiques dans les zones plus transformées (1). Dans le détail, ces oxydes de Fe-Ti sont formés de lamelles sombres riches en Ti dans une matrice plus claire riche en Fe (3 et 4). Les cristaux de rutile sont soit présents au sein de cette matrice claire, soit juxtaposés (4). Les lamelles sombres sont parfois rétrotransformées en un assemblage micrométrique de phases ferro-titanées (J01, 1 et 2 opt_LN, 3-J01_Gt4 et 4-J01_Gt6 BSE).

IV.2.4.2 Pétrologie des Fe-Ti oxydes

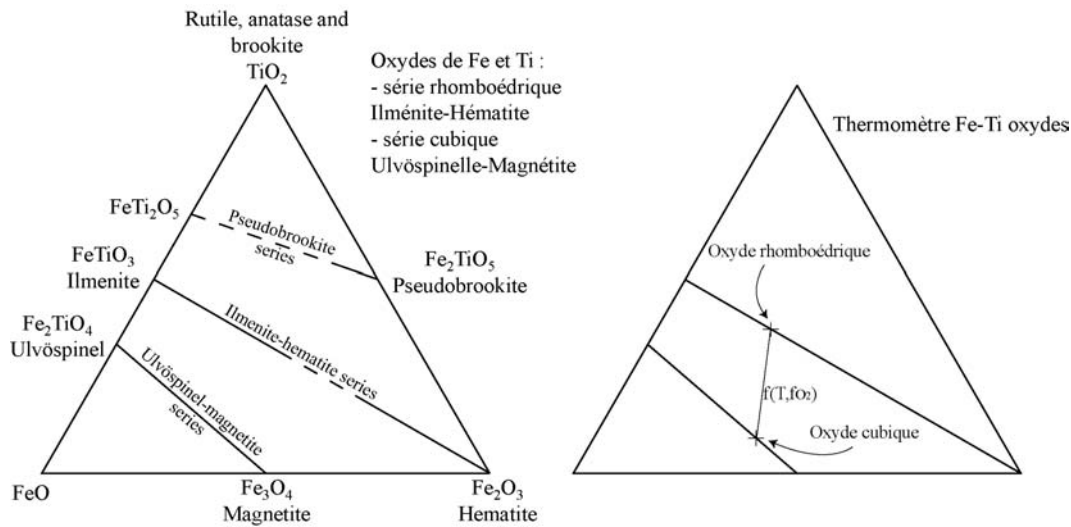


Figure IV.14 : Diagramme de phase des minéraux ferro-titanés. Les minéraux les plus courants sont la série rhomboédrique ilménite-hématite, et la série ulvöspinelle-magnétite. La solution rhomboédrique comporte un domaine d'immiscibilité à basse température (<700°C). Le diagramme de droite montre le principe du thermomètre basé sur la coexistence d'oxydes cubiques et rhomboédriques.

La système chimique des oxydes ferro-titanés comporte de nombreuses phases (Fig. 14), dont les plus importantes sont les solutions solides ilménite(s.s.)-hématite (oxydes rhomboédriques) et ulvöspinelle-magnétite (oxydes cubiques) (Andersen & Lindsley, 1988; Ghiorso, 1990; Ghiorso, 1997; Ghiorso & Sack, 1991). Pour éviter les confusions, dans ce qui suit, un minéral appartenant à la solution solide ilménite(s.s.)-hématite est nommé oxyde rhomboédrique, tandis que l'ilménite désigne le pôle pur FeTiO₃ (ilménite s.s.). Les propriétés thermodynamiques de ces solutions solides sont très complexes, notamment à cause du contenu en fer et des propriétés magnétiques associées (Ghiorso, 1997). La solution solide des oxydes rhomboédriques comporte un domaine d'immiscibilité (Fig. 15), pour des températures inférieures à 700°C (Ghiorso, 1997).

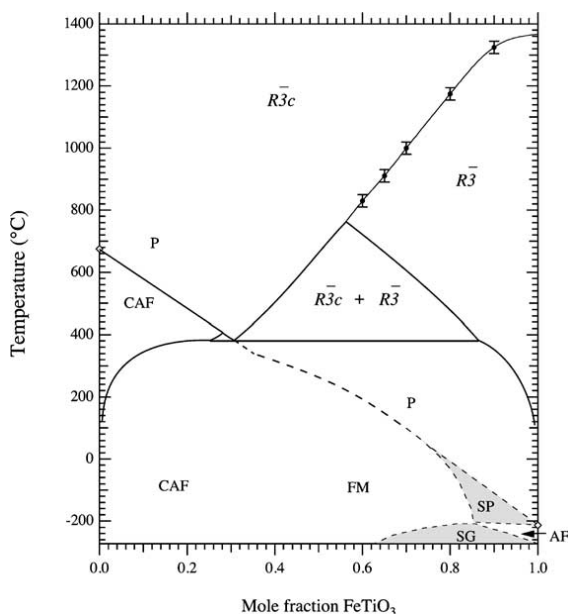


Figure IV.15 : Diagramme de phase de la solution solide ilménite-hématite, dans (McEnroe et al., 2001), d'après (Ghiorso, 1997). Le domaine R3c+R3 est la zone d'immiscibilité où deux oxydes rhomboédriques coexistent. La ligne à la base de ce domaine est l'eutectoïde.

IV.2.4.3 Phases en présence dans les lames étudiées

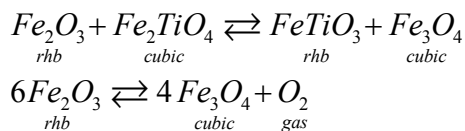
Les analyses réalisées à la microsonde (Tab. 5) ne permettent pas de distinguer les deux valences du fer (Fe²⁺ et Fe³⁺) et ne donnent donc que le contenu total de Fe. Les seules compositions en poids d'oxydes FeO et TiO₂ ne permettent pas de reconnaître univoquement les phases minérales ferro-titanées présentes dans nos lames. Les phases minérales les plus courantes sont l'oxyde rhomboédrique (appartenant à la solution solide Ilménite-hématite) et le spinelle (appartenant à la solution solide ulvöspinelle-magnétite). L'association oxyde rhomboédrique-spinelle est courante et est à la base d'une méthode de géothermométrie, développée plus bas. Une possibilité est donc que cette les deux phases reconnues dans nos échantillons (lamelles sombres dans matrice plus claire) correspondent à cette association. Une autre hypothèse consiste à envisager que les deux phases en présence, qui ressemblent texturalement à des exsolutions de la phase sombre dans la phase claire, soient deux phases formées pendant le refroidissement d'un oxyde rhomboédrique devenu instable. La similarité (avec néanmoins interversion des phases) entre les textures observées dans nos lames et celles interprétées par McEnroe et al. (2001) comme formées de lamelles d'hématite dans une matrice d'ilménite, plaide en faveur de cette hypothèse.

La richesse en Ti de la phase sombre est incompatible avec les compositions de spinelles, nous amenant à la considérer comme un oxyde rhomboédrique. La composition de la phase claire n'est pas discriminante, et elle peut tout aussi bien être un spinelle qu'un oxyde rhomboédrique.

IV.2.4.4 Conditions d'équilibre

IV.2.4.4.1 Hypothèse oxyde rhomboédrique+spinelle :

La composition des deux minéraux coexistant permet de connaître à la fois la température et la fugacité de l'oxygène de leur mise en place, déterminées grâce à l'état d'équilibre des deux réactions suivantes (Ghiorso, 1997):



Les résultats, portant sur 3 paires différentes ilménite-spinelle, donnent des températures largement supérieures à 800°C. Le tracé des isoplèthes de composition autour des valeurs analysées (rhb : Xilm~0,9 – cubique : Xulv~0,4) montre que la température estimée est très sensible au contenu en Ilménite de l'oxyde rhomboédrique (Fig. 16). Or les analyses de rutilé réalisées ont montré que la teneur en TiO₂ est un peu sous-évalué, de l'ordre de quelques %. Un essai complémentaire d'application du thermomètre, avec des compositions grossièrement corrigées de l'insuffisante prise en compte du TiO₂ par la microsonde (facteur correctif 1,03 calculé pour que les rutilés bouclent à 100% de poids d'oxydes), donne des températures plus faibles de quelques dizaines de °C, mais toujours supérieures à 800° C.

IV.2.4.4.2 Hypothèse 2 oxydes rhomboédriques immiscibles :

Selon cette hypothèse les deux phases en présence sont deux oxydes rhomboédriques de compositions situées sur le solvus du diagramme de phase (Fig. 15). La phase riche en Ti a une composition Ilm₉₀Hem₁₀, la phase claire Ilm₂₈Hem₇₂. Ces deux compositions sont stables le long de l'eutectoïde, à des températures proches de 400°C, mais cette conclusion serait vraie pour une gamme très large de compositions coexistantes.

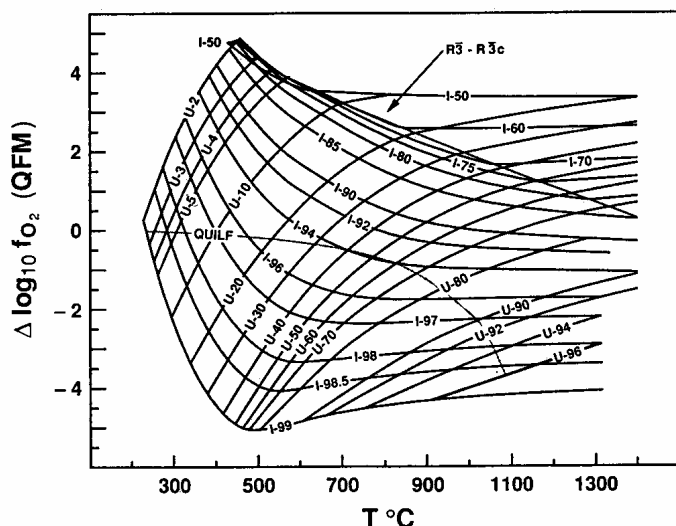


Figure IV.16 : Représentation graphique du thermomètre oxyde rhomboédrique – oxyde cubique, d'après Ghiorso (1997). Les isoplèthes correspondent à la proportion d'ilménite dans l'oxyde rhomboédrique, et d'ulvöspinelle dans l'oxyde cubique.

IV.2.4.5 Une phase postérieure ?

Nous avons aussi observé localement le remplacement de la phase sombre en lamelles par un assemblage très fin constitué d'une phase très riche en Ti (sombre), de composition proche du rutile et d'une autre phase ferro-titanée (l'analyse précise de ces phases est impossible, du fait de leur taille proche du μm). Cet assemblage rétro-morphosant les lamelles d'oxyde rhomboédrique peut être interprété comme issu de démixion tardive à basse température. Les assemblages d'oxydes rhomboédriques analysés par McEnroe et al. (2001) montrent de façon similaire des épisodes successifs d'exsolution pendant le refroidissement, avec des compositions des phases résultantes qui se rapprochent des pôles purs (ilménite et hématite) à mesure que la température diminue.

IV.2.4.6 Conclusions

L'étude des relations de phases des Fe-Ti oxydes que nous avons réalisée est très superficielle et ne permet finalement de tirer aucune conclusion, non seulement sur les phases ferro-titanées en présence, mais aussi sur leurs conditions de formation ou d'équilibration et les relations entre celles-ci et les événements métamorphiques qui nous importent. Une étude plus détaillée nécessiterait des analyses microsonde complémentaires, mieux calibrées, ainsi que la détermination par EBSD des structures cristallines afin de reconnaître sans ambiguïté les minéraux en présence. Par ailleurs, les réactions entre les cristaux de rutile, qui coexistent avec l'ilménite et le spinelle, restent à élucider.

DataSet/Point	3	6	9	10	14	4	5	7	12	13	8
	lam.	sombres lam.	sombres lam.	sombres lam.	sombres lam.	mat. claire	mat. claire	mat. claire	mat. claire	mat. claire	rétro. lam.
SiO2	-0,01	0,05	0,01	0,02	0,00	0,05	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	-0,02
TiO2	44,59	40,73	44,16	45,75	46,20	13,75	13,15	12,55	13,89	15,17	17,36
Al2O3	-0,03	-0,01	-0,03	-0,03	-0,04	0,08	0,11	0,11	0,08	0,06	0,05
FeO	50,33	52,28	49,73	49,22	48,94	75,90	78,05	76,95	76,55	75,52	73,70
MnO	0,34	0,23	0,39	0,50	0,51	0,03	-0,01	0,03	0,11	0,11	-0,04
MgO	0,76	0,97	0,80	0,50	0,78	0,15	0,11	0,19	0,19	0,18	0,03
CaO	0,01	0,04	0,07	-0,03	0,03	0,00	0,02	0,05	0,00	0,06	0,07
Na2O	-0,01	0,02	0,04	-0,04	-0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
K2O	-0,02	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	0,01	0,00	-0,01	0,03	-0,02	-0,03
F	0,01	0,03	0,01	0,05	-0,07	-0,03	-0,02	-0,08	-0,02	0,02	0,00
Cr2O3	0,01	0,04	0,02	0,06	0,11	0,22	0,18	0,16	0,11	0,12	-0,01
Total	96,05	94,39	95,21	96,11	96,57	90,19	91,65	90,05	90,95	91,23	91,22
%atomique											
Ti	0,44	0,41	0,44	0,46	0,46	0,14	0,13	0,13	0,14	0,15	0,17
Fe	0,56	0,59	0,56	0,54	0,54	0,86	0,87	0,87	0,86	0,85	0,83
décomp rhomb						décomp rhomb					
X hémat	0,11	0,18	0,11	0,09	0,08	X hémat	0,72	0,74	0,74	0,72	0,69
X ilm	0,89	0,82	0,89	0,91	0,92	X ilm	0,28	0,26	0,26	0,28	0,31
						décomp cubique					
						X Mag	0,58	0,61	0,62	0,58	0,54
						X Ulvo	0,42	0,39	0,38	0,42	0,46
											0,48
											0,52
Géothermomètre Rhomboédrique + Cubique											
Paire utilisée	T (°C)	log fO2									
62+63	919,23	-11,54									
73+64	836,55	-13,43									
69+72	884,88	-12,58									
Après correction pour le Ti											
Paire utilisée	T (°C)	log fO2									
62+63	895,61	-12,17									
73+64	804,28	-14,41									
69+72	851,88	-13,49									

Table IV.5 : Analyses à la microsonde électronique des oxydes ferro-titanés, et décomposition en pôles purs pour des oxydes rhomboédriques ou cubiques. Deux interprétations possibles sont proposés pour la matrice claire, riche en Fe. L'analyse à droite (point 8) correspond, sous toutes réserves dues à la petite taille des objets, à la phase claire dans le mélange de rétro-morphose des lamelles sombres (Fig. 13). Les résultats du géothermomètre/O₂ baromètre sont fondés sur l'hypothèse que les deux phases en présence sont un oxyde cubique et un oxyde rhomboédrique.

IV.3 Article 1

Le problème de la coexistence de plusieurs grenats, de compositions différentes, apparemment associés à l'épisode métamorphique éclogitique, est l'objet de l'article qui suit, soumis pour publication à "Contributions to Mineralogy and Petrology".

Garnet reequilibration in the eclogite facies : differential behavior of Ca, Fe and Mg

Hugues RAIMBOURG

Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris

Bruno GOFFE

Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris

Laurent JOLIVET

Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris

Corresponding author:

Hugues Raimbourg

Laboratoire de Tectonique

Université Pierre et Marie Curie

T 46-0, E2, case 129

4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05

France

Tel: 33 1 44275260, fax: 33 1 44275085

hugues.raimbou@lgs.jussieu.fr

Abstract

Caledonian eclogite-facies metamorphism partially reworking Grenvillian granulite-facies anorthosite allows to study the processes of garnet reequilibration at high pressure. Eclogitic fractures crosscutting inherited granulitic garnets are filled with eclogite-facies minerals that were preserved from subsequent retrogression. The microprobe analysis of the minerals associated to these fractures revealed compositional homogeneity of phengite and omphacite populations, while garnet compositions can be divided in two distinct subsets. This compositional subdivision matches a distinction in the nature of the garnets analysed, either reequilibrated granulitic garnet (grt II) on the sides of the fractures, or crystallised garnet (grt III) in the core. Thermobarometric estimations with both garnet populations computed with software THERMOCALC 3.1 yielded P-T conditions of 18,5 kbars-737°C and 20,5 kbars-718°C, respectively. Pseudosections also carried out with THERMOCALC 3.1 in a P-T window enclosing both conditions show that the equilibrium is best achieved with grt III compositions. The analysis of Fe-Mg partitioning between grt II and adjacent omphacite, as well as the close spatial association of grt II with eclogitic minerals, supports nevertheless the hypothesis that grt II formed under the same range of P-T conditions as grt III. Granulitic garnet reequilibration in the eclogite facies proceeded therefore in the garnet compositional space along a vector not leading to the equilibrium composition (grt III). This variance could be the consequence of very slow diffusion of Ca compared to Fe²⁺ into granulitic garnets, impeding their reequilibration in Ca. Alternatively, the reequilibration of granulitic garnet into grt II, which predated grt III crystallisation, may have occurred in an early stage of eclogitization, when the reacting system was smaller and with a different composition than the bulk rock. The determination of equilibrium mineral assemblages that include garnet requires that great care be taken as to the nature (either reequilibrated or newly crystallised) of the garnets probed. The succession of two phases in eclogitization, delimited by the inception of eclogitic garnet crystallization, may correspond to a change in P-T evolution from burial to exhumation.

Introduction

Garnet is ubiquitous in high pressure metamorphic rocks, and is used to determine P-T conditions –with garnet-hornblende (Krogh Ravna 2000a) or garnet-clinopyroxene (Powell 1985) geothermometers for example- as well as rates of tectonometamorphic processes (Cristensen et al. 1989; Vance and O'Nions 1990). The estimation of metamorphic conditions is performed on a set of minerals whose compositions are in equilibrium for given P-T conditions. The assemblages studied comprise only minerals that did not change composition during the subsequent history of the rock, which is often the case for the garnet whose reequilibration kinetics are sluggish, attested by the many examples of zoned garnet (Chernoff and Carlson 1997; Indares 1995; Vance and O'Nions 1990). The set of minerals in equilibrium with each other are chosen on geometrical grounds like their coexistence in structures such as shear zones or fractures. As rock records are not necessarily discontinuous, and as the composition of the reacting system may vary at very little spatial scale, a particular structure can enclose minerals with large composition scatter, impeding strongly the thermobarometric calculations. Furthermore, a structure formed at one particular stage may incorporate minerals formed in an earlier phase with different P-T conditions that only partially reequilibrate and contribute to enlarge the range of compositions associated to this structure. Understanding the processes of reequilibration is therefore crucial to help discriminating among a large cluster of compositions those corresponding to actual equilibrium.

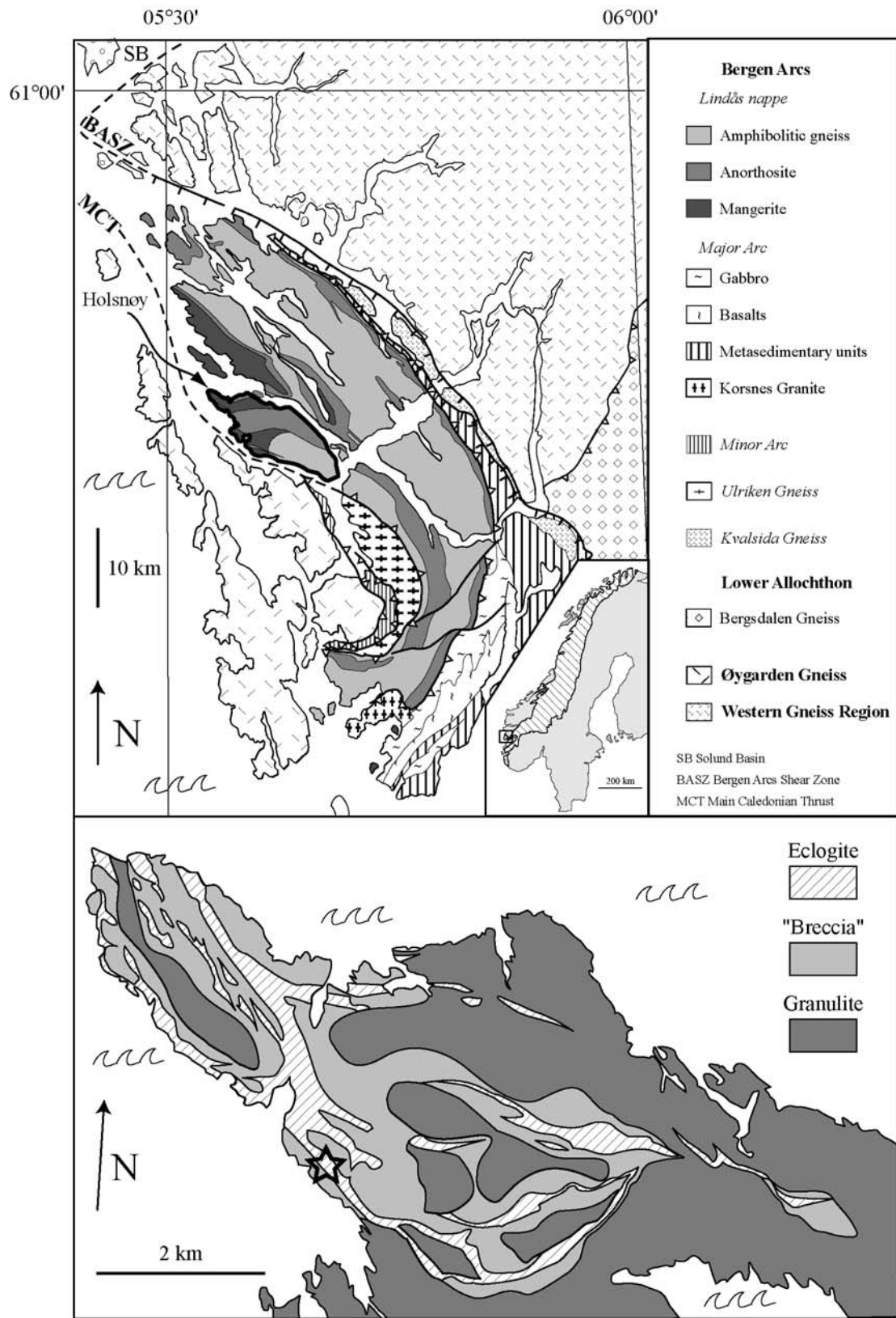
The samples studied here belongs to the Lindås nappe, in the Bergen Arcs, Norway. The rock is a granulite facies anorthosite that was partially reequilibrated in the eclogite facies during the Caledonian orogenesis (Austrheim 1987; Austrheim and Griffin 1985). The deformation in the eclogite-facies P-T conditions resulted in the granulitic garnet fracturing followed by transport and mineral crystallisation within the fractures, as well as garnet reequilibration on the sides of the fractures.

We present evidences that partially reequilibrated granulitic garnet (GII) compositions are not located on the straight line joining preserved granulitic garnet (GI) and eclogitic garnet (GIII) compositions in the garnet compositional space. The resulting triangle of composition GI-GII-GIII should therefore not be interpreted as the record of three but two distinct metamorphic events, the eclogite-facies event being decomposed in two successive phases limited by eclogitic garnet crystallization inception. The understanding of the mechanism by which garnet reequilibrates can therefore greatly help to decipher the different metamorphic stages experienced by a rock and the corresponding mineral compositions, and to achieve accurate P-T estimations.

Geological and petrological settings

The meta-anorthosite unit studied on the northwest of Holsnøy island is part of the Lindås nappe, which belongs to the Bergen Arcs, a pile of arcuate nappes centered around Bergen, Norway (Kolderup and Kolderup 1940) (Fig. 1). The meta-anorthosite has experienced two main metamorphic events: it was completely recrystallised under the granulite facies during the Grenvillian orogenesis around 900 Ma (Bingen et al. 2001; Cohen et al. 1988), <10 kbars and 800-850°C (Austrheim 1987), and experienced eclogite facies metamorphism during the Caledonian orogenesis around 460-420 Ma (Bingen et al. 2004; Boundy et al. 1996; Boundy et al. 1997b; Cohen et al. 1988; Glodny et al. 2002), >19 kbars and 700-750°C (Jamtveit et al. 1990), this study. It was subsequently affected by amphibolite-facies (Boundy et al. 1996; Kühn 2002) and greenschist-facies (Schmid et al. 1998) metamorphism during its exhumation path.

Fig. 1: Top : Geological map of the Bergen Arcs (after Ragnhidsveit and Henniksen, 1997). General map of Norwegian Caledonides by Roberts and Gee (1985)
 Bottom : Northwestern Holsnøy from Austrheim et al. (1996), Boundy et al. (1997a), with heterogeneous distribution of eclogitic overprint on granulite. Eclogite, Breccia and Granulite correspond respectively to degrees of eclogitic metamorphism >80%, 40%-80%, <40%. Rock sampling is located by the star.



Fluid influx into the anorthositic unit is necessary to trigger the transformation of the almost anhydrous granulite into eclogite. The quantity of fluid introduced was not sufficient to transform all the granulite, resulting in the juxtaposition of metastably preserved and completely eclogitized granulite (Austrheim 1990; Boundy et al. 1992). Macroscopically, in the least transformed areas, eclogitization occurs in dm-wide bands on both side of scattered fractures filled with hydrous eclogitic minerals, cutting through pristine granulite (Fig. 2). In the most transformed areas, the granulite is only preserved in m-sized boudins within dcam-wide eclogitic shear zones.

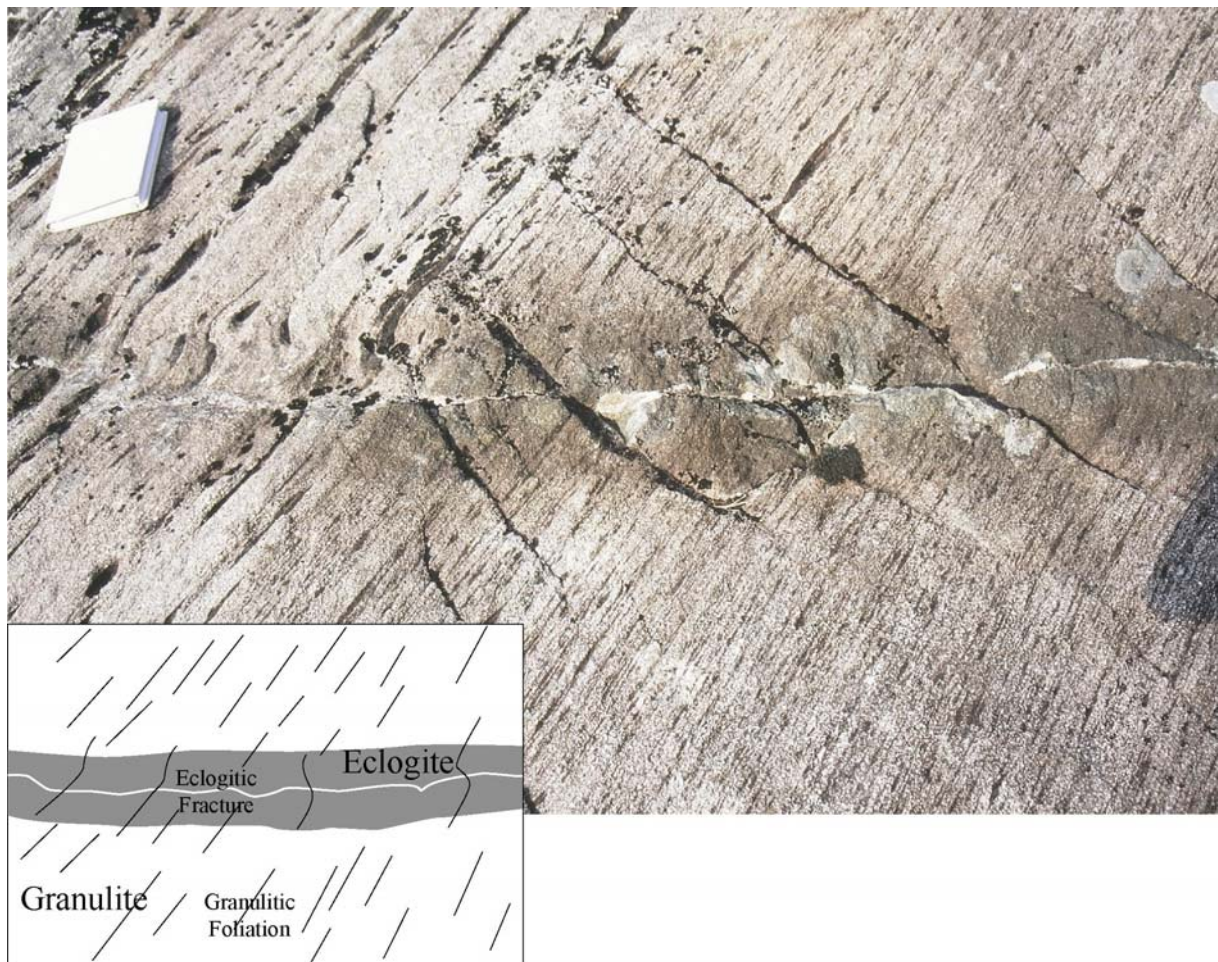


Fig. 2: Eclogite facies reaction zone along metres-long fractures filled with hydrous minerals that cut through granulite. Macroscopic deformation is visible in the eclogitic zone as the granulitic foliation is slightly deflected.

The typical granulite-facies assemblage is plagioclase, diopside, garnet, +/- scapolite, +/- orthopyroxene, +/- hornblende (Austrheim and Griffin 1985; Kühn 2002). The granulite has locally a coronitic texture, made of elongated aggregates of garnet and pyroxenes embedded in a plagioclase matrix. In the least reacted samples eclogitization consists only of ~15µm sized aggregates of K-feldspar, kyanite and zoisite formed along grain boundaries. In slightly more hydrated samples, plagioclase grains show fine intergrowths of kyanite, zoisite and phengite needles (Kühn 2002). The equilibrium eclogite-facies assemblage is visible on the most eclogitized samples, with omphacite, eclogitic garnet, phengite, zoisite, kyanite, quartz,

+/- amphibole, +/- paragonite, +/- calcite, +/- dolomite (Austrheim and Griffin 1985; Kühn 2002) (see on Fig. 3 several thin sections from different locations showing increasing eclogitization).

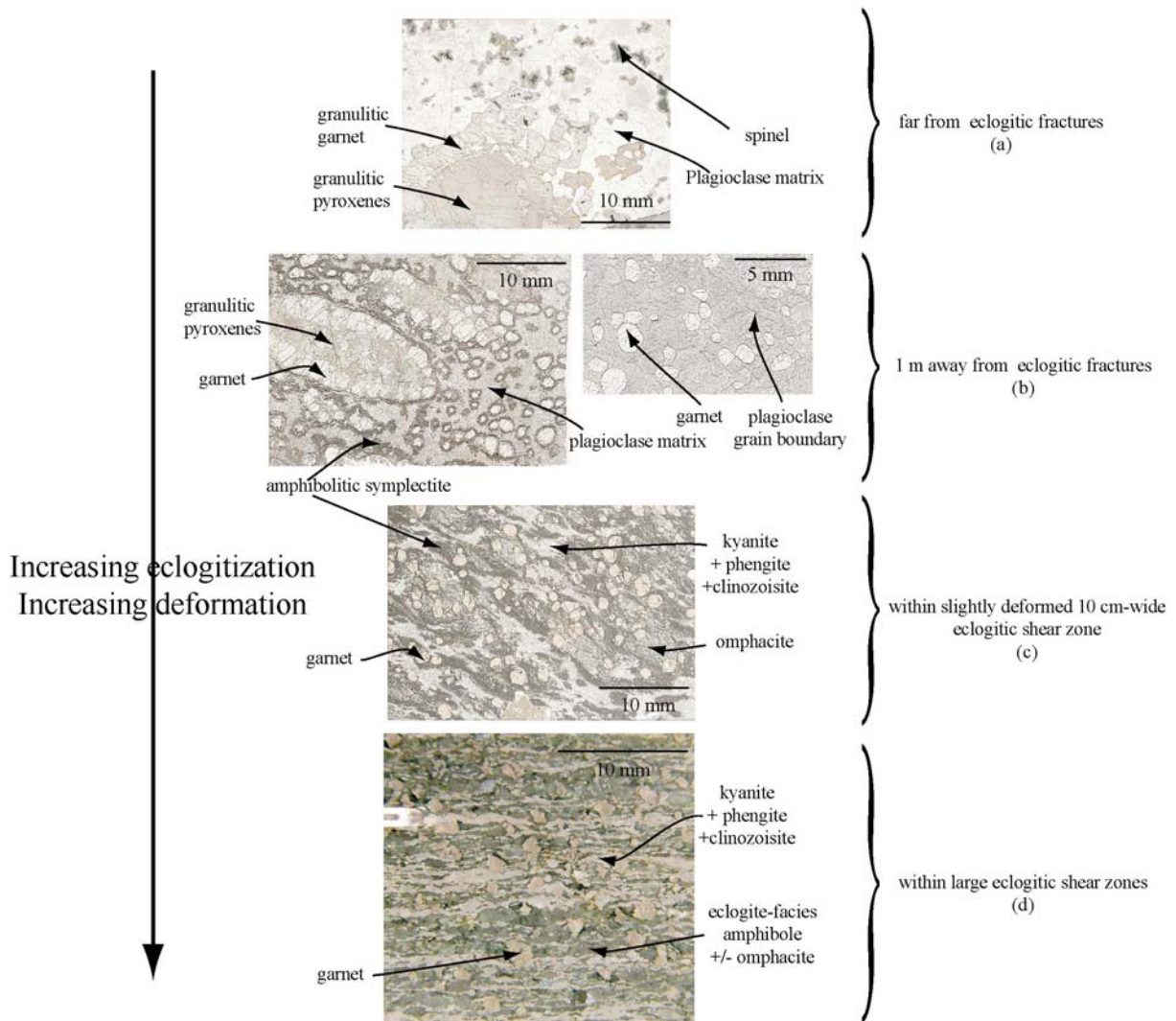


Fig. 3: Photographs of thin sections, showing increasing eclogitization. Samples (a), (b) and (c) are located in "granulite" zones of Fig. 1, where eclogitization is present as deformed and undeformed reaction zones along metres-long fractures in pristine granulite. In the macroscopically uneclogitized granulite, eclogitization started along grain boundaries and as thin needles of phengite, kyanite and clinozoisite growing within plagioclase. Within the 10cm-wide macroscopic eclogitic reaction zone, the only remaining granulite facies minerals are garnets, but the granulitic coronitic texture is still preserved as omphacite-garnet aggregates (former mafic coronas) embedded in kyanite-phengite-clinozoisite matrix (former plagioclase matrix). This eclogitized reaction zone started to deform, causing the elongation of the aggregates, first step in the acquisition of an eclogitic foliation. In sample (d), stemming from a large eclogitic shear zone, the eclogitic foliation is fully developed with alternating layers of kyanite-phengite-clinozoisite and omphacite-amphibole-garnet, crosscut by a dextral shear zone roughly from top left to bottom right. Note that due to a different bulk composition, eclogitic paragenesis comprises very little amphibole and much omphacite in sample(c), on the contrary to the dark layers of sample (d) that are mainly made of amphibole and minor omphacite. Note the overprint of amphibolitization as dark amphibolitic symplectites of plagioclase+amphibole on samples (b) left and (c).

Eclogitization is heterogeneous even at sample scale (Fig. 4), and cm-sized areas of typical eclogite facies minerals coexist with areas of pristine granulitic minerals. Garnet is particularly resistant to reequilibration, and even in the most transformed and deformed samples, which were collected in eclogitic shear zones, many garnets are inherited from the

granulitic assemblage and reequilibrate only on the rim and along fractures. While these partially reequilibrated garnets are typically 1mm large and euhedral, the garnets grown in the eclogite-field are either rare ~100 μm large euhedral garnets or more abundant overgrowths on the granulitic garnet. These eclogitic garnets do not show any compositional zoning.

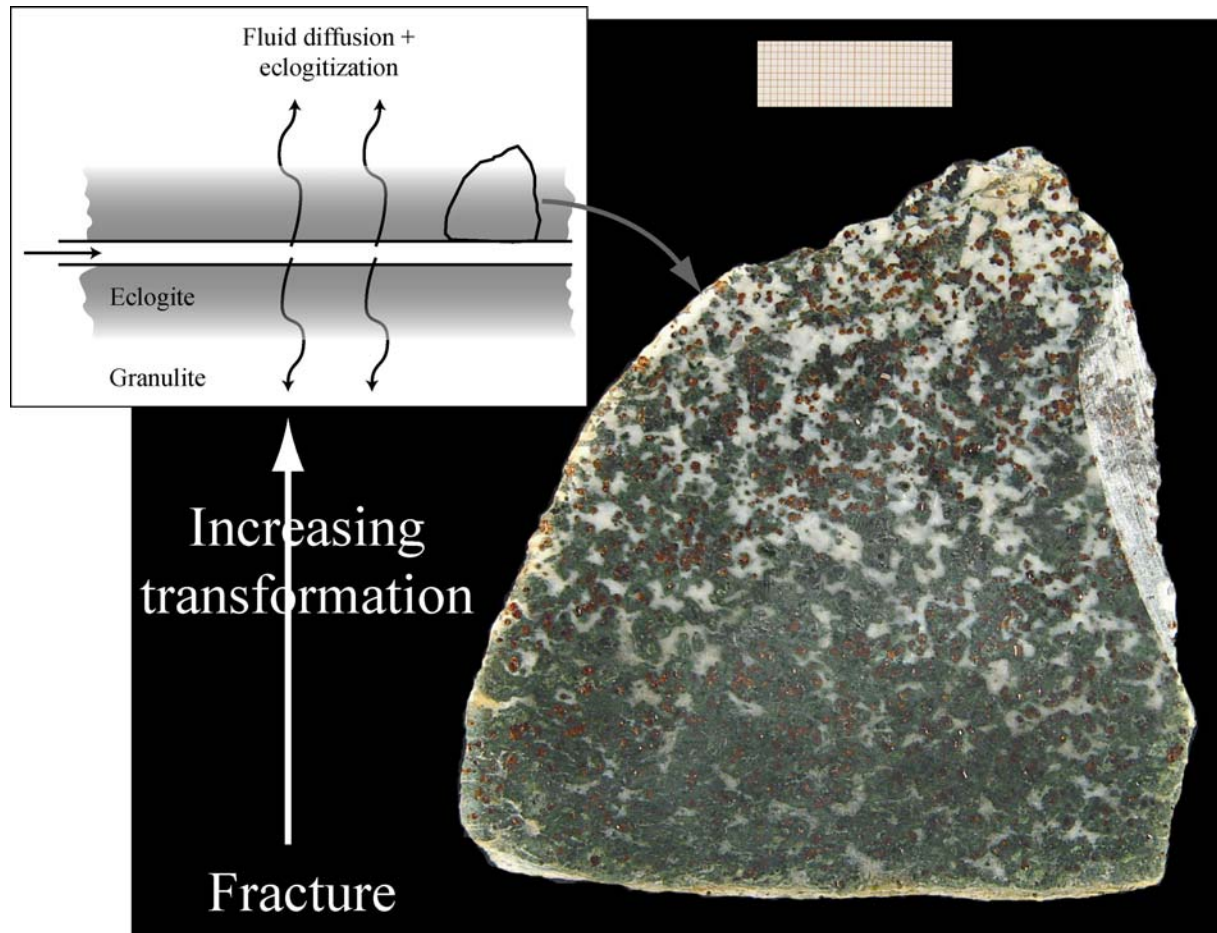


Fig. 4: Photograph of a section of rock sampled next to a macroscopic fracture. The fluid diffused from the macroscopic fracture into the the host granulite. Its concentration gradient resulted in the decrease in the extent of eclogitization from the fracture, visible at the sample scale.

Eclogite facies garnet variety

In the following observations, the terms “eclogitic/granulitic” garnet relate to the crystalline structure, naming it after the P T conditions where it grew, while the terms “grt I/II/III” refer to the chemical composition of the garnets.

Trails of eclogitic inclusions and reequilibrated garnet

In highly transformed samples, most inherited granulitic garnets are crosscut by 50-100 μm wide bands showing an enrichment in almandine component (grt II). Some of these bands are located on both sides of mineral-filled veins (omphacite, amphibole, phengite,

kyanite, quartz, dolomite), or trails of inclusions (Erambert and Austrheim 1993). Garnet fracturing occurred in the eclogitic P-T conditions, enabling fluid and element transport within the fracture and eventually crystallisation of aligned eclogitic inclusions. The almandine rich stripe is equivalent to the almandine rich band underlining some parts of the rim of the granulitic garnet : the fracture can be seen as a new grain boundary where the granulitic garnet started to react.

Reequilibrated granulitic versus grown eclogitic garnet

Whether a garnet was reequilibrated from a previous generation (involving only cation diffusion in an existing crystallographic structure) or was newly grown was determined from the comparison of almost-untransformed with eclogitized samples. The garnets in eclogitized samples (Fig. 5) have a core of granulitic composition (grt I) which gets smoothly alm richer towards the rim (grt II). The grt II and the outermost garnet (grt III) are separated by a sharp and straight boundary. This straight boundary reproduces the shape of euhedral granulitic garnet in uneclogitized samples. In addition grt II is always inclusion-free, while eclogite-facies inclusions are localized either at the grt II-grt III boundary or within grt III. Grt II is therefore a reequilibrated garnet, while grt III is an overgrowth that formed in the eclogite-facies P-T field.

The comparison of the compositions of the preserved granulitic (grt I : $\text{Alm}_{47}\text{Gr}_{15}\text{Py}_{38}$) and reequilibrated garnet (grt II : $\text{Alm}_{57}\text{Gr}_{18}\text{Py}_{25}$) shows that the reequilibration in the eclogite facies P-T conditions proceeds mainly through a Fe^{2+} -Mg exchange, the grossular fraction being roughly constant.

Annealed eclogitic fractures in granulitic garnet

The alignment of eclogitic inclusions, as well as the parallel band of grt II was used as an evidence for eclogite facies fracturing but late annealing was also assumed, as no present fracture is actually linking the inclusions (Erambert and Austrheim 1993). The BSE study of some granulitic garnets shows a thin band (1-10 μm) of dark garnet connecting the eclogitic inclusions, in the middle of the large band of light grt II (Fig. 6). This garnet (grt III f) has a composition very close to the overgrowths of grt III on the rim of the eclogitic garnet, and is sometimes connected to it (Fig. 7). It is interpreted as filling in the space between both sides of the fractures, in the same respect as other inclusions, but is indistinguishable from host garnet with optical microscopy and is visible with the BSE only when focusing on garnet mass contrast. All the samples showing the grt III f were collected in a small geographical area (500 \times 500m) in the breccia zone, while the three samples collected elsewhere, within large shear zones, do not have grt III f.

Two sets of eclogite facies garnet compositions

The observations above leads to the subdivision of garnets in two sets, corresponding either to reequilibrated garnet (grt II), or to garnet grown in the eclogite-facies (overgrowth on the rim of granulitic garnet – grt III r – or fracture infill – grt III f–). This sorting corresponds also to compositional differences in the grossular and almandine fractions. These two kinds of garnets are nevertheless associated with the eclogite facies P-T conditions, as they are not present in uneclogitized granulitic samples, and closely associated to characteristic eclogitic minerals such as highly substituted phengite or omphacite.

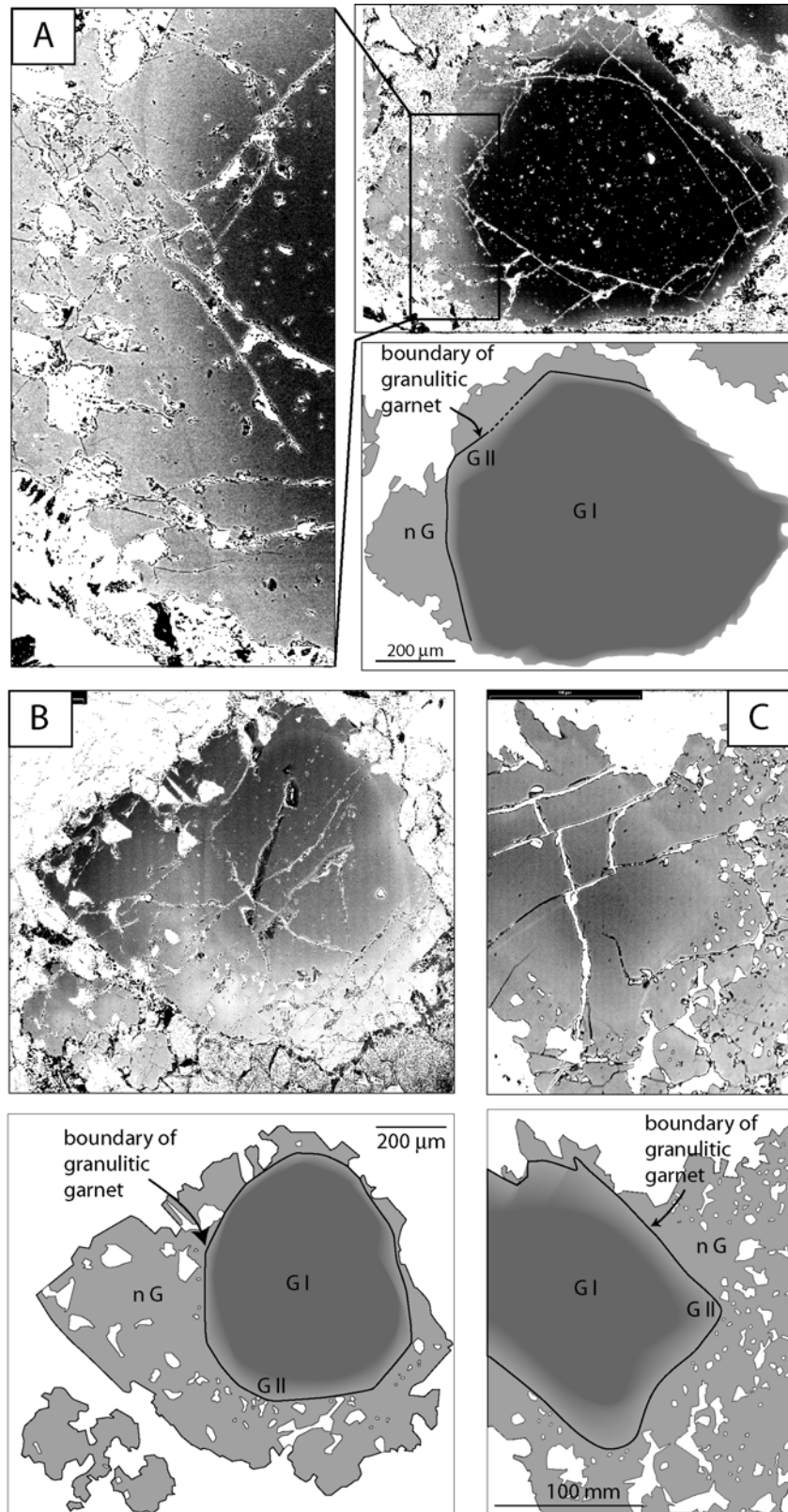


Fig. 5: BSE photographs of inherited granulitic garnets that are heterogeneously reequilibrated and locally surrounded by eclogitic garnet overgrowths. The limit between both garnets is a relatively straight line corresponding to the rim of the euhedral inherited granulitic garnet. On the inner side of this border, the granulitic garnet is reequilibrated within a bright band up to 50 μm wide. The brightness of this reequilibrated garnet decreases progressively to reach core values, corresponding to the fact that the chemical composition –hence the reequilibration extent- is continuous from rim to core. The grey levels distribution curve is narrow and centered around garnet, in order to see garnet mass heterogeneities, as a result most of the other minerals appear white. While the granulitic garnet, either reequilibrated or not, is inclusion-free, the eclogitic garnet overgrowths contain many inclusions. Note that due to a problem in device adjustment, a brightness gradient is superposed to mass contrast signal on image 3, with brightness increasing from top left to bottom right.

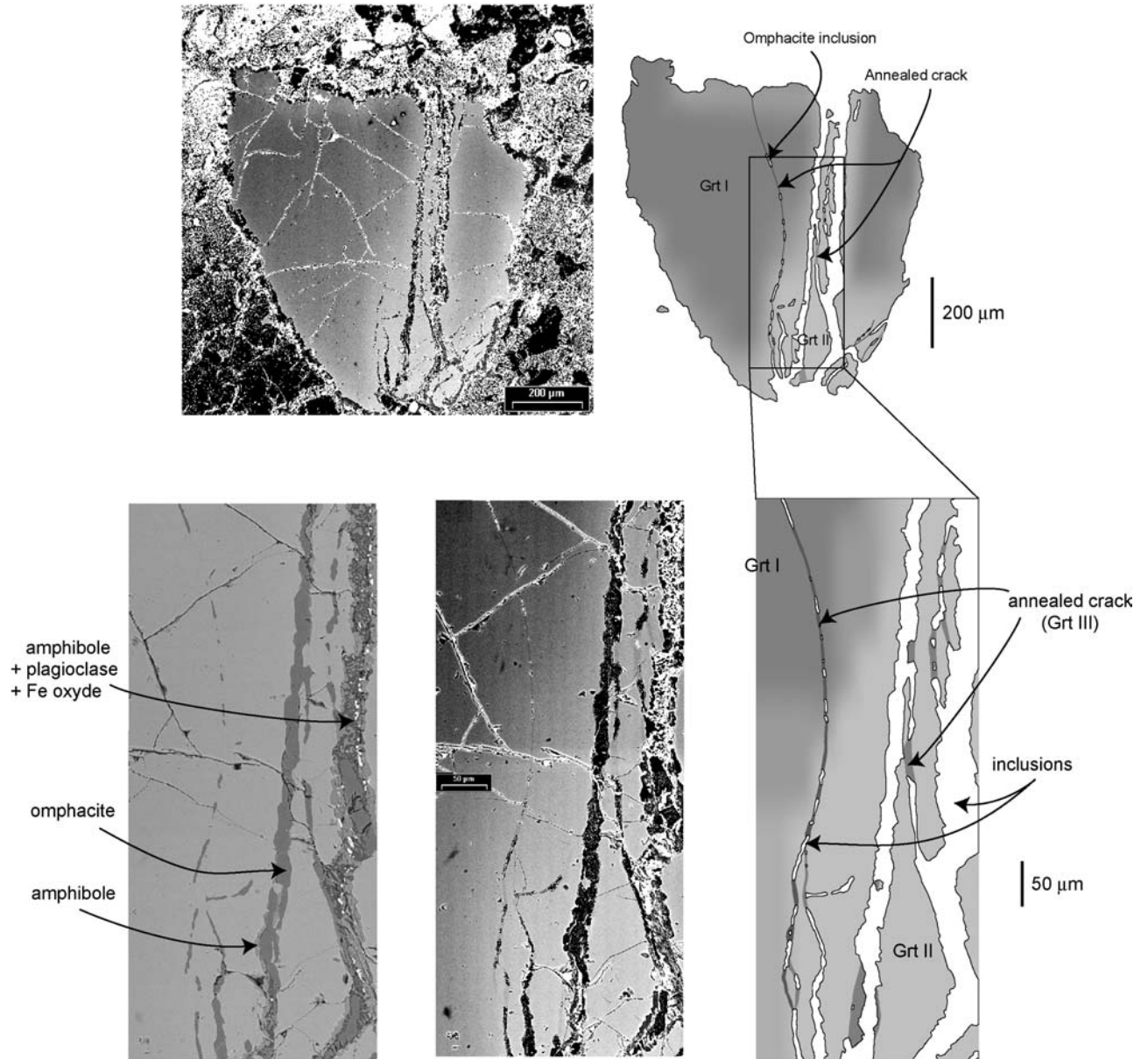


Fig. 6: BSE photographs of eclogitic fractures filled with eclogite facies-minerals and surrounded by a bright band of reequilibrated granulitic garnet (Grt II). In the left bottom photograph the grey level spectrum is wide, in order to see the different inclusions, while in the bottom middle one the spectrum is narrower to see garnet mass contrast. The granulitic garnet has preserved granulitic composition far from the vein and is increasingly reequilibrated toward the vein. In addition, apparently isolated omphacite inclusions are linked with one another by μ -wide dark garnet (Grt III) annealing the former cracks. The large vein on the right of the bottom photograph has been partially retrogressed in the amphibolite facies into a plagioclase+amphibole+Fe-oxyde assemblage.

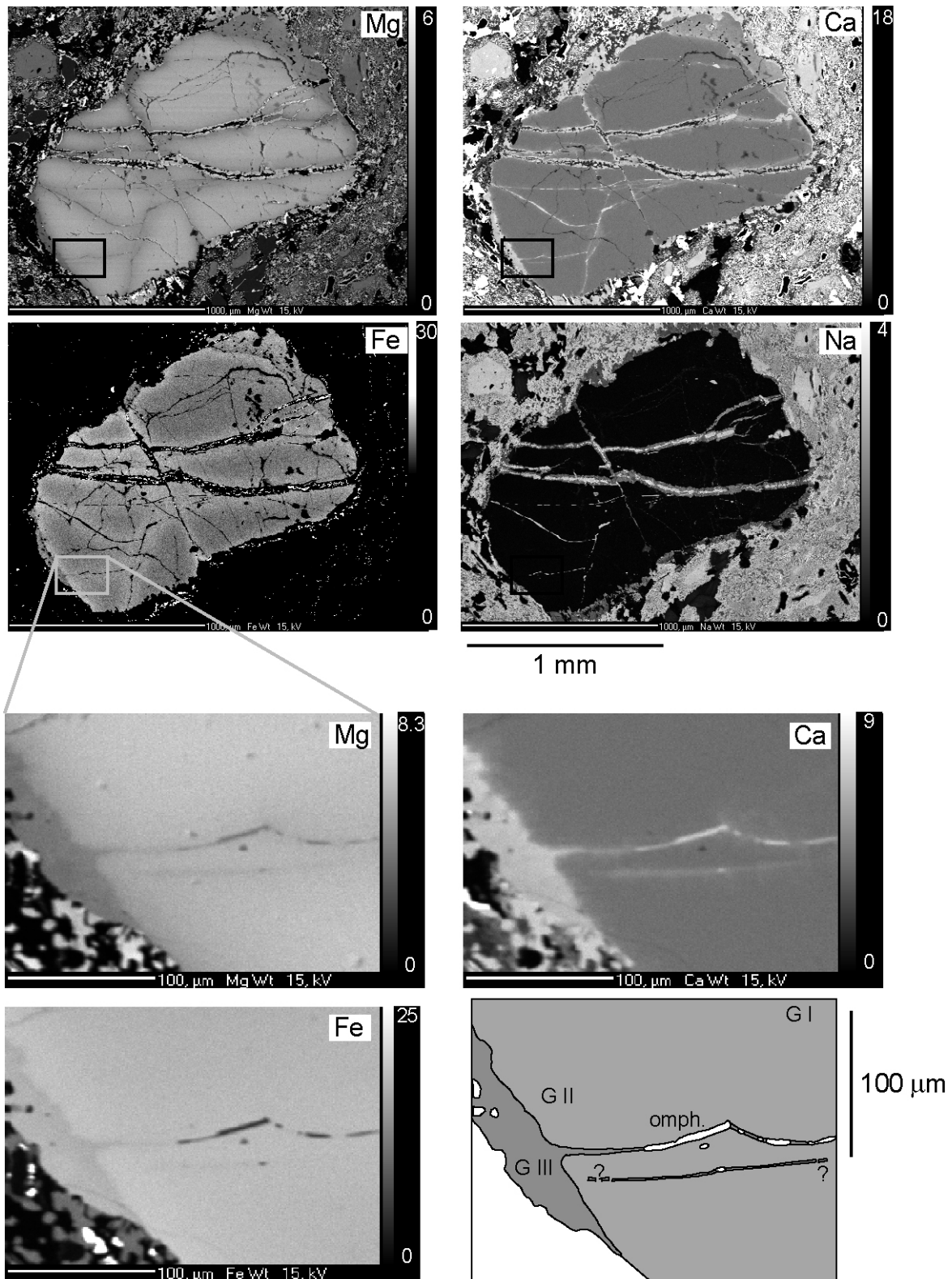


Fig. 7: Microprobe quantitative element map of a fractured granulitic garnet. The eclogitic fractures correspond either to large veins cutting through the garnet, or to discontinuous trails of omphacite inclusions linked by Grt III_f, both marked by bands of reequilibrated Grt II on their sides. The reequilibration of the granulitic garnet consists in Mg-depletion and Fe-enrichment. The granulitic garnet is also surrounded on its SW and NE sides by eclogitic overgrowths, which are richer in Ca than Grt I and II, and variably enriched in Fe compared to Grt I, but less than Grt II. The bottom zoom shows that Grt III_f within the crack has a composition close to the garnet overgrowth Grt III_r, and is connected to it. The scale bar on the sides of each photograph is the percentage of oxide weight (MgO, FeO, CaO and Na₂O).

Eclogite facies petrography

Mineral chemistry

All the following minerals were analysed with electronic microprobes CAMEBAX SX 50 and SX 100 at microanalyse center CAMPARIS in Paris (analysis conditions: 15 keV, 10nA, PAP corrections). In the samples where grt III f is present in the core of the fractures, the garnet inclusions are mainly omphacite and phengite (see tab. 1 for mineral compositions). Additional minute inclusions of quartz and dolomite are present. The size of omphacite and phengite is variable, from $\sim 1 \mu\text{m}$ to $\sim 50 \mu\text{m}$, and most inclusions are elongated in the direction of the fracture.

Omphacite

Omphacite was decomposed using the six end-members acmite, jadeite, diopside, hedenbergite, Fe/Mg pyroxene, Ca-Tschemak pyroxene. The projection onto the triangle jadeite-hedenbergite-diopside (Fig. 8) shows that the substitution FeMg_{-1} is relatively constant around 10%. The jadeitic substitution $\text{NaAlCa}_{-1}\text{Mg}_{-1}$ is clustered in the range 50%-70%. The isolated points outside this range may correspond to partially reequilibrated granulitic pyroxene. On the second triangular diagram the hedenbergite end-member is replaced by acmite, and the $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_{-1}$ substitution is concentrated in the range 0-20%. On both diagrams there is no significant difference between eclogitic pyroxene in the matrix and in inclusions within garnet.

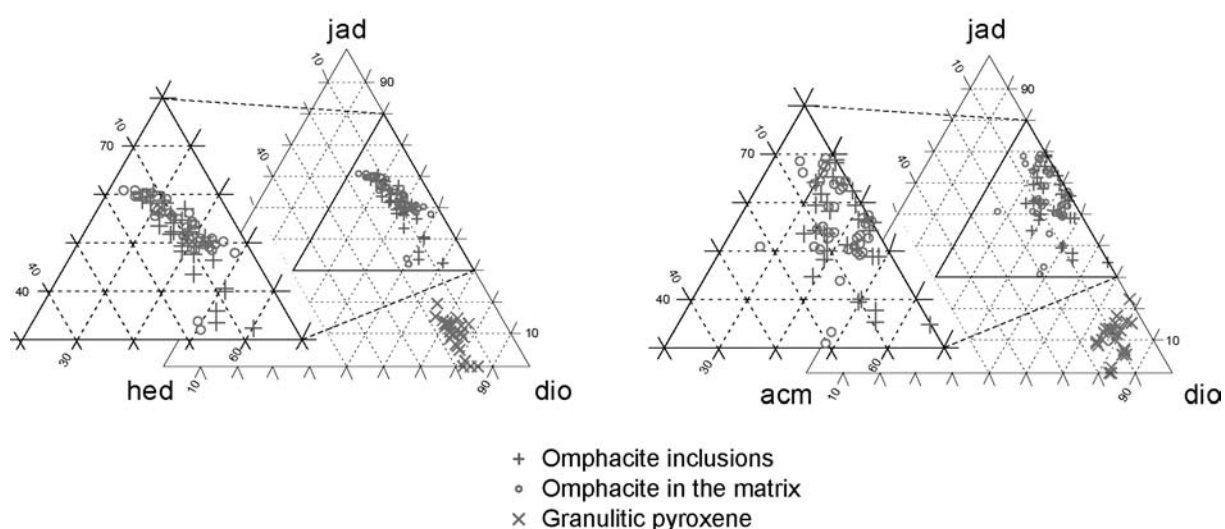


Fig. 8: Triangular decompositions of pyroxene compositions analysed with the microprobe. Three populations were distinguished: inherited granulitic pyroxene, eclogitic pyroxenes in fractures in garnet and eclogitic pyroxene out of garnet. The two eclogitic pyroxene populations plot on the same area of the triangles. Jad, hed, dio and acm stand for jadeite, hedenbergite, diopside and acmite, respectively.

Phengite

Phengite was decomposed using the five end-members trioctahedric mica, pyrophyllite, muscovite, celadonite and paragonite. The projection on the triangle ferroceldonite-magnesioceladonite-muscovite (Fig. 9) shows that the substitution FeMg_{-1} is relatively constant around 50%. The phengitic substitution $\text{X}^{2+}\text{SiAl}_{-1}\text{Al}_{-1}$, where X is either Fe or Mg, is

concentrated in the range 15-25%, corresponding respectively to stoichiometric $\text{Si}_{3,15}$ and $\text{Si}_{3,25}$. The comparison of the three sets of mica analysed – the inclusions of mica within granulitic garnet, the micas on the rim of granulitic garnets, and the micas in the matrix- do not show any systematic deviation.

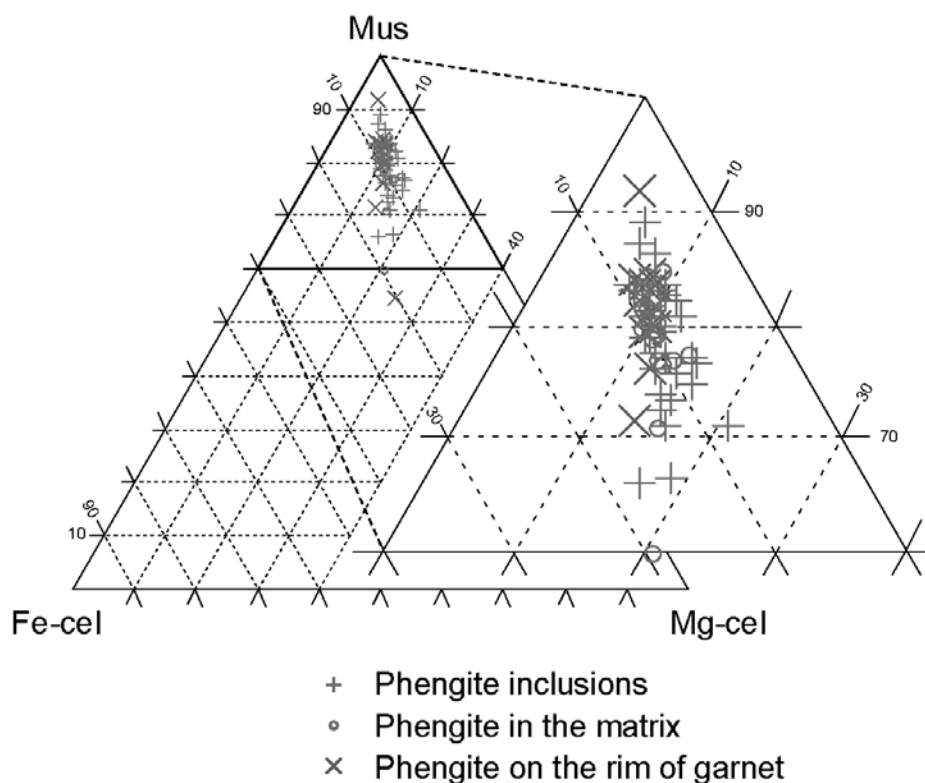


Fig. 9: Triangular decompositions of phengite compositions analysed with the microprobe. Three populations of eclogitic phengites were distinguished based on their position with respect to granulitic garnets: in fractures in garnets, in contact with the rim of the garnet and far from the garnets. All the phengite populations plot on the same area of the triangles. Mus and cel stand for muscovite and celadonite, respectively.

Garnet

Garnet was decomposed using the four end-members almandine, grossular, pyrope and spessartine. To determine the proportion of almandine, we assessed first the proportion of Fe^{3+} in the Fe_{total} analysed using the stoichiometric method developed by Droop (1987). The proportion of spessartine being always less than 3%, all the following garnet compositions are analysed in the almandine-pyrope-grossular triangle (Fig. 10).

Granulitic garnet (Grt I)

The granulitic garnet has relatively homogeneous compositions around $\text{Alm}_{47}\text{Gr}_{15}\text{Py}_{38}$.

Reequilibrated granulitic garnet (Grt II)

The grt II is granulitic garnet reequilibrated by diffusion from the rim into the core. The extent of this reequilibration ranges from zero (unreacted core) to maximum reequilibration (rim). This reequilibration proceeds mainly through the substitution FeMg_{-1} , with minor enrichment in Ca. The endmember grt II has the composition $\text{Alm}_{57}\text{Gr}_{18}\text{Py}_{25}$.

Eclogitic garnet (Grt III)

The two distinct structures of eclogitic garnet - ie in the core of the fractures (grt III f) or in overgrowth on the rim of the granulitic garnet (grt III r) – have compositions clustered in the same area of the triangle, what is consistent with the evidence of eclogitic fracture merging into garnet overgrowth (Fig. 7). The grt III compositions are relatively scattered, with $0,48 < X_{alm} < 0,54$, and $0,23 < X_{gro} < 0,30$, but they are systematically richer in grossular than grt II. The almandine fraction is larger than in grt I, but slightly smaller than in grt II.

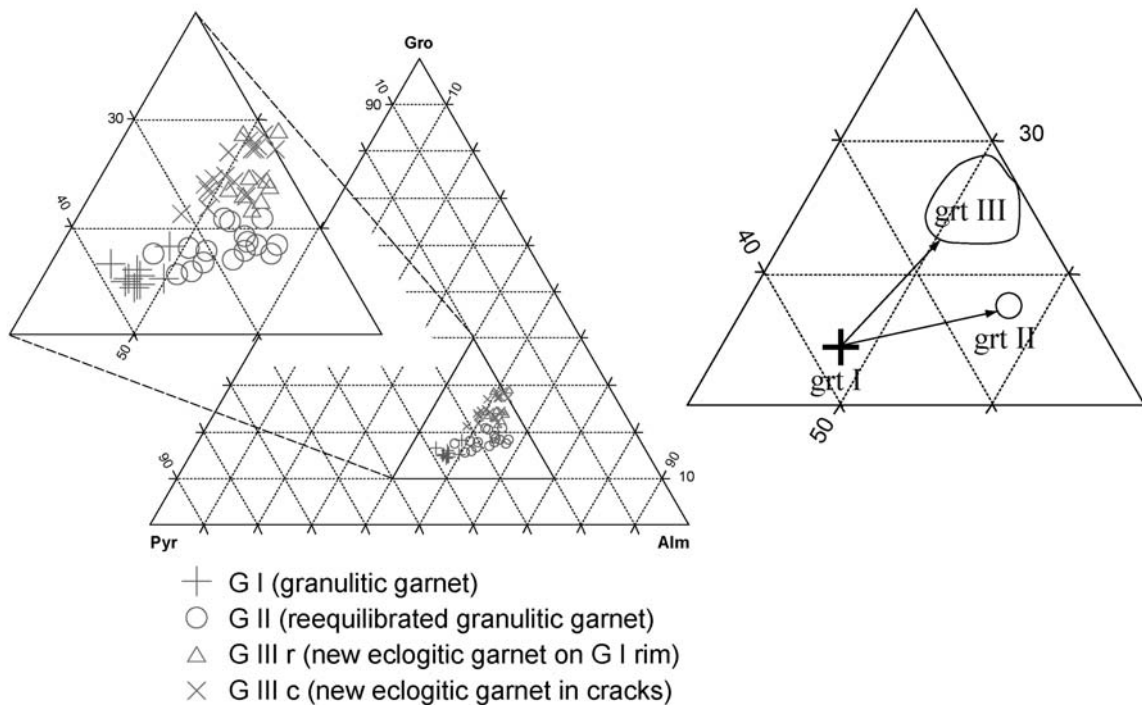


Fig. 10: Triangular decompositions of garnet compositions studied with the microprobe. The garnet populations were divided in four lots: preserved garnets (Grt I), analysed in the core of inherited granulitic garnets, reequilibrated garnets (Grt II), analysed near the rim of granulitic garnets, eclogitic garnet overgrowths (Grt IIIr), and eclogitic garnet fracture filling (Grt IIIf). The two latter eclogitic garnet compositions plot on the same area of the triangle. Pyr, alm and gro stand for pyrope, almandin and grossular, respectively. The sketch on the right shows the exchange vector leading to the equilibrium eclogitic composition (Grt III), and the actual exchange vector that passes through the range of reequilibrated compositions (Grt II).

Mineral relations within eclogitic fractures

The filling of the eclogitic fractures is made first of discontinuous elongate inclusions of mainly omphacite and phengite, second of grt III f between the former inclusions. As a result these inclusions are in contact on their “long” side with grt II that makes the wall of the fracture, and on their “short” side with grt III f that filled in the fracture. Profiles performed in inclusions show that most omphacite and phengite inclusions analysed are unzoned and share therefore fresh grain boundaries with both garnets grt II and III f. There is thus contact between *one* set of omphacite and phengite compositions, and *two* sets of garnet compositions.

Thermobarometric analysis of equilibria in eclogitic fractures

Annealed eclogitic fractures in garnet constitute the most appropriate zones to study the relations between eclogite facies minerals in order to understand the variety in garnet compositions. The eclogitic assemblages in the fractures were indeed relatively well preserved of the subsequent amphibolite facies retrogression. While the matrix is deeply retromorphosed into a symplectite of plagioclase + amphibole and plagioclase + pyroxene (Kühn 2002), most eclogitic minerals within eclogitic fractures in garnets were metastable all along the exhumation path. The veins are often a complex chemical system different from the whole rock system, due to significant ionic segregation (Dipple and Ferry 1992). This is not the case here, as omphacite, phengite and garnet compositions are the same in the matrix and in eclogitic fractures. The chemical system within fractures is therefore representative of the bulk rock evolution.

P-T determinations

The P-T conditions were determined with the software THERMOCALC 3.1 (Holland and Powell 1990; Holland and Powell 1998; Powell and Holland 1988), using triplets omphacite-phengite-garnet. Only very few granulitic garnets have fractures containing inclusions of both phengite and omphacite. As a result, most of the estimations were carried out with either the phengite or the omphacite of the triplet taken not in the fracture but in the vicinity of the garnet analysed. For each eclogitic fracture studied, two estimations were performed, one with the grt II, the other with the grt III f, both in contact with the inclusion used in the triplet. The purpose of this study is to determine which one among the two garnet compositions is in equilibrium, by the use of two methods. First P-T results with grt II and grt III f were compared with previous estimations. Second Thermocalc was used not to get P-T results, but to assess how well constrained these results are.

The average of the P-T conditions on the 18 triplets analysed is 18,5 kbars and 737°C with grt II and 20,5 kbars and 718°C with grt III. Both results are really close to the conditions determined by Jamtveit et al. (1990), as $P > 19$ kbars and T in the range 700-750°C (Fig. 11).

The four independent equilibria between the three minerals of the triplets are drawn as four curves on the P-T diagram. If the three minerals are in perfect equilibrium, these four curves cross on one single P-T point. In any real case the curves do not exactly converge and average conditions \bar{P} and \bar{T} are computed. The adequacy of this averaging is assessed by first performing a chi-squared test and, if successful, by considering the size of the uncertainty ellipse.

The “sigfit” parameter is the result of a chi-squared test, and with four reactions, the averaging of P and T is reasonable with 95% confidence if “sigfit” < 1,73. The “sigfit” is a binary criterion, estimating whether the \bar{P} and \bar{T} results have passed a chi test or not; but a sigfit of 0,1 is not “better” than one equal to 1,5 (Powell and Holland 1988). Only in few cases is the averaging not valid with grt II while valid with grt III f with the corresponding pair phengite/omphacite (Fig. 12). In general triplets with both garnets pass the test.

The uncertainty ellipse is enclosed in a rectangle of size $2\sigma_P \times 2\sigma_T$, where σ_P and σ_T are uncertainties on P and T, respectively. The smaller the uncertainties are, the more accurate the estimated \bar{P} and \bar{T} are and the more achieved the equilibrium is. The average $\bar{\sigma}_P$ over the 18 triplets is 4,65 kbars with grt II and 3,5 kbars with grt III f. The average $\bar{\sigma}_T$ over the 18 triplets is 99°C with grt II and 80°C with grt III f.

Both garnets compositions are at equilibrium “enough” so that P-T determinations are possible. Nevertheless the corresponding results show that grt III f is statistically closer to equilibrium than grt II.

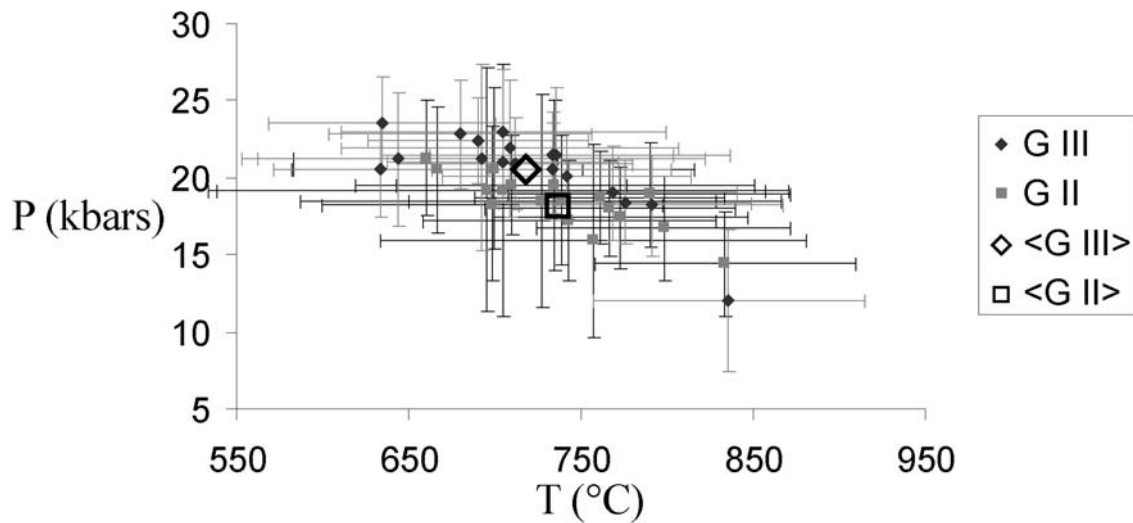


Fig. 11: P-T estimations performed with Thermocalc, using omphacite-phengite-garnet triplets. In each triplet, either omphacite or phengite was an inclusion in an annealed eclogitic fracture through garnet. For each triplet, two garnet compositions were used, either Grt II or Grt III, both in contact with the omphacite or phengite inclusion. and refer to the averages of P-T estimations calculated with Grt II and Grt III, respectively.

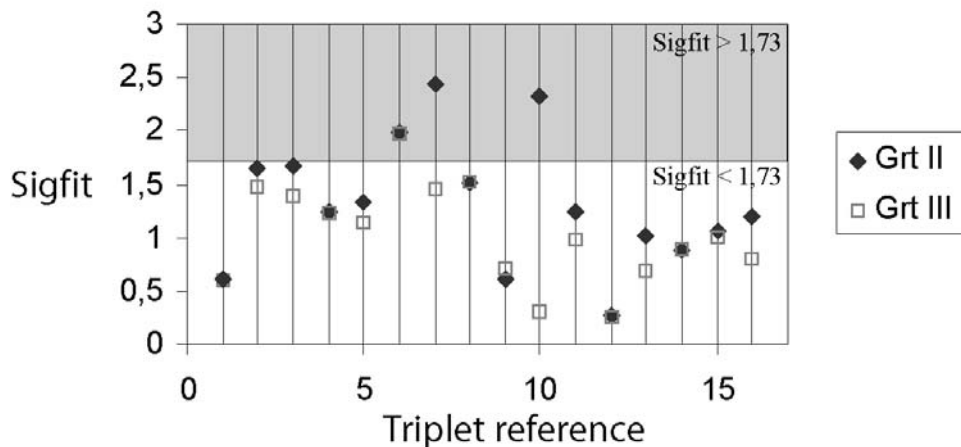


Fig. 12: Sigfit associated to P-T estimations, resulting from a chi-squared test. For P-T estimation to be reliable with 95% confidence, sigfit must be less than 1,73. The estimations are paired, as two estimations are performed with the same omphacite and phengite, using either Grt II or Grt III.

P-T pseudosections

P-T determination methods use actual mineral compositions and activity models, and compute independent reactions curves by zeroing Gibbs reaction energies $\Delta_r G$'s. The principle underlying pseudosections is the minimization of the Gibbs energy (G) of the chemical system of interest for given P-T conditions. The computation of this minimum enables the determination of mineral modes and compositions. Pseudosections are therefore the appropriate tool to study the garnet compositions at equilibrium over a range of P-T conditions.

The input of pseudosections performed with software THERMOCALC 3.1 consists of the system composition and mineral activity models (see Appendix A for the latter). The samples studied (C01 and E01) were almost completely eclogitized, the only remnants of the granulite facies assemblage are the granulitic garnets containing grt II and grt III. Both samples show also a local amphibolite facies overprint with symplectite formation.

Chemical system composition

Whole rock analyses

Whole rock analysis were performed in the "Service d'Analyses des Roches et des Mineraux" of the "Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques" in Vandoeuvre Les Nancy (see analysis of samples C01 and E01 on tab. 2). Pseudosection construction requires the knowledge of the whole rock composition in the eclogite facies conditions, but the chemical analyses are made on the samples after their exhumation and the possible associated chemical variations. The comparison of close samples of untransformed with strongly eclogitized and amphibolitized granulite by [Kühn, 2002, paper 1] demonstrates that the Caledonian metamorphism is isochemical at the handspecimen scale with respect to trace and major elements. The analyses of major elements carried out here are therefore relevant for the in situ eclogite facies whole rock composition.

H₂O content

H₂O content was estimated by loss on ignition. The present quantity of water is not necessarily the quantity that was actually present in the rock under eclogite facies conditions. The volatile content is indeed larger for the amphibolites than for the eclogites (Kühn 2002). The samples C01 and E01 show at the cm-scale large areas of amphibolite-facies symplectites, but on the outcrop scale these samples are not in the vicinity of any of the amphibolitic decam-sized fractures that enabled fluid flow. We assume therefore that amphibolitization reactions used the stock of water already present in the samples and that no hydration was associated to this metamorphism. As a result the present and the eclogite-facies water content are considered as equal.

Reacting system

The chemical system that tends to minimize its G under given P-T conditions is not necessarily the whole rock. The preservation of granulitic garnets with granulitic compositions (grt I) even in the most transformed samples is actually an evidence that the core of these garnets never reacted during the whole Caledonian history. As a consequence, this unreacting fraction must be subtracted of the whole rock analysis to determine the correct chemical system. This unreacting fraction is in our case the volume of grt I, which is equal to the volume of granulitic garnet minus its reequilibrated fraction. The proportion of granulitic garnet was determined optically from its surfacic density on a thin section ($\sim 3 \times 4,5 \text{ cm}$), and is equal to 13% for C01. The fraction of granulitic garnet that remained

unreacted is highly variable from one garnet to another. The unreacting part is therefore an unknown fraction f_{unr} of the total granulitic garnet volume.

The chemical system studied here consists of inclusions within eclogitic fractures, it is therefore only a subset of the bulk rock chemical system. Nevertheless, the mineral compositions in the matrix and in the fractures being the same, the bulk rock composition can be used to study the chemical behaviour within fractures.

Fe³⁺ content

The $\frac{FeO}{(FeO + Fe_2O_3)}$ ratio decreases from around 0,76 during granulite-facies conditions to values between 0,58 and 0,62 during eclogite-facies conditions, due to a change in oxydizing conditions (Kühn 2002). We used a value of 0,6.

Pseudosection construction

Parameter determination

Several G minimizations were performed to estimate the value of the unknown parameter f_{unr} . Values were considered as realistic if the resulting equilibrium assemblages comprised the major minerals observed in thin sections. Subtracting 100% or 75% of the total granulitic garnet ($f_{unr}=1$ or 0,75) results in an unrealistic assemblage where no garnet is formed. A medium value of 50% of unreacting granulitic garnet was finally chosen.

P-T grid

P ranges from 18 to 23 kbars, and T ranges from 670 to 800°C. These ranges enclose the average P-T conditions estimated by THERMOCALC and have sizes comparable with the associated average uncertainties (see Fig. 11).

Results

The petrogenetic grid is built up by comparing the minimum value of G for all the assemblages with a variance ≥ 0 formed of a combination of minerals among the list muscovite-amphibole-paragonite-omphacite-garnet-orthopyroxene-epidote-quartz-kyanite-H₂O. In the following mineral assemblages are named after the missing minerals : [A,B] corresponds to an assemblage where all the minerals of the above list are present except A and B. Over the P and T ranges studied, 4 distinct fields coexist (Fig. 13): 2 fields with a variance of 4 ([par,opx,H₂O] in the low P-low T corner, and [amph,par,opx] where the black star lies) and two fields with a variance of 5 ([amph,par,opx,H₂O] in the low T-high P corner and [amph,epid,par,opx] in the high T field).

P-T conditions determined with grt II and grt III f (plotted respectively as a black circle and star) are both within the field [amph,par,opx], the latter being very close to the field [amph,par,opx,H₂O]. The limit between these two assemblages separates two fields with different variance, it corresponds to the disappearance of H₂O (curve H₂O out) in the assemblage [amph,par,opx]. This limit is difficult to localize precisely, resulting in its drawing with straight segments.

To study the variations in the equilibrium garnet compositions within the [amph,par,opx] field, the isopleths of almandine and grossular fractions in garnet are drawn. These isopleths should be continuous over the limit "H₂O out", but the match is not perfect and the gap amounts to around 5%. Instead of plotting the isopleths within the

[amph,par,opx,H₂O] field, garnet compositions are given for two particular P-T conditions corresponding either to a 3 kbars P increase or a 25°C decrease with respect to the black star.

The grossular fraction of the garnet for the conditions determined with both grt II and III f are around 30%, and all over the field [amph,par,opx] the grossular fraction is >28%. On the two points within the field [amph,par,opx,H₂O] the minimum grossular fraction is 26%. These computed grossular fractions are in much better conformity with grt III f (0,23<X_{gro}<0,30) than with grt II (X_{gro}=0,18). The computed almandine fraction range (0,45-0,5) is also closer to grt III f compositions (0,48<X_{alm}<0,54) than grt II (X_{alm}=0,57).

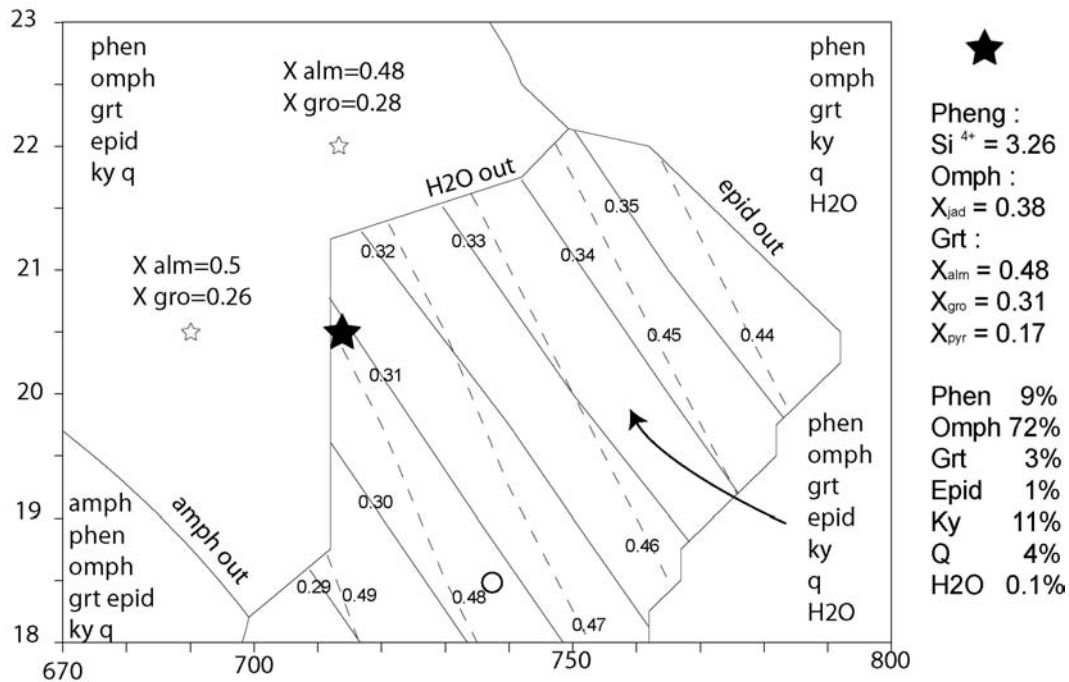


Fig. 13: Pseudosections built with a bulk composition equal to $C_{C01} - fC_{Grt}$, where C_{C01} is the bulk composition of C01, C_{Grt} is the composition of the granulitic garnet, and f is the massic proportion of inherited garnet times the fraction of this inherited garnet that remains unreacted during eclogite-facies metamorphism. Each field is labelled after the set of minerals present in the equilibrium assemblage. A line separating two fields with different variances is named after the mineral that disappears between the two assemblages. The empty circle is located on the average P-T conditions estimated with Grt II and the black-filled star on the P-T conditions estimated with Grt III. Solid lines within the central field are grossular isopleths, dashed lines almandine isopleths. Garnet compositions were also calculated for two P-T conditions within the NW field (the two empty stars). On the right, minerals modes and compositions are given for the P-T conditions assessed with Grt III.

The computed minerals modes and compositions are given for the grt III f P-T conditions (20,5 kbars 718°C). Omphacite is the dominant mineral in the computed modes, which is in agreement with thin section analyses. The computed omphacite can be decomposed as 0,38 jadeite, 0,34 diopside, 0,1 hedenbergite and 0,18 acmite. The jadeitic substitution between jadeite and diopside (NaAlCa₁Mg₁) is therefore equal to 53%, which is in the range encountered in the analysed omphacites (50-70% jadeitic substitution, see section “Mineral Chemistry”). The second index mineral is phengite, and the computed stoichiometric silicon content is 3,26 Si atoms per phengite. This value is very close to the

3,15-3,25 range analysed in phengites. The computed garnet composition ($X_{alm}=0,48$, $X_{gro}=0,31$), is also similar to grt III f compositions ($0,48 < X_{alm} < 0,54$, and $0,23 < X_{gro} < 0,30$).

Pseudosection yielded therefore realistic mineral assemblage, and the computed garnet compositions supports the idea that the grt III f is the eclogite facies equilibrium garnet, while grt II is an inherited granulitic garnet that started to react but did not reach equilibrium.

Reequilibration processes

The reequilibration of the granulitic garnet proceeds through diffusion from its rim. The diffusion potential stemming from the compositional difference between the equilibrium garnet composition grt III f ($0,48 < X_{alm} < 0,54$, and $0,23 < X_{gro} < 0,30$) and grt I ($X_{alm}=0,47$ and $X_{gro}=0,15$) implies an flux in of Ca and to a smaller extent Fe, and an flux out of Mg, or in other words a small Fe-Mg and a large Ca-Mg diffusional exchange.

Grt II – Grt III profiles

In order to analyse the diffusion processes affecting the granulitic garnet, we have performed profiles perpendicular to eclogitic fractures, which run therefore in grt III f and in grt II. The chemical boundary between grt II and III f is sharp and consists in a decrease in X_{alm} and an increase in X_{gro} , from grt II into grt III (Fig. 14-3 and -4). The amount of variation ranges from 1 to 5 % of endmember proportion depending on the profile. The chemical variation is qualitatively the same but is sharper on profiles 10-1 and -2, which run perpendicular to the grt II - grt III r boundary. The decrease in X_{alm} is ~5%, and the increase in X_{gro} is larger than 10 % on profile 2.

While grt III is relatively homogeneous within each profile, the composition of grt II evolves between its outer boundary and the granulitic core that was not reequilibrated. This evolution is most manifest on profiles 1 and 2. Within grt II, the X_{alm} is maximum very close to the grt II – grt III boundary, showing some kind of narrow plateau on profile 2, then decreases smoothly over ~100 μm to reach the X_{alm} of grt I. The X_{gro} of grt II is also maximum on its outer border, then decreases sharply over ~20 μm to reach the X_{gro} of grt I.

Both X_{gro} and X_{alm} evolution within grt II are diffusional profiles from the garnet boundary (fracture or crystal rim) into its core showing enrichment in Fe and Ca and depletion in Mg. The Fe-Mg interdiffusion is much more penetrative than Ca-Mg interdiffusion; this is attested by the diffusional characteristic length: X_{alm} decreases to grt I values over ~100 μm , whereas X_{gro} decreases to grt I values over less than 10-20 μm .

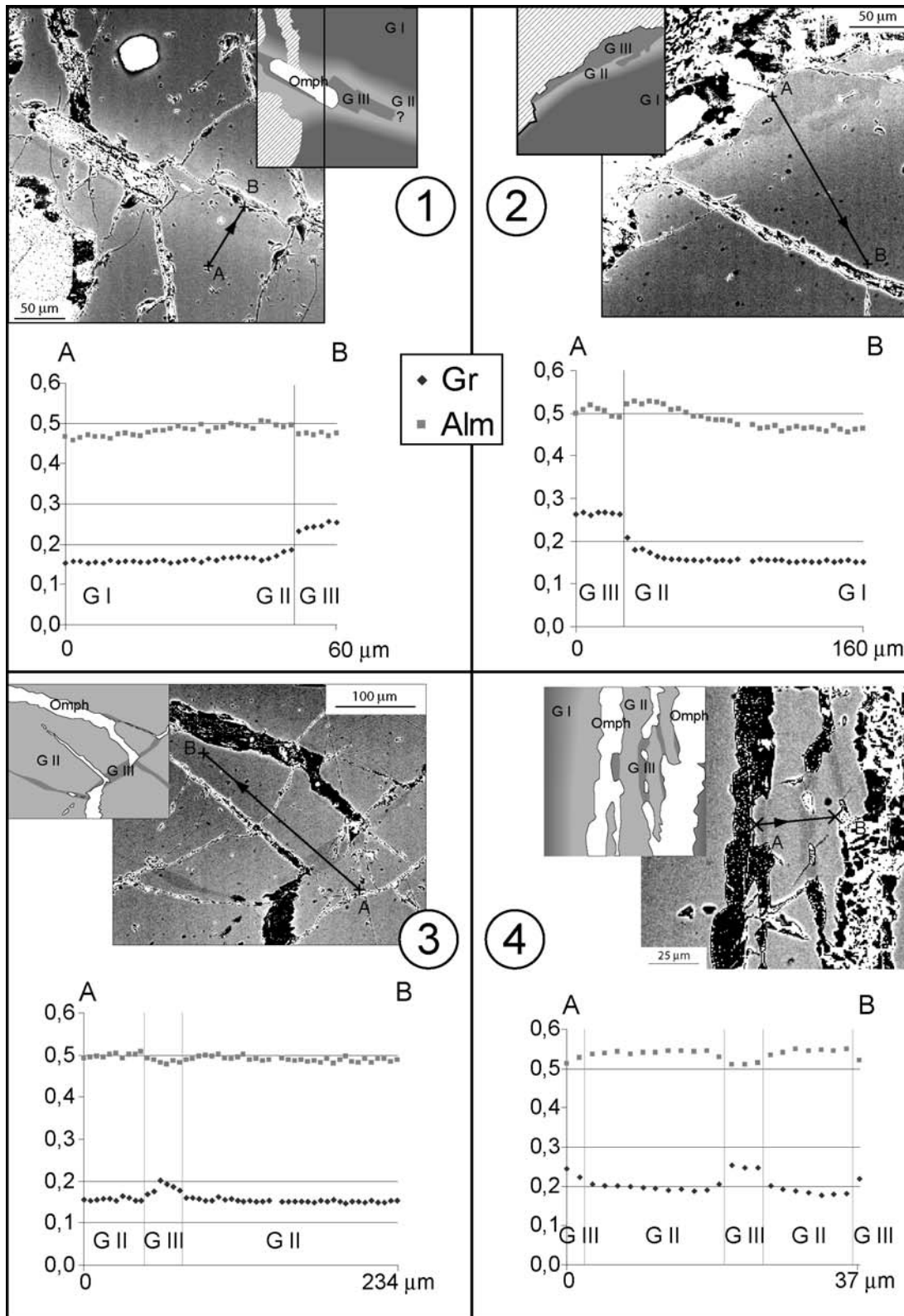


Fig. 14: Microprobe profiles within garnet running through the Grt II-Grt III boundary. The top left BSE photograph shows Grt III located on the boundary of two granulitic garnets, the top right one eclogitic garnet overgrowth, the bottom ones eclogitic garnet filling eclogitic fractures within garnet. The scales of the profiles are garnet endmember fractions. All profiles show a variable but sharp drop in grossular fraction and increase in almandine fraction from Grt II into Grt III. Within the granulitic garnet the reequilibration proceeds through a continuous increase in almandine fraction from core to rim, without change in Ca content.

Diffusion source

Once fractures were created within a granulitic garnet, elements were transported from the matrix into the garnet. The garnet inclusions inherited from the granulite facies metamorphism are relatively rare, whereas inclusions associated to eclogitic fractures are numerous. In addition none of the frequent granulite-facies inclusions (biotite, corundum, spinel) contains Na, while one of the major eclogite-facies inclusion is omphacite. It is therefore unquestionable that there was element transport during the eclogite facies phase at a scale at least equal to the size of the garnet. It is beyond the scope of this paper to discuss the precise physical mechanisms of this transport – solid diffusion through grain boundary vs diffusion within a “true” water phase- but the set of all these mobile elements can be considered as a source for diffusion into the granulitic garnet. Once the eclogitic fracture has been annealed by the crystallisation of inclusions and grt III f, then the source changed and became the set of these minerals. The relative contribution of this second source can be assessed by comparing the width of the annealed eclogitic fractures to the diffusion penetration length: while elongate omphacite, phengite and grt III f are generally a few μm wide, the zone enriched by a few % in Fe within the granulitic garnet can reach 150 μm (Fig. 7). Most of the Fe-Mg and Ca-Mg exchanges affecting the granulitic garnet were achieved with the “mobile elements source” (phase I), before crystallisation of inclusions and grt III f in the fracture (phase II), altogether under eclogite-facies conditions (Fig. 15).

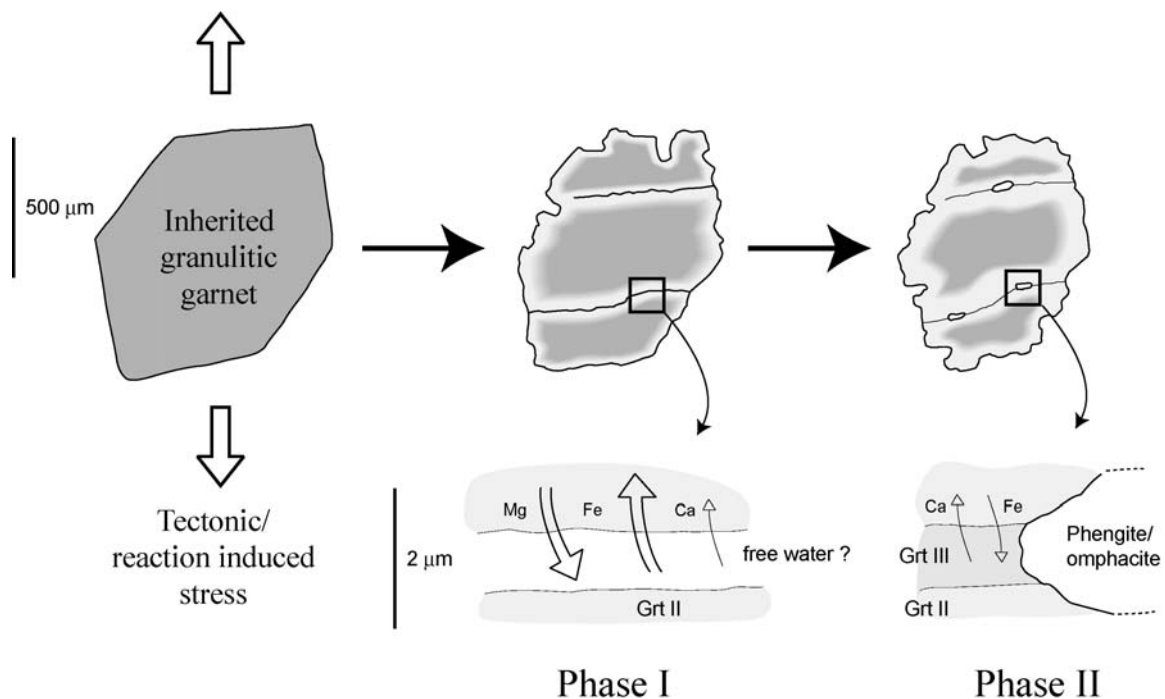


Fig. 15: Evolution model for garnet fracturing, diffusion and crystallisation within fractures in Caledonian eclogite-facies conditions. In the first phase, garnet fracturing due either to tectonic or reaction-induced stresses enabled element transport and diffusion into the granulitic garnet. In the second phase, crystallisation of omphacite, phengite and garnet (Grt III) within the fracture led to its annealing. There was little solid diffusion into the granulitic garnet after that stage, as attested by the sharp compositional gradients across the Grt II-Grt III boundary.

Reequilibration path

The reequilibration of the granulitic garnet proceeds mainly through Fe-Mg exchange. On the other hand the exchange vector joining grt I and grt III consists mainly of Ca-Mg exchange. The reequilibration of grt I proceeds therefore along a direction that does not lead to grt III composition, but to a “reequilibrated endmember” (Fig. 10). The reason for this non-colinearity is discussed below, but a related question is what composition has the “reequilibrated endmember” to which diffusion in the granulitic garnet leads.

The endmember grt II has the composition $\text{Alm}_{57}\text{Gr}_{18}\text{Py}_{25}$. It is richer in almandine than the equilibrium grt III by a few percent ($0,48 < X_{\text{alm}} < 0,54$ in grt III), it reequilibrated therefore in Fe beyond the equilibrium X_{alm} . In terms of Fe-Mg partitioning, grt II has nevertheless intermediate X_{Mg} value between grt I and III. X_{Mg} ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) is constant in the core, which is not reequilibrated, then decreases constantly toward the rim as the extent of reequilibration increases, and finally the outer garnet (grt III) has the smallest X_{Mg} .

The partitioning of Fe-Mg between the garnet and the rest of the chemical system is therefore dependent on the X_{gro} . Grt II, which is poorer in Ca than grt III, reequilibrates to a higher X_{Mg} . This relevance of this interpretation can be assessed by studying the Fe-Mg partitioning between garnet and clinopyroxene. The empirical relation given by (Ellis and Green 1979)

$$T(K) = \frac{3104X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} + 3030 + 10,86P(kb)}{\ln K_D + 1,9034}$$

with $K_D = \frac{(\text{Fe}^{2+} / \text{Mg}^{2+})^{\text{Grt}}}{(\text{Fe}^{2+} / \text{Mg}^{2+})^{\text{Cpx}}}$

states that for given P, T, and clinopyroxene X_{Mg} , an increase in the X_{gro} of garnet is balanced by an increase in K_D , resulting from a decrease in garnet X_{Mg} . This experimental law is therefore qualitatively in agreement with the coexistence in our samples at the same P and T of high X_{gro} -low X_{Mg} grt III and low X_{gro} -high X_{Mg} grt II.

The relation between garnet X_{gro} and Fe-Mg partitioning between garnet and clinopyroxene was quantitatively tested on the updated calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer by Krogh Ravn (2000b). The P-T-composition relationship is

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{\left[1939,9 + 3270X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} - 1396(X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 + 3319X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}} - 3535(X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 \right.}{\ln K_D + 1,223} - 273$$

$$\left. + 1105X_{\text{Mg}\#}^{\text{Grt}} - 3561(X_{\text{Mg}\#}^{\text{Grt}})^2 + 2324(X_{\text{Mg}\#}^{\text{Grt}})^3 + 169,4P(\text{GPa}) \right]$$

where $K_D = \frac{(\text{Fe}^{2+} / \text{Mg}^{2+})^{\text{Grt}}}{(\text{Fe}^{2+} / \text{Mg}^{2+})^{\text{Cpx}}}$, $X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}}$, $X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}} = \frac{\text{Mn}}{\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}}$,

and $X_{\text{Mg}\#}^{\text{Grt}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$.

The calculated temperatures are unrealistically too high (Fig. 16); this geothermometer cannot be used to assess the equilibrium temperatures. We can nevertheless use it to estimate the temperatures *variations* between different garnets and a fixed clinopyroxene compositions. In spite of a relatively large scatter, temperatures of grt III and grt II are very close, whereas less reequilibrated garnet yield much higher temperatures.

The behaviour of garnet as to Fe-Mg exchange with clinopyroxene supports the idea that even if the granulitic garnet does not reequilibrate on the line leading to the grt III, the reequilibrated endmember (grt II) and the grown garnet (grt III) correspond to the same P-T conditions.

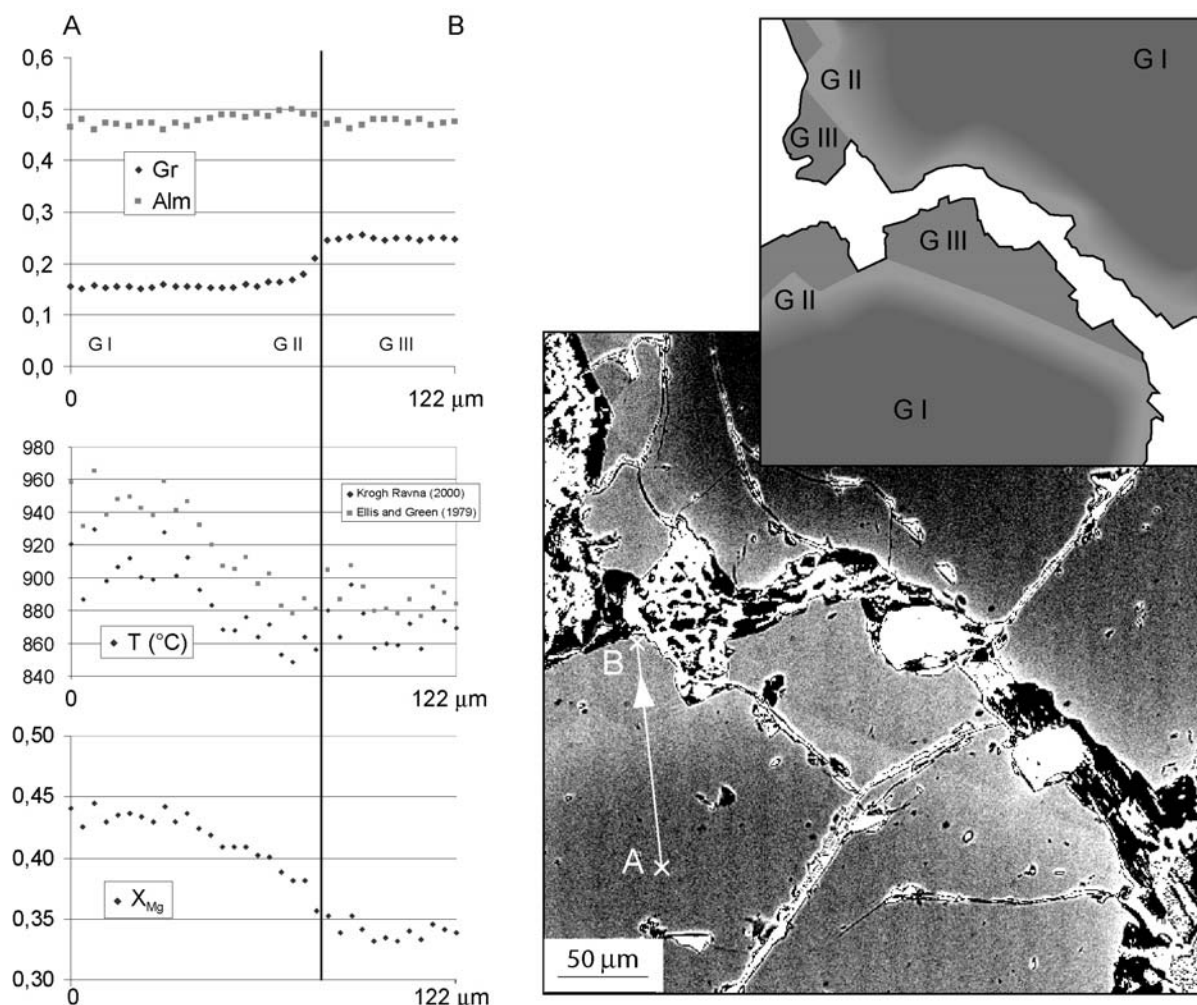


Fig. 16: Microprobe profiles through garnet, from Grt I in the core of a granulitic garnet to eclogitic garnet (Grt III) crystallised between two granulitic garnets. The top profile shows the evolution of garnet endmember fractions, similar to profiles on Fig. 13. The bottom profile shows the evolution of X_{Mg} ($\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$), with Grt II values intermediary between high Grt I values and low Grt III values. Temperatures estimated with a garnet-clinopyroxene thermometer on the middle profile (Krogh Ravna 2000b) are unrealistically high, but yield the same values across the Grt II-Grt III boundary.

Discussion

Garnet reequilibration vector

The chemical potential stemming from the compositional difference between the inherited granulitic garnet (with grt I composition) and the garnet in equilibrium in eclogitic conditions (grt III) with the bulk rock induces a reequilibration along a vector corresponding to a large Ca-Mg and a smaller Fe^{2+} -Mg exchange. On the other hand, the actual reequilibration vector proceeds along a very different direction, mainly through Fe^{2+} -Mg exchange. The discrepancy between these two vectors can be accounted for by three distinct

processes: differential cation intergranular transport and availability, differences in the reacting system or differences in kinetics of cation diffusion in garnet.

a) Cation transport and availability

The cation diffusion within garnet is driven by the concentration gradients, which depend on the difference between core ($C_{core} = grt I$) and the composition of the fluid on garnet border (C_{ext}), considered as the external source. The fluid composition is unknown, but it is controlled more or less directly by the reacting system, i.e. the bulk rock. The chemical force driving diffusion is the reequilibration of the granulitic garnet to the eclogite-facies composition. So in first approximation, the external source composition can be estimated as grt III, leading to a larger gradient between rim and core in Ca than in Fe^{2+} , thus unable to explain the larger reequilibration in Fe^{2+} than in Ca.

This definition of the source composition is nevertheless oversimplistic, as it ignores the importance of cation transport to the outer boundary (rim or fracture) of the garnet. In the case of reequilibration of garnet along fractures, Ca and Fe^{2+} must be transported over large distances of the order of the garnet radius. The stock of available elements at the garnet boundary is thus controlled by the bulk rock composition, but also by the relative transport properties of cations on mineral boundaries. The reequilibration of garnet is driven not by the complete reacting system, but by the system “seen” by the garnet.

The study of diffusion-controlled garnet growth (Chernoff and Carlson 1997) showed that Mn, Mg and Fe achieved chemical equilibrium at hand-scale, while Ca concentrations were strongly variable between garnets. The authors interpreted this Ca behaviour as the result of a sluggish interdiffusion - diffusion between adjacent minerals- compared to the other cations. Nevertheless, the grt III that fills in the fractures is Ca-rich, and has relatively constant compositions compared to the X_{Ca} differences analysed in (Chernoff and Carlson 1997). Grt III is therefore a strong evidence of Ca mobility and availability in the samples studied here. There does not seem to be any differential intergranular transport properties between Ca and other cations that could account for the observed Fe and Ca profiles.

b) Incomplete reacting system - Grt II as early transient phase

The eclogitization of the complete bulk rock leads to the crystallisation of grt III. As the reequilibration of granulitic garnets into grt II predates the grt III crystallisation, it may have occurred as an early reaction, when the reacting system was confined to the set of the first minerals to react, i.e. smaller than the bulk rock and with a completely different composition. As the garnet is a resistant mineral, this early phase would have been preserved in garnet as grt II, while the rest of temporary minerals would have disappeared or evolved as eclogitization proceeded.

The assessment of this hypothesis requires to know what the reacting system is at each stage, from the inception to completion of eclogitization. It implies not only to determine the first reactions to occur, but also to know the amount of each mineral involved, what is impossible. It nevertheless provides a sensible explanation for the sharp transition between the first phase (granulitic garnets reequilibration with little Ca incorporation, no eclogitic garnet crystallization) and the second phase (crystallisation of Ca-rich eclogitic garnets). As more and more minerals are involved in eclogitization, the evolution of the composition of the reacting system under constant P-T conditions make it cross boundary lines of distinct mineral assemblages. In the first stages of eclogitization, no garnet crystallization occurred as the stable mineral assemblage did not bear garnet; the granulitic garnet, in addition to dissolve, reequilibrated by Fe^{2+} -Mg exchange. The eclogitic garnet crystallization occurred in

subsequent stages of eclogitization, once enough minerals were involved in reactions and the reacting system composition got close enough to bulk rock composition and entered the garnet-bearing mineral assemblage stability field.

This hypothesis is purely prospective, but is consistent with the absence of intermediate garnet compositions between the two sets of eclogitic garnets composition (grt II and III) and also with the delay in garnet crystallization with respect to eclogitization inception. On the other hand it is slightly at variance with the Fe-Mg partitioning equilibrium between grt II and omphacite observed in our samples: if grt II reequilibrated in the first stages of eclogitization and was subsequently preserved without further evolution, its X_{Mg} is independent of omphacite which formed when the whole rock was reacting.

c) Cation diffusion within garnet

The granulitic garnet, which reequilibrates by cation exchanges through its boundary, can be seen as a ternary diffusive system, where the three diffusing cations are Mg, Ca and Fe^{2+} , the X_{Mn} being small (a few %) and relatively constant.

The fluxes of Ca and Fe^{2+} within the garnet can be expressed following Lasaga (1979) and Chakraborty and Ganguly (1992):

$$J_{Ca} = D_{Ca-Ca} \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} + D_{Ca-Fe} \frac{\partial X_{Fe}}{\partial x}; J_{Fe} = D_{Fe-Fe} \frac{\partial X_{Fe}}{\partial x} + D_{Fe-Ca} \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x}$$

where X_{Ca} is the Ca concentration at x, D_{Ca-Fe} are diffusion coefficients, and $X_{Pyr} = 1 - X_{Alm} - X_{Gro}$ is the dependent parameter. The coefficients of diffusion depend on the self-diffusion coefficients (D_{Ca}^*), that are uniquely defined, but also on the cations concentrations :

$$D_{Ca-Ca} = D_{Ca}^* \frac{X_{Ca} D_{Mg}^* + X_{Fe} D_{Fe}^* + X_{Mg} D_{Mg}^*}{X_{Ca} D_{Ca}^* + X_{Fe} D_{Fe}^* + X_{Mg} D_{Mg}^*}; D_{Ca-Fe} = X_{Ca} D_{Ca}^* \frac{D_{Mg}^* - D_{Fe}^*}{X_{Ca} D_{Ca}^* + X_{Fe} D_{Fe}^* + X_{Mg} D_{Mg}^*}$$

The fluxes of Ca and Fe^{2+} into the granulitic garnets depend therefore non-linearly on the three self-diffusion coefficients and the concentration and concentration gradient profiles. To compare the competition between those two fluxes let us examine the simple symmetrical case where the starting concentration profiles of Ca and Fe^{2+} are equal :

$$X_{Ca}(x) = X_{Fe}(x) \Rightarrow \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} = \frac{\partial X_{Fe}}{\partial x} \Rightarrow \begin{cases} J_{Ca} = (D_{Ca-Ca} + D_{Ca-Fe}) \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} \\ J_{Fe} = (D_{Fe-Fe} + D_{Fe-Ca}) \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} J_{Ca} = D^{Ca} \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} \\ J_{Fe} = D^{Fe} \frac{\partial X_{Ca}}{\partial x} \end{cases}$$

$$\text{and } \frac{J_{Ca}}{J_{Fe}} = \frac{D^{Ca}}{D^{Fe}} = \frac{D_{Ca}^*}{D_{Fe}^*}.$$

In this simple case, the competition between Ca and Fe^{2+} to penetrate into the granulitic garnet, as well as the resulting diffusion profiles, depend only on the ratio of the self-diffusion coefficients.

Experimental constraints on self-diffusion of Fe^{2+} show relatively consistent results (see the review by (Béjina et al. 2003)):

$$D_{Fe}^* = 6,4 \cdot 10^{-8} \exp\left(-\frac{275 \pm 36 + 5,6 \pm 2,9 \cdot P(GPa)}{RT}\right) \cdot 10^3 \text{ m}^2 / s \text{ (Chakraborty and Ganguly 1992)}$$

(1)

$$D_{Fe}^* = 3,1 \cdot 10^{-9} \exp\left(-\frac{256 \pm 35}{RT}\right) \cdot 10^3 \text{ m}^2 / s \text{ (Loomis et al. 1985) (2)}$$

The only available set of data on Ca self diffusion coefficient gives:

$$D_{Ca}^* = 7,2 \cdot 10^{-16} \exp\left(-\frac{155 \pm 10}{RT} \cdot 10^3\right) m^2 / s \text{ (Schwandt et al. 1996) (3)}$$

Calculating those coefficients and their associated error bar for P=2Gpa and T=700°C yields :

	Min value (m ² /s)	Mean value (m ² /s)	Max value (m ² /s)
D_{Fe}^* (1)	$1,5 \cdot 10^{-25}$	$2,71 \cdot 10^{-23}$	$4,32 \cdot 10^{-21}$
D_{Fe}^* (2)	$7,26 \cdot 10^{-24}$	$5,5 \cdot 10^{-22}$	$4,73 \cdot 10^{-20}$
D_{Ca}^* (3)	10^{-26}	$3,4 \cdot 10^{-24}$	$1,17 \cdot 10^{-23}$

It is difficult to be conclusive about relative diffusion rates of Fe²⁺ and Ca, as the related ranges of diffusion coefficient overlap. In addition, conclusions drawn by different authors are contradictory, as Loomis et al. (1985) states that “ $D_{Ca}^* < D_{Fe}^* < D_{Mg}^*$ ”, but Freer and Edwards (1999) contend that Ca-(Fe,Mg) interdiffusion is faster than Fe-Mg interdiffusion.

A slow Ca diffusion kinetics in garnet would result in the deviation of the garnet reequilibration vector towards Fe²⁺-Mg exchange vector, as observed in our sample. It is also consistent with the Fe²⁺-Mg equilibrium partitioning between grt II and omphacite, explained in section “reequilibration path”: granulitic garnet reequilibrated but its evolution was confined on Fe²⁺-Mg direction for kinetic reasons. Along this direction it tended to reach the minimum energy composition, determined by the best Fe²⁺-Mg partitioning with omphacite.

This hypothesis does not provide on the other hand any explanation for late inception of eclogitic garnet crystallisation, after a phase of granulitic garnet reequilibration. This transition may be explained by the evolution of the system fluid+minerals at equilibrium under changing P-T conditions. This mechanism was proposed for albite crystallisation during isothermal decompression (Jamieson and O'Beirne-Ryan 1991). The solutes concentrations in equilibrium with a given mineral assemblage evolves as P-T conditions changes, leading to mineral crystallisation or dissolution. Unfortunately experimental data on the behaviour of solutes in the fluid are restricted to a pressure range much lower than the eclogite-facies conditions (for example the software SUPCRT92 calculates solute concentrations up to 5 kbars (Johnson et al. 1992)), so this hypothesis cannot be tested. While the rock has already started eclogitizing, a drastic change in P-T *evolution*, not necessarily associated to a large change in P-T conditions, could result in the inception of eclogitic garnet crystallisation. As the structural analysis by Raimbourg et al. (in press) shows that the eclogite-facies deformation records the first steps of exhumation, eclogitization reactions may have spanned both the end of the prograde and the start of the retrograde path, and the movement and P-T evolution reversal could have induced eclogitic garnets crystallization.

P-T-t evolution of the unit

a) One or two recorded events ?

The extent of granulitic garnet reequilibration requires some transport within the fractures before eclogitic garnet crystallisation, implying a chronology between both events.

It cannot be absolutely discarded that grt II is the only remnant of an early assemblage associated to P-T conditions far from the eclogite-facies conditions analysed above, corresponding to an intermediate metamorphic phase between granulite-facies and eclogite-facies metamorphism. The determination of the P-T conditions of this event is impossible with thermobarometric methods based on $\Delta'G$ minimization, which require the coexistence

of several phases. In contrast, the construction of pseudosections, which yield the modes and the compositions of minerals at equilibrium for given P-T, require only the global composition of the system.

P and T conditions for garnet core growth were assessed by Vance & Mahar (1998) using only garnet compositions. The accuracy of this estimation is controlled by the fact that the three garnet isopleths X_{Mn} , X_{Ca} , X_{Mg} , corresponding to the actual garnet composition, must cross on the same P-T point on the built pseudosection. On the other hand, the same method was unable to explain the composition of the garnet grown beyond the core. The authors imputed this deficiency to the lack of precision on the estimation of the bulk composition, due to element fractionation. In our case, the preservation of the granulitic garnet core strongly impedes the precise determination of the composition of the reacting system in post-granulitic events, and undermines a priori the success of such a method using only garnet composition.

Nevertheless, thermobarometric analyses (P-T estimations and Fe-Mg partitioning) enable to interpret both garnet compositions (grt II and III) as corresponding to the same zone of the P-T field, the difference between them stemming from reequilibration processes. Another argument for associating these two garnet compositions to the same range of P-T conditions is the fact that they belong to the same structure – eclogitic fractures-, and that the other minerals associated to this structure, phengite and omphacite, have homogeneous compositions. As a result we prefer to consider that grt II then III formation are two successive phases of the same eclogite-facies event.

b) Two dissymmetrical phases

The temporal extent of the two phases is dissymmetrical. The duration of the first phase is sufficient for the Fe^{2+} to penetrate by diffusion into granulitic garnet over a distance of the order of 50-100 μm . During the second phase eclogitic garnet crystallised on the border of the reequilibrated granulitic garnet; in spite of their different almandine and pyrope contents, little Fe^{2+} -Mg exchange occurred between grt II and III. We did not make quantitative estimations of the relative duration of both phases based on diffusion profiles, as the variable Ca content may strongly influence Fe^{2+} -Mg exchange. The absence of diffusion between grt II and III is nevertheless a strong evidence that the exhumation following eclogitic garnet crystallisation was rapid.

The transition from granulitic garnet reequilibration phase to eclogitic garnet crystallisation phase may result from a change in P-T evolution, from burial to exhumation. The difference in diffusion extent between both phases implies that the unit reached slowly the P-T peak conditions during the end of its burial, before exhuming much more faster. As the prograde path has been completely overprinted, no data is available to assess the burial rate. Even the retrograde evolution is not well constrained, as there is still controversy over the age of both eclogite- and amphibolite-facies metamorphism (see Raimbourg et al. (in press) for a review). Exhumation rates calculated in terranes belonging to the nearby Western Gneiss Region show really fast exhumation near HP or UHP metamorphism peak (8,1 mm/an in Moldefjord and 25 mm/an beneath Solund Basin, respectively recalculated from Terry et al. (2000) and Hacker et al. (2003) by Labrousse et al. (2004)). This very fast reverse movement in the first steps of exhumation is furthermore in agreement with results from mechanical modelling of subduction zones that we are currently carrying out.

Conclusion

Caledonian tectonic stresses, as well as the eclogite facies metamorphism itself, resulted in the high-pressure fracturing of inherited Grenvillian granulitic garnet (grt I). These fractures were filled with eclogite-facies minerals such as omphacite, phengite and garnet. 10-100 μm -large parallel bands of reequilibrated granulitic garnet (grt II) lie on both sides of such fractures, whose composition is significantly different from the μm -wide garnet filling the fractures (grt III). Thermobarometric analysis shows that grt III is the equilibrium composition, while grt II only partially reequilibrated. This reequilibration occurred mainly by Fe^{2+} -Mg exchange, up to a garnet ratio $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ constrained by the partitioning with adjacent omphacite. The vector representative for this reequilibration, in the garnet compositional space, does not lead to grt III, which is the equilibrium composition. We propose two possible explanations for the very low Ca reequilibration of inherited garnets: slow Ca intragranular diffusion in garnet compared to Fe^{2+} , or preservation as grt II of an early stage of eclogitization. The nature of the investigated garnets, i.e. either crystallised or reequilibrated garnets, should be carefully assessed in order to perform thermobarometric calculations. In the case studied here two garnet populations are associated to eclogite facies inclusions, and only the more discrete population of the two is actually in equilibrium with the rest of eclogitic minerals. The inception of eclogitic garnet crystallisation (grt III) does not occur during the first stages of eclogitization; it may be triggered by a change in P-T evolution such as the beginning of a rapid exhumation.

Tables

Echant. Analyse	L02-Gt9-7 76/1. Grt III f	C01-gt7-V 58/1. Grt III f	E01-gt12-V 97/1. Grt III f	C01-gt15-V 72 / 1 . Grt III r	E01-gt9-V 141 / 1 . Grt III r	C01-gt7-V 61 / 1 . Grt I	E01-gt12-V 94 / 1 . Grt I	L02-Gt29-6 15/1. Grt II	C01-Gt7-5 59/1. Grt II	J01-Gt13-7 13/1. Grt II
SiO2	38,217	39,073	39,511	40,222	38,924	39,476	39,271	39,234	38,385	37,551
TiO2	0,071	0,108	0,051	0,049	0,257	0,109	0,099	0,101	0,043	0,052
Al2O3	21,177	21,505	21,751	21,874	21,699	21,464	21,459	21,205	20,916	20,547
FeO	24,229	24,866	23,854	25,260	24,836	23,969	24,755	24,466	26,924	28,029
MnO	1,023	0,930	0,856	0,674	0,831	0,748	0,800	0,898	1,054	1,206
MgO	5,156	5,466	6,875	5,909	6,667	9,802	9,527	8,732	6,796	6,190
CaO	10,038	9,934	8,946	8,995	8,457	5,368	5,787	5,590	7,207	5,974
Na2O	0,097	0,075	0,066	0,048	0,099	0,019	0,011	0,032	0,051	0,048
K2O	0,075	-0,006	0,005	-0,006	-0,013	-0,007	-0,015	-0,006	-0,025	-0,013
S	100,083	101,951	101,915	103,025	101,757	100,948	101,694	100,252	101,351	99,584
Structural formulae										
Si	2,984	2,991	2,998	3,029	2,972	2,996	2,975	3,011	2,970	2,972
Ti	0,004	0,006	0,003	0,003	0,015	0,006	0,006	0,006	0,003	0,003
Al	1,949	1,940	1,945	1,941	1,953	1,920	1,916	1,918	1,907	1,916
Fetot	1,582	1,592	1,514	1,591	1,586	1,521	1,568	1,570	1,742	1,855
Mn	0,068	0,060	0,055	0,043	0,054	0,048	0,051	0,058	0,069	0,081
Mg	0,600	0,624	0,778	0,663	0,759	1,109	1,076	0,999	0,784	0,730
Ca	0,840	0,815	0,727	0,726	0,692	0,436	0,470	0,460	0,597	0,507
Na	0,015	0,011	0,010	0,007	0,015	0,003	0,002	0,005	0,008	0,007
K	0,007	-0,001	0,000	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,002	-0,001
XMg	0,267	0,274	0,331	0,289	0,316	0,414	0,399	0,380	0,302	0,274
Fe3+ stoech	0,08	0,08	0,06	0,00	0,09	0,11	0,18	0,07	0,21	0,19
Endmembers										
Gr	0,279	0,271	0,242	0,240	0,231	0,145	0,158	0,152	0,201	0,170
Py	0,199	0,207	0,258	0,219	0,253	0,369	0,361	0,331	0,263	0,245
Alm	0,499	0,502	0,482	0,526	0,499	0,470	0,465	0,498	0,513	0,558
Sp	0,022	0,020	0,018	0,014	0,018	0,016	0,017	0,019	0,023	0,027

Site Analyse	E01-gt3 779,000 Mus rim	E01-gt3 813,000 Mus incl	C01-s2 18,000 Mus incl	F01-gt17-7 22 / 1 . Mus incl	C01-s3 46 / 1 . Mus matrix	E01-s1 112,000 Mus matrix
SiO2	47,768	49,075	47,988	46,791	50,348	47,308
TiO2	0,562	0,325	1,021	0,378	0,988	0,324
Al2O3	32,859	29,706	32,073	30,225	30,352	32,863
FeO	2,682	3,435	3,003	2,823	2,628	2,585
MnO	0,084	0,216	0,071	0,064	0,051	0,000
MgO	1,545	2,499	1,829	2,404	1,647	1,595
CaO	0,101	1,100	0,080	0,068	0,003	0,062
Na2O	0,997	2,653	1,240	0,679	1,795	1,116
K2O	9,617	7,535	9,038	10,229	8,672	9,463
S	96,215	96,544	96,343	93,661	96,484	95,316
Structural formulae						
Si	3,160	3,242	3,169	3,200	3,300	3,155
Ti	0,028	0,016	0,051	0,019	0,049	0,016
Al	2,562	2,313	2,496	2,436	2,345	2,583
Fetot	0,148	0,190	0,166	0,161	0,144	0,144
Mn	0,005	0,012	0,004	0,004	0,003	0,000
Mg	0,152	0,246	0,180	0,245	0,161	0,159
Ca	0,007	0,078	0,006	0,005	0,000	0,004
Na	0,128	0,340	0,159	0,090	0,228	0,144
K	0,811	0,635	0,761	0,892	0,725	0,805
XMg	0,499	0,549	0,515	0,597	0,523	0,524
Endmembers						
Tri	0,059	0,058	0,072	0,069	0,005	0,062
Prl	0,055	0,014	0,070	0,013	0,038	0,047
Mus	0,629	0,315	0,560	0,624	0,430	0,625
oel	0,124	0,262	0,130	0,200	0,290	0,118
Prg	0,128	0,340	0,159	0,090	0,228	0,144

Site Analyse	L02b-gt22 211,000 Pyr granu	L02b-gt21 109,000 Pyr inclus	E01-gt10 316,000 Pyr inclus	L02b-gt21 177,000 Pyr matrix	E01-s1 153,000 Pyr matrix
SiO2	52,924	55,780	56,263	55,859	55,373
TiO2	0,182	0,088	0,108	0,085	0,394
Al2O3	4,497	13,137	13,940	9,132	13,610
FeO	8,282	6,674	6,295	7,857	6,588
MnO	0,041	0,000	0,053	0,084	0,008
MgO	11,300	6,564	5,666	9,119	5,775
CaO	19,664	11,130	10,150	12,965	10,446
Na2O	2,757	7,745	8,297	5,744	7,757
K2O	0,046	0,000	0,041	0,072	0,058
S	99,693	101,118	100,813	100,917	100,009
Structural formulae					
Si	1,964	1,972	1,985	1,998	1,974
Ti	0,005	0,002	0,003	0,002	0,011
Al	0,197	0,547	0,580	0,385	0,572
Fetot	0,257	0,197	0,186	0,235	0,196
Mn	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000
Mg	0,625	0,346	0,298	0,486	0,307
Ca	0,782	0,422	0,384	0,497	0,399
Na	0,198	0,531	0,568	0,398	0,536
K	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003
XMg	0,708	0,637	0,614	0,672	0,609
Endmembers					
aem	0,097	0,055	0,017	0,017	0,001
jad	0,102	0,476	0,550	0,382	0,536
hed	0,135	0,091	0,120	0,114	0,135
diop	0,600	0,295	0,249	0,382	0,246
fe mg pyr	0,026	0,051	0,049	0,105	0,061
Ca tsch	0,047	0,036	0,015	0,002	0,018
Total	1,006	1,004	1,000	1,000	0,996

Table 1: Representative electron-microprobe analyses of garnets, pyroxenes and micas. All analyses correspond to eclogite-facies minerals, except granulitic garnet (Grt I) and granulitic pyroxene. The Fe³⁺ in garnet is assessed using Droop method (Droop 1987). In structural descriptions (third line), “rim” refers to the granulitic garnet rim, while “matrix” means “not in contact with granulitic garnet”. In the decomposition, “Tri” stands for trioctahedric mica, “prl” for pyrophyllite and “fe mg pyr” for orthopyroxene.

Sample ref	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
C01	52,07	18,71	8,7	0,14	5,25	8,27	5,15	0,93	0,43	<L.D.	0,42	100,07
E01	51,57	19,02	9,21	0,14	5,09	8,39	4,75	1,09	0,5	<L.D.	0,44	100,2
L02	52,57	19,53	8,34	0,13	5,09	8,7	3,95	0,99	0,47	<L.D.	0,26	100,03

Table 2: Chemical analyses of samples C01 (used in pseudosections), E01 and L02, all showing granulitic garnets fractures filled with grt III f, omphacite and phengite. PF is the volatil content.

Appendix

Activity models

The following activity models were used to build the pseudosections:

White micas: endmembers muscovite-paragonite-celadonite-ferroceladonite, non ideal mixing with symmetric formalism interaction energies (Holland and Powell 1998)

Paragonite: endmembers paragonite-margarite, mixing in the A site, no mixing in the tetrahedral site (Tinkham et al. 2001), from Thermocalc v2.7

Amphibole: endmembers tremolite-tschermakite-pargasite-ferroactinolite-glaucophane, non ideal mixing with symmetric formalism interaction energies (adapted from (Dale et al. 2000))

Clinopyroxene: P2/n omphacite is assumed, endmembers jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, ideal mixing (Holland and Powell 1998)

Garnet: endmembers grossular-almandin-pyrope-andradite, non ideal mixing with symmetric formalism interaction energies (Holland and Powell 1998)

Orthopyroxene: endmembers enstatite-ferrosilite-MgTschermak pyroxene (+ fictitious ordered Fe-Mg pyroxene), non ideal mixing with symmetric formalism interaction energies (Holland and Powell 1996a; Holland and Powell 1996b; Holland and Powell 1998)

Epidotes: endmembers clinozoisite-ferroepidote-epidote, non ideal mixing with symmetric formalism interaction energies (Holland and Powell 1996a; Holland and Powell 1996b; Holland and Powell 1998)

Analytical conditions and apparatus

Electronic microprobe: two Cameca electron microprobes (CAMEBAX and SX50) available at Camparis (University Pierre et Marie Curie) using the wave-length dispersive technique with ZAF corrections.

BSE imaging: annular Centaurus detector attached to a SEM Hitachi 2500 with a super Fevex-Sigma EDS system and a Quest Imaging software, available at Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris. Operating conditions 20 kV and 0.5 to 5 nA.

Bibliography

Austrheim H (1987) Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters* 81: 221-232

Austrheim H (1990) The granulite-eclogite facies transition : A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos* 25: 163-169

Austrheim H, Erambert M, Engvik AK (1996) Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone : the role of eclogitization. *Tectonophysics* 273: 129-153

Austrheim H, Griffin WL (1985) Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. *Chemical Geology* 50: 267-281

Béjina F, Jaoul O, Liebermann (2003) Diffusion in minerals at high pressure: a review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 139: 3-20

- Bingen B, Austrheim H, Whitehouse MJ, Davis WJ (2004) Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 671-683
- Bingen B, Davis WJ, Austrheim H (2001) Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geological Society of America Bulletin* 113(5): 640-649
- Boundy TM, Essene EJ, Hall CM, Austrheim H, Halliday AN (1996) Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension : Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway. *Geological society of America Bulletin* 108(9): 1425-1437
- Boundy TM, Fountain DM, Austrheim H (1992) Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, Western Norway : implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology* 10: 127-146
- Boundy TM, Hall CM, Li G, Essene EJ, Halliday AN (1997a) Fine-scale isotopic heterogeneities and fluids in the deep crust; a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation and TEM study of muscovites from a granulite-eclogite transition zone. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 223-242
- Boundy TM, Mezger K, Essene EJ (1997b) Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos* 39: 159-178
- Chakraborty S, Ganguly J (1992) Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 74-86
- Chernoff CB, Carlson WD (1997) Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet. *Journal of Metamorphic Geology* 15: 421-438
- Cohen AS, O'Nions RK, Siegenthaler R, Griffin WL (1988) Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 303-311
- Cristensen JN, Rosenfeld J, DePaolo kDJ (1989) Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science* 244: 1465-1469
- Dipple GM, Ferry JM (1992) Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 149-164
- Droop GTR (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxydes from microprobe analysis using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435
- Ellis DJ, Green DH (1979) An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 13-22
- Erambert M, Austrheim H (1993) The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115: 204-214
- Freer R, Edwards A (1999) An experimental study of Ca-(Fe,Mg) interdiffusion in silicate garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 370-379
- Glodny J, Kühn A, Austrheim H (2002) Rb/Sr record of fluid-rock in eclogites, Bergen Arcs, Norway. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 66 (suppl): Abstract 280
- Hacker BR, Andersen TB, Root DB, Mehl L, Mattinson JM, Wooden JL (2003) Exhumation of high-pressure rocks beneath the Solund Basin, Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology* 21: 613-629

- Holland TJB, Powell R (1990) An enlarged and updated internal consistent dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-C-H_2O-O_2$. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 89-124
- Holland TJB, Powell R (1998) An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343
- Indares A (1995) Metamorphic interpretation of high pressure-temperature metapelites with preserved growth zoning in garnet, eastern Grenville Province, Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 475-486
- Jamieson RA, O'Beirne-Ryan AM (1991) Decompression-induced growth of albite porphyroblasts, Fleur de Lys Supergroup, western Newfoundland. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 433-439
- Jamtveit B, Bucher-Nurminen K, Austrheim H (1990) Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 184-193
- Johnson JW, Oelkers EH, Helgeson HC (1992) SUPCRT92 - a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1-bar to 5000-bar and 0°C to 1000°C. *Computers & Geosciences* 18(7): 899-947
- Kolderup CF, Kolderup NH (1940) *Geology of the Bergen Arc System* vol 20. Bergens Museum Skrifter. 137 pp
- Krogh Ravna EJ (2000a) Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos* 53(3-4): 265-277
- Krogh Ravna EJ (2000b) The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18: 211-219
- Kühn A (2002) The influence of fluid on the granulite to eclogite and amphibolite facies transition: a study in the anorthositic rocks from the Lindås Nappe, Bergen Arcs, West Norway. Unpub. PhD Thesis, University of Oslo.
- Labrousse L, Jolivet L, Andersen TB, Agard P, Maluski H, Schärer U (2004) Pressure-temperature-time-deformation history of the exhumation of ultra-high-pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *GSA special paper* 380: 155-183
- Lasaga AC (1979) Multicomponent exchange and diffusion in silicates. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 43: 455-469
- Loomis TP, Ganguly J, Elphick SC (1985) Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 45-51
- Powell R (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer / geobarometer calibration : the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology* 3: 327-342
- Powell R, Holland TJB (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 173-204
- Raimbourg H, Jolivet L, Labrousse L, Leroy YM, Avigad D (in press) Kinematics of syn-eclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway, implications for exhumation mechanisms. In: Brun JP, Cobbold PR, Gapais D (eds) *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. Special Publications of the Geological Society, London
- Roberts D, Gee DG (1985) An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: Gee DG, Sturt BA (eds) *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas*. J Wiley, Chichester, pp. 55-68

- Schmid R, Altenberger U, Oberhänsli R (1998) Polyphase tectonometamorphic evolution of the northwestern Lindås Nappe on Holsnøy, Bergen Arcs, Caledonides, S-W Norway. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* 1-2: 1-18
- Schwandt CS, Cygan RT, Westrich HR (1996) Ca self-diffusion in grossular garnet. *American Mineralogist* 81: 448-451
- Terry MP, Robinson P, Hamilton M, Jercinovic MJ (2000) Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist* 85: 1651-1664
- Vance D, Mahar E (1998) Pressure-temperature paths from P-T pseudosections and zoned garnets: potential, limitations and examples from the Zaskar Himalaya, NW India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 225-245
- Vance D, O'Nions RK (1990) Isotopic chronometry of zoned garnets : growth kinetics and metamorphic histories. *Earth and Planetary Science Letters* 97: 227-240

Chapitre V

Propagation à petite échelle des zones éclogitiques

V.1 Phases précoces d'éclogitisation	182
V.1.1 Description des fractures décamétriques, et des zones éclogitiques en doigts de gant	183
V.1.2 Modèle de pénétration dans la granulite	183
V.1.2.1 Fronts de diffusion macro- et microscopique.....	183
V.1.2.2 Mécanismes de diffusion+fracturation.....	183
V.2 Microstructures dans les zones éclogitiques précoces	187
V.2.1 Des orientations de fractures concentrées dans des directions particulières	187
V.2.2 Deux générations de fractures successives ?.....	189
V.3 Modèle mécanique du couplage réaction-fracturation	190
V.3.1 Description du modèle	190
V.3.2 Résultats du calcul des contraintes	192
V.3.2.1 Solution générale	192
V.3.2.2 Solution pour l'ellipsoïde.....	193
V.3.3 Orientations des microfractures dans les grenats.....	196
V.4 Fracturation des grenats dans les larges bandes de cisaillement éclogitiques	197
V.5 Conclusions	198

V Propagation à petite échelle des zones éclogitiques

Comme nous l'avons détaillé dans le chapitre 3, l'éclogitisation de la granulite nécessite un apport d'eau depuis une source indéterminée, mais probablement située en dehors du massif granulitique anhydre, ce qui implique un transport sur des distances de l'ordre de plusieurs kilomètres. Si on considère que les zones éclogitisées coïncident avec les zones d'apport de fluide, ces zones hydratées possèdent une géométrie très complexe et imbriquée à toutes les échelles avec les zones anhydres. Cette géométrie implique une forte localisation du transport de fluide ("chenalisation" (Oliver, 1996)), contrôlée par les mécanismes de pénétration du fluide dans l'unité granulitique.

Le transport à l'échelle mésoscopique (10m) est vraisemblablement contrôlé par la formation des fractures décamétriques, remplies de minéraux hydratés et soulignées par une bande éclogitique. Le mode de formation de ces fractures est mal compris ; un mode d'ouverture par fracturation hydraulique (Austrheim & Mørk, 1988) est à mon avis en relatif désaccord avec les faibles quantités de fluide présentes au cœur des veines, conduisant à leur assèchement progressif (observé indirectement par l'incorporation variable de Cl dans les amphiboles éclogitiques (Kühn, 2002a-article 1)).

Le passage au transport à l'échelle macroscopique (km) est plus hasardeux ; il est difficile d'affirmer que ces fractures décamétriques forment un réseau continu sur plusieurs km, capable d'assurer le transport des quantités de fluide nécessaires pour transformer l'ensemble des zones éclogitiques observées. Les bandes de cisaillement sont les seules structures éclogitiques d'échelle kilométrique, et constituent de ce fait un autre candidat susceptible d'assurer ce transport de grande échelle. L'évolution génétique depuis une zone granulitique fracturée jusqu'à une bande de cisaillement complètement éclogitique (Austrheim & Mørk, 1988; Boundy et al., 1992) (voir aussi chapitre 3), qui ne contient plus de fractures décamétriques, implique le passage par une étape où les blocs granulitiques, séparés par des bandes de cisaillement éclogitiques, continuent à être "rongés" à leurs frontières, ce qui implique une forte disponibilité et un transport de fluide important au sein même des zones de cisaillement. Deux questions, non résolues, sont reliées à la question du transport dans les zones de cisaillement :

-Par quel mécanisme les mouvements de fluides sont-ils facilités dans les zones de cisaillement éclogitique, à la fois très déformées et transformées ? Le phénomène d'augmentation de la perméabilité par les réactions ("reaction-enhanced permeability") est basé sur la diminution de volume et l'augmentation de la porosité induites par les réactions métamorphiques (Rumble & Spear, 1983), elles-mêmes accélérées par la déformation. La porosité finale des éclogites ne semble cependant pas être nettement supérieure à celle du protolithe granulitique (malgré une augmentation de densité de plus de 10%), avec une variation de "perte au feu" de l'ordre de 0,5 % massique (entre 0,05-0,2 pour les granulites et 0,64-0,9 pour les éclogites (Kühn, 2002a-article 1)), qui comprend le fluide dans la porosité mais aussi le fluide inclus dans les minéraux hydratés, plus abondants dans la paragenèse éclogitique. Par ailleurs, dans les zones très déformées que sont les zones de cisaillement éclogitiques, la perméabilité est probablement essentiellement contrôlée par la déformation plutôt que par la porosité intrinsèque de la roche (par exemple Holness & Graham (1995) ou Zhang et al. (1994)). Les processus microscopiques précis contrôlant l'évolution de la perméabilité au cours de la déformation restent néanmoins à décrire, ce qui semble difficile à réaliser alors que le mécanisme même de déformation de l'omphacite est débattu ("fluage-diffusion" (Godard & van Roermund, 1995; Mauler et al., 2001), "fluage-dislocation" (Bascou et al., 2002)).

-Le transport dans les bandes de cisaillement est-il capable d'assurer des mouvements de fluide d'échelle kilométrique ? La discussion ci-dessus ne concerne que des mécanismes microscopiques permettant des transferts locaux ; la possibilité même d'un transport de

grande échelle dans les larges bandes de cisaillement est douteux, en l'absence de structures visibles de taille correspondante.

Cette thèse n'apporte malheureusement aucune réponse aux questions essentielles concernant l'origine des fractures décamétriques et le transport de fluide à l'échelle kilométrique. Nous nous proposons par contre d'étudier les mécanismes de transport du fluide à petite échelle, à partir des fractures décamétriques dans la granulite hôte, à l'origine des bandes éclogitiques de part et d'autre de ces fractures.

V.1 Phases précoces d'éclogitisation

Les stades précoces de la transformation, correspondant à l'introduction du fluide dans la granulite massive, sont conservés dans les zones de granulite peu éclogitisée, loin des larges zones de cisaillement éclogitiques.

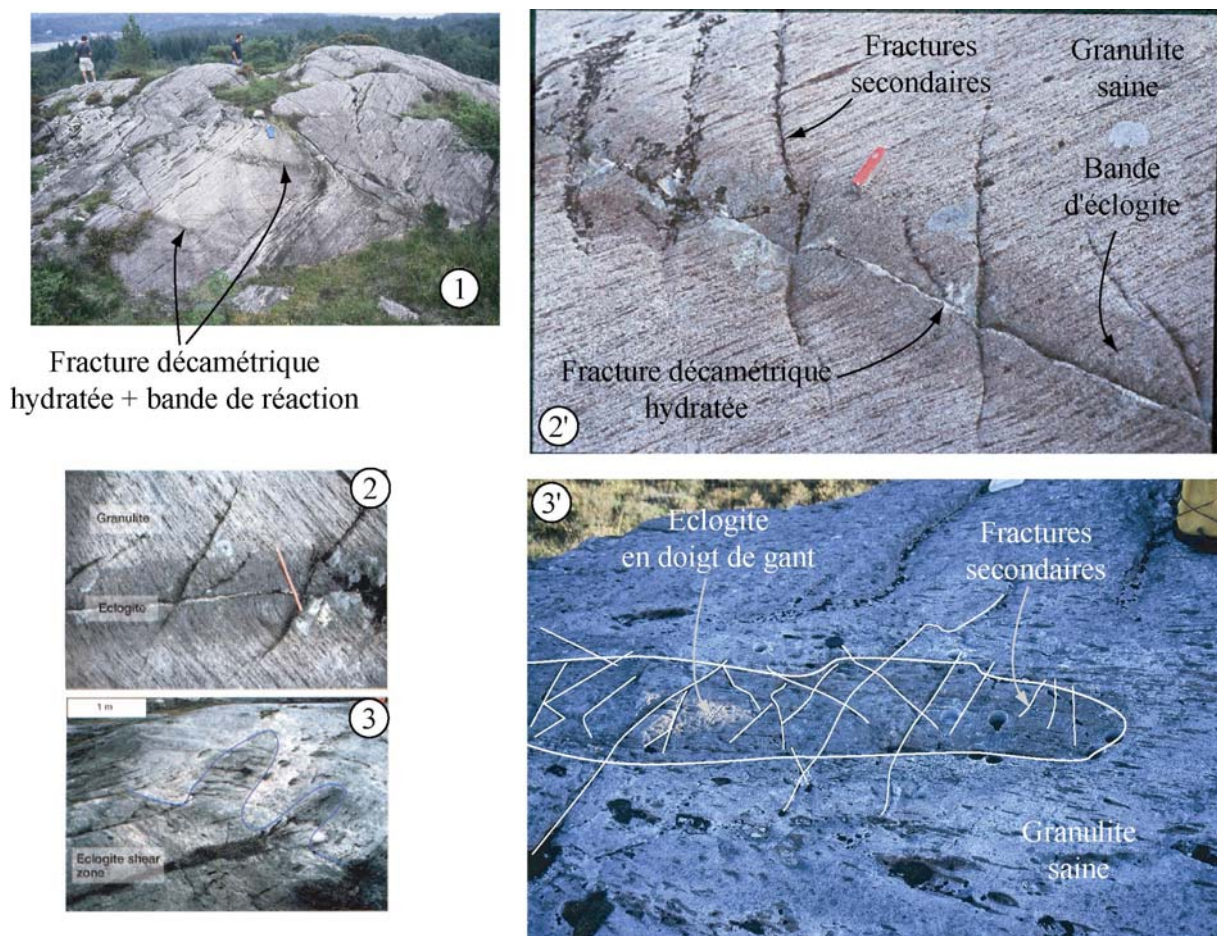


Figure V.5 : Structures éclogitiques précoces dans les zones de granulite peu éclogitisée (1). Les domaines d'éclogite sont restreints aux bandes décimétriques qui soulignent les fractures hydratées (2 et 2'), et plus rarement à des volumes en doigts de gant sans fracture hydratée centrale (3 et 3'), s'enracinant en (3) dans une zone de cisaillement éclogitique importante. (2) et (3) tirées de Jamtveit et al. (2000).

V.1.1 Description des fractures décamétriques, et des zones éclogitiques en doigts de gant

Les structures éclogitiques dans les zones de granulite peu transformée sont de deux types (Fig. 1):

- deux bandes d'éclogite de 10-20 cm de large, de part et d'autre d'une fracture centrale épaisse de 1-5 mm et longue de plusieurs mètres

- Un volume de géométrie complexe, en doigt de gant, sans trace d'une fracture centrale.

Ces deux structures partagent quelques caractéristiques :

- la frontière entre les zones d'éclogite et de granulite est très nette, le domaine de transition est réduit à quelques centimètres

- Les zones d'éclogites sont découpées par un réseau assez dense de fractures, sans remplissage apparent et d'âge inconnu

Ces deux types de structures ne sont pas également représentées, les bandes éclogitiques avec une fracture centrale sont largement majoritaires et peuvent de ce fait être considérées comme le mode majeur de pénétration du fluide dans la granulite. Les mécanismes de transport de fluide diffèrent suivant l'échelle d'étude : à l'échelle mésoscopique, l'écoulement est réalisé au cœur d'un réseau de fractures décamétriques, tandis qu'à plus petite échelle la diffusion aux joints de grains ou au cœur de microfractures assure la pénétration du fluide dans la granulite depuis la fracture mésoscopique.

V.1.2 Modèle de pénétration dans la granulite

Nous ne proposons pas de mécanisme précis de formation des fractures décamétriques, probablement lié à un couplage complexe entre les surpressions de fluide, les contraintes de grande échelle liées à la dynamique de la subduction et d'échelle plus locale liées aux variations de volume induites par l'éclogitisation. Nous nous sommes en revanche intéressés à la pénétration du fluide dans la granulite à partir de la fracture décamétrique, considérée comme un réservoir pour la diffusion.

V.1.2.1 Fronts de diffusion macro- et microscopique

Le front net de réaction, visible macroscopiquement, sépare une zone partiellement éclogitisée d'une zone granulitique où les indices d'éclogitisation sont limités à une mince bande de réaction aux joints de grains ainsi qu'à l'apparition de baguettes de Czo-Ph-Ky dans les larges plagioclases granulitiques. Néanmoins, bien que discrète, la pénétration du fluide éclogitique se fait au-delà du front de réaction dans la granulite saine. En effet des traces d'H₂O, associées à de faibles proportions de minéraux éclogitiques, ont été analysées sur des distances de l'ordre de 50 cm à partir du front de réaction dans la granulite saine (Mattey et al., 1994), à la différence du front de CO₂ qui s'arrête au niveau de la limite macroscopique granulite-éclogite. Par ailleurs, cette zone de granulite saine proche de l'éclogite (→ 2m) est localement parcourue de fractures millimétriques associées à des zones de réaction éclogitiques microscopiques dans lesquelles cristallisent notamment des amphiboles enrichies en Cl (jusqu'à 3-5 % mas.), indicatrices d'un assèchement en H₂O du fluide éclogitique (Kühn, 2002a-article 1).

V.1.2.2 Mécanismes de diffusion+fracturation

La caractérisation des propriétés physiques de la phase fluide dans les conditions de haute-pression est relativement complexe, surtout dans les roches contenant très peu de fluide. L'étude par micro-spectroscopie infra-rouge des molécules d'eau dans des inclusions fluides des faciès schistes bleus et verts sur Tinos, Grèce (Famin et al., 2004a), a montré la structure compacte de l'eau dans les conditions de haute-pression, qui limite sa diffusion aux joints de grains.

Sans rentrer dans le détail des modèles moléculaires de la structure du fluide ("thin film water" par exemple), il semble raisonnable de considérer que, même dans les conditions de haute-pression où la fine épaisseur des films d'eau inhibe le mouvement des molécules (Nakashima, 1995), la diffusion d'eau aux joints de grain est de plusieurs ordres de grandeur plus efficace que la diffusion au cœur des cristaux.

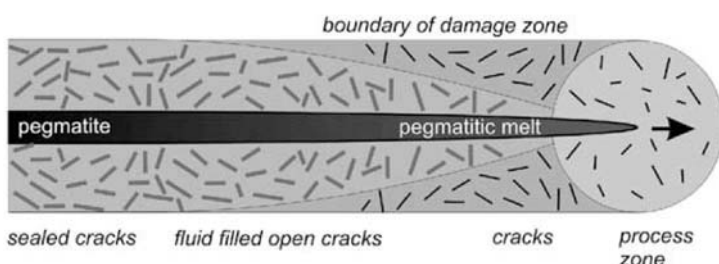
Par ailleurs, l'observation à l'échelle microscopique d'échantillons prélevés dans les zones écloitiques montre que les grenats et les pyroxènes granulitiques sont découpés par un réseau dense de microfractures (Erambert & Austrheim, 1993)-voir chapitre 4, qui est absent des zones de granulite saine et qui favorise la diffusion du fluide. La distribution de ces microfractures explique la formation d'un front de réaction net séparant une zone transformée, riche en fluide et densément microfracturée d'une zone de granulite quasiment sans écloitisation, fluide et microfractures.

Deux types de modèles différents peuvent expliquer la formation de ces microfractures : dans le modèle dynamique de Engvik et al. (in press), les microfractures sont formées dans une zone d'endommagement créée lors de la progression de la fracture décamétrique, et le fluide imbibe postérieurement la zone de forte perméabilité ainsi mise en place. Dans le modèle statique de Jamtveit et al. (2000) et celui que nous développons plus loin, la fracture décamétrique remplie de fluide préexiste à la microfracturation et à la diffusion du fluide sur les bords de la fracture. Au contraire du modèle de Engvik et al. (in press), où la microfracturation est indépendante de la diffusion du fluide dans la granulite, dans ces deux derniers modèles, microfracturation et diffusion du fluide sont deux phénomènes coopératifs progressant au même rythme.

V.1.2.2.1 Modèle de Engvik et al. (in press)



Figure V.2 : Bandes d'altérations symétriques formées par diffusion de fluide depuis des veines pegmatitiques, Dronning Maud Land, Antarctique, d'après Engvik et al. (in press). La zone d'altération, très fracturée, est dans le modèle proposé formée comme une zone d'endommagement lors du passage de la fracture centrale.



Le modèle de Engvik et al. (in press) décrit la formation de bandes d'altération de part et d'autre de veines de pegmatites (Fig. 2). La veine centrale est ouverte par fracturation hydraulique sous l'action de la pression exercée par un liquide magmatique riche en fluides. Tandis que de l'aplite et des pegmatites cristallisent dans la veine, les fluides diffusent dans la roche hôte et provoquent son altération. L'étude de détail de la zone altérée montre qu'elle est parcourue par un réseau dense de microfractures, par ailleurs absentes de la zone non altérée. La diffusion du fluide depuis la fracture macroscopique et l'altération consécutive sont complètement contrôlées par la distribution des microfractures.

Le domaine microfracturé est interprété comme une zone d'endommagement, formée sous l'effet des concentrations de contraintes près de la pointe de la fracture macroscopique. Les microfractures sont donc créées pendant la propagation de la fracture, et le fluide se contente de percoler postérieurement dans la zone microfracturée, de forte perméabilité.

Bien que les conditions P-T et le liquide au cœur des fractures décamétriques soient différents (faciès granulitique vs éclogitique, liquide magmatique vs fluide aqueux), les structures d'altération décrites ci-dessus ont une morphologie très semblable aux bandes éclogitiques encadrant les fractures décamétriques observées sur Holsnøy. Nous proposons ce mécanisme de microfracturation lié au passage dynamique de la fracture comme modèle possible de formation de la zone éclogitique microfracturée bordant les fractures macroscopiques dans lesquelles circulent le fluide.

V.1.2.2.2 Modèle de Jamtveit et al. (2000)

A l'inverse du modèle précédent, où la microfracturation est génétiquement reliée à la macrofracturation, tous deux antérieurs à la pénétration du fluide, dans le modèle de Jamtveit et al. (2000), d'une part la formation de la fracture décamétrique est silencieuse et n'induit pas d'endommagement, d'autre part la formation de la zone éclogitique microfracturée est le résultat de l'action couplée de la diffusion du fluide et du changement de volume lié aux réactions métamorphiques.

Le modèle de Jamtveit et al. (2000) est constitué d'un réseau 2D de liens élastiques, qui peuvent se rompre lorsque la traction exercée est supérieure à un seuil de rupture, reliant entre eux des disques situés aux nœuds de la grille. Le fluide, présent dans un réseau de fractures interconnectées (liens brisés), est en contact tout au long de la frontière de ce réseau avec des disques de granulite reliés par des liens intacts. La présence de fluide à la limite d'un disque entraîne sa réduction de taille (effet des réactions d'éclogitisation), qui à son tour conduit à la mise sous tension des liens élastiques le reliant à ses voisins, jusqu'à la rupture de ces liens et la progression du réseau de fractures.

Le couplage diffusion dans les microfractures-réactions métamorphiques-microfracturation aboutit à la formation d'un front net se déplaçant vers la granulite fraîche, séparant un domaine riche en fluide, densément microfracturé et très transformé, d'un domaine anhydre, sans fracture et peu éclogitique (Fig. 3). La morphologie de ce front de réaction dépend des contraintes tectoniques qui se surimposent aux contraintes locales nées des variations de volume : si le champ de contrainte externe est faible ou faiblement anisotrope (les auteurs sont évasifs sur sa géométrie), le front reste relativement linéaire et parallèle à la fracture décamétrique, tout en s'en éloignant progressivement (formation des bandes d'éclogite le long de la fracture centrale). A l'inverse, lorsque s'exerce un champ externe fortement anisotrope, l'avancée beaucoup plus rapide du front à certains endroits aboutit à sa digitation (formation des doigts d'éclogite).

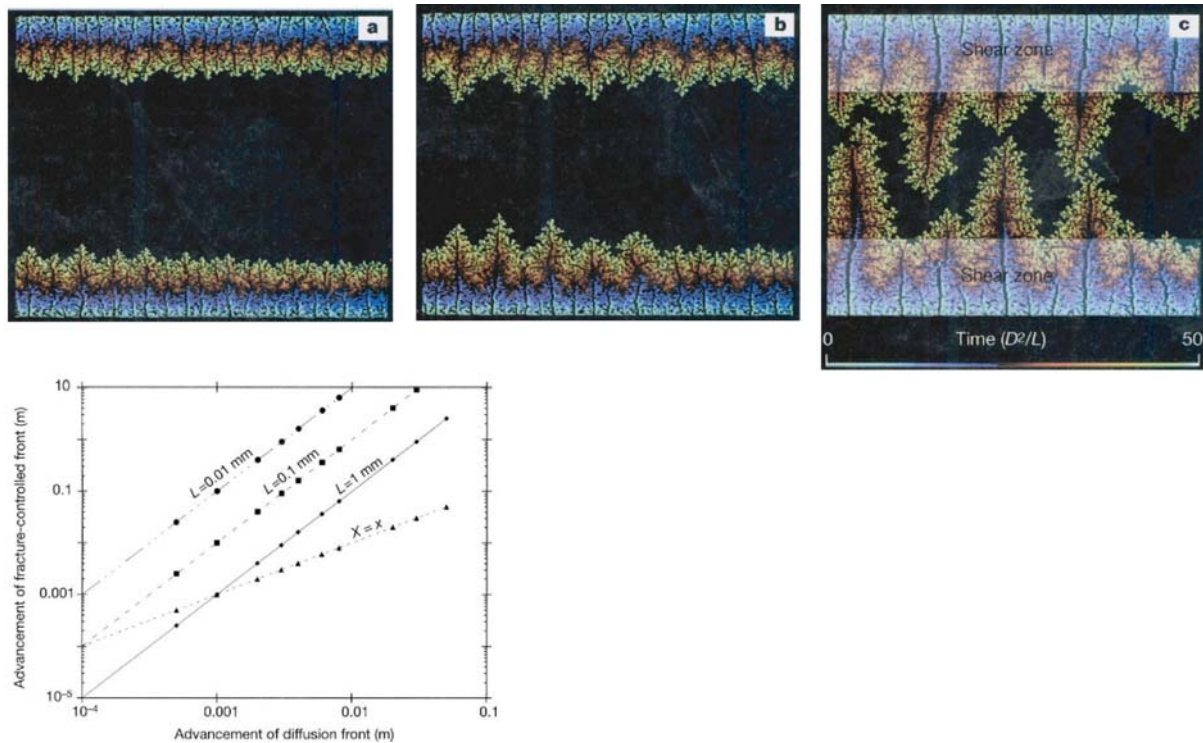


Figure V.3 : (Haut) Morphologie finale du front de fracture, en augmentant de gauche à droite l'intensité du champ de contraintes externe anisotrope. La surimposition d'un champ de contrainte externe aboutit à une forte digitation du front de réaction. (Bas) Comparaison de l'avancée du front de réaction entre le mécanisme proposé (contrôlée par la microfracturation) et une progression par diffusion simple. D'après Jamtveit et al. (2000)

La progression infinitésimale du front de réaction, contrôlée par la fracturation des liens à sa frontière, se répète à l'identique quelle que soit la position du front. En conséquence, la vitesse d'avancée du domaine éclogitique est constante, et est exprimée sous la forme $v = D / L$, où D correspond à la diffusion microscopique du fluide depuis le réseau de fractures remplies d'eau, et L à la taille moyenne des grains. La distance parcourue par le front suivant ce mécanisme est rapidement (à strictement parler, pour une largeur de la zone éclogitique supérieure à $L \sim 1\text{mm}$) largement supérieure à l'avancée d'un front de diffusion simple, dont la vitesse de progression décroît avec le temps ($v = D^{1/2} / 2t^{1/2}$).

V.1.2.2.3 Notre modèle

Le modèle que nous proposons reprend l'approche développée par Jamtveit et al. (2000), en considérant que la microfracturation résulte des contraintes nées du changement de volume local associé aux réactions métamorphiques, et est donc liée à la pénétration du fluide. La domaine microfracturé ne préexiste pas à la diffusion du fluide, mais au contraire se développe conjointement.

La modélisation mécanique 3D de l'éclogitisation par une approche de type matrice-inclusion permet de décrire de façon précise l'orientation des contraintes associées au changement de volume, à la fois dans le domaine éclogitisé et dans le domaine de granulite à sa frontière. L'intérêt de cette approche est de pouvoir comparer la géométrie de ces contraintes, fortement anisotropes en raison de la géométrie du volume éclogitique, avec les orientations des microfractures, et de valider au final le modèle général couplant microfracturation/réactions métamorphiques locales/diffusion du fluide.

V.2 Microstructures dans les zones éclogitiques précoces

Nous avons étudié de façon systématique l'orientation des microfractures parcourant les grenats dans les bandes d'éclogite entourant une fracture décamétrique centrale. Cette analyse est relativement compliquée, car la distinction entre fractures éclogitiques et amphibolitiques n'est possible qu'au MEB, dont la plage d'analyse est réduite. Par ailleurs, nous nous intéressons au processus d'éclogitisation *statique*, en conséquence nous avons choisi les échantillons dans des bandes éclogitiques présentant le moins de déformation ductile possible.

V.2.1 Des orientations de fractures concentrées dans des directions particulières

Les orientations des fractures ne sont pas aléatoires d'un grenat à l'autre, au contraire à l'échelle d'une lame mince, elles sont concentrées dans des directions particulières, soit parallèles soit perpendiculaires à la fracture macroscopique (Fig. 4).

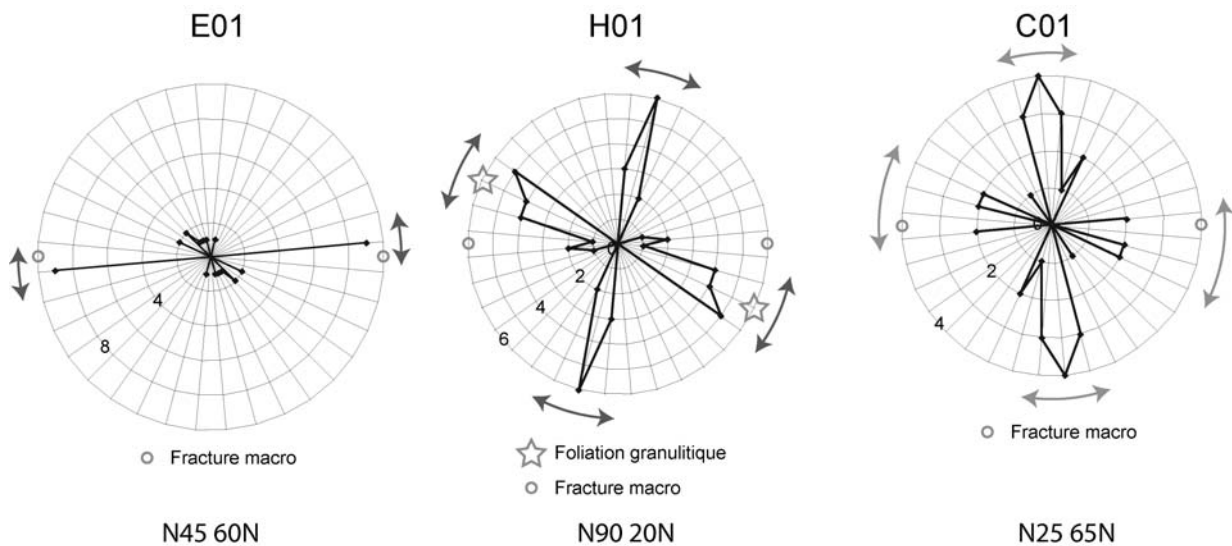


Figure V.4 : Distribution des orientations des microfractures éclogitiques dans les grenats d'échantillons prélevés dans des zones d'éclogitisation statique. Les lames minces sont perpendiculaires au plan de la fracture macroscopique, dont la trace définit l'orientation N90. Les nombres portés sur les cercles concentriques indiquent le nombre de fractures observées avec une orientation donnée (les angles sont définis modulo 180°). Sous chaque diagramme est indiquée l'orientation de la fracture macroscopique.

Les orientations des microfractures sont distribuées de façon assez cohérente dans un repère *local*, défini par la fracture macroscopique, alors même que les trois fractures macroscopiques ont des orientations assez différentes dans le repère géographique. Cette caractéristique est essentielle pour déterminer quelles contraintes sont à l'origine de la microfracturation.

Tandis que les lames C01 et E01 présentent une orientation préférentielle (respectivement perpendiculaire et parallèle à la fracture macroscopique), les grenats de la lame H01 sont parcourus de deux familles de fractures. Ces deux familles sont orientées perpendiculairement, à la fois statistiquement sur l'ensemble des grenats de la lame, mais aussi au sein des grenats où elles coexistent (Fig. 5). Les orientations de ces deux familles sont tournées de $\sim 20^\circ$ par rapport aux directions macroscopiques (faille décimétrique+direction perpendiculaire); les deux raisons possibles pour ce petit décalage

sont l'effet de la faible déformation cisailante observée dans la bande d'éclogite où H01 a été prélevé, et l'interaction possible avec la foliation granulitique.

Les relations géométriques systématiques entre les microfractures et la fracture décamétrique (et par conséquent la bande d'éclogite macroscopique parallèle à celle-ci) nous amènent privilégier les modèles reliant la microfracturation aux contraintes nées des réactions métamorphiques à l'échelle locale, plutôt qu'aux contraintes tectoniques qui s'exercent sur l'unité granulitique dans son entier.

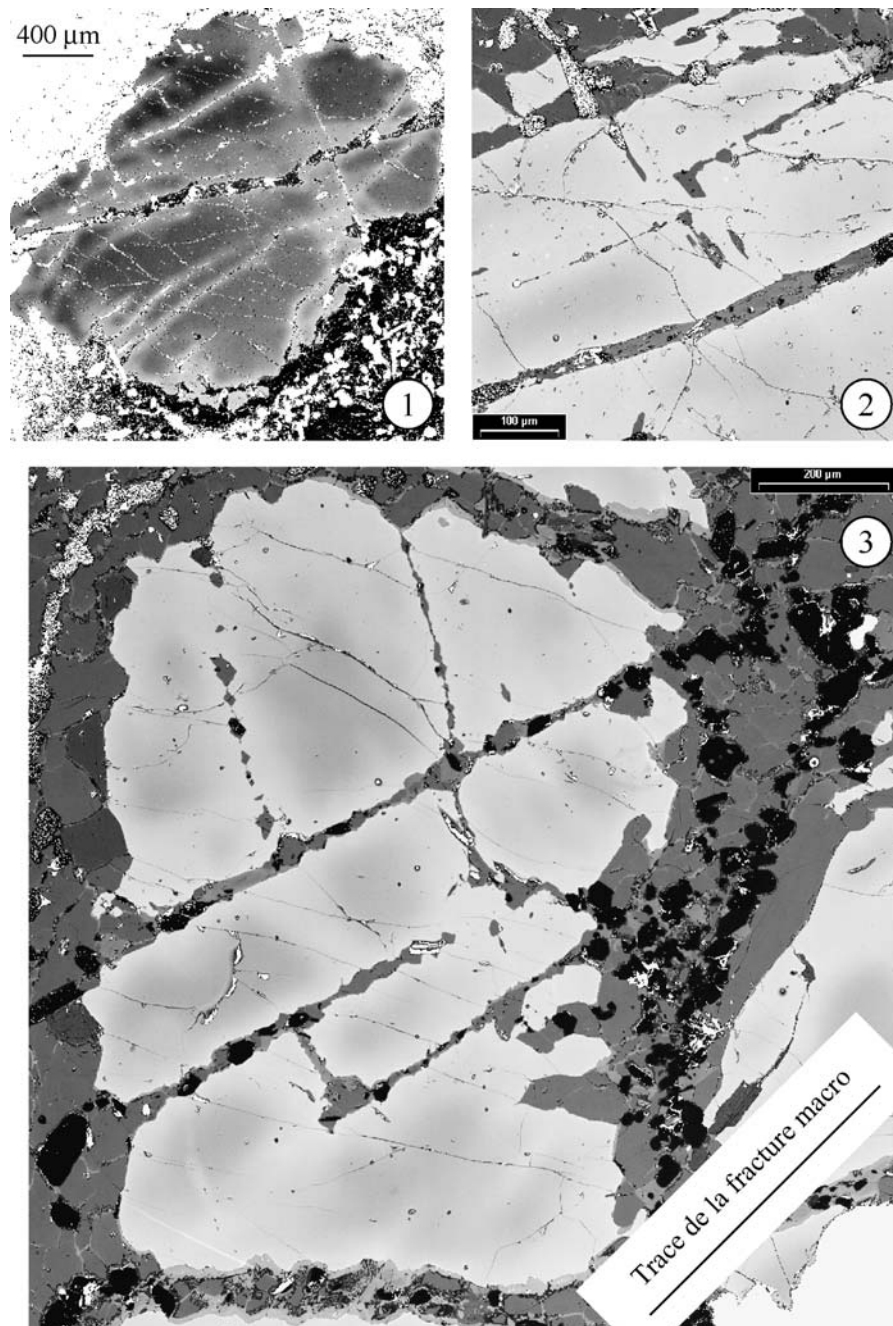


Figure V.5 : grenats de l'échantillon H01 découpés par deux familles de fractures, mises en évidence par les alignements d'inclusions, parfois disjointes (omphacite+disthène+amphibole d'HP surtout) et la rééquilibration adjacente du grenat granulitique. L'orientation de la fracture macroscopique est la même sur toutes les images. (1-Gt 2, 2-Gt7, 3-Gt9)

V.2.2 Deux générations de fractures successives ?

La plupart des microfractures semblent avoir un jeu d'ouverture en mode I, sans jeu décrochant visible. Dans l'échantillon H01, les mêmes minéraux assurent le remplissage des deux générations de microfractures. Les intersections des deux familles sont souvent remplies soit de cristaux de taille inférieure à la largeur des veines, donc difficiles à rattacher à l'une ou à l'autre des familles, soit d'un même minéral de forme tortueuse (Fig. 6). En conséquence, la chronologie entre les deux générations de fractures est difficile à déterminer.

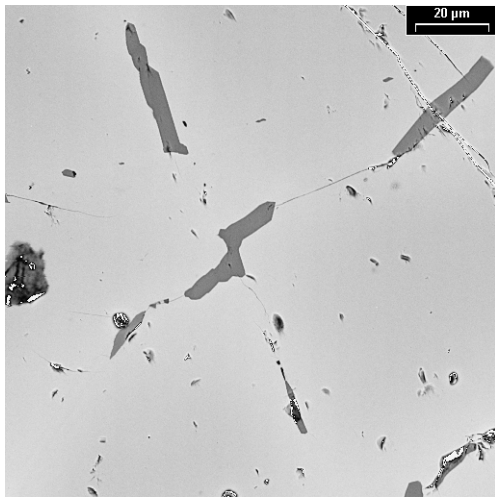


Figure V.6 : remplissage de l'intersection de deux fractures perpendiculaires par un unique cristal d'amphibole de HP. Si l'on suppose un peu de jeu décrochant senestre le long de la fracture NW-SE, celle-ci est formée postérieurement à la fracture SW-NE, mais la réactive suffisamment pour que l'amphibole cristallise dans les deux fractures à leur intersection. (H01-Gt13)

Quelques intersections présentent une chronologie, avec les minéraux d'une des deux fractures allongés et continus au travers de l'intersection. Sur les 4 intersections de cette sorte (Fig. 7), la fracture parallèle à la fracture macroscopique (orientée à $+45^\circ$ sur toutes les images de H01) est systématiquement antérieure à la fracture perpendiculaire. Il apparaît donc que les microfractures sont diachrones, avec la formation des microfractures d'orientation proche de la fracture macroscopique précédant la mise en place de celles orientées perpendiculairement.

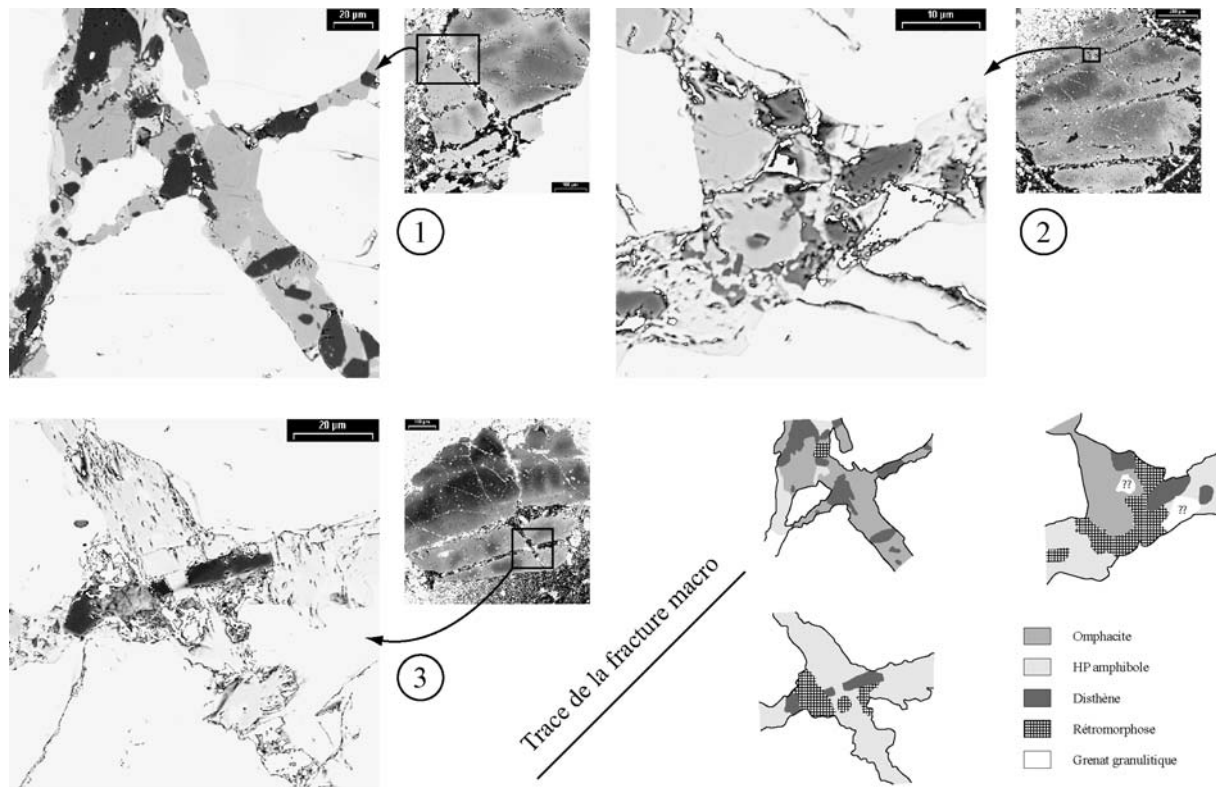


Figure V.7 : Chronologie entre les deux orientations de microfractures, avec d'abord l'ouverture des microfractures parallèles à la fracture macroscopique, suivi de l'ouverture des microfractures perpendiculaires. (H01, 1-Gt10, 2-Gt11, 3-Gt12)

V.3 Modèle mécanique du couplage réaction-fracturation

L'objectif de ce modèle est de proposer un cadre mécanique à même de rendre compte de la géométrie des microfractures et de leur chronologie. Comme nous l'avons indiqué plus haut, les microfractures sont orientées de façon systématique par rapport à la fracture macroscopique et à la bande éclogitisée, il est donc naturel de proposer que ce sont les contraintes associées au changement de volume dans cette bande qui sont à l'origine de la fracturation des grenats. La première étape, la plus longue, consiste à calculer, pour une géométrie donnée du volume d'éclogite, quelles sont les contraintes résultantes de la diminution de volume associée. La deuxième étape consiste à proposer un modèle d'évolution, en accord avec d'une part les observations des fractures et d'autre part ce calcul des contraintes.

V.3.1 Description du modèle

La bande d'éclogite située de part et d'autre de la fracture macroscopique est la coupe par la surface topographique d'un volume de géométrie inconnue. La terminaison de cette bande est difficile à observer, car elles sont rarement isolées ; ces bandes et les fractures associées forment le plus souvent un réseau plus ou moins lâche, d'organisation visiblement chaotique. La connaissance très partielle de la géométrie dans l'espace de l'ensemble des bandes d'éclogite connectées nous oblige à faire des simplifications.

Nous n'allons considérer qu'une seule fracture macroscopique et son domaine éclogitisé associé, isolés au sein de la granulite vierge. Le champ de contraintes créé par une

variation volumique dans un domaine de taille L^3 décroît en s'en éloignant comme $\frac{1}{\left(\frac{x}{L}\right)^3}$

(voir plus loin Goodier (1937)). Les bandes d'éclogite font au maximum 50 cm de largeur, les contraintes qu'elles génèrent sont divisées par plus de 50 à 1 m de distance de la bande ; or les intersections des bandes d'éclogite sont en moyenne distantes de plusieurs mètres. On peut donc considérer que les microfractures au sein et à proximité d'une bande d'éclogite résultent au premier ordre uniquement du changement de volume lié à l'éclogitisation de cette bande seule, qui peut donc être considérée comme isolée.

Le deuxième problème est la géométrie du volume d'éclogite à considérer. Ce volume, de géométrie 3D inconnue, se présente en coupe presque systématiquement sous forme d'une bande avec une fracture centrale. La solution la plus simple, qui respecte à la fois le peu d'information collectée et les inconnues restantes, est de considérer un volume de révolution, autour d'un axe de symétrie perpendiculaire à la fracture décamétrique et à la bande d'éclogite. Nous ne connaissons pas la géométrie de la terminaison loin de l'axe de révolution, précisément parce que dans la réalité ce volume n'est jamais isolé. Entre un cylindre aplati (forme de pièce de monnaie) et un ellipsoïde aplati (forme de pizza MacCain), la différence entre les solutions est négligeable dans la zone proche de l'axe de révolution qui est celle qui nous intéresse; cette deuxième solution est préférée pour son absence d'angles, qui permet d'obtenir des solutions analytiques (Fig. 8).

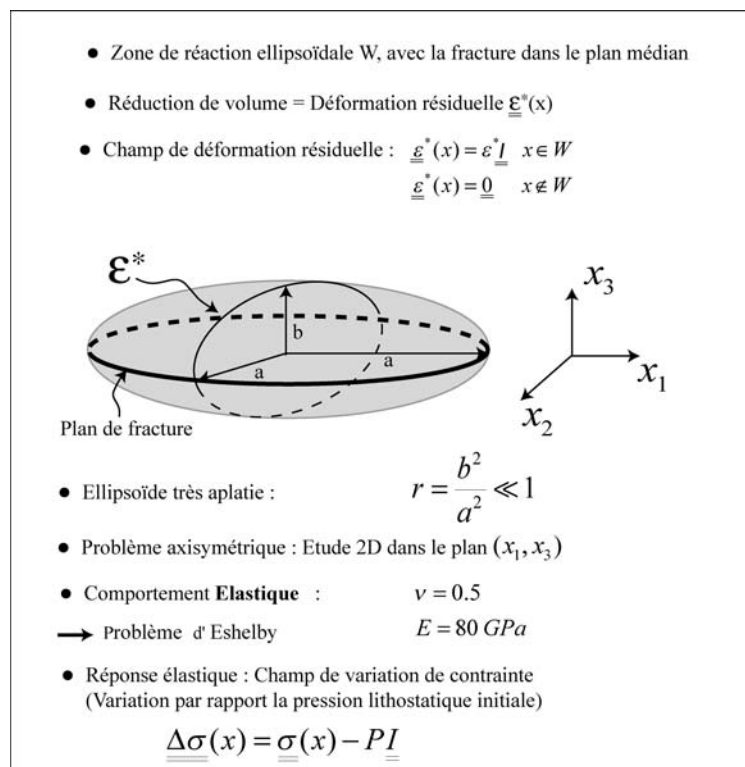


Figure V.8 : Description du modèle mécanique d'éclogitisation, qui est représentée par un champ de variation volumique résiduelle constant dans le volume ellipsoïdal d'éclogite, et nul dans la matrice granulitique qui l'entoure. Cette hétérogénéité du champ $\underline{\underline{\varepsilon}}^*(x)$ est accommodée par une déformation élastique dans et en dehors de l'inclusion éclogitique.

La variation de contraintes est représentée par un champ de déformation résiduelle $\underline{\underline{\varepsilon}}^*$, constant ($\underline{\underline{\varepsilon}}^* = \varepsilon^* \underline{\underline{I}}$) dans l'ellipsoïde d'éclogite, et nul dans la matrice granulitique infinie qui l'entoure. Puisque la transformation éclogitique conduit à une diminution de volume, $\varepsilon^* < 0$. La discontinuité de variation volumique entre le domaine éclogitique et son encaissant est

accommodée par une déformation élastique, calculée dans ce qui suit. Ce problème est équivalent à celui d'un matériau constitué de deux phases dont l'expansion thermique est différente, soumis à une variation de température (problème servant de base à l'article de Goodier (1937)).

Le choix d'une déformation élastique est justifiée par la présence de pseudotachylytes dans l'unité (Austrheim et al., 1996), qui attestent de la rapidité des transformations métamorphiques (et de la mise sous contrainte associée) par rapport à la relaxation visqueuse dans les parties éclogitiques. En l'absence de données, les paramètres élastiques sont considérés égaux dans la granulite et l'éclogite (valeurs pour une anorthosite $E=80$ GPa et $\nu=0,25$ tirées de Turcotte & Schubert (2002)).

V.3.2 Résultats du calcul des contraintes

V.3.2.1 Solution générale

Le problème de la réponse élastique à un champ hétérogène de déformation résiduelle est traité de façon formelle dans un l'article de Goodier (1937). Les deux équations gouvernant le problème sont :

-Les lois d'élasticité

$$\sigma_{ii} = \frac{E}{1-2\nu} \left(\frac{\nu}{1-2\nu} \text{tr}(\underline{\underline{\varepsilon}}) + \varepsilon_{ii} - \frac{1+\nu}{1-2\nu} \varepsilon^* \right) \quad (1)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} ; i \neq j$$

avec E module d'Young, μ module de cisaillement et ν module de Poisson

-L'équation fondamentale de la dynamique qui, en l'absence de terme d'accélération, se résume aux trois équations différentielles suivantes

$$\frac{\partial \text{tr}(\underline{\underline{\varepsilon}})}{\partial x_i} + (1-2\nu) \nabla^2 u_i = 2(1+\nu) \frac{\partial \varepsilon^*}{\partial x_i} \quad (2)$$

Si l'on suppose que les 3 composantes du déplacement peuvent s'exprimer comme les dérivées partielles d'un champ de potentiel à déterminer

$$u_i = \frac{\partial \phi}{\partial x_i} ,$$

l'équation (2) est satisfaite si

$$\nabla^2 \phi = \frac{1+\nu}{1-\nu} \varepsilon^* \quad (3)$$

Le champ de potentiel ϕ peut s'exprimer sous une forme intégrale

$$\phi = -\frac{1+\nu}{4\pi(1-\nu)} \iiint \varepsilon^*(\xi, \eta, \zeta) \frac{1}{r} d\xi d\eta d\zeta \quad (4)$$

$$r = \left((x_1 - \xi)^2 + (x_2 - \eta)^2 + (x_3 - \zeta)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

L'effet d'une variation volumique résiduelle dans un volume infinitésimal décroît en $\frac{1}{r^2}$ pour

les déplacements, et en $\frac{1}{r^3}$ pour les déformations (et les contraintes).

L'équation (3) peut aussi être exprimée sous la forme

$$\text{tr}(\underline{\underline{\varepsilon}}) = \frac{1+\nu}{1-\nu} \varepsilon^*$$

La conclusion qui découle de cette expression est que la déformation volumique élastique *solution* est nulle là où la déformation volumique résiduelle est nulle, et inversement.

$$\underline{\varepsilon}^*(\underline{x}) = 0 \Rightarrow \text{tr}(\underline{\underline{\varepsilon}}^e) = 0$$

$$\underline{\varepsilon}^*(\underline{x}) \neq 0 \Rightarrow \text{tr}(\underline{\underline{\varepsilon}}^e) \neq 0$$

En d'autres termes, l'accommodation élastique d'un champ de déformation volumique résiduelle hétérogène est réalisée par des déformations uniquement cisailantes dans les domaines où la déformation volumique résiduelle est nulle. Ainsi, la déformation élastique de la matrice de granulite qui entoure l'éclogite ne comporte pas de composante de variation volumique.

V.3.2.2 Solution pour l'ellipsoïde

Le problème considéré est à rapprocher des problèmes de type matrice-inclusion, à la base de l'étude mécanique du comportement des matériaux hétérogènes. Ces problèmes, à la suite de Goodier (1937) et de l'étude classique de l'inclusion par Eshelby (1957), ont été étudiés en détail et possèdent des solutions analytiques pour des géométries d'inclusion ellipsoïdales et un champ de déformation résiduelle uniforme dans l'inclusion. Nous ne présentons ici que les résultats finaux, les calculs pour y parvenir furent longs et achevés de haute lutte. Le lecteur intéressé pourra se référer à l'ouvrage de François et al. (1995a) pour un aperçu et à Nemat-Nasser & Hori (1993)-section 11 pour une description détaillée de cette classe de problèmes de mécanique.

On suppose que granulite et éclogite sont des solides élastiques homogènes et isotropes de même modules élastiques

$$C_{ijkl} = 2\mu \left(\frac{\nu}{1-2\nu} \delta_{ij} \delta_{kl} + \frac{1}{2} (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \right)$$

L'élasticité est définie par

$$\underline{\underline{\sigma}} = \underline{\underline{C}} \underline{\underline{\varepsilon}}^e ; \sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}^e$$

L'exposant "e" indique que seules les déformations élastiques entraînent le développement de contraintes. La déformation totale est la somme d'une déformation élastique et d'une déformation résiduelle

$$\underline{\underline{\varepsilon}} = \underline{\underline{\varepsilon}}^e + \underline{\underline{\varepsilon}}^*$$

Pour un champ de déformation résiduelle uniforme dans l'inclusion, le champ de déformation solution peut s'écrire sous la forme

$$\varepsilon_{ij}(\underline{x}) = S_{ijkl}^\infty(\underline{x}, W) \varepsilon_{kl}^* \quad (5)$$

où le tenseur $\underline{\underline{S}}^\infty$ est le tenseur d'Eshelby, variable suivant le point \underline{x} considéré et la géométrie W de l'inclusion.

Les contraintes résultantes sont

$$\sigma_{ij}(\underline{x}) = C_{ijkl} \left(S_{klmn}^\infty(\underline{x}, W) - I_{klmn} \right) \varepsilon_{mn}^* \quad \underline{x} \in W$$

$$\sigma_{ij}(\underline{x}) = C_{ijkl} S_{klmn}^\infty(\underline{x}, W) \varepsilon_{mn}^* \quad \underline{x} \notin W$$

Le résultat majeur d'Eshelby (1957) est de montrer que pour une inclusion de géométrie ellipsoïdale contenant un champ de déformation résiduelle constant, le tenseur d'Eshelby, et par conséquent les déformations et les contraintes, sont constants dans l'inclusion.

V.3.2.2.1 Dans l'inclusion

Le calcul du tenseur d'Eshelby dans l'inclusion conduit à la solution suivante :

$$\underline{\underline{\varepsilon}} = \begin{bmatrix} A & 0 & 0 \\ 0 & A & 0 \\ 0 & 0 & B \end{bmatrix} \varepsilon^*$$

avec $tr(\underline{\underline{\varepsilon}}) = 2A + B = \frac{1+\nu}{1-\nu} = m$

Les valeurs de A et B dépendent du rapport de forme (b/a) de l'inclusion ellipsoïdale (Fig. 9). On vérifie bien que pour la sphère (r=1), A et B convergent vers la même valeur.

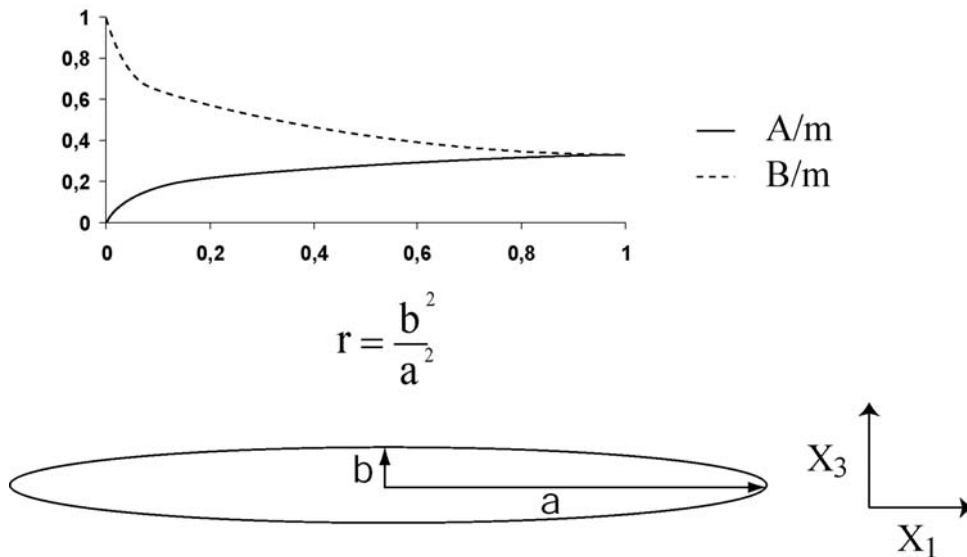


Figure V.9 : valeurs des paramètres A et B (normalisés par m), respectivement proportionnels à $\varepsilon_{11}/\varepsilon_{22}$ et ε_{33} suivant la géométrie de l'inclusion. L'ellipse en bas représente la coupe dans le plan $X_2=0$ d'un ellipsoïde de rapport de forme $\frac{b}{a} = 0,1$.

Les déformations élastiques dans l'inclusion valent

$$\underline{\underline{\varepsilon}}^e = \begin{bmatrix} A-1 & 0 & 0 \\ 0 & A-1 & 0 \\ 0 & 0 & B-1 \end{bmatrix} \varepsilon^*$$

On vérifie bien que pour un solide incompressible ($\nu = \frac{1}{2}$), la trace de $\underline{\underline{\varepsilon}}^e$ est nulle.

et les contraintes résultantes

$$\underline{\underline{\sigma}} = (K - \frac{2}{3}\mu)tr(\underline{\underline{\varepsilon}}^e)\underline{\underline{I}} + 2\mu\underline{\underline{\varepsilon}}^e$$

$$\underline{\underline{\sigma}} = (K - \frac{2}{3}\mu)(\frac{1+\nu}{1-\nu} - 3)\varepsilon^*\underline{\underline{I}} + 2\mu\underline{\underline{\varepsilon}}^e$$

ou bien encore

$$\underline{\underline{\sigma}} = 2\mu\varepsilon^* m \begin{bmatrix} \frac{A}{m} - 1 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{A}{m} - 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{B}{m} - 1 \end{bmatrix} \quad (6)$$

V.3.2.2.2 Hors de l'inclusion

En dehors de l'inclusion, le tenseur d'Eshelby n'est plus constant ; nous avons calculé sa valeur pour la limite extérieure de l'ellipsoïde. Dans le plan de coupe $X_2=0$, la limite de l'ellipsoïde est définie par $(\frac{x_1}{a})^2 + (\frac{x_3}{b})^2 = 1$. Pour simplifier les expressions, on peut définir deux nouvelles variables

$$X_1 = \frac{x_1}{a} \quad ; \quad X_3 = \frac{x_3}{b}$$

Le calcul des déformations solutions, pour les points situés à la limite extérieure de l'ellipsoïde, donne

$$\underline{\underline{\varepsilon}} = \begin{bmatrix} A - m \frac{X_1^2 r}{X_1^2 r + X_3^2} & 0 & \frac{X_1 X_3 \sqrt{r}}{X_1^2 r + X_3^2} \\ 0 & A & 0 \\ \frac{X_1 X_3 \sqrt{r}}{X_1^2 r + X_3^2} & 0 & B - m \frac{X_3^2}{X_1^2 r + X_3^2} \end{bmatrix} \varepsilon^*$$

On vérifie bien que la trace de $\underline{\underline{\varepsilon}}$ est nulle en dehors de l'ellipsoïde, comme indiqué par la solution générale tirée de (Goodier, 1937).

Les contraintes résultantes valent simplement

$$\underline{\underline{\sigma}} = 2\mu\underline{\underline{\varepsilon}}$$

V.3.2.2.3 Limite quand r tend vers 0

Quand l'ellipsoïde devient infiniment aplati ($r \rightarrow 0$), $A \rightarrow 0$ et $B \rightarrow m$. les contraintes dans l'inclusion sont uniquement dirigées dans les directions 1 et 2, c'est-à-dire suivant les directions d'allongement maximal de l'ellipsoïde, la contrainte dans la direction 3 étant nulle (Eq. 6). Ce résultat est assez logique, et correspond au fait que pour un ellipsoïde infiniment aplati, les surfaces planaires de normale X_3 , situées au dessus et en dessous de l'ellipsoïde, sont de taille infinie et peuvent se déplacer librement suivant la direction X_3 , sans générer de contrainte suivant X_3 .

V.3.2.2.4 Orientation des contraintes

La comparaison de l'expression des contraintes de part et d'autre de la limite de l'ellipsoïde montre que les contraintes sont discontinues entre le volume éclogitisé et la matrice qui l'entoure (seules, par construction, les tractions exercées sur la surface de l'ellipsoïde sont égales). La contrainte principale extensive maximale pour $\frac{b}{a} = 0,1$ dans la zone d'intérêt (près de $X_1=0$, où les zone éclogitique se présente comme une bande) est de direction différente dans l'éclogite et en dehors : dans l'inclusion, la direction maximale d'extension est dirigée suivant les directions 1 et 2, tandis qu'en dehors la contrainte extensive

maximale est dirigée suivant la direction 3 (Fig. 10). Pour des inclusions beaucoup plus allongées ($r \rightarrow 0$), cette orientation des contraintes principales maximales reste valide.

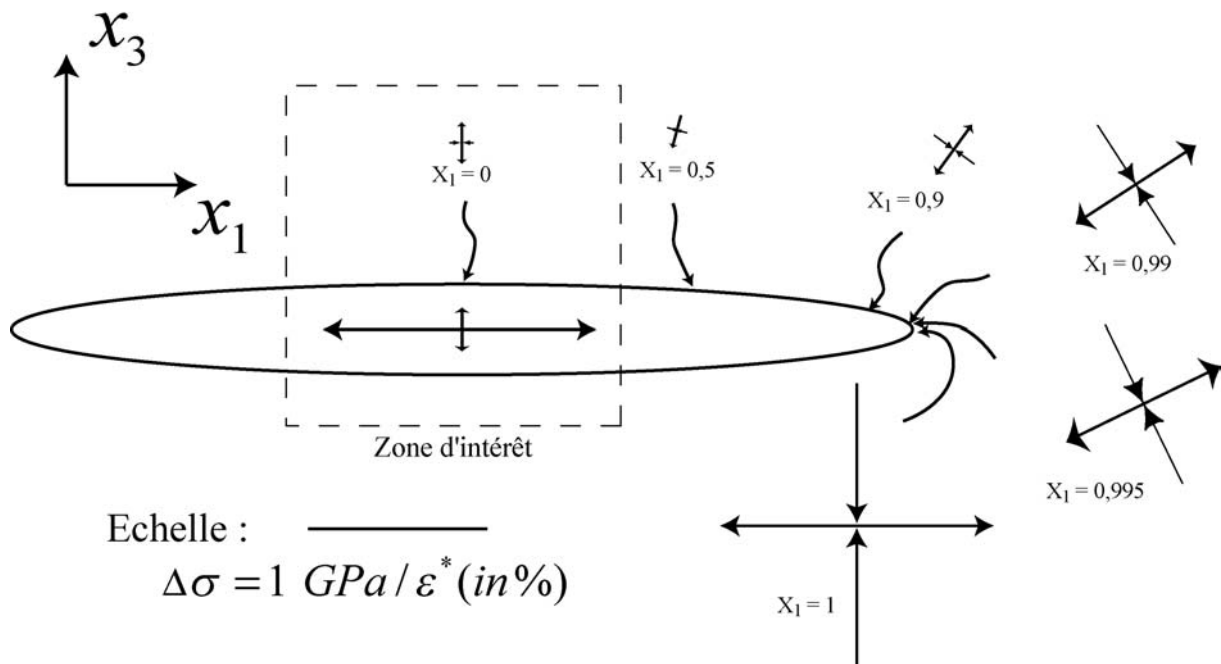


Figure V.10 : Contraintes (principales dans le plan x_1 - x_3) issues d'une diminution volumique uniforme dans l'inclusion. Dans la zone d'intérêt, où la surface de l'inclusion est perpendiculaire à X_3 , les contraintes σ_3 sont égales de part et d'autre de la frontière. σ_3 est la contrainte principale extensive hors de l'inclusion, alors que dans l'inclusion la contrainte principale extensive est dirigée suivant x_1 . Toutes les contraintes sont normalisées pour 1% de diminution volumique.

V.3.3 Orientations des microfractures dans les grenats

L'étude de l'orientation des contraintes associées à la diminution de volume dans la zone éclogitique est en accord avec l'orientation des microfractures dans le grenat, si on suppose que ces microfractures s'ouvrent en mode I, c'est-à-dire perpendiculairement à la contrainte principale extensive maximale. Cette ouverture en mode I est vraisemblable, puisque les grenats ne semblent pas décalés par ces fractures. Dans la zone éclogitique, les fractures s'ouvrent perpendiculairement à X_1 , tandis que sur ses bords, les fractures s'ouvrent perpendiculairement à X_3 .

La présence des deux familles de fractures dans un grenat peut s'expliquer par sa position successivement en dehors et dans la zone éclogitique (Fig. 11). La chronologie des fractures ainsi créées respecte l'ordre supposé de mise en place des deux familles d'orientations : d'abord sont formées les fractures perpendiculaires à X_3 (donc parallèles à la fracture macroscopique), suivies, après progression de la zone éclogitisée, des fractures perpendiculaires à X_1 (perpendiculaires à la fracture macroscopique).

La prédominance d'une ou l'autre des orientations de microfractures est sans doute à rattacher à la différence d'intensité des deux épisodes successifs de fracturation. Ainsi, pour E01, l'échantillon, bien qu'un peu éclogitique, est sans doute resté à la frontière de la zone fortement éclogitisée. A l'inverse, dans le cas de C01, la propagation de la zone éclogitique s'est sans doute faite suffisamment rapidement pour que la première phase de fracturation soit réduite.

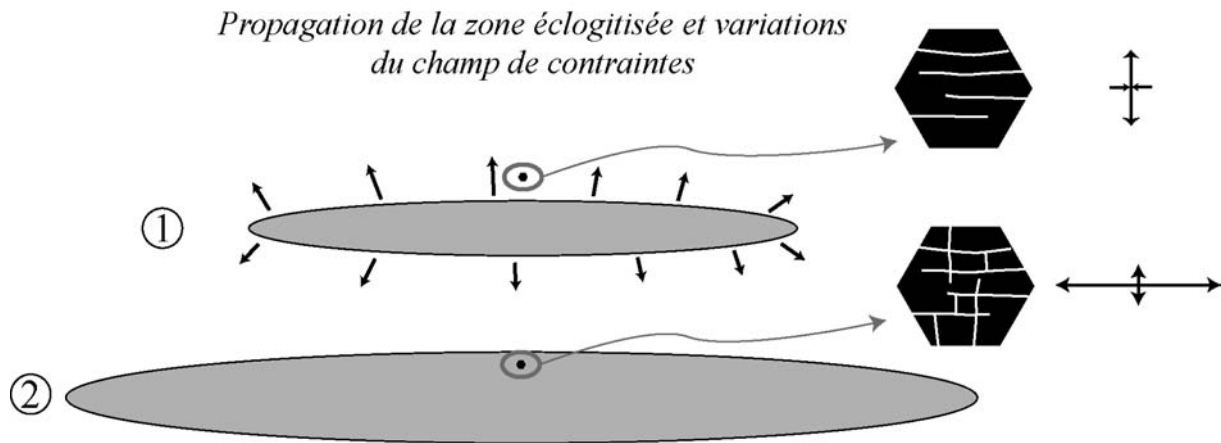


Figure V.11 : Modèle de microfracturation du grenat dans les bandes éclogitiques. Suivant sa position à l'intérieur ou en dehors de la zone éclogitisée, l'orientation de la contrainte principale extensive maximale est différente. La propagation de la zone éclogitique permet à un même grenat d'être successivement en dehors et dans la zone d'éclogite, et d'être fracturé dans les deux directions perpendiculaires.

V.4 Fracturation des grenats dans les larges bandes de cisaillement éclogitiques

Les échantillons H28 et H30, prélevés dans la large bande de cisaillement éclogitique de Lower Eldsfjellet, sont eux-aussi marqués par une fracturation très importante. L'étude des orientations des microfractures (Fig. 12) montre une organisation systématique dans un repère local défini par le plan de foliation, avec la prédominance des fractures orientées soit parallèles soit perpendiculaires au plan de foliation (les deux lames minces sont coupées dans le plan XZ - parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la foliation).

Cette orientation des microfractures, parallèles ou perpendiculaires à la foliation donc à la bande de cisaillement décamétrique, peut s'expliquer suivant notre modèle par la formation de la bande de cisaillement décamétrique par croissance et coalescence de bandes éclogitiques de plus petite taille, toutes orientées parallèlement. Cependant, la bande de cisaillement est le siège d'une déformation importante, marquée entre autres par la mise en place de la foliation éclogitique. Si les fractures dans les grenats gardent leur orientation initiale, acquise lors de la formation de la bande de cisaillement éclogitique, cela implique que la déformation éclogitique postérieure, localisée dans la bande de cisaillement, est essentiellement coaxiale. Cette conclusion est en relatif désaccord avec l'étude structurale présentée dans le chapitre suivant, qui montre une déformation cisailante importante dans les zones très éclogitisées. Cependant, cette déformation cisailante n'est pas évidente dans toutes les bandes de cisaillement (qui sont alors abusivement nommés ainsi), et il est possible que dans la zone, assez restreinte, d'où proviennent les deux échantillons, la déformation soit essentiellement irrotationnelle, permettant de conserver les orientations des microfractures acquises précocement. Les deux lames minces, bien que bien foliées, ne présentent d'ailleurs pas de structures asymétriques marquées, comme des bandes C'.

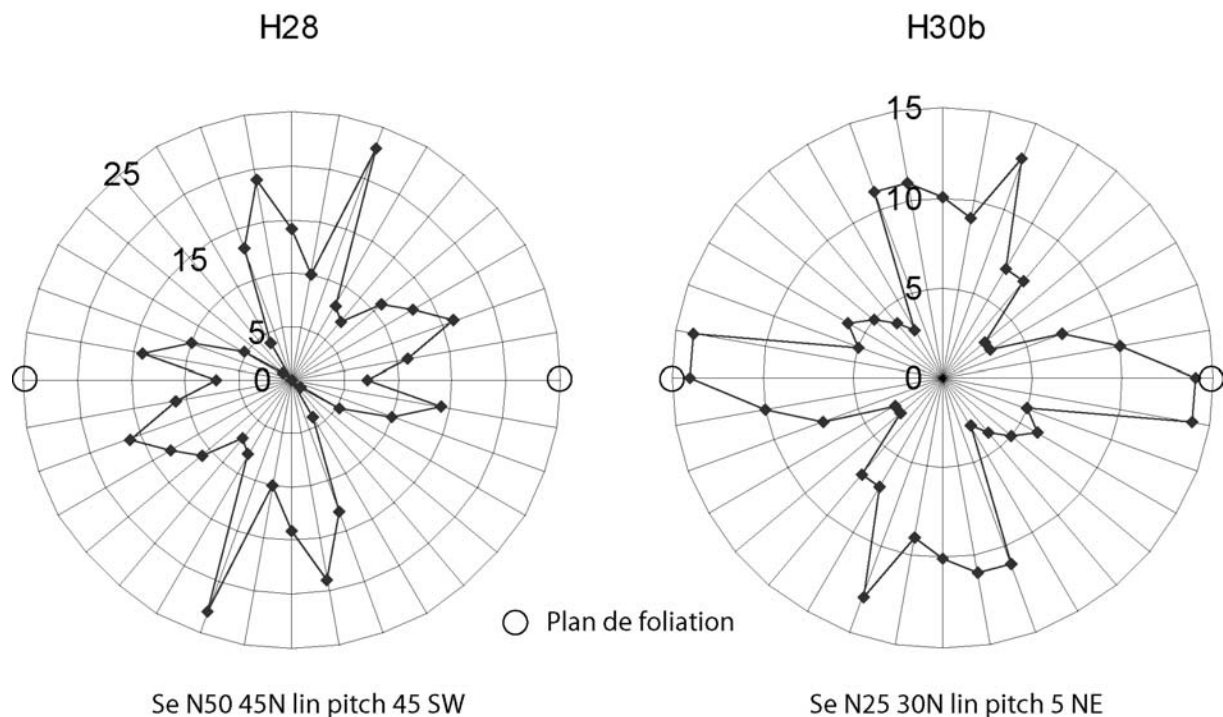


Figure V.12 : Distribution des orientations des microfractures éclogitiques dans les grenats d'échantillons prélevés dans des larges zones de cisaillement éclogitiques. Les lames minces sont parallèles à la linéation et perpendiculaires au plan de foliation, dont la trace définit l'orientation N90. Les nombres portés sur les cercles concentriques indiquent le nombre de fractures observées avec une orientation donnée (les angles sont définis modulo 180°). Sous chaque diagramme est indiquée l'orientation de la foliation éclogitique.

V.5 Conclusions

L'approche adoptée ici, qui modélise l'éclogitisation en introduisant un champ de déformation résiduelle dans un volume ellipsoïdal, nous permet de calculer de façon rigoureuse l'orientation des contraintes et donc des microfractures associées dans les grenats. Ce modèle considère comme hypothèse principale que les microfractures sont créées par des contraintes locales (de l'ordre de quelques mètres), et non pas de grande échelle, et que ces contraintes ne sont pas liées au passage de la fracture macroscopique mais qu'elles sont associées à la diminution de volume du domaine transformé. Les orientations systématiques des microfractures dans les grenats sont en accord avec les conclusions de ce modèle mécanique.

La conséquence du mécanisme proposé de microfracturation est que la propagation de la zone éclogitisée n'est pas assurée par diffusion uniquement, mais par un processus complexe couplant les effets synergiques de la diffusion, des réactions métamorphiques et de la microfracturation. Comme indiqué par Jamtveit et al. (2000), ce couplage aboutit à une progression du front de réaction à vitesse constante, c'est-à-dire beaucoup plus rapidement que par diffusion.

Ce travail reste préliminaire, d'une part à cause du faible nombre d'échantillons analysés, d'autre part parce que les orientations des microfractures dans les larges zones de cisaillement ne sont pas facilement explicables avec notre modèle, en tout cas pas en accord avec la déformation fortement cisillante mise en évidence en de nombreux endroits. La

campagne d'échantillonnage prévue pour l'été 2005 a en partie pour objectif de permettre d'étayer les conclusions présentées ici.

L'approche mécanique développée ici est sans échelle ; nous l'avons appliquée à des objets de taille métrique, mais elle est probablement pertinente à l'échelle du massif entier, formé au premier ordre d'une matrice granulitique contenant des volumes d'éclogite très anisotropes, de taille kilométrique. La description de la propagation à grande échelle des volumes d'éclogite, décrite en chapitre 7, implique la formation d'une zone endommagée entre l'éclogite et la granulite saine. Les contraintes importantes qui conduisent à la fracturation macroscopique dans cette zone endommagée résultent sans doute pour partie des réactions métamorphiques dans le volume d'éclogite adjacent, et peuvent être étudiée par les méthodes de type "matrice-inclusion" (le problème est très comparable aux processus de microfracturation décrits dans ce chapitre). Par ailleurs, ces méthodes permettent de façon très similaire d'intégrer la différence de rhéologie entre l'inclusion éclogitique et la matrice granulitique (cette fois en comportement visqueux et plus élastique), et d'estimer les concentrations de contraintes liées à la faible viscosité de l'éclogite lorsque des contraintes tectoniques sont appliquées aux limites. Ainsi ces méthodes forment un cadre mécanique unique, encore à développer, dans lequel les deux candidats potentiels à l'endommagement et à la propagation des volumes éclogitiques (variation volumique liée au métamorphisme vs contraintes tectoniques) pourraient être estimés et comparés.

Chapitre VI

La déformation éclogitique sur Holsnøy enregistre les premiers stades de l'exhumation

VI.1 Méthodes d'étude de la déformation ductile	203
VI.1.1 Critères cinématiques	203
VI.1.1.1 Ellipsoïde de la déformation	203
VI.1.1.2 Modes de déformation	205
VI.1.1.3 Marqueurs de la déformation	206
VI.1.2 Application à la déformation éclogitique	207
VI.2 Cinématique de la déformation éclogitique	208
VI.2.1 Grandes bandes de cisaillement éclogitiques	208
VI.2.2 Domaines de granulite peu éclogitisée	210
VI.2.3 Données de terrain	211
VI.3 Articles 2 et 3	212
VI.4 Annexes	273

VI La déformation éclogitique enregistre les premiers stades de l'exhumation

Depuis la mise en évidence du métamorphisme éclogitique dans la Nappe de Lindås, il y a environ 20 ans (Austrheim & Griffin, 1985), la déformation éclogitique, bien que reconnue, a fait l'objet de peu d'intérêt. En dehors des études structurales de Boundy et al. (1992) et Rey et al. (1999), la plupart des travaux ont porté, ou bien sur les mécanismes de propagation des zones éclogitiques, ou alors sur la caractérisation pétrographique des réactions d'éclogitisation, c'est-à-dire sur les modalités de mise en place des éclogites, et pas sur ses conséquences. Pourtant, les réactions métamorphiques conduisent à un affaiblissement mécanique important, qui, couplé à l'action de forces aux limites relativement élevées, est à l'origine de la déformation assez intense des domaines éclogitisés.

L'objectif de l'étude structurale que nous avons réalisée est de caractériser la géométrie et la cinématique de la déformation éclogitique, et d'interpréter celle-ci en termes d'évolution géodynamique de l'unité de haute-pression. Ce changement d'échelle ne va pas de soi : un candidat possible pour expliquer la déformation éclogitique est la variation de volume liée aux réactions métamorphiques. Dans cette hypothèse, la déformation éclogitique a une signification uniquement locale, est très variable à l'échelle de l'unité et n'est par nature pas interprétable à grande échelle. L'homogénéité à l'échelle de l'unité de la déformation éclogitique nous permet de montrer qu'il n'en est rien, et sa cinématique, cohérente avec les directions de mouvement régionales, est à la base du modèle proposé d'évolution géodynamique.

VI.1 Méthodes d'étude de la déformation ductile

L'étude structurale de la déformation a pour objectif (ambitieux !) de décrire l'évolution de la géométrie des objets entre l'état initial et final. Seul l'état final est observable, qui n'a parfois plus qu'une parenté très lointaine avec l'état de départ. Cet état de référence n'est pas défini a priori, il dépend de l'épisode de déformation d'intérêt : l'état de référence pour la déformation éclogitique n'est pas l'anorthosite magmatique, mais son équivalent après intense déformation dans le faciès granulitique.

Le découpage de la déformation en épisodes successifs discontinus, tandis que les conditions aux limites changent continûment, est le résultat d'une part de l'enregistrement souvent discontinu de la déformation par les roches, d'autre part des nécessités de la description et de l'analyse. Par ailleurs, l'association entre les phases de déformation définies et les faciès métamorphiques n'est pas toujours approprié, d'abord parce que l'extension d'une phase de déformation ne coïncide en général pas avec les limites des faciès, ensuite parce qu'au sein d'un même faciès, les conditions de la déformation peuvent varier fortement. Ces réserves sont pertinentes a posteriori, lorsque la variabilité des objets déformés ne permet pas de définir d'épisode de déformation avec une géométrie claire. Dans le cas qui nous occupe, la cinématique de la déformation dans le faciès des éclogites est suffisamment claire pour permettre de parler d'"épisode de déformation éclogitique".

VI.1.1 Critères cinématiques

VI.1.1.1 Ellipsoïde de la déformation

La *transformation* d'un objet (9 composantes indépendantes), au sens de la mécanique des solides, peut s'exprimer comme le "produit" d'une déformation et d'une rotation (respectivement 6 et 3 composantes indépendantes). La déformation peut être représentée par un tenseur du deuxième ordre symétrique, dont les 6 paramètres indépendants sont sous sa forme diagonale les 3 valeurs diagonales et les 3 valeurs de l'orientation du repère des valeurs

principales. Les 3 valeurs diagonales, classées par ordre décroissant X, Y et Z, permettent de définir l'ellipsoïde de déformation, qui rend compte de la "différence de forme" entre l'objet initial et final.

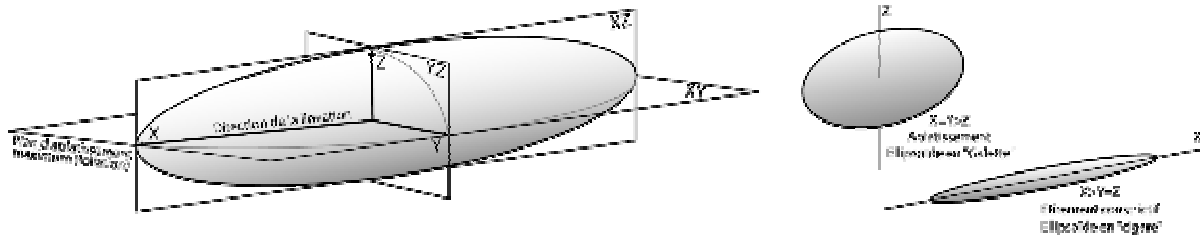


Figure V.1 : Ellipsoïde de déformation, montrant l'état final d'un objet initialement sphérique. Les axes principaux de la déformation sont les directions X, Y et Z. X, l'axe d'allongement maximal, est matérialisé sur les échantillons naturels par la linéation d'étirement, tandis que le plan perpendiculaire à l'axe de raccourcissement Z (plan XY) correspond au plan de foliation. Deux fabriques particulières, pour des valeurs extrêmes de Y, sont distinguées : forme de galette dans le cas $X=Y > Z$, forme de cigare dans le cas $X > Y=Z$.

Le plan perpendiculaire à l'axe de raccourcissement Z est matérialisé sur les échantillons naturels par la foliation de la roche, correspondant à l'organisation en feuillets parallèles de composition minéralogique différente, et/ou la schistosité, débit mécanique suivant des plans préférentiels. Au sein de cette foliation (c'est-à-dire les plans XY), l'axe d'allongement maximal X est matérialisé dans les roches métamorphiques par la présence d'une linéation minérale, correspondant à l'orientation préférentielle de cristaux eux-mêmes allongés, et/ou par l'allongement préférentiel d'objets anté-tectoniques déformés tels que des cristaux, des fossiles, des galets (linéation d'étirement).

La déformation intermédiaire, Y, est par nature bornée par les valeurs de X et Z. Au sein de ce domaine de variations possibles, les 2 valeurs extrêmes correspondent à des cas de figure-types de déformation. Dans le cas $Y=X$ (aplatissement), l'ellipsoïde de déformation a la forme d'une galette, la déformation morphologiquement dominante est le raccourcissement suivant Z, qui s'exprime par l'acquisition d'une foliation très marquée, tandis que la linéation n'est pas visible (S-tectonite). Dans le cas $Y=Z$ (étirement constrictif), l'ellipsoïde de déformation a la forme d'un cigare, la déformation morphologiquement dominante est l'étirement suivant X, qui s'exprime par l'acquisition d'une linéation très marquée, tandis que la foliation n'est pas visible (L-tectonite). Tous les cas de figure intermédiaires entre ces deux cas types sont classés suivant l'importance respective de la linéation et de la foliation (Fig. 2).

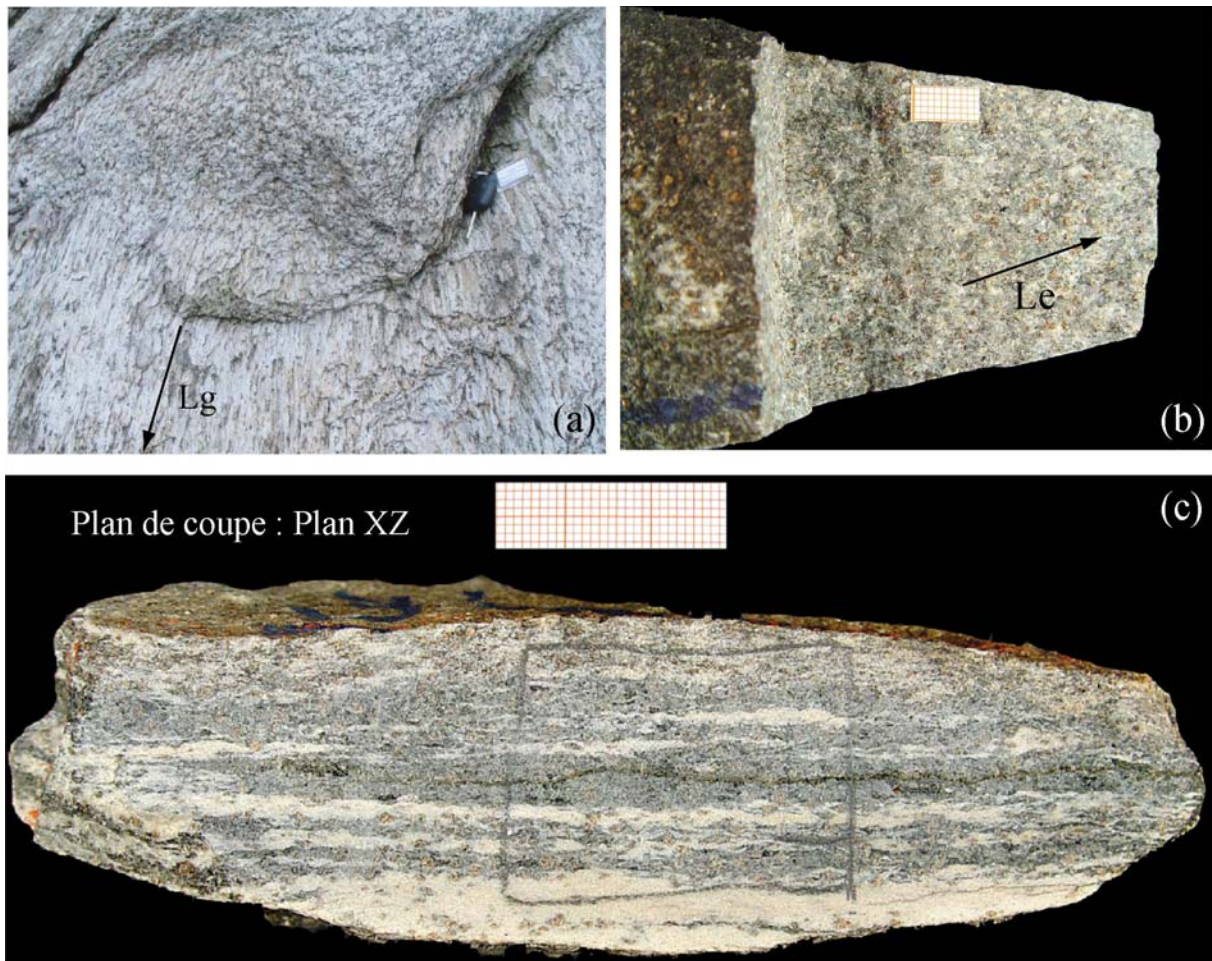


Figure V.2 : (a) La déformation granulitique est caractérisée par la formation des coronas et l'acquisition d'une fabrique essentiellement linéaire. La foliation est en général relativement discrète, et parfois, comme sur la photo, quasiment absente (L-tectonite). (b et c) La déformation écolitique est caractérisée par l'acquisition d'une foliation, définie par l'alternance de lits sombres à omphacite et grenats et clairs à clinozoïsite, phengite et disthène, et d'une linéation, définie par l'orientation préférentielle des cristaux allongés d'omphacite, de clinozoïsite et de disthène, qui est cependant parfois peu marquée. (b et c respectivement H16 et H26)

VI.1.1.2 Modes de déformation

Deux cas-types de *transformation* d'un objet sont classiquement le cisaillement pur et cisaillement simple (Fig. 3). En termes de *déformation finie*, au sens de la mécanique des solides, ces deux modes de transformation peuvent être équivalents : une même forme de l'objet transformé peut être aussi bien acquise par cisaillement pur que simple. La différence se fait pour l'évolution des axes du repère matériel particulier figuré dans l'état initial (Fig. 3), qui convergent l'un vers l'autre en cisaillement simple, mais qui par contre restent orthogonaux et suivant leurs directions originelles en cisaillement pur. Ainsi le mode de transformation en cisaillement simple implique une composante de rotation, absente du mode de cisaillement pur. Ce mode de cisaillement simple est bien plus complexe, puisque l'axe X de l'ellipsoïde, qui tend vers la direction \bar{x} pour une forte quantité de déformation, ne

coïncide pas avec l'axe σ_3 , bissecteur de l'angle (\vec{x}, \vec{y}) (qui est aussi l'un des 2 axes principaux de la déformation *instantanée*).

Ainsi, la caractérisation de la *transformation* d'un objet nécessite à la fois de quantifier la *déformation* (évolution de la surface d'une sphère-ellipsoïde de déformation), ainsi que les *rotations* associées (évolution d'axes matériels imaginaires de l'état initial). La transformation réelle d'un objet est bien évidemment intermédiaire entre ces deux cas-types. On la décrira plutôt suivant l'un ou l'autre des modes suivant sa similarité. Il est important de noter qu'en géologie transformation et déformation ne sont pas distinguées et sont intégrées dans le terme générique de déformation. Nous utiliserons ce formalisme simplifié à partir d'ici, en employant déformation pour désigner à la fois la déformation s.s. et les rotations.

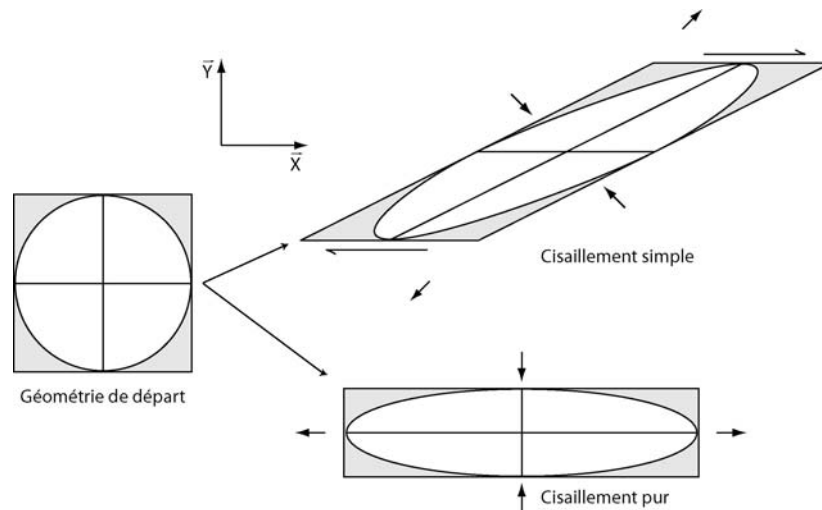


Figure V.3 : Modes-typés de transformation d'un objet. La transformation en cisaillement simple implique la rotation des axes particuliers figurés, tandis que dans celle en cisaillement pur les 2 axes du repère particulier conservent leur orientation originelle. Les flèches pleines représentent les axes principaux de la déformation infinitésimale, les deux autres flèches en cisaillement simple correspondent au déplacement aux limites imposé.

VI.1.1.3 Marqueurs de la déformation

Si tous les objets géologiques déformés sont potentiellement porteurs d'information sur la déformation, la qualité de celle-ci est très variable, et surtout cette information est en général partielle. La reconstitution de toutes les composantes de la déformation nécessite d'utiliser un ensemble de critères et de marqueurs variés.

L'orientation des axes de l'ellipsoïde de déformation sont indiqués par la foliation (perpendiculaire à Z) et la linéation (parallèle à X). En revanche, ces deux marqueurs essentiels, qui ne réfèrent à aucun état initial, ne renseignent pas du tout sur les valeurs de la déformation, ni sur l'importance des rotations.

Les marqueurs du cisaillement permettent en général de caractériser la géométrie des rotations (Fig. 4), sans souvent permettre de quantifier ces rotations.

La quantification de la déformation (c'est-à-dire l'estimation numérique de X, Y et Z et des taux de rotation) est relativement difficile, car elle nécessite de connaître avec précision la géométrie initiale des objets déformés, ce qui est rarement le cas. L'existence de certaines structures comme les plis en fourreau est, en soi, indicatrice de taux de cisaillement très élevés ($\gamma \sim 10$) (Cobbold & Quinquis, 1980).

A partir de tous ces critères relevés à l'échelle de l'affleurement, l'objectif de l'analyse structurale est d'en tirer un motif de plus grande échelle, rendant compte du maximum possible d'information. Ce transfert d'échelle est une difficulté majeure, tant l'hétérogénéité des lithologies, des géométries et des réactions métamorphiques tendent à brouiller le signal de grande échelle.

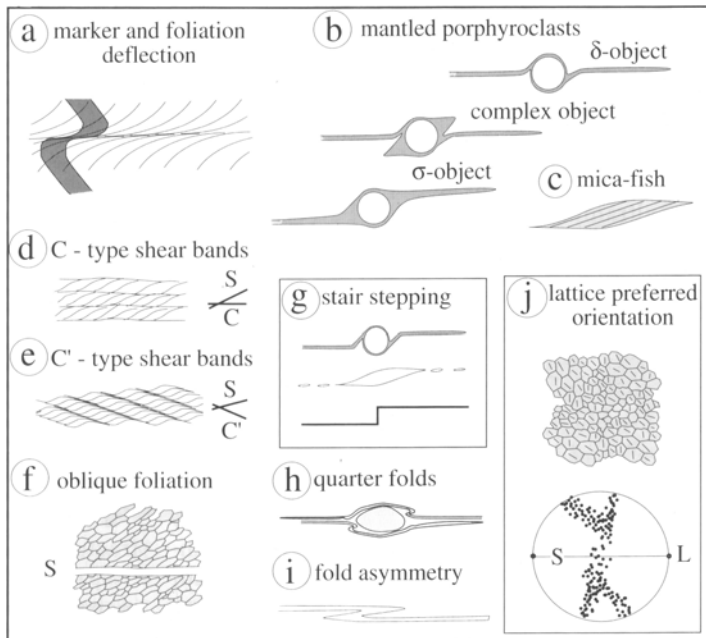


Figure VI.4 : marqueurs asymétriques indicateurs d'un cisaillement dextre. Tous ces objets sont vus en coupe dans le plan (XZ). D'après (Passchier & Trouw, 1998), p105.

VI.1.2 Application à la déformation éclogitique

En plus de la description morphologique des structures éclogitiques, l'analyse structurale que nous avons réalisée sur l'île d'Holsnøy a principalement consisté à mesurer les orientations des foliations et des linéations éclogitiques sur une large zone géographique et à collecter des critères de cisaillement. Ces critères de cisaillement sont principalement de deux types : soit des zones de cisaillement d'épaisseur <1m, qui montrent des décalages des objets et/ou une déformation asymétrique de la foliation granulitique et des coronas, soit des boudins de granulite, de forme asymétrique, enrobés dans une matrice éclogitique dont la foliation, elle aussi asymétrique, épouse la forme (Fig. 5). En plus de ces deux critères, au sein de certaines larges bandes de cisaillement éclogitiques, nous avons relevé des structures S-C', qui indiquent aussi le sens de cisaillement.

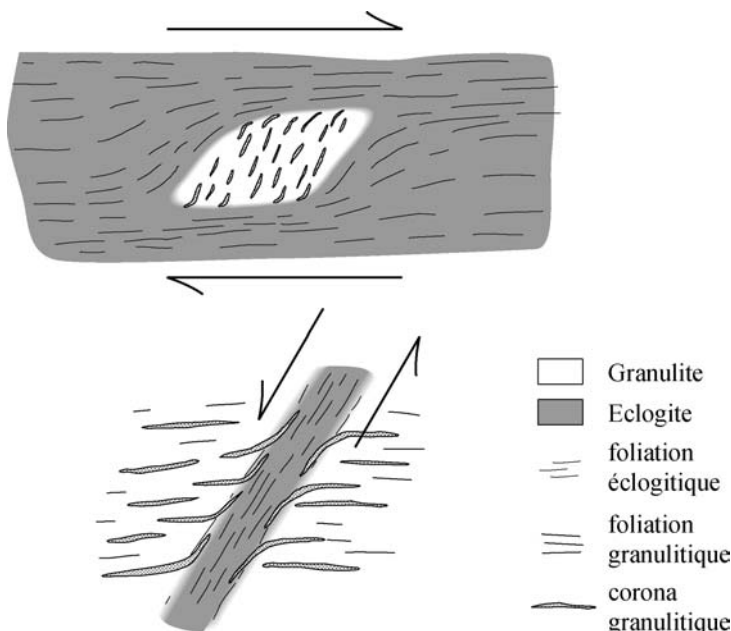


Figure VI.5 : Marqueurs asymétriques principaux de la déformation éclogitique. (Haut) Boudins de granulite asymétriques, enrobés par la foliation éclogitique asymétrique. Le sens de cisaillement dextre déduit de ces asymétries est cohérent avec la déflexion des coronas sur le bord du boudin. (Bas) Bandes de cisaillement asymétriques. Le sens de cisaillement senestre est déduit de la déflexion des coronas et de la foliation granulitique à l'approche du domaine éclogitisé.

VI.2 Cinématique de la déformation éclogitique

L'étude structurale de tous ces critères de déformation nous a permis de mettre en évidence l'homogénéité de la déformation à l'échelle de l'unité de haute-pression. Même si les traits structuraux sont différents, aussi bien les larges bandes de cisaillement éclogitiques, où affleurent çà et là des boudins de granulite asymétriques, que les domaines de granulite bien préservée, traversés par un réseau de bandes de cisaillement éclogitiques mineures, montrent à l'échelle de l'unité des caractères constants.

VI.2.1 Larges bandes de cisaillement éclogitiques

Les domaines les plus éclogitisés sont constitués de larges (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) bandes de cisaillement éclogitiques, longues de plusieurs hectomètres, dont la géométrie est relativement constante au travers de la zone d'étude : la plupart de ces bandes de cisaillement sont orientées autour de N90-120 avec un pendage de 10-30° vers le N, et quelques segments sont plutôt orientés autour de N60 avec un pendage variable vers le NW (Fig. 6). Les linéations montrent aussi une grande régularité, avec une orientation en moyenne vers l'ENE, dans le détail vers N90 à Hundskjeften, N70 sur Upper Eldsfjellet et N40 sur Lower Eldsfjellet. Les linéations sont plus variables dans la zone de cisaillement de Skurtveit, avec des orientations soit autour de N20 soit autour de N90. Ces données, présentées sous forme de carte en Fig. 6, sont en très bon accord avec les données collectées par Rey et al. (1999) (Fig. 7).

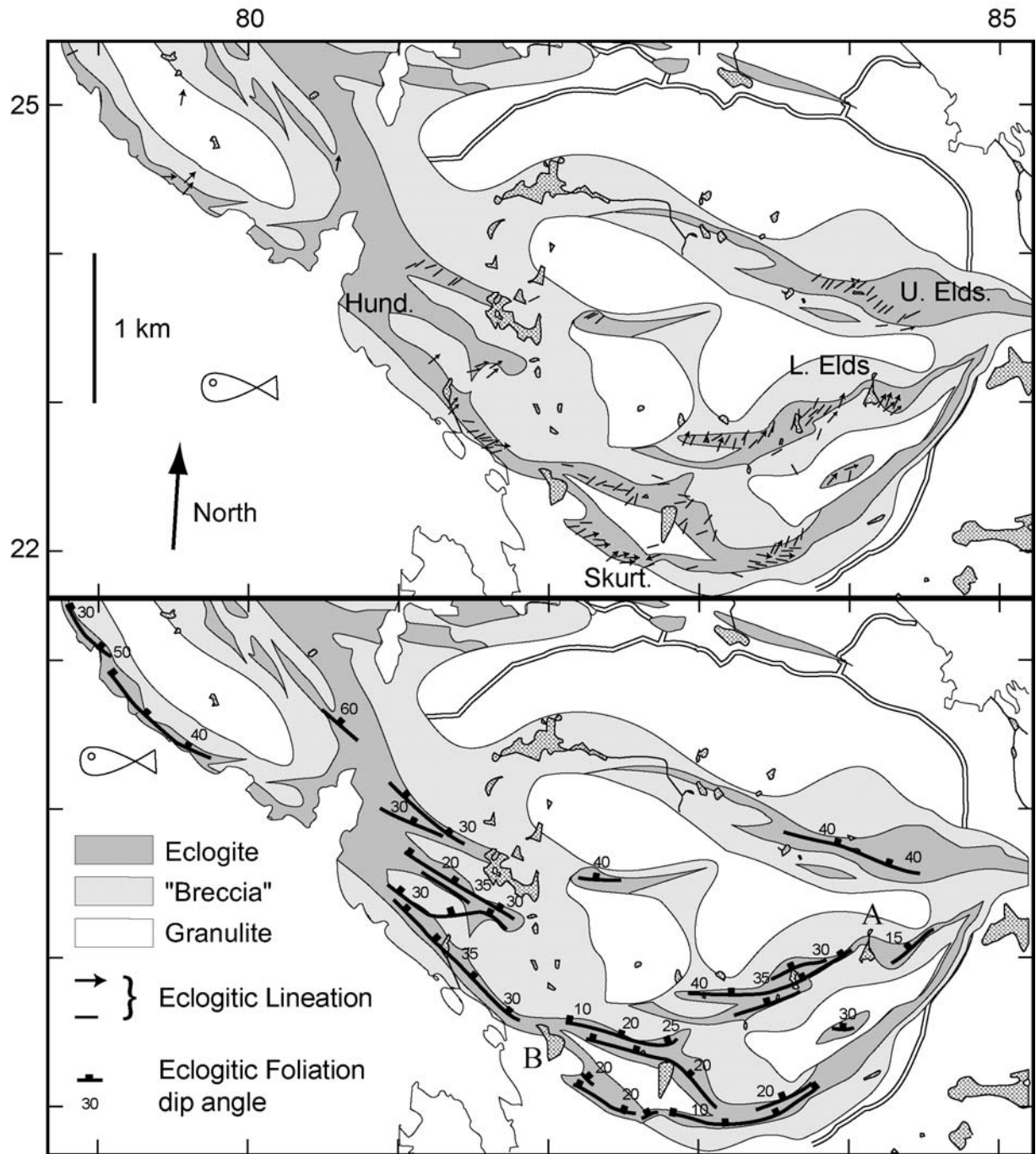


Figure VI.6 : Carte des foliations (bas) et des linéations (haut) éclogitiques. Les 4 lieux répertoriés sur la carte sont Upper et Lower Eldsfjellet, Skurtveit et Hundskjeften. Les zones hachurées sont des lacs. Les coordonnées correspondent à la grille UTM zone 32 : 22=67 22 000, 81=2 81 000. Les lacs A et B servent pour faire la correspondance avec la figure 7.

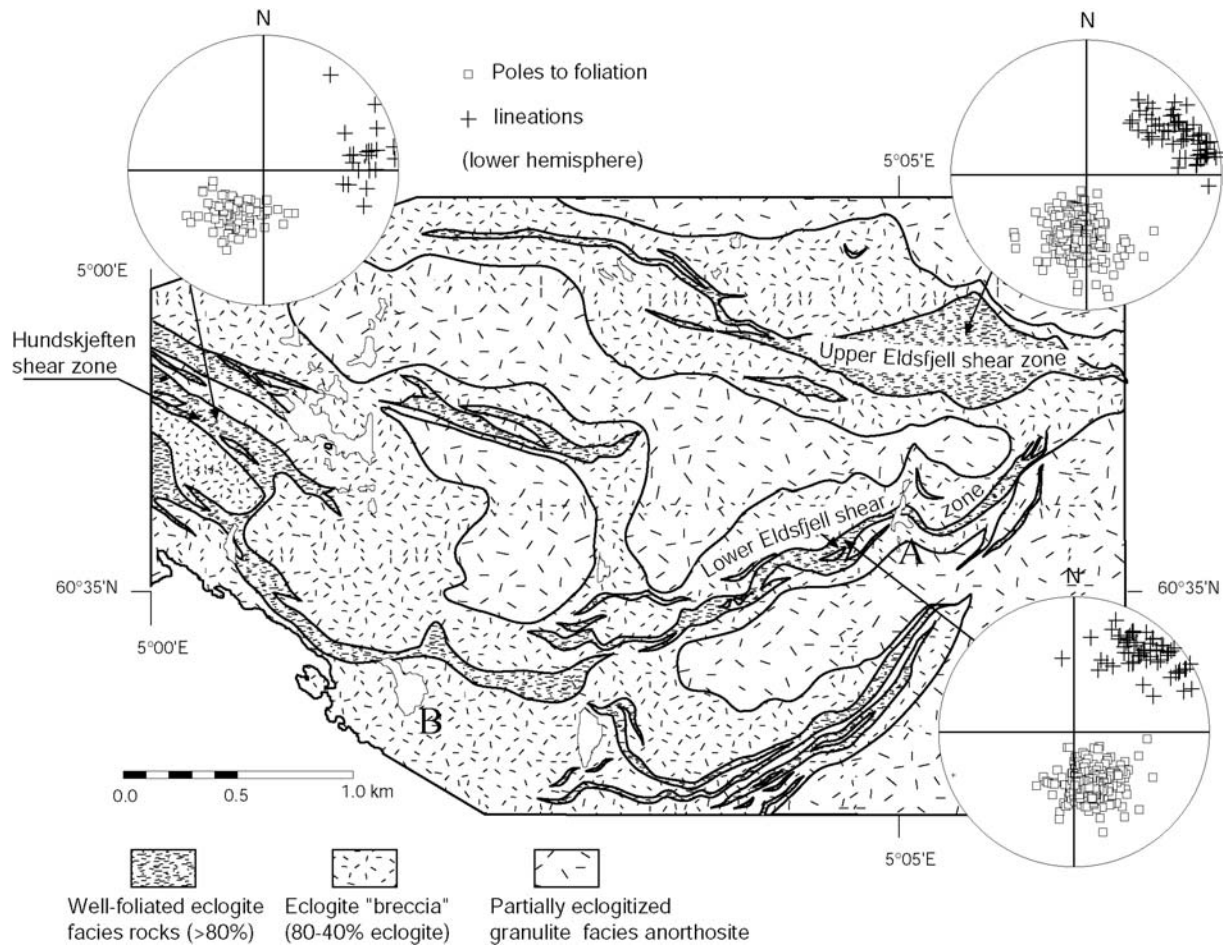


Figure VI.7 : Carte des foliations et des linéations éclogitiques dans 3 larges bandes de cisaillement éclogitiques (Lower et Upper Eldsfjellet, Hundskjefthen), d'après Rey et al. (1999) (données aimablement communiquées par Patrice Rey). Les lacs en A et B servent à faire la correspondance avec la figure 6.

Les critères de cisaillement sont diversement abondants dans les domaines éclogitisés. Cependant, une proportion très élevée des critères collectés, présentés en annexe et dans la figure 5 de l'article en fin de chapitre, montre sans ambiguïté un cisaillement top vers le E/NE.

VI.2.2 Domaines de granulite peu éclogitisée

Au sein des domaines de granulite relativement préservée, les zones d'éclogite sont restreintes aux bandes d'éclogite statique bordant les fractures décamétriques ainsi qu'aux petites bandes de cisaillement éclogitique (→ 1m d'épaisseur et quelques mètres de longueur). La géométrie et cinématique de ces bandes de cisaillement, relativement régulières, permettent de les diviser en deux ensembles : le premier, majeur, est constitué de bandes orientées N90-120 pendage variable vers le N, avec un jeu dextre ; le second, mineur, est constitué de bandes orientées N30-60, pendage variable vers le N, avec un jeu senestre (Fig. 8). La coexistence de ces deux ensembles est interprétée comme révélateur d'une tectonique en "dominos" (voir article).

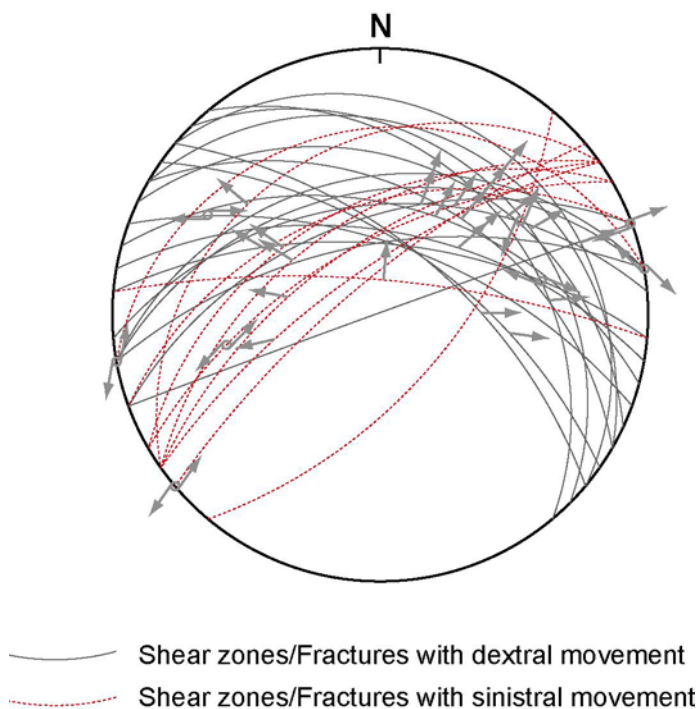


Figure VI.8 : Géométrie et jeu des bandes de cisaillement mineures dans les zones peu éclogitisées. Celles-ci sont regroupées en deux ensembles : une première famille de bandes orientées N90-120 pendage variable vers le N, avec un jeu dextre ; une seconde famille de bandes orientées N30-60, pendage variable vers le N, avec un jeu senestre.

VI.2.3 Données de terrain

La présentation thématique des différents types d'objets déformés dans le faciès des éclogites est réalisée dans l'article en fin de chapitre. Dans l'annexe de ce chapitre consacrée aux données de terrain, nous avons adopté une présentation géographique, permettant d'illustrer l'abondance des critères de déformation. Toutes les photos et les dessins (ainsi que les échantillons utilisés dans la thèse) sont localisés sur la figure 9.

Une partie des structures éclogitiques présentées en annexe sont des objets prélevés dans les larges zones de cisaillement éclogitiques, de taille variant du cm à quelques hectomètres, illustrant la composante cisailante de la déformation, très souvent dirigée vers l'E ou le NE. Par ailleurs sont présentées une série de cartes, d'échelle décimétrique, réalisée dans des zones moins éclogitisées, où l'éclogitisation est restreinte à un réseau de bandes d'épaisseur en général <1m, localisant souvent une déformation cisailante importante. La plupart de ces cartes mettent en évidence la cinématique et l'orientation assez systématique de ces bandes de cisaillement éclogitiques peu épaisses, organisées en deux familles décrites ci-dessus : une première, d'orientation ~N80-130, pendage N, avec un jeu apparent dextre (similaire aux larges bandes de cisaillement qui traversent l'unité) et une seconde, d'orientation ~N30-80, pendage N, avec jeu apparent senestre.

La géométrie de la foliation éclogitique est donnée par les valeurs d'azimuth et de pendage (Se N100 50N : azimuth N100, pendage de 50° vers le N), tandis que l'orientation de la linéation sur le plan de foliation est indiquée soit par la direction de la linéation (Le N030 ou Le N130), soit par l'angle sur le plan de foliation entre la linéation et l'horizontale du plan (Le 45E). Parfois seule l'orientation du plan de foliation est donné (Se N130), avec possiblement une indication qualitative sur la direction de plongement (Se N130 NE). Le terme "large bande de cisaillement" réfère spécifiquement aux bandes de cisaillement éclogitiques épaisses de quelques dizaines de mètres et longues de plusieurs hectomètres, qui traversent l'unité.

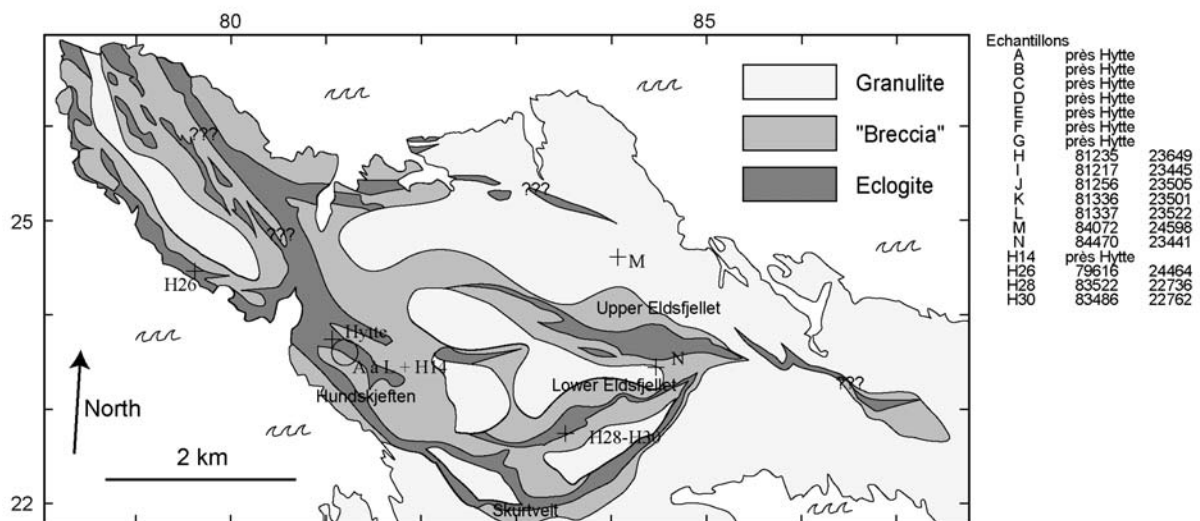
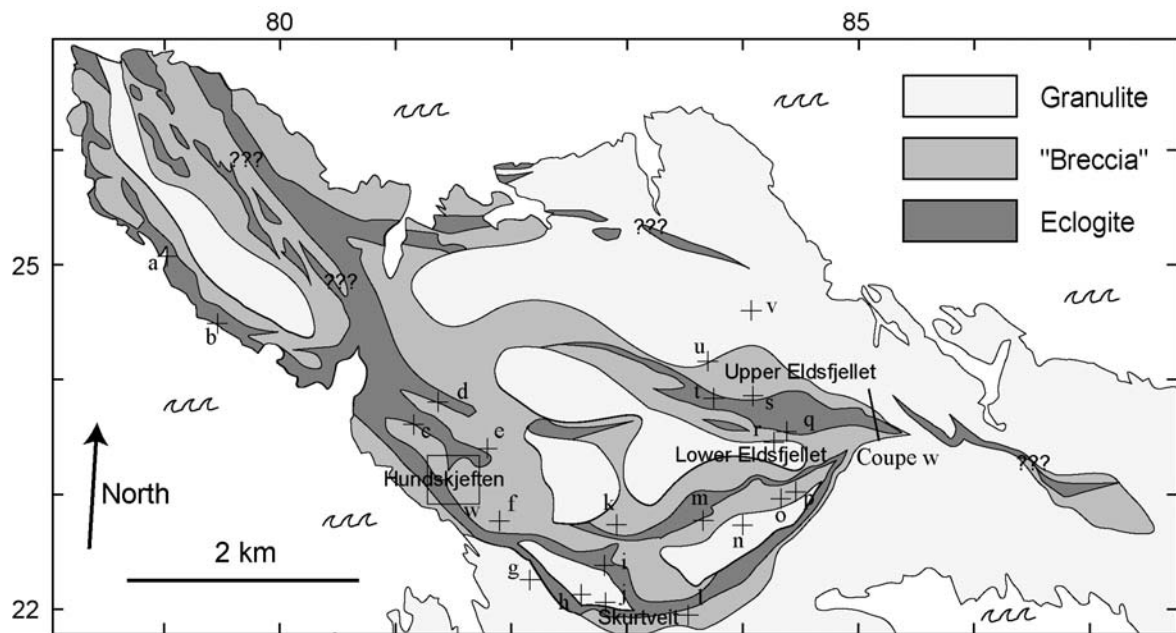


Figure VI.9 : (Haut) Localisation des sites correspondant aux données de terrain, présentées en annexe. (Bas) Localisation des échantillons décrits dans l'ensemble de la thèse.

VI.3 Articles 2 et 3

Les deux articles qui suivent ont pour objet la description de la déformation éclogitique et son interprétation géodynamique en terme d'exhumation depuis le domaine de haute-pression. Ils sont disponibles sous les références:

Raimbourg H, Jolivet L, Labrousse L, Leroy YM, Avigad D (2005) Kinematics of syneclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway: implications for exhumation mechanisms. In: Gapais D, Brun JP, Cobbold PR (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere*. Geological Society, London, Special Publications pp175-192

Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H. & Andersen, T. B. (2005) Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters*.

Kinematics of syn-eclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway, implications for exhumation mechanisms

Hugues Raimbourg ¹, Laurent Jolivet ¹, Loïc Labrousse ¹, Yves Leroy ², Dov Avigad ³

¹ Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 26-0 E1, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05 France (hugues.raimbourg@lgs.jussieu.fr)

² Laboratoire de Mécanique des Solides, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France

³ Institute of Earth Sciences, Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel

5806 words

65 references

11 figures

Kinematics of eclogite-facies deformation

Abstract

The northwestern part of Holsnøy island, in the Bergen Arcs, Norway, consists of a granulite-facies protolith partially transformed at depth in eclogite (700°C, >19 kbars) and amphibolite (650°C, 8-10 kbars) facies during the Caledonian orogenesis. Eclogitized zones are mainly planar objects (fractures with parallel reaction bands and centimetric to hectometric shear zones). Eclogitic zones are distributed in two sets of orientations and the associated deformation can be described as “bookshelf tectonics”. The major shear zones strike around N120 and dip to the North, and show consistent top-to-the-Northeast shear sense throughout the area.

In the large-scale kinematic frame of Caledonian northwest-dipping slab, eclogitic shear zones are interpreted as the way to detach crustal units from the subducting slab and to prevent their further sinking. As the retrograde amphibolitic deformation pattern is similar to the eclogitic one, the detached crustal units started their way up along these eclogitic shear zones. Radiometric ages of eclogitic and amphibolitic metamorphism and their comparison with the chronology of Caledonian orogenesis show that the deformation recorded on Holsnøy occurred in a convergent context. The mechanism we propose can thus account for the first steps of exhumation during collision.

Introduction

Relics of High Pressure (HP) and Ultra High Pressure (UHP) parageneses record the passage at depth of crustal units (Chopin 1984; Smith 1984; Wain 1997; Chopin & Schertl 2000; Ernst & Liou 2000; Jolivet et al. 2003). Such witnesses of a deep history, found in most current or past collision zones, can provide constraints on the deep structure and time evolution of the collision.

In the Norwegian Caledonides, as well as in the Alps or in the Himalayas, plate collision was preceded by the closure of an ocean by subduction. In this context, oceanic and then continental crust can be dragged down to large depths. Downpull by the underlying lithospheric mantle in a subducting slab is indeed a widely accepted mechanism for burial of crust. On the contrary, the processes involved in the exhumation of buried tectonic units are not well understood, and several models have been designed in order to account for the return path to the surface (see review by Platt 1993). Exhumation can result from a drastic change in either vertical or horizontal boundary conditions. Andersen et al. (1991) propose that the exhumation of HP units in the Caledonides is achieved through the erosion of an orogenic wedge, caused by the detachment of the lithospheric mantle root followed by a large-scale isostatic rebound. Alternatively, deeply buried rocks can be brought back to the surface in a reverse movement, as a result of plate kinematics change from convergence to divergence (Fossen 1992).

A comparison of the ages of Holsnøy eclogites and amphibolites given by Boundy et al. (1992) and Kühn (2002), with the ages of the eclogites in the nearby Western Gneiss Region (WGR) (review by Torsvik & Eide 1997, Carswell et al. 2003; Tucker et al. submitted), indicates that Holsnøy eclogites were exhuming at the same time as WGR was being buried (410-400 Ma). The first steps of Holsnøy eclogites exhumation occurred while the collision was still active, therefore it can only be accounted for by collisional models.

Most collisional models, like corner or wedge flow models (Jischke 1975, England & Holland 1979, Cloos 1982, Shreve & Cloos 1986, see review by Mancktelow 1995), as well as analogue models (Chemenda et al. 1995), do not take into account rheological changes due to metamorphic reactions. The 2D model of Burov et al. (2001) does consider metamorphic reactions caused by rock burial, but the reactions depend only on the P-T conditions and are instantaneous - i.e. 100% of crustal material is transformed to eclogite as soon as the boundary of the P-T eclogitic field is crossed. The simple 1D isostatic model of Dewey et al. (1993) takes into account first-order reaction kinetics. As demonstrated by Austrheim (1987),

eclogitization reactions need some fluid input to occur. As a result, the fluid supply determines which fraction of the granulitic unit can be transformed into eclogite, and the fluid transport limits the transformation rate. Eclogitic metamorphic reactions depend not only on variations in P-T conditions but also on fluid availability. Albeit not well accounted for in many models, eclogite-facies reactions are likely to have important consequences on the history of rocks affected: the complete eclogitization of the Holsnøy granulite leads to a density increase of 7%, as well as a viscosity decrease visible in the field (Austrheim 1987).

The aim of this study is to analyse the deformation recorded within eclogites on Holsnøy and its relations with the tectonichistory of the unit during the Caledonian orogenesis. Eclogite-facies deformation is essentially non coaxial, eclogitic structures showing a “bookshelf” geometry with a top-to-the-Northeast sense of shear on the main set of shear zones. We interpret this deformation as the first step towards exhumation. We propose a geometrical model where the eclogitization reactions enable crustal slivers to detach from the downgoing slab along eclogitic shear zones and to start their way up.

Geological setting

The Scandinavian Caledonides result from the closure of the Iapetus ocean and the northwest-dipping continental subduction of Baltica under Laurentia, in a time spanning from late Ordovician to early Devonian periods. A series of allochthonous nappes, originating from the Iapetus ocean and from the western margin of Baltica were thrust eastward onto the autochthonous shield of Baltica (Krogh 1977; Roberts & Gee 1985).

The Bergen Arcs consist of a series of arcuate thrust sheets centered around Bergen, Norway (Fig. 1). The Bergen Arcs nappe pile is in tectonic contact to the east with the parautochthonous WGR through the Bergen Arc shear zone (BASZ, see Fig. 1). The BASZ involves parts of three tectonic units: WGR, the Kvalsida Gneiss and the Major Bergen Arc zone (Wennberg 1996). Another fault zone, the Main Caledonian Thrust (MCT), constitutes the western border of the Bergen Arcs and separates the structurally lower Oygarden Gneiss Complex from the Minor Arc and Ulriken Gneiss Complex (Fig. 1).

The Lindås nappe lies in the highest tectonic position in the Bergen Arcs nappe pile. This crustal nappe is supposed to be originally a lower crust unit and contains abundant mafic material, from gabbroic anorthosite to pure anorthosite, as well as various rocks of the charnockite suite like mangerite (Kolderup & Kolderup 1940).

The northwestern part of Holsnøy island (Fig. 2a), which is the object of our study, belongs to the Lindås nappe, and is composed of mangerites and anorthositic granulites (Austrheim & Griffin 1985), intensively reworked under eclogite and amphibolite-facies conditions. It is separated from the Meland Nappe (southeastern Holsnøy) by the Rosslund Shear Zone (Fig. 2a), which is up to 2.5 km wide and shows a complex metamorphic history from amphibolite-facies to greenschist-facies conditions (Birtel et al. 1998; Schmid et al. 1998). The Meland Nappe consists of granulites with amphibolite to greenschist-facies mylonites, without any evidence of eclogite-facies metamorphism (Birtel et al. 1998).

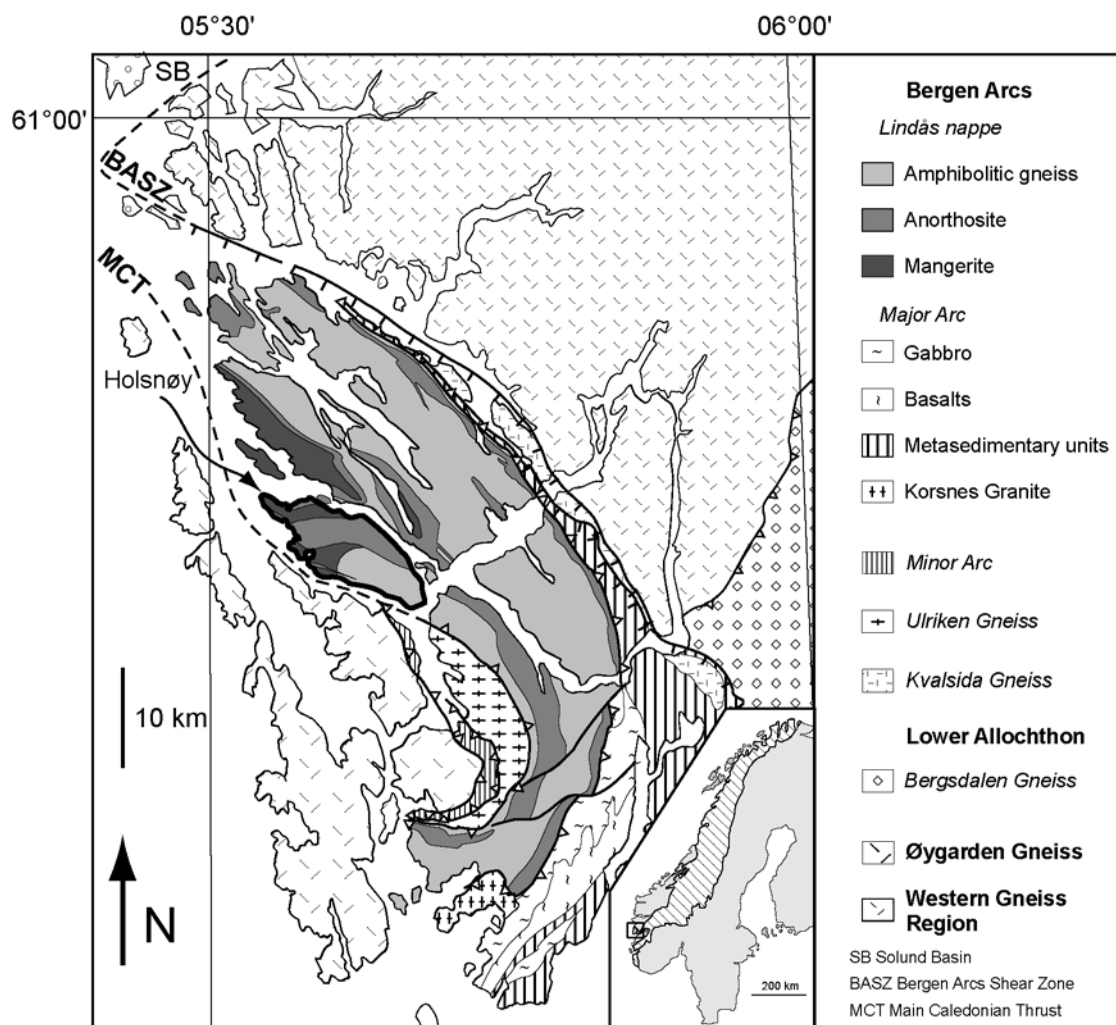


Fig. 1 Geological map of the Bergen Arcs (after Ragnhidsveit & Helliksen 1997). General map of Norwegian Caledonides by Roberts & Gee (1985).

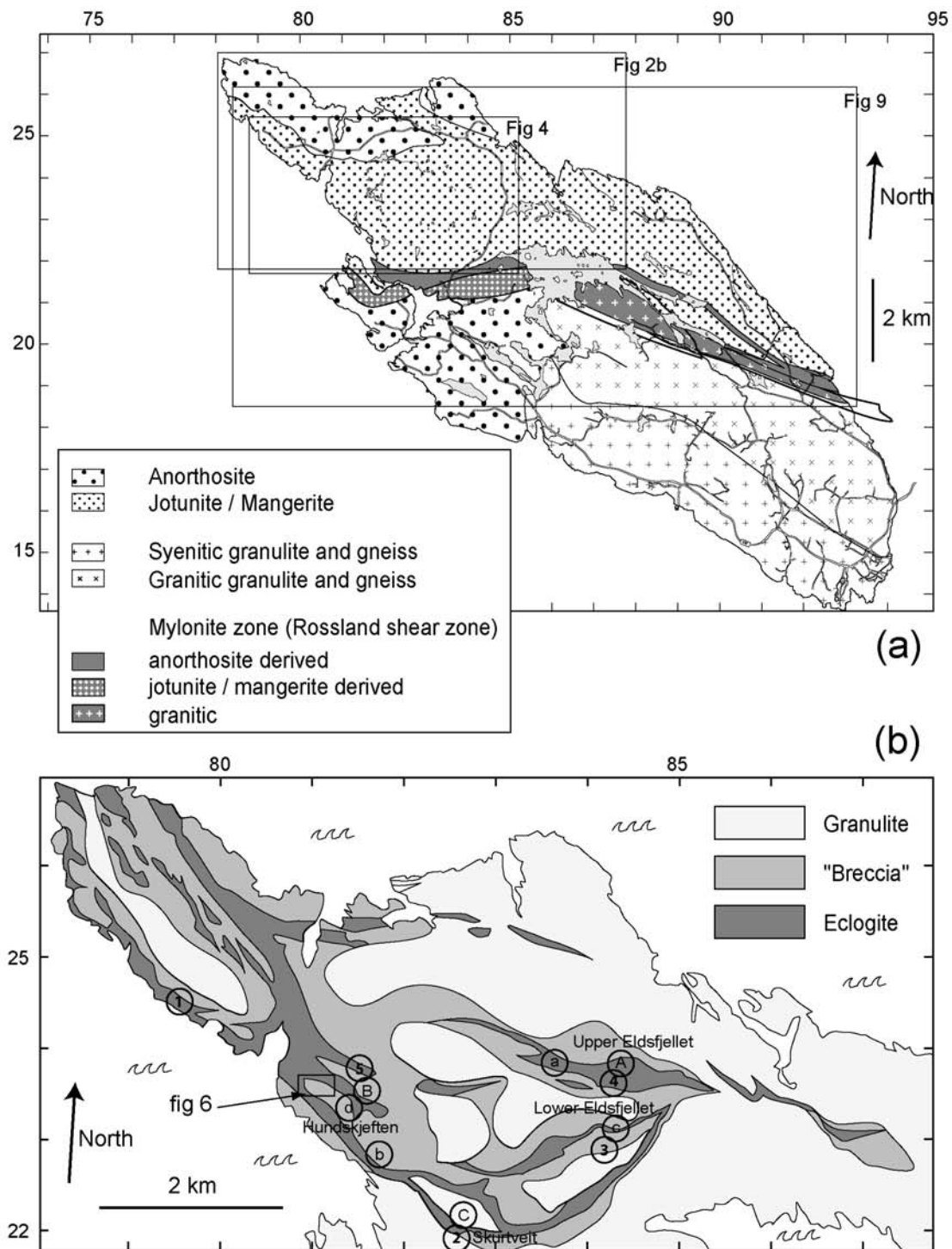


Fig. 2(a) Geological map of Holsnøy by Birtel et al. (1998), Boundy et al. (1997a), Kühn (2002), Ragnhildsveit & Helliksen (1997). Location of Figures 2b, 5 and 9. Coordinates correspond to UTM grid, zone 32 : 22 = 67 22 000, 81 = 2 81 000. (b) Northwestern Holsnøy (Austrheim et al. 1996; Boundy et al. 1997b) with heterogeneous distribution of eclogitic overprint on granulite. Eclogite, Breccia and Granulite correspond to degrees of eclogitic metamorphism >80%, 40%-80%, <40%, respectively. Location of figures 5a-b, 6, 7b. Hundskjeften, Skurtveit, Lower Eldsfjellet and Upper Eldsfjellet are the four eclogitic shear zones studied.

Field Relations on northwestern Holsnøy

The geology of the area and its metamorphic history have been studied in detail by Austrheim and co-workers (Austrheim 1987, 1990a, b, 1994; Austrheim & Griffin 1985; Austrheim & Mørk 1988; Austrheim & Engvik 1995; Boundy et al. 1992). During the Caledonian history, the granulitic protolith has recorded successive parageneses on the exhumation path, under eclogite, amphibolite and finally greenschist-facies P-T conditions.

Granulite-facies protolith

Northwestern Holsnøy granulitic anorthosites present two different fabrics. In the well-foliated parts, the granulitic foliation is defined by the alternance of plagioclase-rich and pyroxene-garnet-rich layers. In the more coronitic parts, a plagioclase matrix encloses ellipsoidal granulitic coronas, composed of a core of orthopyroxene surrounded by layers of clinopyroxene and garnet. The strong shape fabric of the coronas defines a granulitic lineation. Both foliation and lineation were acquired during the 900 Ma Grenvillian granulite-facies deformation (Cohen et al. 1988; Bingen et al. 2001).

Eclogite-facies metamorphism

The anorthositic complex was partially reworked under eclogite-facies conditions (Fig. 2b). The predominant eclogitic assemblage in anorthosite is omphacite, garnet, kyanite, zoisite, and minor phengite, +/- rutile, +/- quartz +/- amphibole (Boundy et al. 1992). Gabbroic eclogites consist predominantly of omphacite, garnet, and minor phengite, rutile, quartz, +/- carbonates. Input of fluid was necessary for eclogitic reactions to occur since both assemblages are hydrous. Therefore a shortage in available fluid resulted in the metastable preservation of part of the granulite in the eclogitic P-T field. A heterogeneous distribution of the fluid supply enabled different grades of the transformation to be “frozen in” (Austrheim 1987; Austrheim & Mørk 1988, see Fig. 3). Some parts of the granulitic unit are macroscopically not affected by eclogitization reactions. Elsewhere, the granulite is cut by mm-wide fractures containing hydrous eclogitic minerals and quartz. On both sides of these fractures, a dm-wide dark band corresponds to partially eclogitized granulite. A further progression in the transformation is illustrated by minor eclogitic shear zones. These minor shear zones, 10 cm to 2 m wide and a few tens of metres long, display a well-defined foliation and cut through a coherent skeleton of granulite. Where the density of the shear zones increases, they form an anastomosing network surrounding rounded, 1 to 10 m-large blocks of granulite. These blocks are no longer connected and their foliations show large relative

rotations. This structural type is referred to hereafter as “eclogite breccia” (Austrheim & Mørk 1988). Finally, roughly 100 m wide eclogite shear zones that contains few granulite boudins can be followed along strike for hundreds of metres. The localisation of strain in the eclogitized fraction demonstrates that the eclogite is rheologically weaker than the granulite.

Amphibolite-facies metamorphism

Amphibolite-facies metamorphism locally affected preserved granulite-facies areas as well as eclogitized areas. Typical amphibolitic assemblages comprise amphibole, phengite, margarite, paragonite, plagioclase, zoisite and chlorite (Kühn 2002).

Structurally, the amphibolite-facies metamorphic rocks occur as: 1) patches in contact with eclogitized zones, 2) halos around quartz-feldspar veins that crosscut eclogitized zones and 3) variable size (cm to m wide) shear zones (Kühn 2002). Textural relations, such as amphibolitic symplectites formed after omphacite, show that eclogite-facies predates amphibolite-facies metamorphism. This is further supported by structural evidence such as crosscutting relations between amphibolitic veins and eclogite, and the dragging of eclogitic foliations into amphibolitic shear zones where both coexist.

Greenschist-facies

On northwestern Holsnøy, the greenschist-facies retrogression is recorded only by the reactivation of eclogite-facies and amphibolite-facies fabrics (Schmid et al. 1998). Greenschist-facies metamorphism is much more conspicuous on the Meland Nappe, with the formation of shear zones of various sizes, up to 100 m thick, which crosscut the higher grade shear zones or simply reactivate them. A late greenschist stage is also recorded by the formation of tight to open folds, especially along the southeastern coast of Holsnøy. In metagabbros and amphibolites, the typical greenschist mineralogy is actinolite and plagioclase, +/- epidote, +/- biotite, +/- sphene, while metasyenites and metagranites are typically composed of biotite, plagioclase, +/- quartz, +/- epidote, +/- muscovite, +/- chlorite, +/- calcite, +/- actinolite.

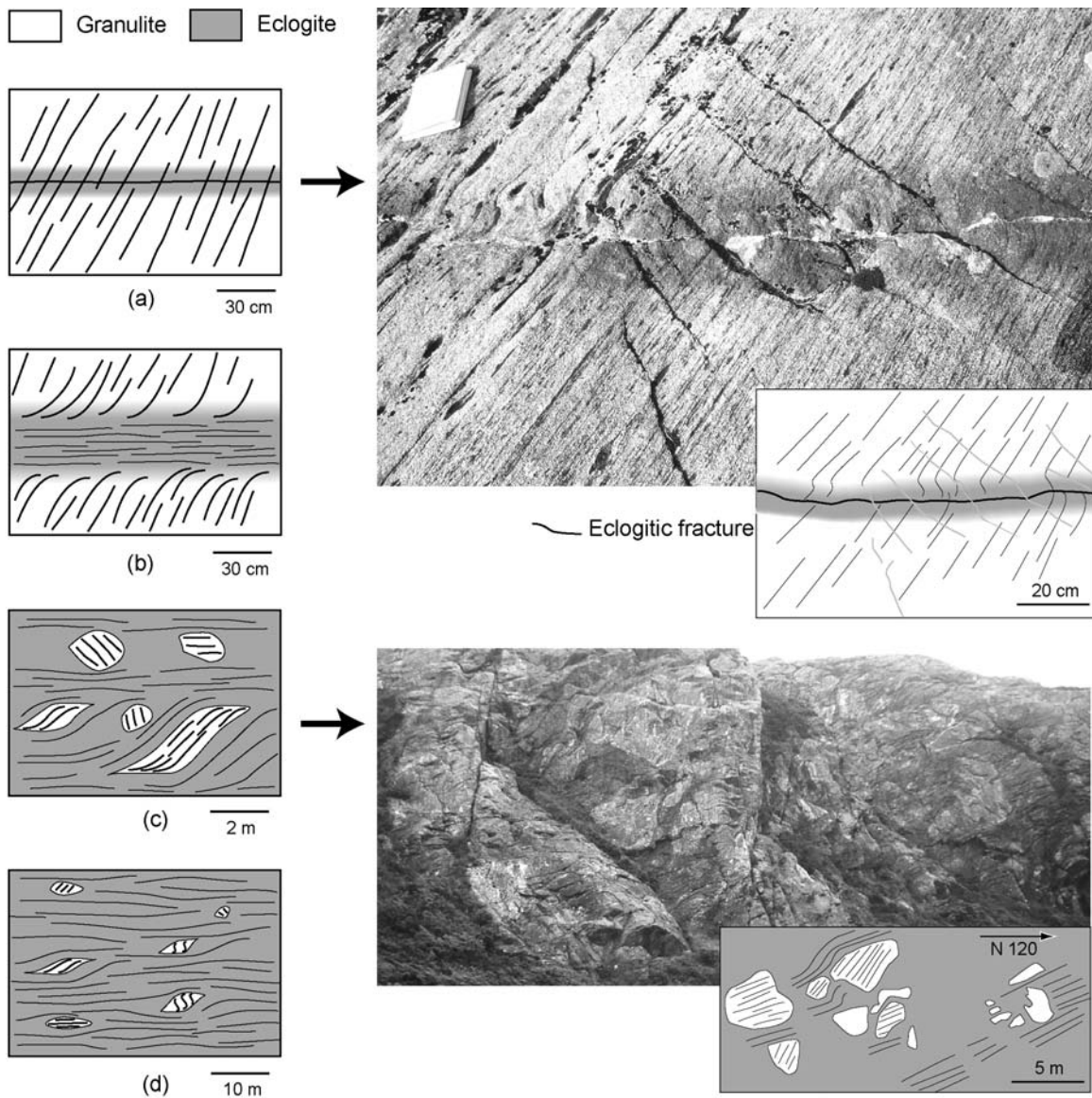


Fig. 3 Schematic drawings of the different stages of eclogite-facies metamorphism, associated with shear zone formation, after Boundy et al. (1992). (a) Eclogite-facies reaction zone along hydrous mineral filled fractures cutting through granulite, without macroscopic deformation. (b) Minor eclogitic shear zone, with internal foliation and no trace of a former central fracture. The deflection of the granulitic foliation in the transition zone indicates a dextral shear sense. (c) Eclogite breccia made of rotated granulite boudins in a network of anastomosing eclogitic shear zones. Some blocks have an asymmetrical shape. (d) Eclogitic major shear zone mainly made by a well foliated and lineated eclogitic matrix and sparse granulite boudins. Photographs (a') and (c') corresponds to diagrams (a) and (c), respectively. Note the different scales.

P-T-t evolution of Lindås Nappe

The Lindås nappe has been intensively affected by granulite-facies metamorphism associated to the Grenvillian orogeny around 900 Ma (Cohen et al. 1988; Bingen et al. 2001).

During the Caledonian orogenesis, the Lindås nappe was buried and then exhumed, experiencing eclogite, amphibolite and greenschist-facies metamorphism. The granulitic protholith and eclogitized and amphibolitized zones are particularly well preserved on northwestern Holsnøy. Eclogitic parageneses in eclogitic shear zones of northwestern Holsnøy yield P-T conditions of 700-800 °C and 16-19 kbars (Austrheim & Griffin 1985), 650-750°C and 16-19 kbars (Jamtveit 1990), 670+/-50°C and >14.6 kbars (Boundy et al. 1992) and 700°C and 17 kbars (Mattey 1994). Boundy et al. (1996) estimated P-T conditions of 690°C and 8-12 kbars for high-grade amphibolite in the northern and eastern areas in the Lindås Nappe, whereas estimates by Kühn (2002) on amphibolites on Northwest Holsnøy, using PT pseudosection and amphibole thermometry, yield 600°C and 8 kbars.

The chronology of the HP-LT metamorphism is still debated. Two scenarii can be proposed, corresponding to a metamorphism of Lindås Nappe early in the Caledonian history, or coeval with the main collisional phase (Scandian phase, dated c. 425 Ma, Torsvik et al. 1996), as follows.

-Ages around 460 Ma for the eclogite metamorphism (U/Pb on sphene and epidote by Boundy et al. 1997a and U/Pb on zircon by Bingen et al. 2001), followed by rapid cooling to 500°C at 455-445 Ma (Ar/Ar on hornblende, Boundy et al. 1996), and to 375 °C at 430 Ma (Ar/Ar on muscovite, Boundy et al. 1996).

-Ages around 420 Ma for the eclogite metamorphism (419+/-4 Ma with U/Pb on zircon on Holsnøy, Bingen et al. 1998) consistent with a highly unconstrained age of 421+/-68 Ma with Rb/Sr mineral isochrone (Cohen et al. 1988). Amphibolite-facies metamorphism dating yielded 409 +/-8 Ma (Rb/Sr isochron age, Austrheim 1990a) and 418+/-9 Ma for the Fønnes trondjhemite dyke intruding Proterozoic rocks under PT conditions of 8-10 kbars and 650-700°C, at Austrheim locality, in the northeast of Lindås nappe (Kühn 2002). This short time span between amphibolite and eclogite-facies metamorphism may result either from rapid exhumation or from the fact that, at the same time within Lindås Nappe, Holsnøy was more deeply buried than Austrheim.

Kinematics of eclogitic deformation

Eclogitic lineations

Eclogitic stretching lineations are present in the field at two different scales, as described by Rey et al. (1999) and Boundy et al. (1992):

- At the mm scale, the orientation of rod-shaped omphacite defines a mineral lineation.
- At the cm-dm scale, the ellipsoidal granulitic coronas, where eclogitized and deformed, form elongate dark mineral aggregates.

At the microscopic scale, crystallographic preferred orientations (CPO) of omphacite show a strong correlation with structural directions (Boundy et al. 1992; Bascou et al. 2002; Labrousse 2001).

Strain regime from previous studies

Boundy et al. (1992) concluded that the strain regime was non-coaxial. This was based on CPO patterns of omphacites from 4 samples in the Lower Eldsfjellet Shear zone, but the analysis was extremely local and did not yield any sense of shear. A top-to-the-NE sense of shear was inferred from the offset of one metagabbro dyke, from offsets across minor eclogitic shear zones (Boundy et al. 1992) and from asymmetric mineral clusters and crystallisation tails (Rey et al. 1999). These observations are nevertheless too few to draw any conclusion at the scale of granulite unit. We therefore extensively collected kinematic indicators in major shear zones, as well as in less transformed areas, to decipher whether consistent kinematics could be found at large scale.

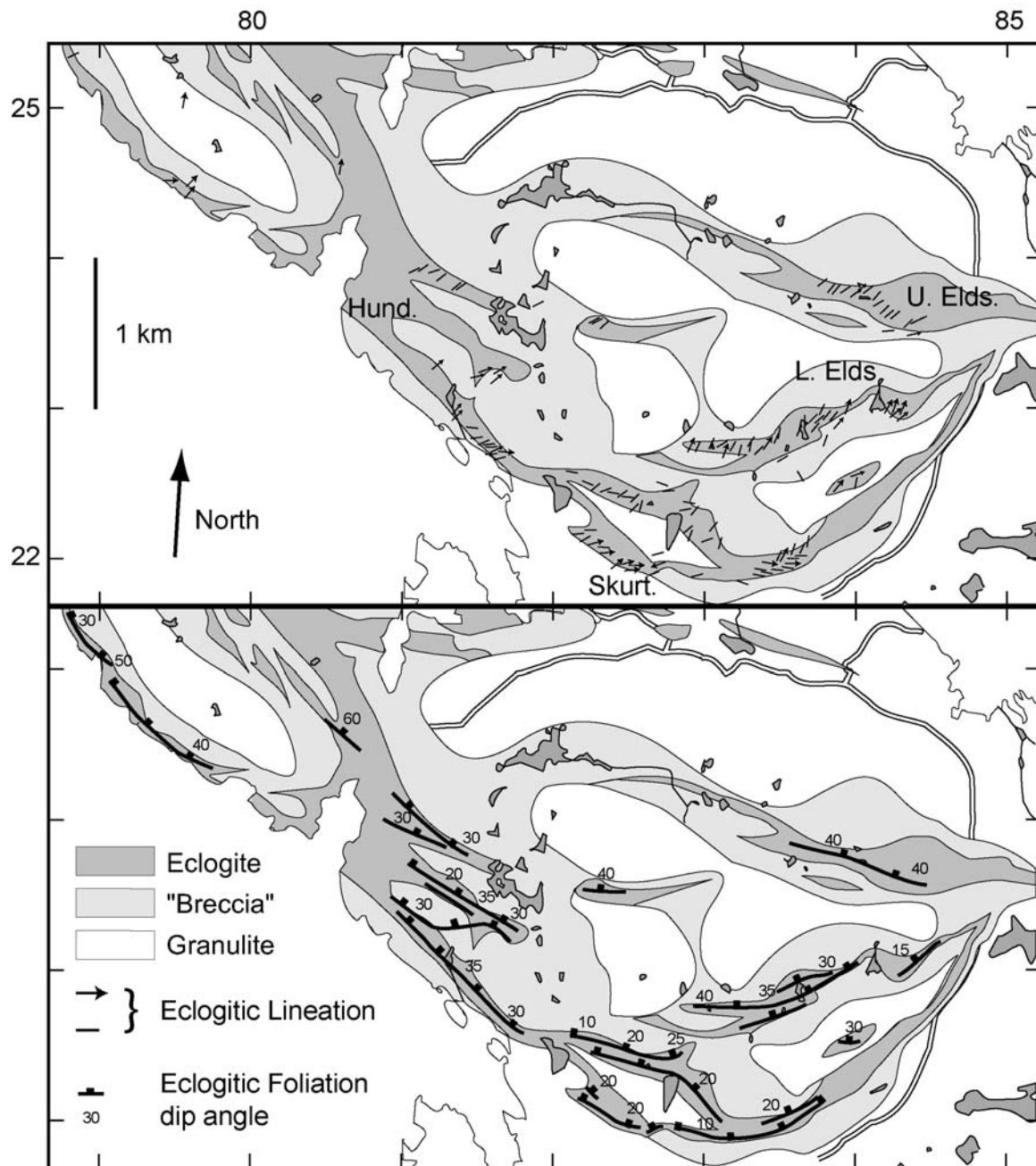


Fig. 4 Eclogitic foliations and lineations in the major shear zones. Arrows: sense of shear. Hund., Skurt., L.Elds. and U.Elds. refer to Hunskeften, Skurtveit, Lower Eldsfjellet and Upper Eldsfjellet, respectively.

Eclogitic deformation in large shear zones

Geometry of major shear zones and lineation directions

The granulitic unit is cut by a set of 10-100 m large shear zones that can be followed along strike for several hundreds of metres (Fig. 4). These shear zones trend in average between N90 and N120, except East of Skurtveit and in Lower Eldsfjellet, where they swing to strike around N60. All shear zones have a northward dip between 10 and 40°. Our collected

measurements of lineations and foliations in the major eclogitic shear zones are in agreement with the data of Rey et al. (1999). In average, the lineations in Hundskjeften strike N90, N70 in Upper Eldsfjellet and N40 in Lower Eldsfjellet. The Skurtveit shear zone show two distinct sets of lineations. The scarcity of data collected on this shear zone prevents us from trying to explain the coexistence of these two sets. In all shear zones, lineations have a northeastward plunge between 10 and 30°.

Kinematic indicators in major shear zones

Formerly spherical objects, when deformed by simple shear, get an asymmetrical shape (Passchier and Trouw 1998). At the same time the foliation in the matrix wrapping around the objects adopts a sigmoidal morphology. This morphological description that is scale-independent was applied to two different classes of objects on northwestern Holsnøy: eclogitized omphacite-rich former coronas embedded in a kyanite-zoisite rich matrix (1 to 10 cm in size) and untransformed granulite boudins embedded in eclogite matrix (50cm to 10m in size) in eclogitic shear zones (Fig. 5b and a, respectively). The sense of shear can also be inferred from the deformation of the internal granulitic foliation in granulitic boudins. In the relatively narrow transition zone between preserved granulite in the core of the boudin and eclogite shear zones, the granulitic foliation, when oblique to the eclogitic foliation, is bent to become parallel to the eclogitic foliation, giving shear sense along the border of granulitic boudins (Fig. 5a). The study of large scale asymmetric features such as granulitic boudins is particularly relevant for kinematics analysis : The progressive formation of eclogitic shear zones tends to isolate large blocks, from one to several tens of meters large, of undeformed and resistant granulite in an eclogitic matrix. The pertinent characteristic “grain size” is thus very large and the search for regionally significant kinematic indicators requires observations at a large scale.

Both within cm-scale coronas and m-scale boudins, most collected criteria yields top-to-the-northeast sense of shear throughout the granulitic unit. This sense of shear is compatible with the overall sigmoidal shape of the eclogite foliation over the island.

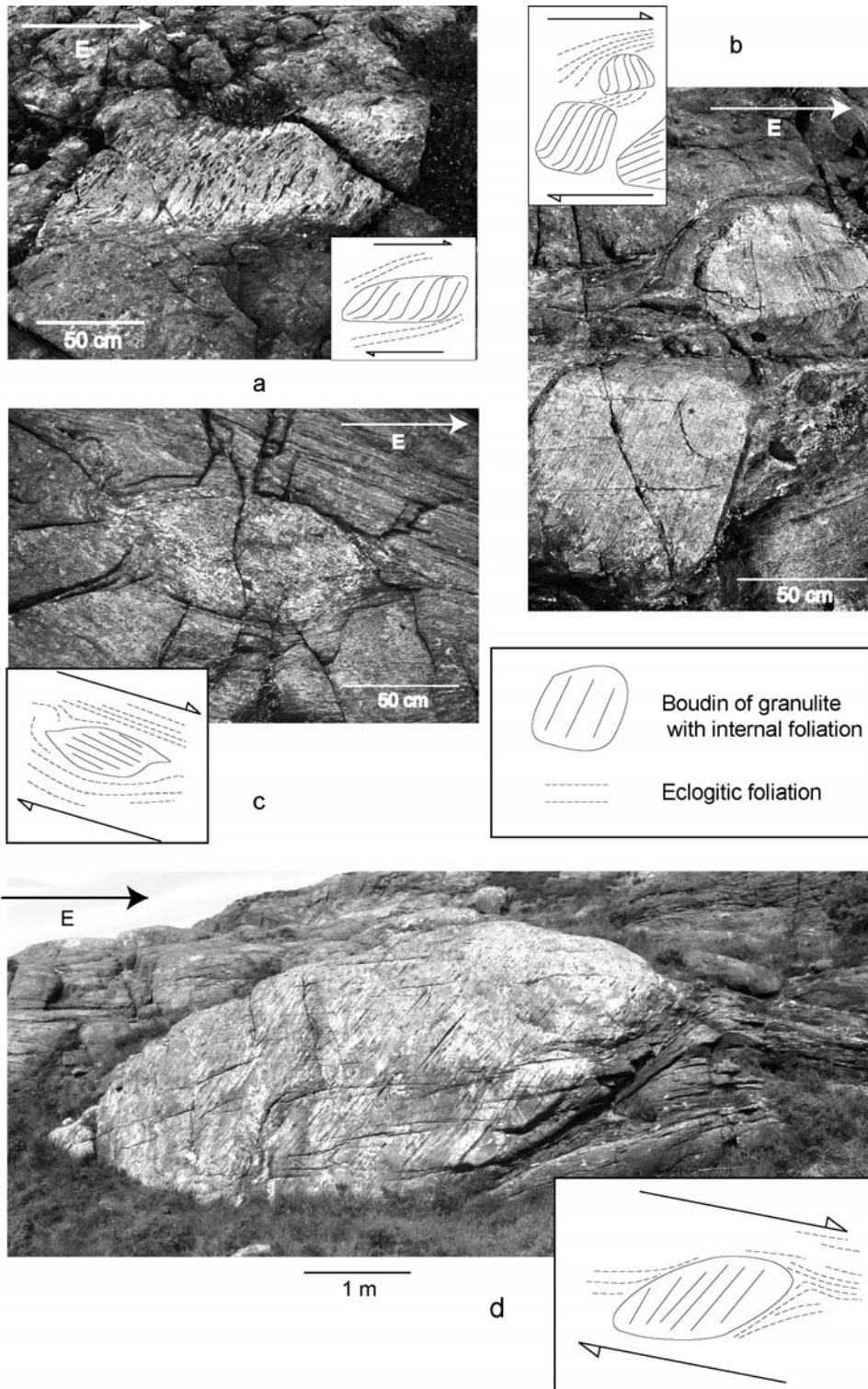


Fig. 5(a) Sense of shear deduced from S-C structures and from asymmetrically deformed coronas or mafic aggregates. These criteria show consistent top-to-the-NE sense of shear. See locations on Figure 2b.

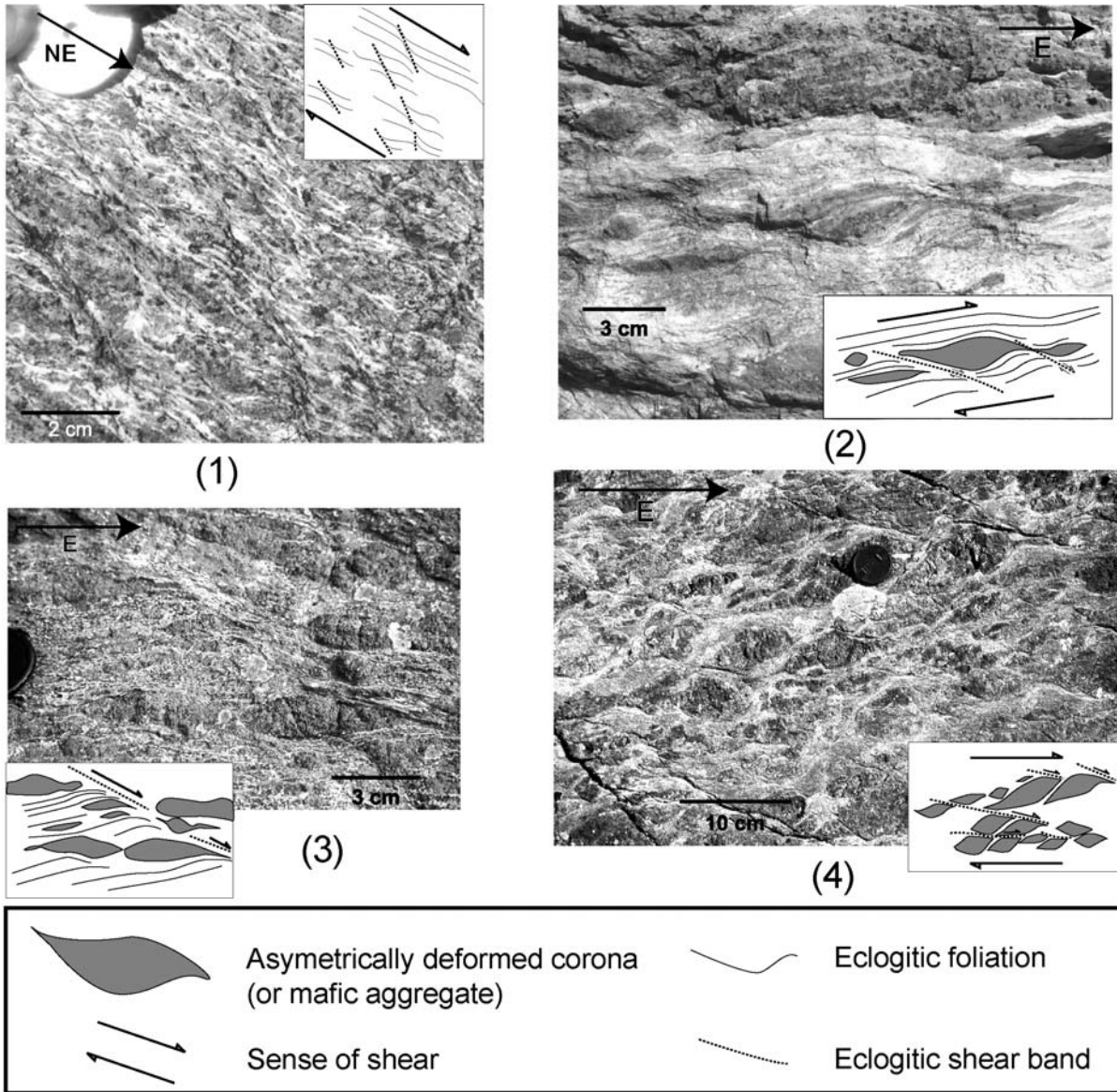


Fig. 5(b) : Sense of shear deduced from asymmetrical shapes of granulite boudins, sigmoidal eclogite foliation around boudins and deflected granulite foliation along boudins borders. Locations on figure 2b.

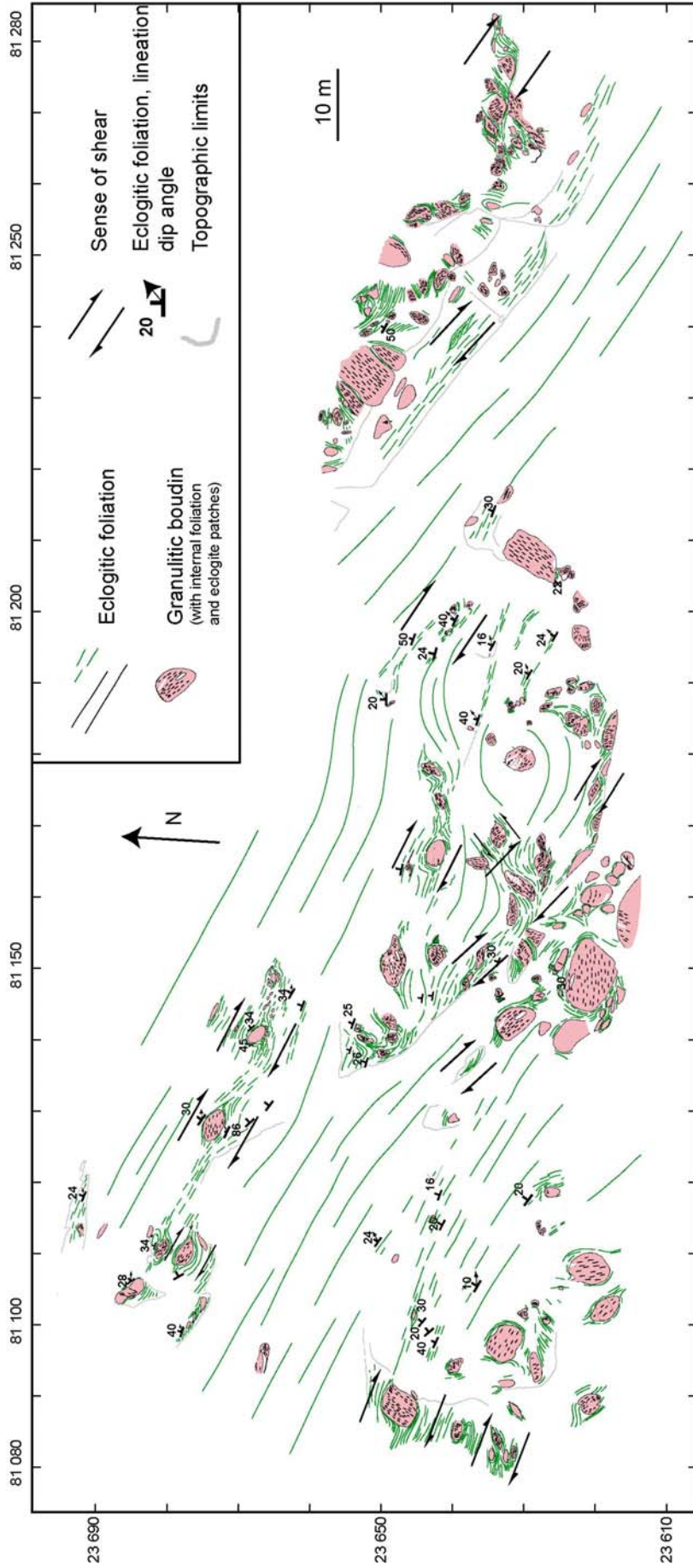


Fig. 6 Map of asymmetrical boudins in the Hundskjefte "breccia" zone showing consistent to-to-the-NE sense of shear. See location on Figure 2b.

Although asymmetrical objects can be found in every shear zone, their density is highly variable. They are sparse in the Upper and Lower Eldsfjellet shear zones and much more ubiquitous in the Hundskjeften shear zone and to a smaller extent in the Skurtveit shear zone. In order to demonstrate this density we carried out a detailed mapping of a 100x100 m area in the Hundskjeften shear zone containing many metric sized boudins (Fig. 6). The asymmetrical shape of most boudins, the sigmoidal eclogitic foliation around them and the deflection of granulitic foliation along boudins borders demonstrate a consistent dextral sense of shear at the map scale. The average eclogitic foliation in this area is N120 40N and the lineation trends N80. The apparent dextral sense of shear results from top-to-the-ENE movement.

Eclogitic deformation in little transformed zones

In little transformed zones, eclogitization is present only in 1 to 10cm wide bands, either on both side of a mm wide fracture or as narrow shear bands without central fracture.

A large proportion of eclogitic fractures – i.e. mm wide fracture with 1 to 10cm wide eclogitic reaction bands on both sides – do not show any brittle nor ductile deformation. These “static” fractures seem to be randomly oriented.

In the rest of eclogitic bands, the kinematics can be deduced from the offset/deflection of granulitic foliation/lineation across the eclogitized zone. The orientations of these bands, as well as the deformation that affects them, show a very consistent structural pattern and can be separated in two main sets (Fig. 7a). The first set of bands strikes between N90 and N120, dips northeastward and displays normal-dextral movement associated with NE striking lineations. The second set strikes between N30 and N80, dips northwestward and displays normal-sinistral movement associated with NW striking lineations. Representative outcrops (Fig. 7b) show either sinistral bands (B), dextral bands (C), or both (A and B'). Where both sets of bands are present, the dextral bands are wider than the sinistral ones. The geometry and kinematics of narrow eclogitic bands suggest a bookshelf mechanism : the rhomboedric blocks of granulite are bounded by a dominant set of normal dextral shear bands and a smaller conjugate set of normal sinistral shear bands (Fig. 8).

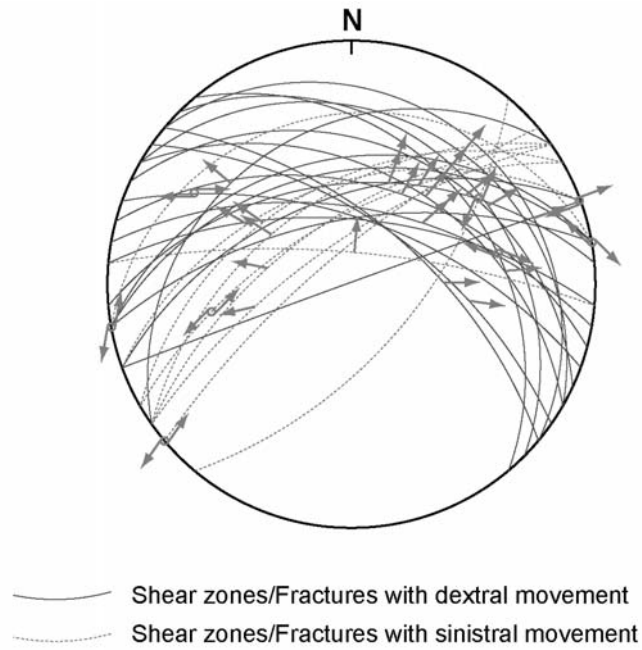


Fig. 7(a) Stereographic plot of the two sets of minor eclogitic shear zones/fractures. The major set (solid lines) corresponds to normal-dextral movement. The minor set (dotted lines) corresponds to normal-sinistral movement.

Moreover, the dextral set of eclogitic bands is comparable in orientation and shear direction with the major shear zones observed in the more eclogitized areas. The bookshelf-type deformation in little eclogitized areas is thus fully compatible with the top-to-the-northeast shear sense on major shear zones.

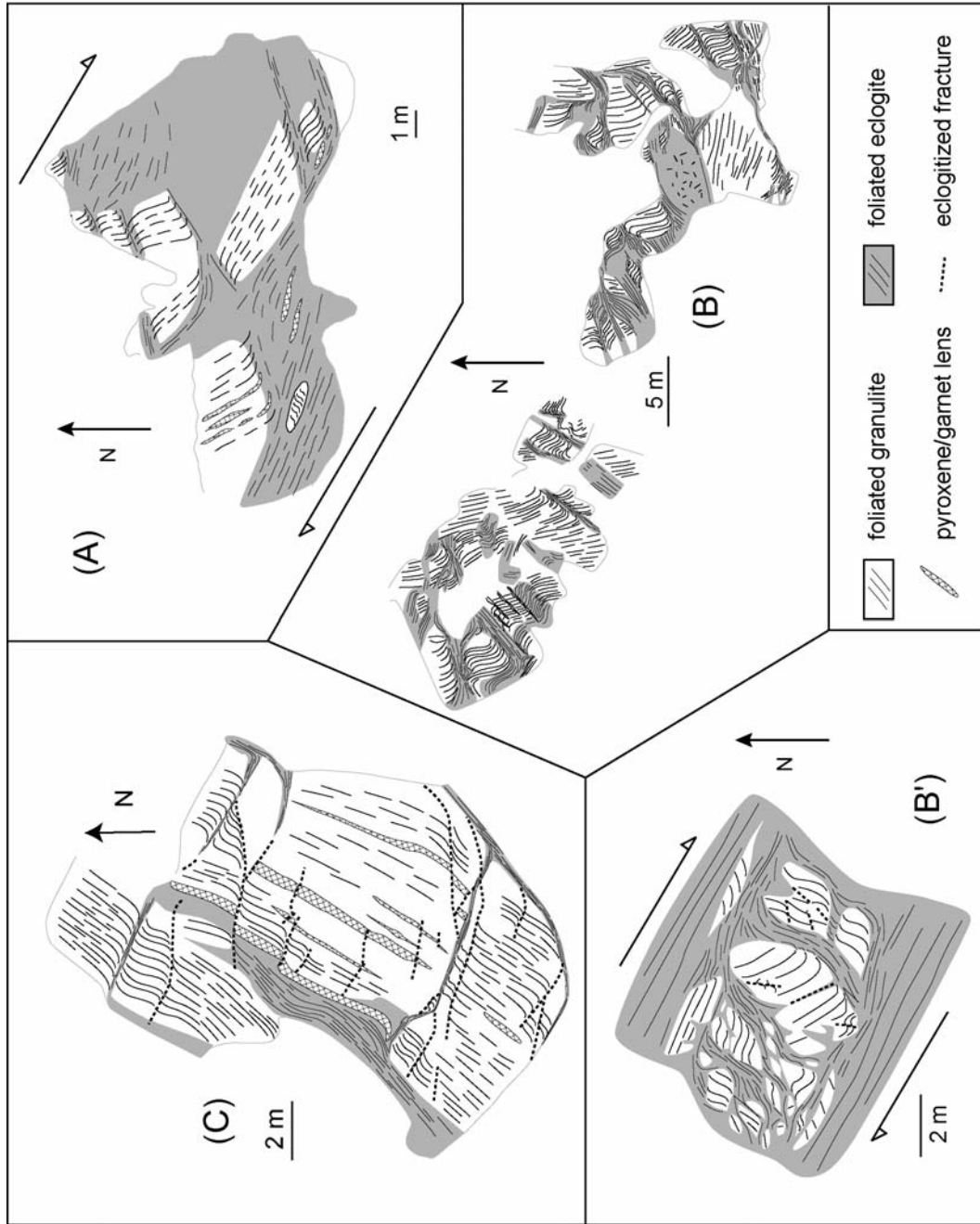


Fig. 7(b) Representative outcrops showing the distribution of eclogitic fractures and narrow shear zones, with two sets of orientations (minor set striking N30-60, with apparent sinistral movement, major set striking N90-120, with apparent dextral movement). Relative movement is deduced either from deflected granulite foliation or from offsets of pyroxene-garnet lenses. Sketch (B) shows shear zones with apparent sinistral movement, sketch (C) shows eclogite-facies shear zones/fractures with apparent dextral movement. Sketches (A) and (B') show the two sets of shear zones/fractures. See locations on Figure 2b (same location for B and B').

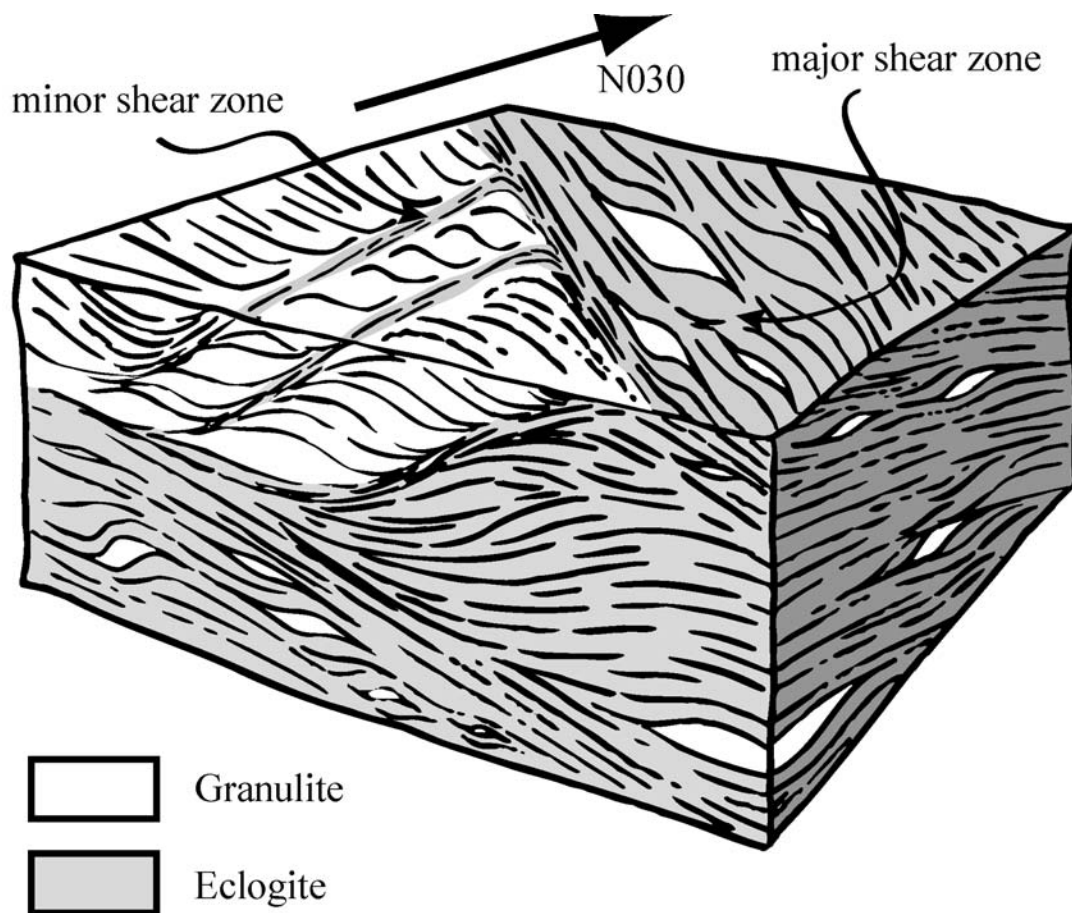


Fig. 8 Bookshelf geometry with top-to-the-NE major shear zones and conjugate subordinate shear zones related to counterclockwise block rotation. Minor shear zones strike between N30 and N60, with normal-sinistral sense of shear. Major shear zones strike between N90 and N120, with normal-dextral sense of shear.

Kinematics of amphibolitic deformation

Within the granulitic unit, amphibolite-facies retrogression is less conspicuous in the field than eclogite-facies metamorphism. Amphibolitic shear zones are typically 10cm to 1m wide and cannot be followed along strike for more than a few metres. These shear zones, that crosscut the granulite foliation, strike in average NW-SE with a large scatter (Fig. 9). The deflection of the granulitic foliation near the shear zones gives an average top-to-the-SE sense of shear.

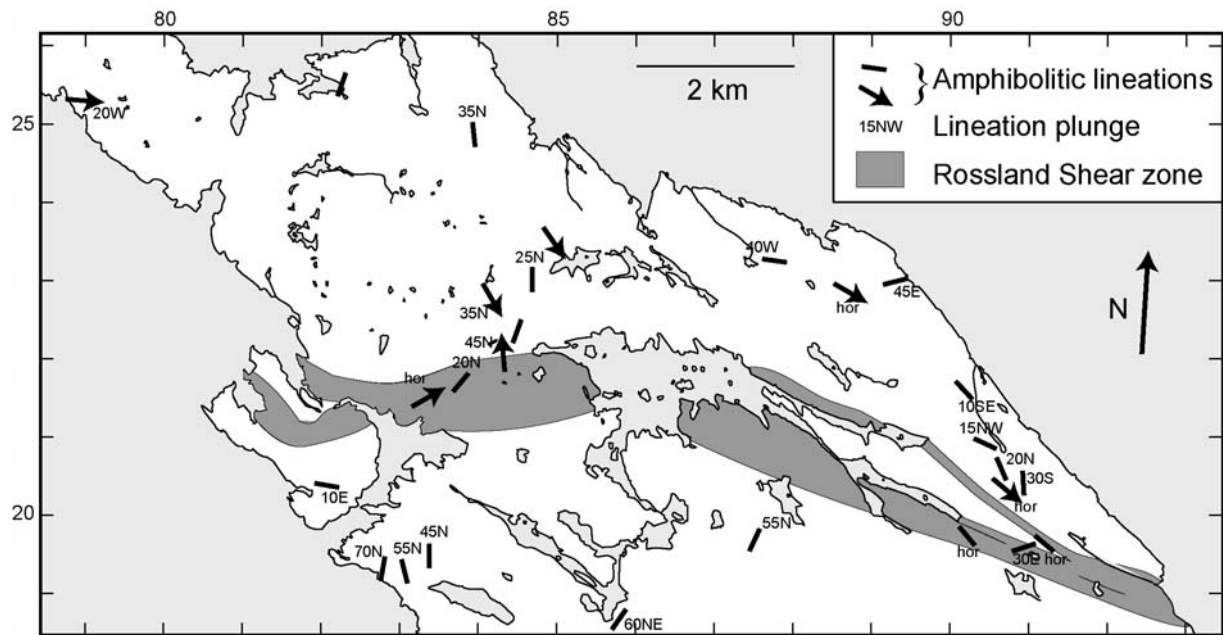


Fig. 9 Map of amphibolitic deformation on northwestern Holsnøy, Rosslund Shear Zone and north of Meland Nappe.

The Rosslund amphibolitic shear zone, which separates the Meland Nappe from the granulitic unit, is at least a few hectometres wide and can be followed for hundreds of metres in an ENE-WSW direction. This shear zone contains a few asymmetric granulitic boudins indicating a dextral sense of shear, similar to the sense of shear observed in the minor shear zones in northwestern Holsnøy. Shear criteria are nevertheless relatively rare, due to an extensive greenschist-facies overprint. The dextral sense of shear is roughly compatible with the early amphibolitic top-to-the-SE phase Sd-1 described by Schmid et al. (1998) in the Rosslund Shear Zone.

Discussion

Geodynamic interpretation of the northwestern Holsnøy kinematics-geometrical model

Our field study of eclogitic shear zones reveals top-to-the-NE shear deformation. The deformation in the amphibolitic field is in average top-to-the-SE (first amphibolitic deformation (Sd-1) in Schmid et al. 1998), with a nevertheless much larger scatter than the eclogitic data. Despite these variations, there is a continuum of deformation from eclogitic to amphibolitic conditions, which leads us to interpret the eclogitic deformation as the first recorded stage of exhumation for the granulite unit.

A collisional eclogitic deformation

The history of the Caledonian orogenesis is traditionally decomposed in a collisional stage in the late Ordovician-Silurian, followed by an extensional stage starting from the Devonian. Fossen (1992) states that extension started around 400 Ma with kinematics reversal along the basal decollement zone of the Caledonian nappes. As noted earlier (see “geological setting”), there are controversies on the age of eclogite metamorphism, either 460 or 420 Ma. Whatever the age, the shortest time span of 20 Ma between all eclogite ages and the start of extensional tectonics (syn- or post-collisional) shows that the eclogitic deformation studied on Holsnøy is coeval with the collisional phase. The presence of eclogite-facies metamorphism as young as 405 \pm 5 Ma (Root et al. 2001; Root et al. in review) or Ultra-High-Pressure metamorphism dated 401.6 \pm 1.6 Ma (Carswell et al. 2003) or 402 \pm 2 Ma (Tucker et al. submitted) in the WGR also illustrates that while Holsnøy started to exhume, the whole orogen was experiencing convergence.

Holsnøy eclogitic deformation within Caledonides and Bergen Arcs kinematic framework

The general structure of the Caledonian orogen is thought to result from the northwest dipping subduction of Baltica under Laurentia (Krogh 1977). This subduction geometry is inferred from nappe-thrust kinematics and from variations in the degree of metamorphism in the WGR (Griffin et al. 1985). The nappes of western Norway were thrust onto the Baltic shield toward the southeast. Furthermore, the difference between the maximum burial (more than 100 km) for coesite-bearing units in the NW of the Western Gneiss Region (Smith 1984; Wain 1997; Carswell et al. 2001) and the much shallower burial (pressure peak of 13 kbars, ~40km) in the SE of the WGR (eclogites in the vicinity of the Solund basin (Chauvet et al., 1992, Hacker et al. in press) is roughly in agreement with the SE-trending metamorphic gradient defined by Griffin et al. (1985). This direction is inferred to be parallel to the thrusting direction. On a more regional scale, other units of the Bergen Arcs were deformed during the Caledonian orogenesis. Within the highly-sheared Major Bergen Arc, a garnet-amphibole micaschist recorded a top-to-the-SE sense of shear, corresponding to Caledonian contractional deformation (Wennberg 1996). The contractional phase in the Ulriken Gneisses and its psammitic cover is recorded in sheath-like folds and S-C structures, both indicating thrusting toward the East (Fossen 1988). In the Øygarden Gneisses structures indicating top-to-the-east sense of shear developed under upper greenschist-facies during the Caledonian collision (Fossen & Rykkelid 1990).

Caledonian contractional structures in southwestern Norway are thus characterized by sense of shear and transport directions top-to-the-SE in the SE of the Caledonian nappes, and top-to-the-E in the Bergen Arcs (Fossen 1992). This sense of shear is roughly in agreement with the top-to-the-NE movement shown by eclogitic shear zones on northwestern Holsnøy. Late-caledonian extensional shear zones such as BASZ (Wennberg 1996) and the formation of the arcuate structure of the Bergen Arcs may have caused the slight misorientation.

Post eclogitic rotation of northwestern Holsnøy

To place the eclogitic deformation in northwestern Holsnøy within the overall Caledonian collision geometry, we also need to assess the rotation that affected the granulite unit during its exhumation. In their tectonic model of Caledonian orogenesis, based on the south Norwegian Caledonides, Andersen et al. (1991) proposed that the orogenic extensional collapse was initiated by the detachment of the subducted lithospheric mantle. This resulted in isostatic rebound and exhumation of deeply buried crust. Geometrically, during exhumation, the exhumed crust undergoes top-to-the-SE rotation (clockwise when looking north-east in a NW-SE section of the subduction zone, see Fig. 10a). This general top-to-the-SE rotation, related at large scale to the NW-dipping subduction may, in detail, be expressed as top-to-the-E rotation in the Bergen Arcs, where tectonic features are slightly misorientated with respect to general geometry of the orogen (see above the distribution of shear senses, as described by Fossen (1992)). In addition, some rotations may stem from late-orogenic extension. The mode II extension proposed by Fossen (1992, 2000), is made through large and deeply-rooted normal shear zones/faults, among which is the Bergen Arc Shear Zone. Normal movements on these listric faults cause rotations: Large normal displacements along the WSW dipping BASZ, on the eastern border of the Bergen Arc, results in top-to-ENE rotation of the nappe pile. Therefore, both processes proposed above lead roughly to top-to-the-E rotation of the Lindås nappe after eclogitic metamorphism.

To restore the eclogitic shear zones to their original position at depth, within the Caledonian slab, we rotate them counterclockwise with respect to a NS horizontal rotation axis (Fig. 10b). After about 20° rotation, shear zones dip toward the WNW instead of the NE, and their normal sense of displacement becomes reverse (Fig. 10b shows the situation after an arbitrary rotation of 60°). Both the restored geometry (~WNW dipping) of the shear zones and their reverse sense of shear are thus much more compatible with the general frame of the NW dipping subduction.

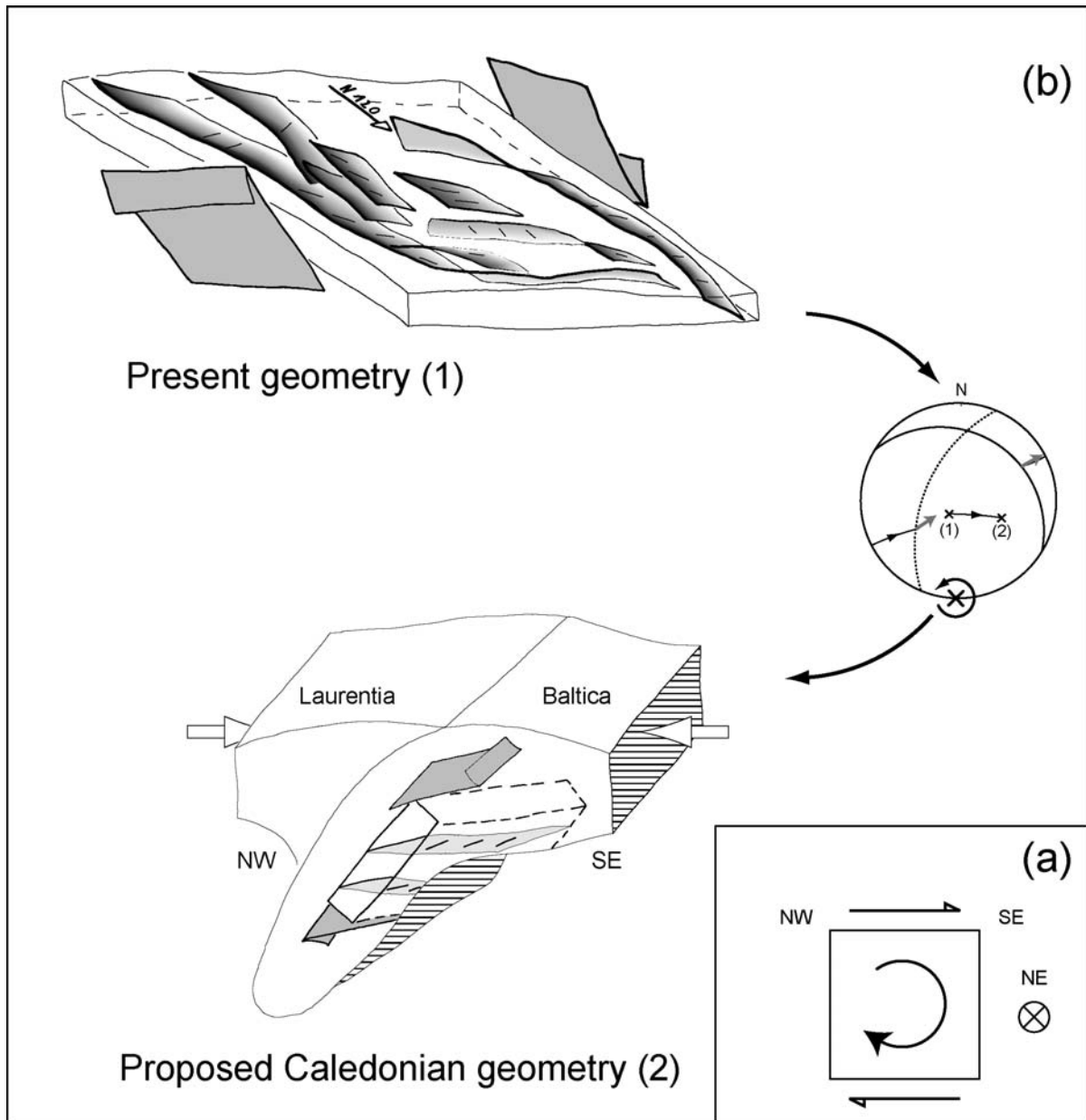


Fig. 10(a) Model for "top-to-the-SE rotation" : the present geometry is rotated clockwise about a horizontal NE trending axis, when looking to the NE. (b) Restoration of Holsnøy in its original position within the Caledonian slab. The rotation shown on the stereographic plot corresponds to a top-to-the-W 60° rotation about a NS axis. As a result, eclogite-facies shear zones, oriented in their present position (direction: N120, dip: 20NE) with normal-dextral movement, are rotated into new position (direction: N20, dip: 50W) as reverse-dextral shear zones, corresponding to their former position in the Caledonian subducting slab.

Interpretation of eclogitic deformation

As a result of this geometric reconstruction, we propose the following scheme for the history of crustal units affected by HP-LT metamorphism (Fig. 11): The crust, whose lower part is relatively rigid and coherent, is dragged down by the dense lithospheric mantle as the upper part of the subducting slab. During burial, P-T changes make minerals metastable and, depending on the supply of fluids, a fraction of this crust is transformed into weaker and denser eclogite. Deformation is localized in eclogitized parts that constitute shear zones setting apart units of undeformed granulite. The crust is cut out in nappes, which can start their ways up to the surface by thrusting toward the East and piling up onto each other.

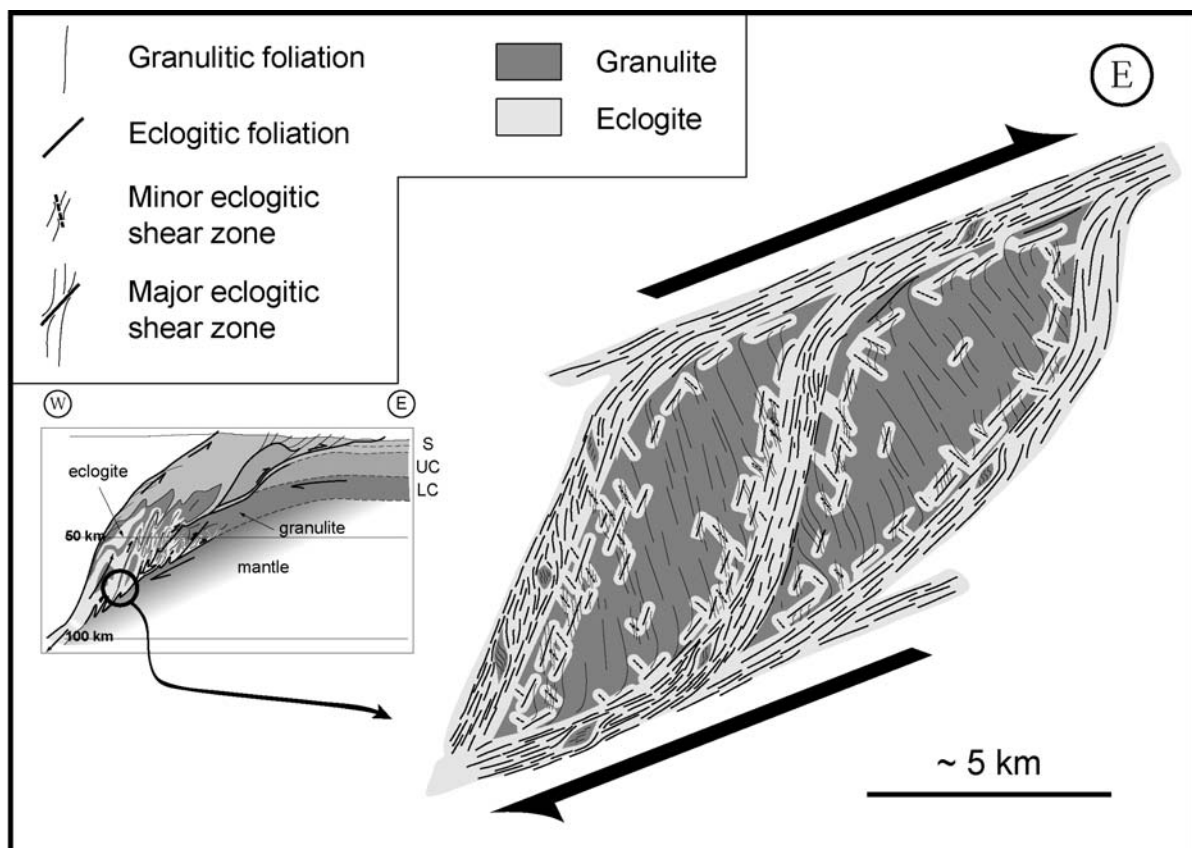


Fig. 11 Interpretative sketch of processes occurring in the buried crust. The zoom shows large eclogitic shear zones wrapping decoupled crustal units, while eclogitic reactions propagates into untransformed crust through fractures and shear zones distributed in two main sets of orientation.

Such an interpretation also implies that a normal shear zone separates the rigid buttress (Laurentia) from the exhuming units within the continental accretionary wedge (see arrows along the upper boundary of the subduction wedge in Fig. 11). To our knowledge, there is no evidence for such a zone in the Bergen Arcs. An easy but not completely satisfactory

explanation for this absence is that there is not a single but several units stacked in the subduction wedge. The unit affected by the normal sense of shear may not have been exhumed up to the surface, unlike units affected by reverse sense deformation. Another reason for the lack of a large normal shear zones may be that the extent of reverse sense deformation within the subduction wedge is larger than the extent of normal sense deformation: reverse movements are caused by exhumation and by the displacement of the subducting slab relative to units in the subduction wedge, whereas normal movements are caused by exhumation only.

Collisional exhumation models

Strain localisation

Collisional exhumation models can be described in terms of two end-members, penetrative corner/wedge flow models (Jischke 1975; England & Holland 1979; Cloos 1982; Shreve & Cloos 1986; Mancktelow 1995) and localizing rigid slab models (Chemenda et al. 1995). The two types of model differ first by the spatial distribution of strain (see review by Platt (1986)): in wedge/corner flow models strain varies smoothly within exhumed units, whereas in Chemenda's models strain is extremely localized into two shear zones, one normal at the top and the other one reverse at the bottom, enabling a unit of undeformed crust to reach the surface after its burial. The distribution of eclogitic strain on Holsnøy is highly heterogeneous at the kilometer scale: undeformed kilometric crustal units (i.e. untransformed granulite) are separated by highly strained hectometre scale bands (i.e. eclogitic large shear zones). This heterogeneity must be accounted for in modelling km-scale structures and phenomena, such as subduction channel or wedge dynamics. In contrast, an average rheology that smoothes such strain-localisation effects is relevant to model geodynamics of the whole orogeny.

A delicate balance between shear stresses and buoyancy forces

The two end-member models also deal differently with the way shear forces are handled in exhumation processes. In Chemenda's models, exhumation is only caused by the positive buoyancy of crustal units dragged into the denser mantle. The presence of a weak decoupling layer between rigid crustal units and underlying mantle, in the sinking slab, decides whether the ascent of buoyant crust is possible or not. In corner/flow models, shear forces alone can cause upward motion: if the subduction channel that contains the subducting crust and its sedimentary cover is narrowing, the downward circulation created by basal shear stresses is balanced under certain conditions by upward flow. Despite this difference, the

concept of subduction channel also assumes partial decoupling of the crustal units and the lithospheric mantle within the subducting slab.

Decoupling being partially controlled by the mechanical behaviour of the buried crust, a question is to what extent a change in crustal rheology affects the processes in subduction and collision zones. Looking at complete P-T loops of a crustal unit, from near the surface to the mantle and back to the surface, a decrease in viscosity has a two-fold consequence: at depth, it increases the decoupling of the crust from the downgoing lithospheric mantle and therefore it enhances its capacity to exhume. On the other hand, early exhumation of buoyant crust may prevent a large fraction of the crust to reach and equilibrate at high pressures. The balance between both effects could only be analysed through the study of metamorphic terranes at the scale of the whole orogen, which is by far beyond the scope of this paper. In addition, on Holsnøy we do not deal with permanent rheological changes but with a change in viscosity that happens only when the crust reaches high pressures. In such circumstances the consequences of eclogitization are quite straightforward: rigid granulite is dragged down until it gets partially eclogitized; the eclogitized zones, weaker than the granulite, act as decoupling surfaces which enable granulitic slivers to start their way up. Therefore, in terms of rheology, eclogitization unambiguously favours exhumation and is the first necessary step toward exhumation. An important question still to be answered about this rheological weakening is whether it is induced by hydration and grain size reduction only or also by the mineralogical change.

The second major physical consequence of eclogitization is the density change, which can be up to 15% (Austrheim 1987). As a result, a completely eclogitized lower crust becomes denser than the surrounding mantle (Le Pichon et al. 1992, 1997; Dewey et al. 1993), annihilating the buoyancy force, which in all models is a major driving force to exhumation, if not the only one.

In terms of exhumation, eclogitization has thus two opposite consequences. Eclogitization is an evolutionary process, in time – i.e. the set of reactions progresses continuously between transformed and untransformed states –, and in space – i.e. some parts of the granulitic unit are still pristine while other are completely reacted. The balance between viscosity decrease and density increase, respectively promoting and impeding exhumation, depends on the way metamorphic reactions progress and propagate. The eclogitic shear zones cutting through preserved granulite, as observed on Holsnøy as well as in Flatraket (Krabbendam et al. 2000; Wain et al. 2001), enable mechanical decoupling without large density increase when averaged over the whole granulitic unit. One may imagine another

situation, where very large fluid advection would induce much more pervasive eclogitization. There, the associated density increase would lead to the further sinking of eclogitized crust. Of course, such situation is purely hypothetical, since what we observe is only what has finally been exhumed; therefore, only a comprehensive mechanical modelling of eclogitization propagation could help to understand deep processes affecting rocks that finally come back up, as well those that allegedly disappear in the mantle.

Conclusion

The northern part of Holsnøy Island is a granulitic unit that experienced HP-LT metamorphism during the Caledonian orogenesis. This metamorphism heterogeneously affected a granulite-facies protolith terrane, resulting in the juxtaposition of well preserved granulitic zones and eclogitic zones. The eclogitic zones range from 10 cm-wide reaction zones along fractures, involving only fluid diffusion from the fracture and little deformation, to eclogitized zones that are strongly deformed, forming shear zones of size ranging from 1 cm to 100 m.

The comparison of P-T-t paths of the rocks on Holsnøy with paths of rocks in the surrounding areas or in the WGR indicates that exhumation of northern Holsnøy unit occurred while some close units were still being buried to large depths. A detailed study of eclogite-facies deformation in large shear zones (in particular that of asymmetrically deformed objects such as granulitic boudins or coronas) shows a consistent pattern of normal-dextral shear zones with top-to-the-East sense of shear throughout northwestern Holsnøy. In little transformed zones, a second set of minor shear zones, showing normal-sinistral sense of shear, mimics a bookshelf mechanism.

A small amount of amphibolite-facies retrogression occurs in thin shear zones crosscutting both granulite and eclogitic shear zones. The deformation in these amphibolitic shear zones reproduces roughly the eclogitic kinematic pattern, showing that eclogitic deformation recorded on Holsnøy corresponds to the first stages of exhumation.

The Caledonian orogenesis resulted from the subduction of Baltica under Laurentia, in an NW-SE convergent context (Mckerrow et al. 1991; Torsvik et al. 1996). When replaced in a geodynamical context of northwest-dipping subduction, the eclogitic deformation pattern can be interpreted as the deep thrusting and piling-up of several crustal slivers.

We thus propose the following scheme for the history of crustal units affected by HP-LT metamorphism : The crust, whose lower part was relatively rigid, was dragged down by the dense lithospheric mantle as the upper part of the subducting slab. During burial, P-T

changes made the protolith granulite-facies minerals metastable and, depending on the supply of fluids, a fraction of the crust was transformed into weaker and denser eclogite. Deformation was localized in eclogitized shear zones setting apart units of undeformed granulite. The crust was cut out into nappes that started their way up to the surface by buoyant ascent, by thrusting onto each other.

Reference List

Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. & Swensson, E. 1991. Subduction and exhumation of continental crust : major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3, 303-310.

Austrheim, H. 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letter*, 81, 221-232.

Austrheim, H. 1990a. Fluid induced processes in the lower crust as evidenced by Caledonian eclogitization of Precambrian granulites, Bergen Arcs, Western Norway. PhD thesis, University of Oslo.

Austrheim, H. 1990b. The granulite-eclogite facies transition : A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, 25, 163-169.

Austrheim, H. 1994. Eclogitization of the deep crust in continent collision zones. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, 761-774.

Austrheim, H. & Griffin, W.L. 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. *Chemical Geology*, 50, 267-281.

Austrheim, H. & Mørk, M.B.E. 1988. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse, Special publication*, 3, 102-113.

Austrheim, H. & Engvik, A.K. 1995. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In: Jamtveit, B. & Yardley, B. W. D. (eds) *Fluid flow and transport in rocks: mechanisms and effects*. Chapman and Hall, 123-137.

Austrheim, H., Erambert, M. & Engvik, A.K. 1996. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization. *Tectonophysics*, 273, 129-153.

- Bascou, J., Tommasi, A. & Mainprice, D. 2002. Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites. *Geology*, 24, 1357-1368.
- Bingen, B., Davis, G.A. & Austrheim, H. 1998. Zircon growth during fluid induced Caledonian/Scandian eclogite-facies metamorphism of the Lindås Nappe, Caledonides of W Norway. *Mineralogical Magazine*, 62A, 161-162.
- Bingen, B., Davis, W.J. & Austrheim, H. 2001. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 640-649.
- Birtel, S., Altenberger, U. & Passchier, C.W. 1998. Polyphase structural and metamorphic evolution of the Rosslund shear zone at Holsnøy, a ductile nappe boundary in the Middle Allochthon of the Norwegian Caledonides. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1-2, 19-44.
- Boundy, T.M., Fountain, D.M. & Austrheim, H. 1992. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, Western Norway: implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 127-146.
- Boundy, T.M., Essene, E.J., Hall, C.M., Austrheim, H. & Halliday, A.N. 1996. Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1425-1437.
- Boundy, T.M., Mezger, K. & Essene, E.J. 1997a. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, 39, 159-178.
- Boundy, T.M., Hall, C.M., Li, G., Essene, E.J. & Halliday, A.N. 1997b. Fine-scale isotopic heterogeneities and fluids in the deep crust; a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation and TEM study of muscovites from a granulite-eclogite transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 223-242.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A. 2001. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342, 113-136.
- Carswell, T., Cuthbert, S., O'Brien, P. & Tucker, R. 2001. Eclogite evolution and the timing of Ultra-High Pressure Metamorphism in Western Norway. EUG XI, Strasbourg, France, *Journal of Conference Abstracts*, 6, abstract 348

- Carswell, D.A., Tucker, R.D., O'Brien, P.J. & Krogh, T.E. 2003. Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway. *Lithos*, 67, 181-190.
- Chauvet, A., Kienast, J.R., Pinardon, J.L. & Brunel, M. 1992. Petrological constraints and PT path of Devonian collapse tectonics within the Scandian mountain belt (Western Gneiss Region, Norway). *Journal of The Geophysical Society, London*, 149, 383-400.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A.N. 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letter*, 132, 225-232.
- Chopin, C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 107-118.
- Chopin, C. & Schertl, H.P. 2000. The UHP Unit in the Dora-Maira massif, western Alps. In: Ernst, W. G. & Liou, J. G. (eds) *Ultra-High pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts*. Geological Society of America, Boulder, 133-148.
- Cloos, M. 1982. Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 330-345.
- Cohen, A.S., O'Nions, R.K., Siegenthaler, R. & Griffin, W.L. 1988. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 303-311.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D. & Andersen, T.B. 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R. (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 76, 325-343.
- England, P.C. & Holland, T.J.B. 1979. Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks. *Earth and Planetary Science Letter*, 44, 287-294.
- Ernst, W.G. & Liou, J.G. 2000. Overview of UHP metamorphism and tectonics in well-studied collisional orogens. In: Ernst, W. G. & Liou, J. G. (eds) *Ultra-High pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts*. Geological Society of America, Boulder, 3-19.
- Fossen, H. 1988. The Ulriken gneiss complex and the Rundemanen Formation: a basement-cover relationship in the Bergen Arcs, West Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 412, 67-86.

- Fossen, H. 1992. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of Structural Geology*, 14, 1033-1046.
- Fossen, H. 2000. Extensional tectonics in the Caledonides : Synorogenic or postorogenic ? *Tectonics*, 19, 213-224.
- Fossen, H. & Rykkelid, E. 1990. Shear zone structures in the Oygarden area, West Norway. *Tectonophysics*, 174, 385-397.
- Griffin, W.L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A.G., Krogh, E.J., Mørk, M.B.E., Qvale, H. & Tørudbakken, B. 1985. High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: Gee, D. G. & Sturt, B. A. (eds) *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*. John Wiley & Sons Ltd, 2, 783-801.
- Hacker, B.R., Andersen, T.B., Root, D.B., Mehl, L., Mattinson, J.M. & Wooden, J.L. in press. Exhumation of high-pressure rocks beneath the Solund Basin, Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, in press.
- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K. & Austrheim, H. 1990. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 184-193.
- Jischke, M.C. 1975. On the dynamics of descending lithospheric plates and slip zones. *Journal of Geophysical Research*, 80, 4809-4813.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. & Agard, P. 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, 303, 353-409.
- Kolderup, C.F. & Kolderup, N.H. 1940. *Geology of the Bergen Arc System*. Bergens Museum Skrifter, 137 p.
- Krabbendam, M., Wain, A. & Andersen, T.B. 2000. Pre-Caledonian granulite and gabbro enclaves in the Western Gneiss Region, Norway: Indications of incomplete transition at high pressure. *Geological Magazine*, 137, 235-255.
- Krogh, E.J. 1977. Evidence of Precambrian continent-continent collision in Western Norway. *Nature*, 267, 17-20.
- Kühn, A. 2002. The influence of fluid on the granulite to eclogite and amphibolite facies transition: a study in the anorthositic rocks from the Lindås Nappe, Bergen Arcs, West Norway. PhD Thesis, University of Oslo.
- Labrousse, L. 2001. L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : le cas des Calédonides de Norvège. Université Pierre et Marie Curie.

- Le Pichon, X., Fournier, M. & Jolivet, L. 1992. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11, 1085-1098.
- Le Pichon, X., Henry, P. & Goffé, B. 1997. Uplift of Tibet: from eclogites to granulites - implications for the Andean Plateau and the Variscan Belt. *Tectonophysics*, 273, 57-76.
- Mancktelow, N.S. 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100, 571-583; 1.
- Mattey, D., Jackson, D.H., Harris, B.W. & Kelly, S. 1994. Isotopic constraints on fluid infiltration from an eclogite facies shear zone, Holsnøy, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 311-325.
- Mckerrow, W.S., Dewey, J.F. & Scotese, C.R. 1991. The Ordovician and Silurian development of the Iapetus ocean. *Special Papers in Palaeontology*, 44, 165-178.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1998. *Microtectonics*. 2nd ed, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 289 p.
- Platt, J.P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037-1053.
- Platt, J.P. 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes. *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Ragnhildsveit, J. & Helliksen, D. 1997. *Geologisk kart over Norge, begrunnkart Bergen, 1:250000*. Norges Geologiske Undersøkelse
- Rey, P., Fountain, D.M. & Boundy, T.M. 1999. Kinematic indicator in eclogite-facies shear zones. In: Snoke, A. W., Tullis, J. A., and Todd, V. R. (eds) *Fault-related rocks - A Photographic Atlas*. Princeton University Press, 629 pp.
- Roberts, D. & Gee, D.G. 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: Gee, D. G. & Sturt, B. A. (eds) *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas*. J Wiley, Chichester, 1, 55-68.
- Root, D.B., Hacker, B.R., Mattinson, J.M. & Wooden, J.L. 2001. U/Pb zircon geochronology of High- and Ultrahigh-pressure eclogites of the Western Gneiss Region, Norway. 11th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Houston, abstract 3883
- Root, D.B., Hacker, B.R., Mattinson, J.M. & Wooden, J.L. in review. Young age and rapid exhumation of Norwegian Ultrahigh-pressure rocks; an ion microprobe and chemical abrasion study.

- Schmid, R., Altenberger, U. & Oberhänsli, R. 1998. Polyphase tectonometamorphic evolution of the northwestern Lindås Nappe on Holsnøy, Bergen Arcs, Caledonides, S-W Norway. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1-2, 1-18.
- Shreve, R.L. & Cloos, M. 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, 91, 10.229-10.245.
- Smith, D.C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310, 641-644.
- Torsvik, T.H. & Eide, E.A. 1998. NGU GEOCHRO: Database and analysis for Norwegian isotope geochronology. NGU Open File Report 98.003, 54 pages.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G., van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A. & Walderhaug, H.J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, 40, 229-258.
- Tucker, R.D., Robinson, P., Gee, D.G., Thorsnes, T., Krogh, T.E., Nordgulen, Ø. & Bickford, M.E. submitted. Thrusting and extension in the Scandian hinterland, Norway: New U-Pb ages and tectonostratigraphic evidence. *American Journal of Science*.
- Wain, A. 1997. New evidence for coesite in eclogite and gneisses: Defining an ultra-high pressure province in the Western Gneiss region of Norway. *Geology*, 25, 927-930.
- Wain, A., Waters, D.J. & Austrheim, H. 2001. Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 607-623.
- Wennberg, O.P. 1996. Superimposed fabrics due to reversal of shear sense: an example from the Bergen Arc Shear Zone, western Norway. *Journal of Structural Geology*, 18, 871-889.

Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction

Laurent Jolivet¹, Hugues Raimbourg¹, Loïc Labrousse¹, Dov Avigad², Yves Leroy³,
Håkon Austrheim⁴, Torgeir B. Andersen⁴

¹ Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie, T 26-0 E1, case 129, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05 France (laurent.jolivet@lgs.jussieu.fr)

² Institute of Earth Sciences, Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel

³ Laboratoire de Mécanique des Solides, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France

⁴ Institutt for Geofag, Universitet I Oslo, Postboks 1047, Blindern, N-0316 Oslo, Norway

Abstract :

Direct observation of peak-pressure deformation in exhumed subduction channels is difficult because little evidence of this deformation survives later syn-exhumation deformation. Most ultrahigh-pressure parageneses are found in continental derived metamorphic rocks making continental subduction the best context to observe peak pressure deformation. Whereas many studies have enlightened the main driving parameters of exhumation such as buoyancy forces, low viscosity in the subduction channel, overburden removal by erosion and normal faulting, a basic question is seldom considered: why is a tectonic unit disconnected from the descending lithosphere and why does it start its way towards the surface ? This event, seminal to exhumation processes, must involve some deformation and decoupling of the exhumed slice from the descending slab at peak pressure conditions or close to it. Our field observations in the Bergen arc show that Caledonian eclogitization and later amphibolitization of a granulitic terrane was achieved with a consistent component of simple shear compatible with the sense of the Caledonian subduction. Thus, the sequence of deformation preserved in the Bergen Arc documents the decoupling of subducted crustal material from the descending slab at the onset of exhumation.

This observation suggests that deformation in the subduction channel is largely controlled by kinematic boundary conditions, i.e. underthrusting of the subducting slab. In this context of simple shear, metamorphic reactions assisted by fracturing, fluid infiltration and ductile deformation lower the resistance of rocks and allow the localisation of shear zones and the decoupling of buoyant tectonic units from the subducting slab. These tectonic units can then be incorporated into the channel circulation and start their upward travel.

Introduction:

Subduction of continental or oceanic material leads to the formation of high-pressure or ultra-high-pressure metamorphic rocks [1-4]. Eclogites are typical metamorphic rocks in such environments. While driving them down in the subduction channel along with the subducting lithosphere is easily to conceptualize, their exhumation, usually fast, is much less easily understood.

Exhuming high-pressure metamorphic rocks during convergence from below mountain belts or from the depths of the subduction channel requires that buoyancy forces and/or forces related to shearing along the subduction plane overcome forces that keep these rocks attached to the descending lithosphere. Metamorphism plays an important role in changing the balance of forces [5]. Metamorphic recrystallisation during burial can lead to a significant density increase (up to 10% in the case of eclogitization of a mafic material [6]) and may prevent exhumation. But recrystallisation is rarely complete at large scale. The Western Gneiss Region and the Bergen Arc of western Norway for instance show one of the largest eclogitized piece of continental crust [5, 7] exhumed during the Caledonian orogeny. This continental basement has been buried to large depths and only partly recrystallised into high-density eclogite-facies mineral associations. Its bulk density is thus not that of a fully recrystallised eclogite and eclogitization is not advanced enough to prevent exhumation. Eclogitization has other consequences than a density increase. Earlier studies of the Bergen arc have shown that recrystallisation in the eclogite facies is accompanied with a significant reduction in rocks strength [8] shown by a systematic localisation of shear zones where the host granulites have been transformed to eclogites. We explore in this paper the kinematics of syn-eclogite deformation in the Bergen arc which suggests that eclogitization is ultimately responsible for the separation of tectonic units from the descending lithosphere.

About the importance of direct field observations

The behaviour of rocks subducted in the deep parts of accretionary complexes or subduction channels can be indirectly approached by the study of seismicity or directly observed on exhumed rocks. Intermediate-depth and deep earthquakes in subduction zones exhibit classical fault-related focal mechanisms showing that shear failure is responsible for the fast motion. Focal mechanisms indicate a majority of low-angle thrust faults together with normal faults in the upper plane of double- or triple-planed subduction zones [9]. Several mechanisms have been proposed to explain shear failure at such large depths: thermal control of the depth of the brittle-ductile transition [10], reactivation of fault planes created at shallow depth [11], metamorphic transformation-faulting [12]. The last mechanism is however unlikely for intermediate earthquakes for at such depth most reactions are not polymorphic and thus involve the slow mechanism of diffusion [13]. Dehydration embrittlement is considered a viable mechanism for producing earthquakes in oceanic subduction zones [13-16]. In double planed subduction zones the upper plane corresponds to dehydration of the crust and the lower plane to dehydration of serpentinite in the mantle [13]. Fluids produced by dehydration can then facilitate the transformation of the dry gabbros into eclogites [14, 17]. Several of these mechanisms give a major role to local stress concentration due to dehydration or volume changes. The role played by shearing boundary conditions expected in the subduction channel being not clearly understood it is critical to make detailed observations of strained rocks in exhumed high-pressure metamorphic rocks. This is possible in mountain belts resulting from continental subduction.

Field studies, estimates of P-T-t paths as well as thermo-mechanical models have shown that exhumation (overburden removal) involves a combination of erosion and normal faulting and that the kinematics inside the subduction channel is driven by (a) buoyancy forces and (b) forces due to the channel geometry (corner flow) [18-23]. Thermal weakening of crustal material and the presence of rheologically weak phases such as migmatites or serpentinites tend to facilitate this circulation [24, 25]. Unlike the P-T paths which normally are interpreted to record the evolution from the peak pressure to the surface, structures that can be used to infer a large-scale kinematics only show in most cases the late lower-pressure evolution. This situation is clearly illustrated by the Dora Maira massif in the Alps where most shear zones were formed in the blueschist and greenschist facies, certainly not near the peak of pressure [26]. In the Norwegian Caledonides the ultra-high-pressure terrains north of the Hornelen Devonian basin [2, 27] were highly retrograded, partially molten and sheared

during their way back to the surface [25, 28]. The deformation pattern near the peak of pressure has been lost in most cases. It is thus difficult to answer fundamental questions such as (1) which deformation regime is active in the subduction channel and (2) why is a tectonic unit decoupled from the subducting lithosphere and integrated in the channel flow to start its travel back to the surface ?

Answering these questions requires that the mechanical behaviour and the deformation style at or near the peak of pressure can be observed and, first of all, a kinematic pattern inferred on a significant scale.

Among the few examples where a coherent peak-pressure (eclogite facies) deformation has been preserved the Caledonian Lindås Nappe of the Bergen Arc (figure 1) is certainly the most spectacular. Previous studies have documented the progressive eclogitization of the Precambrian granulites, and emphasised the role of deep-seated brittle fracturing and fluid migration [6, 29, 30]. Metamorphic transformation is heterogeneous and metastable granulites are preserved between fully transformed Caledonian eclogite facies shear zones that have a lower viscosity [31]. Our field observations show that eclogitization and subsequent amphibolitization were achieved with a consistent component of simple shear compatible with the sense of the Caledonian subduction.

Geological setting :

The Scandinavian Caledonides represent the eastern part of the large lower Paleozoic orogen that encompasses western Scandinavian, most of the British Isles, East-Greenland, Spitzbergen, and the eastern margin of North America [32]. The North Atlantic Caledonides developed between ca 500 and 400 Ma from the closure of the Iapetus Ocean and continent-continent collision of Baltica-Avalonia and Laurentia [33-35]. The mountain belt (Figure 1) was formed by the accretion of Baltic and outboard terranes towards the southeast and east. High-pressure and ultrahigh-pressure eclogite facies rocks dated at 415-400 Ma were described in the Western Gneiss Region below the Nordfjord Detachment Zone [25, 27, 28, 36-38]. These eclogite facies rocks containing metamorphic coesite, majoritic garnets and diamonds were exhumed along isothermal P-T paths before and during the deposition of the continental Devonian basins [25, 37, 39]. A continuum of vertical shortening to top-to-the-west shear, opposite to the preceding crustal thickening, is recorded during exhumation from deep ductile deformation often associated to partial melting to brittle deformation along the detachment [25, 32, 37, 39].

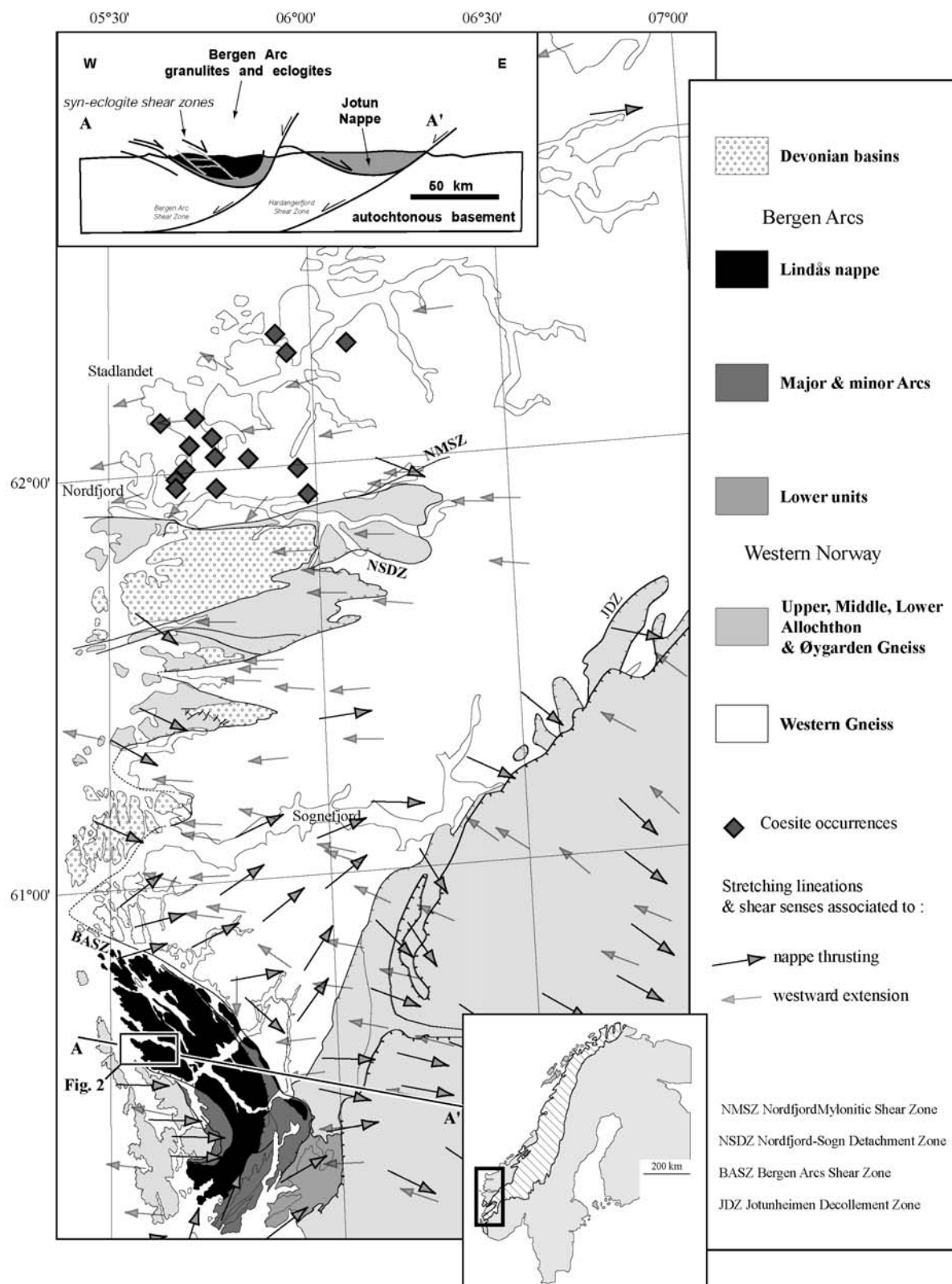


Figure 1: map of the Norwegian Caledonides and location of the Bergen arc [25, 37, 59, 80-85]. Kinematic indicators shows the direction and sense of nappe emplacement (large and dark arrows, top-to-the-east) and subsequent extension (small arrows, top-to-the-west) in the Western Gneiss Region and the Bergen Arc as well as the occurrence of ultra-high-pressure metamorphic rocks. A cross-section (AA') shows the position of the Bergen Arcs as thrust sheets resting on top of the Western Gneiss (after [53]).

Older eclogites (420 Ma) of the Bergen Arc nappes rest above the Western Gneiss region [40-42]. Precambrian granulitic anorthosites and mangerites, similar to the basement of the Western Gneiss region, make the core of the Lindås Nappe [8, 43]. They show a progressive eclogitization associated with the formation of shear zones [6]. Eclogitization was followed by amphibolitization and final recrystallization in the greenschist facies during exhumation [40, 44, 45]. The basal contact of the Bergen arcs is originally a thrust that brought a piece of continental crust eclogitised some 420 Myrs ago above the Western Gneiss region that was eclogitised only 20 Myrs later (Figure 1). This same contact was reactivated later as an extensional detachment during the exhumation of the Western Gneiss Region.

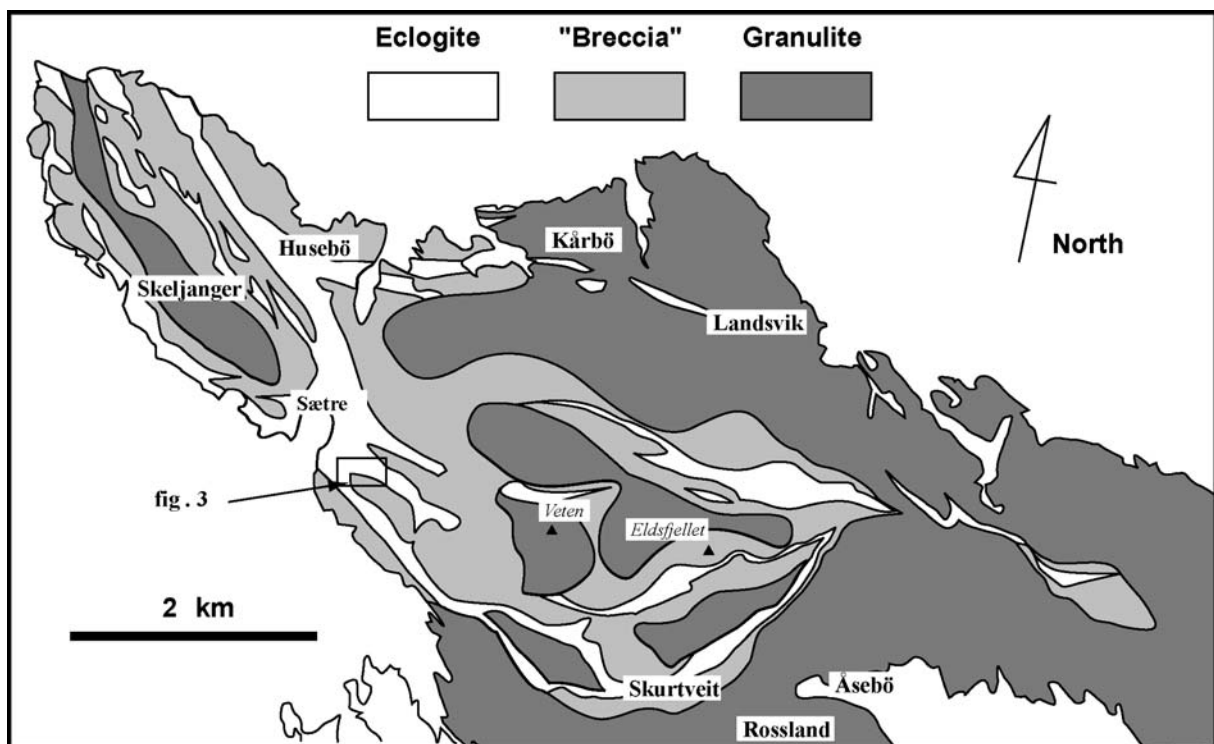


Figure 2: Map of western Holsnøy after [47] showing the distribution of untransformed granulite and eclogite facies shear zones.

The western part of Holsnøy island was explored in details [5, 6, 29-31, 46-49] (figure 2). One important result of these investigations is that deformation, fluid income and eclogitization were contemporaneous and that shear zones localized in the less resistant material, i.e. hydrated eclogites in this example, and that further deformation led to further fluid income and further recrystallization. Whether the fluid is mainly H₂O [50], or contains other elements as well [48, 51] is a disputed question, but in all cases H₂O is predominant. Previous studies have emphasized the cooperation between fluid infiltration and metamorphic

reactions to produce an increase of ductility (reaction-softening) and enhance deformation that in turn can help both fluid infiltration and reactions in the Bergen Arcs and the Western Gneiss Region further north [5, 49, 52]. The now commonly accepted view of the deformation history is that (1) the Bergen Arcs granulites were brittlely fractured in the P-T conditions of the eclogites facies, (2) fluid infiltration and/or shearing caused eclogitization, and (3) that further deformation and/or fluid intrusion were localized in the eclogitic material, weaker than granulite, thus enhancing further recrystallization and so forth. Field relations thus show that eclogite is weaker than granulite although it may seem counter-intuitive to mention the weakness of eclogite that is usually preserved as resistant boudins in amphibolites or blueschists.

Eclogite form within a precambrian granulitic protolith [43, 53]. P-T conditions deduced from the eclogite paragenesis (650-750°C and 15-17 Kbar [8, 47]) suggests a depth of around 50 km. Later amphibolitization reworking the eclogite paragenesis during exhumation provides lower pressure and lower temperature conditions (600-700°C, 8-12 Kbar, [41, 44]). Large-scale anastomosing shear zones that can be traced several kilometres along strike trend NW-SE and cut across the granulitic Precambrian foliation [47]. Within the shear zones the granulites are almost totally recrystallized into eclogites (>80%). Microstructural studies [54] show that deformation proceeded within the stability field of eclogites facies minerals. Outside the shear zones a gradation from complete transformation to pristine granulite is observed. Fractures in the granulites contain pseudotachylites that were formed at high pressure in the P-T conditions of the eclogite facies suggesting seismic slip in the deep crust [29, 31]. Other fractures are filled with quartz and hydrous minerals. Static transformation of granulite into eclogite is observed in parallel bands along the fractures. Eclogitization is assisted by fluid influx in the fracture and stress-enhanced diffusion from the fracture toward the host granulite [55].

The main eclogite parageneses recrystallizing from the anorthosite is omphacite, garnet, kyanite, zoizite, phengite as well as rutile, quartz and amphibole, while more basic eclogites contain omphacite, garnet, phengite, rutile, quartz and carbonates [47]. Eclogitic minerals are found first inside localized fractures inside non-recrystallized granulites as well as inside dm-wide dark bands of partially recrystallized granulites on either sides of the fractures. Deformation then evolves in the form of narrow shear zones with a well-defined eclogite foliation cutting across the otherwise undeformed granulite. These shear zones then become thicker and longer, and form a continuous network surrounding rigid blocks of undeformed granulite of various sizes (from a few dm to several hundreds of meters).

It is important to note that eclogitization starts before any significant ductile deformation occurs. It is only once rocks have started to recrystallise with eclogite-facies mineral associations that ductile shear zones start to form. This shows that granulite is stronger than eclogite and can resist deformation in the P-T conditions of the eclogite facies. The transformed material is then deformed in a ductile manner and high strain shear zones form between granulite pods. Field relations show that increasing deformation is associated with increasing recrystallization of eclogite-facies parageneses. Between pristine granulite and highly transformed eclogite shear zones angular blocks of granulite are caught within an eclogite matrix (“eclogite breccia”) and show large relative rotations. The angular shapes of the granulite blocks suggest that the interleaved eclogite shear zones in between were indeed derived from fractures. This example thus shows that large masses of granulites can persist metastable in the deep parts of the subduction channel until they are affected by seismic deformation and fluid influx that will assist recrystallisation [30, 31]. The average density of the metamorphic massif is thus lower than that of a fully recrystallised eclogite of mafic composition (3.5 [56]) and it is conceivable that buoyancy forces can be efficient in exhuming tectonic units from beyond the depth of formation of eclogites.

The significant volume reduction associated to eclogitization as well as the heterogeneous distribution of recrystallisation might induce stress concentration high enough to produce seismic deformation. The small amount of water present in the eclogite might also trigger the nucleation of earthquakes [57]. But the kinematic boundary conditions (whether the massif deforms by simple shear or pure shear for example) are not known. In the case of Holsnøy local observations [54] and reconnaissance work by two of us (TBA and HA) [58] have suggested that the deformation in the eclogite facies shear zones in Holsnøy involves top-to-the-east shear zones. However, no systematic structural study has been undertaken so far to unravel the kinematic boundary conditions at peak pressure during the transformation of granulite to eclogite. We have thus used a simple approach (figure 3) which is to systematically map granulite boudins and eclogite foliation at the scale of several hundred meters from the little-transformed granulite toward an eclogite shear zone in the southern part of the area mapped by Boundy and Austrheim [47]. Given the size of heterogeneities (frequently the preserved granulite lenses reach several tens of meters) only a detailed map can show whether the fabric is symmetric or asymmetric and highlight the nature of the deformation at the bottom of the subduction channel.

A detailed map in southern Holsnøy, mapping of the roots of subduction zones

The studied area is located within a major eclogite shear zone as mapped by Austrheim and coll [47] next to a large preserved granulite massif. The eclogite show a distinct foliation and a quite consistent stretching lineation. The granulite blocks vary in size from a few tens of centimeters to several hundred meters or more. The Precambrian fabric in the granulite shows a foliation and a strong lineation, marked by the elongation of coronae. In the mapped area stretching is E-W to NE-SW and the eclogite foliation generally trends N120°E but it is deflected around granulite lenses (Figure 3). The eclogite foliation shows a sigmoidal geometry compatible with a dextral or top-to-the-east sense of shear. The granulitic foliation also shows sigmoids near the edges of resistant granulite lenses (Figure 4). This observation can be made at the scale of the mapped area or at the scale of individual granulite lenses that behave as rigid inclusions in the non-coaxial flow (figure 3). Figure 4a shows asymmetric granulite lenses caught in the eclogite foliation that displays a sigmoidal pattern compatible with top-to-the-east shear. This geometry is observed in the core of a km-scale eclogite shear zone. The major shear zones trend NW-SE but conjugate shear zones trending NE-SW are observed in less-deformed regions. These conjugate shear zones show the opposite shear sense with a normal component with a top-to-the west displacement. Figure 4b and 4c show left-lateral shear zones highly oblique on the main shear zone in the zone of transition from the fresh granulite to the eclogite. Both sets of shear zones (major ones and their conjugates) show a clear pattern that dissects the fresh granulite into rhomboedric blocks arranged in a bookshelf fashion (figure 5). This geometry is typical of the region mapped by Austrheim and coworkers as “eclogite breccia” intermediate between the intact granulite and the fully recrystallized eclogitic shear zones.

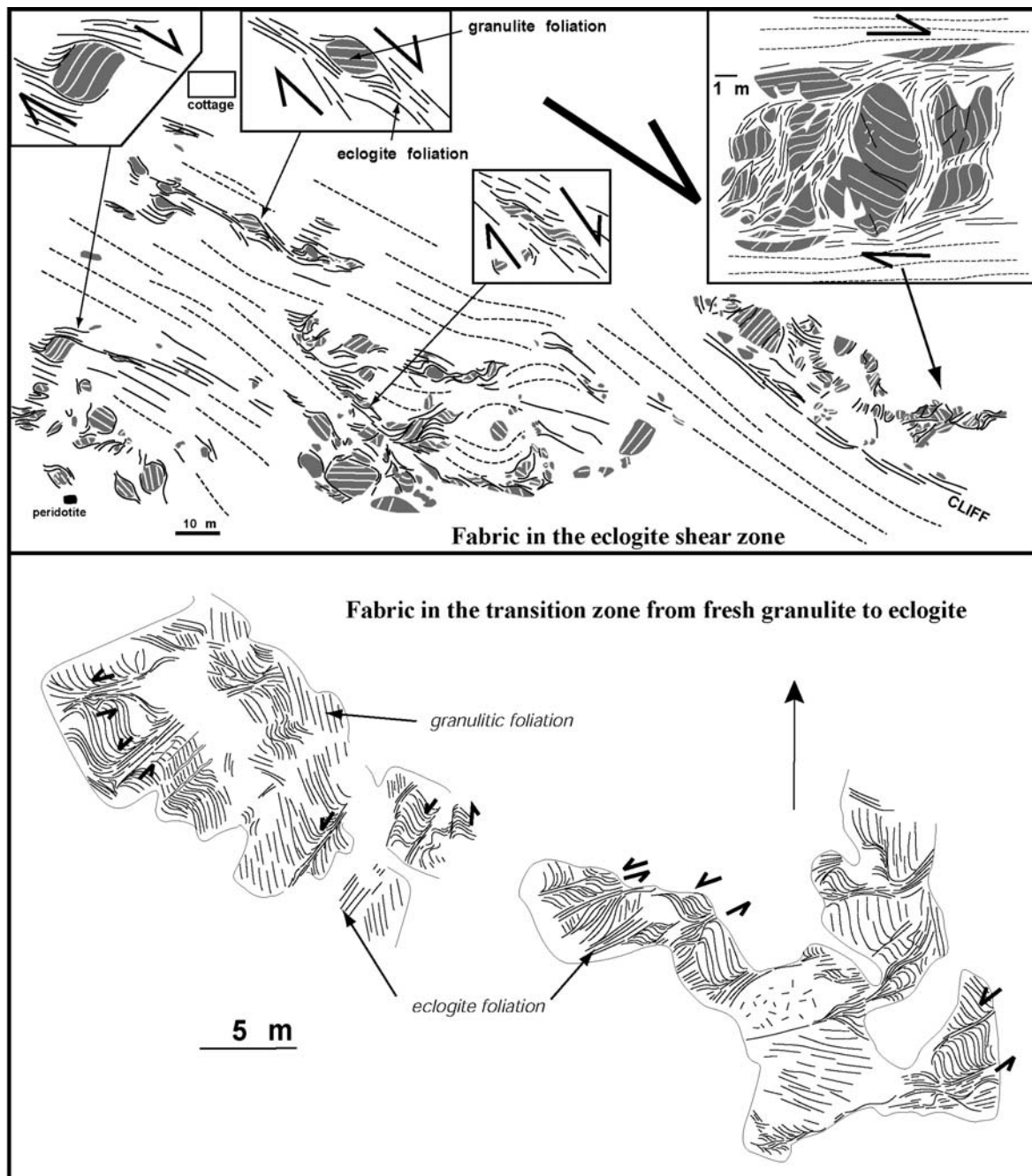


Figure 3: Upper: Detailed map of the eclogite foliation and granulite blocks near Seatrevik in Holsnøy. Inserts shows details of meter-scale top-to-the-east kinematic indicators. Lower: parallel shear zones, conjugate to the main dextral ones in the intermediate domain between the highly deformed and eclogitized region and the pristine granulite.

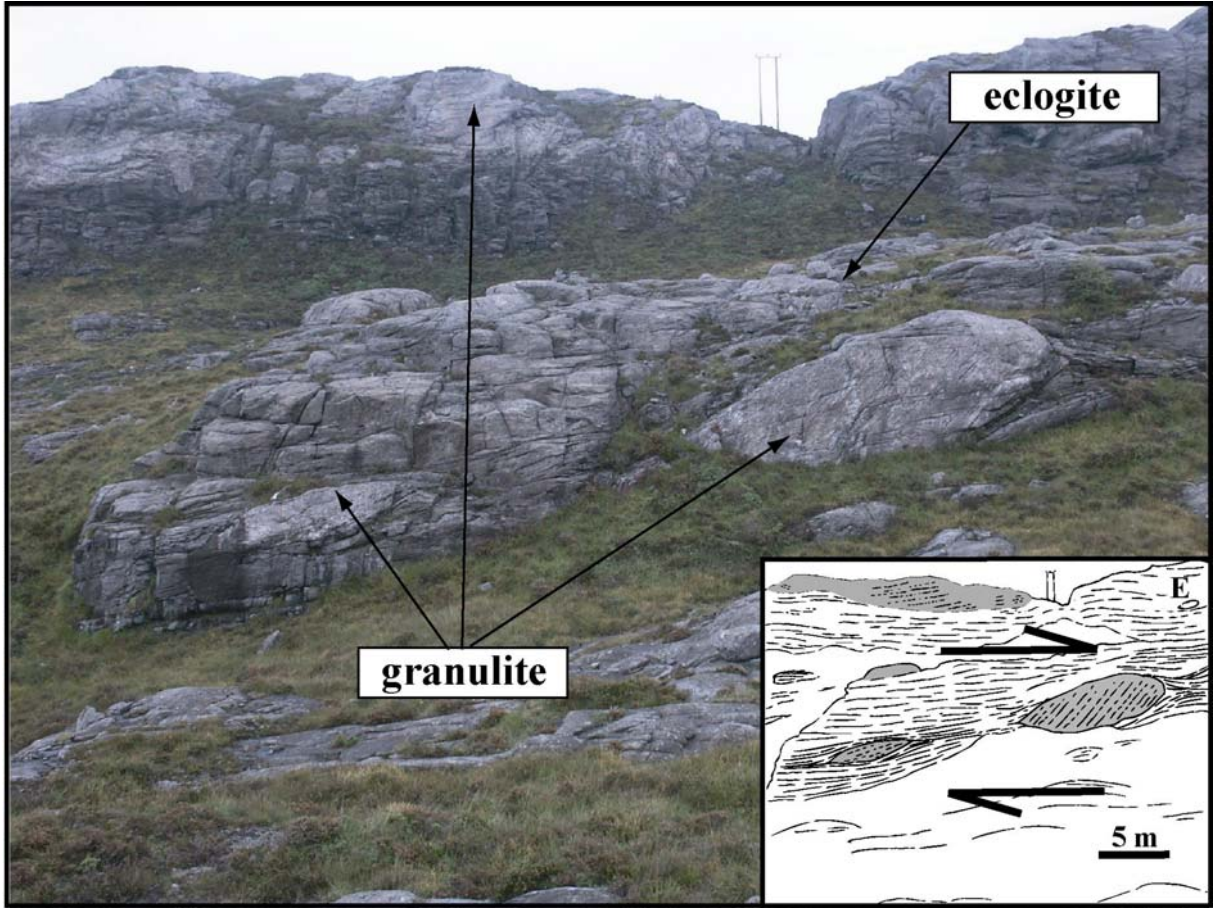


Figure 4: Photographs of granulitic block surrounded by the eclogite foliation and eclogitic shear zones. a: asymmetric blocks of granulite indicating top-to-the-east shear.

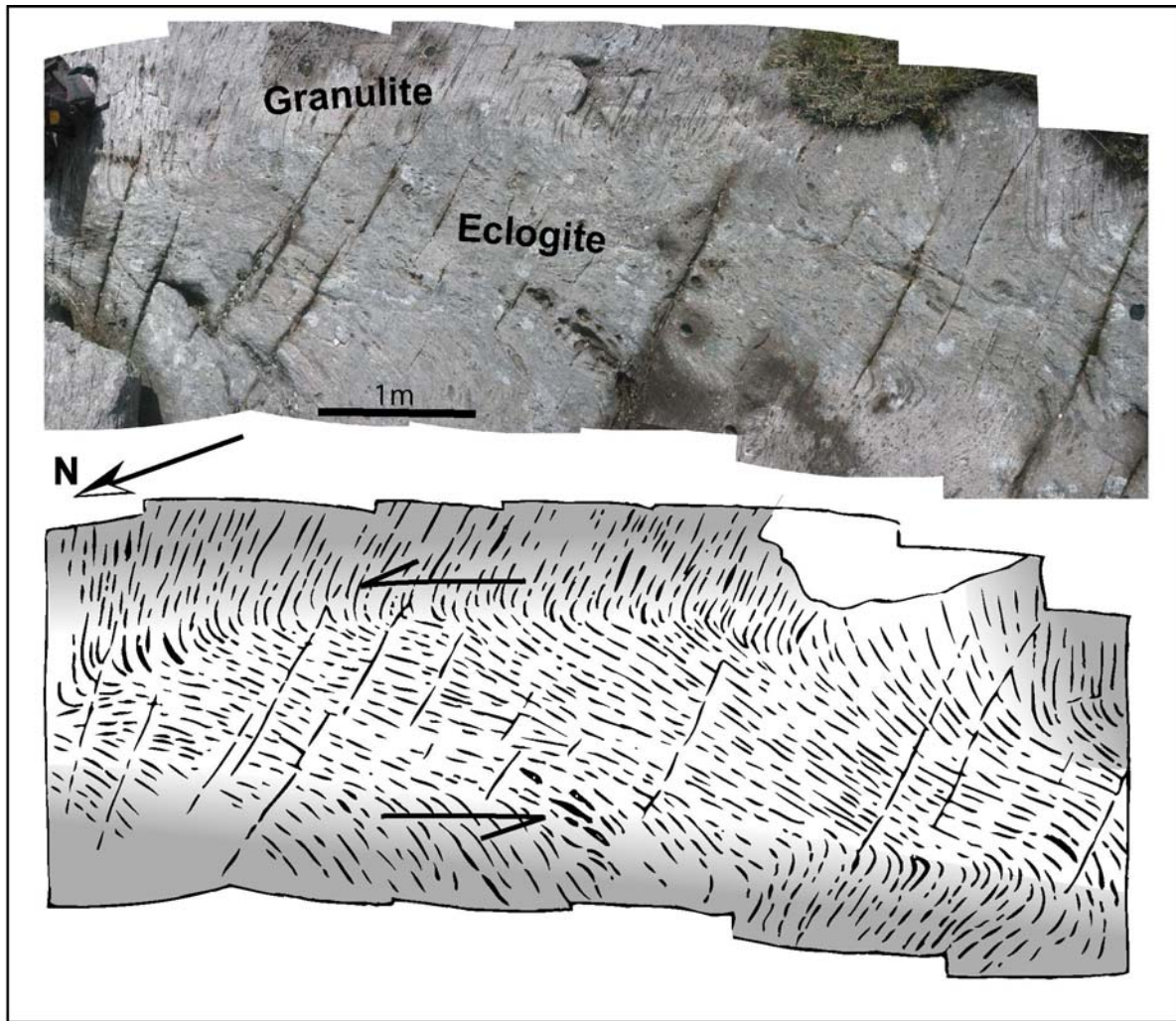


Figure 4: Photographs of granulitic block surrounded by the eclogite foliation and eclogitic shear zones. b: example of a left lateral eclogitic shear zone conjugate to the main shear direction.

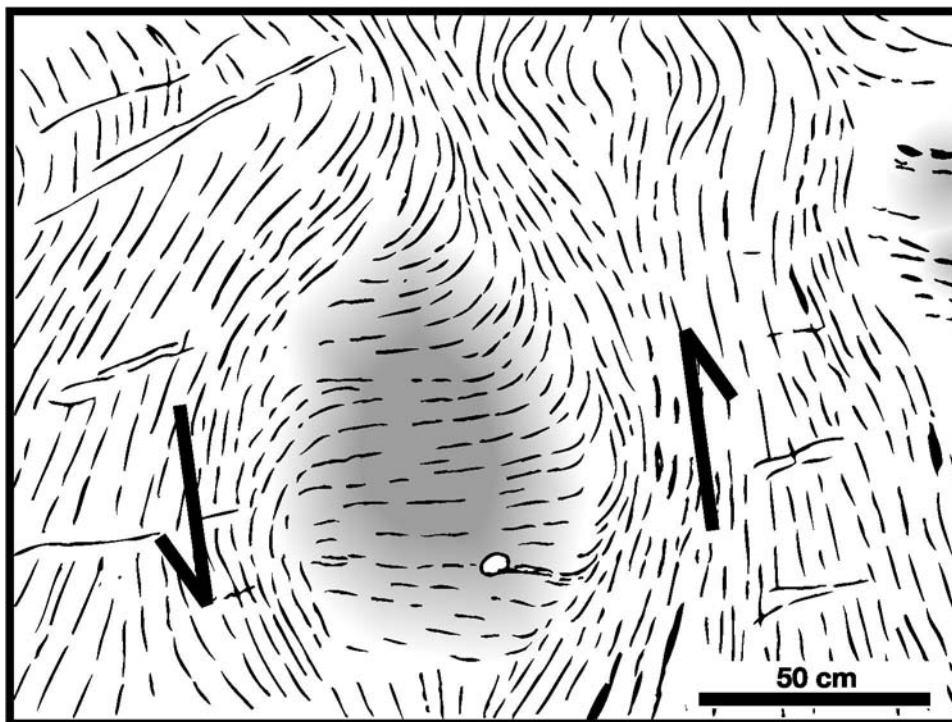
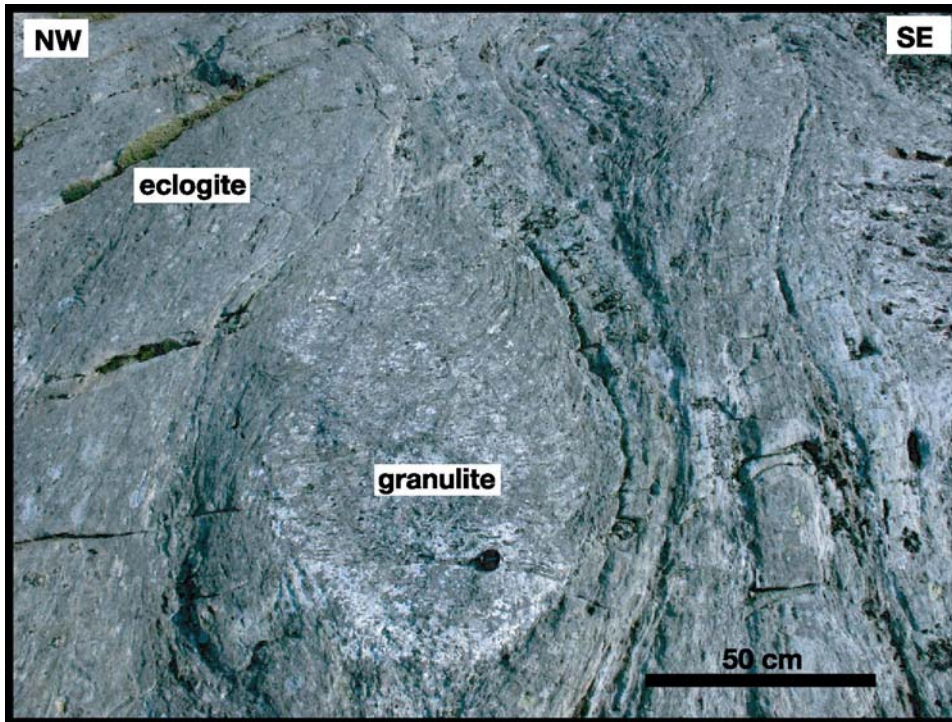


Figure 4: Photographs of granulitic block surrounded by the eclogite foliation and eclogitic shear zones. c: Example of a left-laterally sheared granulite block within one minor conjugate eclogitic shear zone.

We can propose the following progressive history of deformation and eclogitization based on these observations (figure 5). During Caledonian subduction, within a top-to-the-east shear zone, metamorphic recrystallisation within the subducting crust is delayed until seismic brittle deformation allows fluid infiltration which in turn triggers eclogitization. Eclogitized fractures localizes ductile deformation with a bookshelf geometry, master top-east shear zones and minor conjugate ones. Further eclogitization is then favoured by further deformation and fluid infiltration. This results into the formation of isolated blocks of granulite that rotate within the overall ductile flow in the matrix depending on their initial orientation and aspect ratio. Once the blocks are separated from each other by the eclogitic matrix they will behave more or less as rigid inclusions within the shear zone and an asymmetric fabric will further develop.

A preliminary survey of the remaining part of Holsnøy island shows that (1) similar top-to-the-east shear criteria as well as the bookshelf geometry can be observed in other places although we did not undertake a precise mapping of the whole region, and (2) that top-to-the-east shear is also observed along amphibolite facies shear zones (figure 2) suggesting this deformation continued at lower pressure during exhumation. The top-east shear thus started at peak-pressure in the eclogite facies and continued at lower pressure in the amphibolite facies. It was thus contemporaneous with exhumation.

Furthermore, the map pattern of the shear zones described by Boundy and Austrheim [47] shows the same sigmoidal shape (figure 2) as the detailed map near Saetrevik suggesting that the whole tectonic unit was affected by the top-to-the-east shear on a plurikilometric scale.

These observations of a consistent kinematic pattern during eclogitization show that the boundary conditions involved a significant component of top-to-the-east non-coaxial flow and that the shear zones mapped by Austrheim et al. [47] probably accommodated a significant eastward displacement during eclogitization and later amphibolitization during exhumation. This deformation is older than the top-to-the-west shear along the basal shear zone of the Bergen Arcs that relates to the post-orogenic extensional stage [33, 59] and extends northward into the Kvamshesten and Nordfjord detachments zones in the Western Gneiss Region [28, 60].

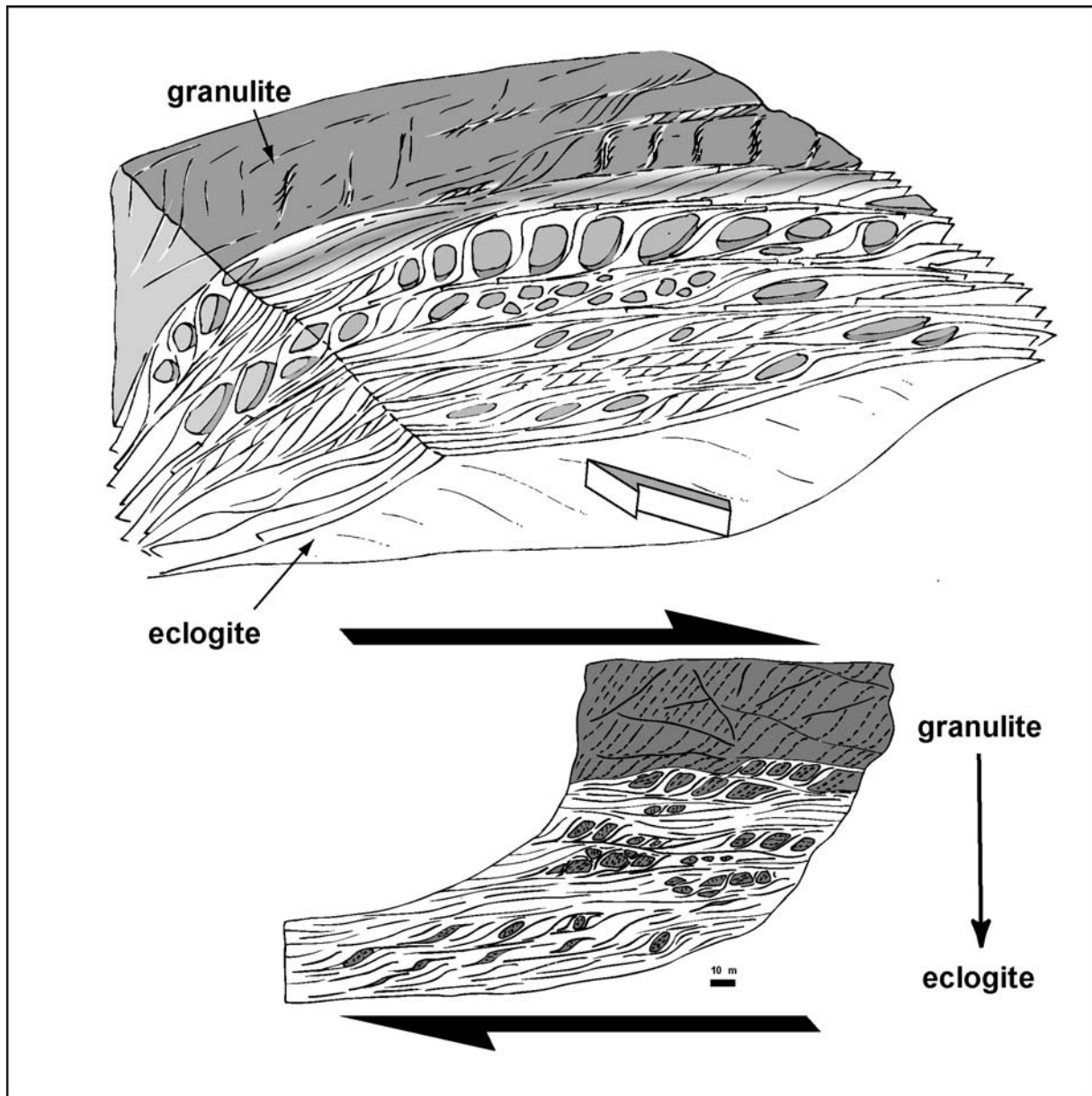


Figure 5: Schematic interpretation of the progressive deformation of the Holsnøy granulite during top-to-the-east shear. Upper: 3D sketch of the transition from the fresh granulite (grey) to the eclogite shear zone (white) showing the dip of the lineation and the component of normal sense in the present geographic coordinates. Lower: Map view showing the relation between the intensity of shear and the amount of recrystallisation in the eclogite facies.

Conclusion and discussion

Mapping of syn-eclogite deformation in the Lindås nappe shows that kinematic boundary conditions that existed during the recrystallisation in the eclogites facies involved a significant component of eastward non-coaxial flow. This shear sense is globally compatible with the polarity of subduction and nappe emplacement (top-to-the-east) (figure 1) during the Caledonian orogeny [59] and it is thus reasonable to postulate that it corresponds to shearing

within the subduction channel. One more superficial equivalent of these deep shear zones would be the thrust at the base of the Bergen arc or the base of the Jotun Nappe before their reactivation as extensional shear zones during the post-orogenic stage. P-T conditions (650-750°C and 15-17 Kbar [8, 47]) suggest that this non-coaxial deformation has taken place at a depth of around 50 km. An identical deformation regime seems to accompany the ascending eclogite in the amphibolite facies at lower pressure (600-700°C, 8-12 Kbar, [41, 44]). The deformation recorded at peak pressure continued during exhumation with the same kinematics. Thus identified, the deformation associated with the eclogitization process is of particular interest: it corresponds to the first event that is associated with exhumation from the maximum depth. The question of a causal relation is thus raised. Is eclogitization responsible for exhumation ?

A positive answer to this question might seem counter-intuitive because eclogitization leads to a density increase and should thus work against exhumation. In a general sense syn-orogenic exhumation requires positive buoyancy forces. This is well illustrated by the example of the Urals where extension has played a limited role in the exhumation of eclogites [61]. Leech [61] argues that complete eclogitization ultimately leads to delamination of the crustal root that is definitely lost. Two remarks should be made at this stage: (1) exhumed units of the Bergen Arcs are not entirely eclogitized and their bulk density is thus intermediate between that of granulite and eclogites and, (2) it is quite possible that a significant amount of more strongly recrystallized units have been subducted in the mantle and never came back to the surface. We may furthermore argue that for a tectonic unit to start its way up within the subduction channel it must be decoupled from the descending lithosphere which requires the formation of shear zones to accommodate the relative displacement of the descending lithosphere and exhuming unit. These shear zones must form at the peak of pressure when that unit starts its journey back to the surface and continue to work at lower pressure during exhumation. That is exactly what is observed in the area we surveyed. Any process able to soften the rock locally will enhance the formation of shear zones. At such depths, before deformation is significant enough to reduce the grain size or produce enough shear heating to localize shearing deformation, fluid income in fractures and metamorphic reactions can potentially reduce the rock strength.

The recrystallisation of granulites into eclogites is associated with a significant drop in rock strength as shown by the preferential localisation of shear zones where recrystallisation has started. Although it may seem counter-intuitive eclogitization in that case will help the formation of large shear zones and thus favour the decoupling of portions of the crust from

the subducting lithosphere. The drop in strength associated with eclogitization may allow initiation of exhumation. The first deformation that leads to a weakening of the granulitic basement and the formation of eclogitic shear zones can be correlated, kinematically and temporally, to the main Caledonian subduction, and to exhumation. The granulitic basement was left undeformed until it was affected by seismic deformation, fluid infiltration and recrystallisation, and this did not happen before the tectonic unit reached a depth of 40-60 km. eclogitization

This drop in strength is evidenced in the field by strain localisation that shows that eclogite is weaker than granulite. The few experimental studies devoted to the rheology of eclogites suggest that their strength is very similar to that of harzburgite and that the weak phase is omphacite [62]. Their experiments show that a garnetite is much stronger than the eclogite while an omphacitite is much weaker, further suggesting a partition of strain in the omphacite-rich layers. These results suggest that garnet is the highly resistant phase of the eclogites. Newly recrystallized garnets in the eclogite shear zones of the Bergen arcs are of small grain size and they do not form a continuous network, and thus they cannot contribute much to the overall resistance of the eclogites. Granulites are rich in large grain size garnets, feldspars and pyroxenes that may confer a higher resistance to the rocks. The presence of water can dramatically affect the strength of the various layers of the lithosphere [57, 63], the presence of fluids in the eclogite and their total absence in the granulite might also explain the relative weakness of the eclogite. The occurrence of earthquakes in the lower crust of old cratons suggest a strong rheology for granulite [64] supposed to be stronger than the underlying mantle. More experimental studies devoted to the comparison of a dry granulite and a wet eclogite similar to those found in the Bergen Arcs are necessary to explain the observation that eclogite localize deformation while granulites remain rigid.

We propose a model of subduction and exhumation of continental units involving brittle deformation and the formation of ductile shear zones at the depth of the eclogite facies within the subduction channel (figures 6 and 7). The continental basement is dragged downward along with the subducting lithosphere. Despite their relatively low density, continental units follow the descending lithosphere until buoyancy forces and forces due to shearing in the subduction channel overcome the strength of the crust/mantle boundary or any other rheological transition such as the brittle-ductile transition or the basement-cover interface.

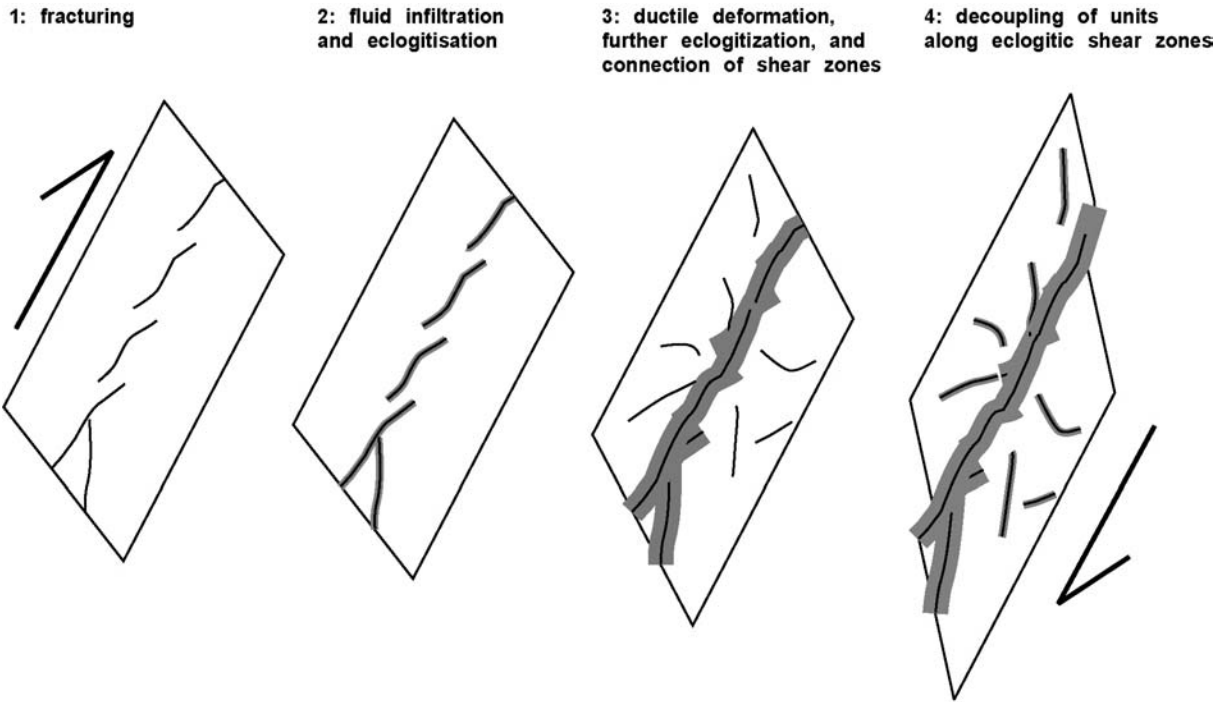


Figure 6: Progressive formation of shear zones and eclogitization leading to the individualization of tectonic units. The first recorded deformation is the formation of fractures that allows for fluid infiltration and beginning of recrystallisation of eclogite -facies minerals. Eclogitization induces a drop of resistance and the localisation of ductile deformation and the formation of shear zones. Once these shear zones are connected to each other they form large-scale shear zones that allow the decoupling of rock masses from the subducting lithosphere. Because the granulite is not fully eclogitised it is still buoyant and the detached units start to exhume in the subduction channel.

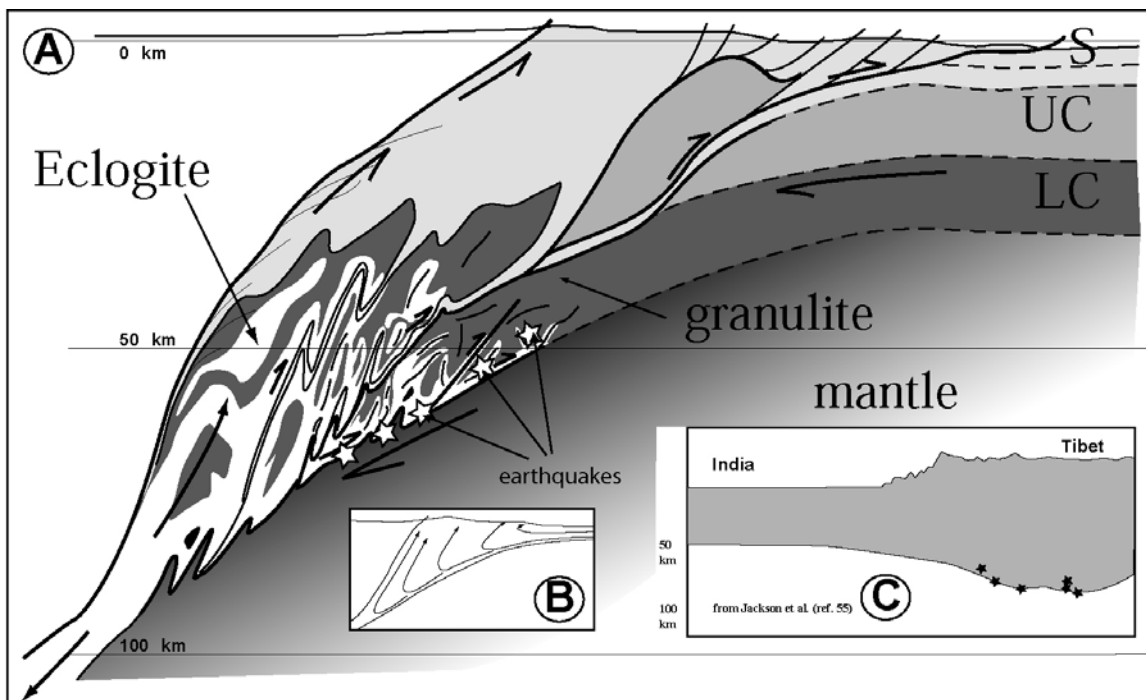


Figure 7: A: Synthetic conceptual model of burial and exhumation during continental subduction. B: Schematic trajectories of particles within the subduction channel. C: deep earthquakes below the Himalayas ref [63].

Is it possible that some of the syn-eclogite deformation occurred also during burial ? As said above the top-to-the-east shear occurred during the exhumation from the depth of eclogites to the depth of amphibolites. It is possible that some syn-eclogite deformation happened in the eclogite facies before the connection of large shear zones and thus before the decoupling of the exhumed tectonic units from the subducting lithosphere, thus during burial. But if this burial were important it would imply large pressure differences and this would show in the metamorphic parageneses. We thus do not think this possible burial during the syn-eclogite deformation was large.

Andersen et al. [7] and Brueckner and Medaris [65] have suggested that in the Western Gneiss Region mantle peridotites are included in the subducted continental crust by shearing deformation along the walls of the subduction channel. In the case of the Himalayas clustering of deep seismic events near the Moho [63] may suggest the formation of a shear zone along this rheological discontinuity that is likely to localise shearing deformation [66]. The inclusion of peridotite lenses within the eclogitized granulites of the Bergen Arc and of the Western Gneiss Region could be explained by shearing deformation along the Moho during subduction.

The first interfaces to be activated as shear zones are the weakest ones, usually the shallowest, such as the basement-cover boundary. Basement units are subjected to shearing but do not deform significantly in the first 40-50 km until they are fractured and invaded by fluids. Shear zones then localize and propagate together with eclogitization. Once the shear zones have been connected to each other a piece of the subducting basement will be decoupled from the rest of the subducting lithosphere. This rock slice will no longer be subjected to the pull force exerted by the subducting slab and, because it is not entirely eclogitized and still buoyant, will start its ascent toward the surface.

This mechanism is very similar to the formation of a deep accretionary complex where those units below the decollement are subducted and those above are not. Tectonic units are subducted until they are decoupled from the subducting lithosphere by the propagation of a decollement from within the sedimentary section to the basement-cover interface, then to the brittle-ductile transition and then to the Moho. In the case of the Bergen Arcs eclogites the propagation of the decollement involves fracturation and fluid infiltration, then weakening by recrystallisation in the eclogite facies of the deforming zones and strain localisation.

This implies that resistant lithologies should subduct deeper than weaker lithologies. This is true in general as most ultra-high pressure findings correspond to basement units [1, 2, 4, 67]. The fact that the lower crust is rarely present in accreted units also corroborates this

point of view: in the Alps for instance lower crustal units are absent [68, 69] except for the Ivrea zone that was exhumed early during the Mesozoic rifting episode [70]. In the Eastern Mediterranean region the Hellenides do not show any lower crustal material and most of the chain is made of accreted sedimentary units derived from the Apulian platform [18]. Basement units are however found laterally to the west in the Menderes massif (western Turkey) and probably underlie part of the Aegean domain showing that the basement behaves independently from the overlying cover [71]. The recent finding of UHP parageneses in basement units of the Rhodope [72] north of the Hellenides further confirms this rule. This view is not entirely true however: The rare occurrence of ultra-high-pressure parageneses in metasediments such as metacherts in the Alps [73] suggest that sediments can reach the deepest zones of the subduction channel either during oceanic subduction because they are more strongly attached to the oceanic crust than overlying turbidites or during subsequent continental subduction protected between more resistant basement units. Even in this case a recent study [74] shows that the rate of burial of the Lago di Cignana UHP unit is compatible with the estimated rate of convergence suggesting that these metasediments reached the stability field of coesite at the same velocity as the subducting oceanic slab, implying that they were still attached to it until large depths.

Our model is significantly different from Chemenda's [23] who suggests that the whole crust (or upper crust at least) is decoupled from the subducting slab and exhumed by buoyancy forces. Most mountain belts show independent units (nappes) much thinner than the crust. But the general mechanism can be kept and our observations might be a real case observation of this process. Our model suggests that depending upon their initial strength, tectonic units will reach various depths during subduction, the strongest being buried deeper in general and thus smaller units will form until the decollement is deep enough to mobilise thicker units.

Our observations also suggest that deformation at depth within the subduction channel is controlled by far-field stresses compatible with subduction of a rigid lid of lithosphere because the kinematics of underthrusting and tectonic accretion is similar from the surface (emplacement of nappes onto the foreland) down to the depth of eclogites. The fact that the deformation is still localized at depth along weak shear zones rich in fluids and compatible with the sense of shear imposed by subduction further confirm that mountain belts are formed by continental subduction and not by a simple buckling of the lithosphere or the crust as suggested in recent models [75].

The counter-intuitive view that eclogitization, despite density increase, may trigger exhumation because of the associated drop in rock strength requires that eclogitization is not complete, and especially in basic and intermediate lithologies that may become denser than the mantle if eclogitization in case of complete recrystallization. It also requires that eclogitization leads to a resistance drop due, for instance, to the presence of fluids. The Bergen Arcs provide an example of such behaviour in a continental subduction regime. Is this behaviour possible in oceanic subduction ? Oceanic gabbros may possibly behave in the same way during eclogitization. The examples of the Monviso eclogites in the French-Italian Alps [76] or of Alpine Corsica where large parts of the exhumed bodies are left undeformed and between eclogitic and blueschists shear zones [77-79] may represent oceanic equivalents. Totally recrystallized eclogites are usually of small size and were often embedded in lighter material such as serpentinite or metasediments that favoured their exhumation. It is very likely that the exhumation of large scale totally recrystallized eclogites of intermediate to basic composition is impossible and our model is not incompatible with the traditional view that eclogitization in general works against exhumation.

Acknowledgments: special thanks are due to Mary Leech and anonymous reviewers who provided useful and constructive comments on an earlier version of this manuscript. This is a contribution of the Laboratoire de Tectonique UMR 7072, funded by INSU-IT.

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, 107-118, 1984.
- 2 D.C. Smith, Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics, *Nature* 310, 641-644, 1984.
- 3 S. Maruyama, J.G. Liou and M. Terabayashi, Blueschists and eclogites of the world and their exhumation, *Int. Geol. Rev.* 38(6), 485-594, 1996.
- 4 W.G. Ernst and J.G. Liou, Overview of UHP metamorphism and tectonics in well-studied collisional orogens, in: *Ultra-High pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts*, W.G. Ernst and J.G. Liou, eds., pp. 3-19, Geol. Soc. Amer, Boulder, Co, 2000.
- 5 H. Austrheim, M. Erambert and A.K. Engvik, Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization, *Tectonophysics* 273, 129-154, 1997.
- 6 H. Austrheim, Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones, *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 221-232, 1987.
- 7 T.B. Andersen, B. Jamtveit, J.F. Dewey and E. Swensson, Subduction and exhumation of continental crust : major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides, *Terra Nova* 3, 303-310, 1991.
- 8 H. Austrheim and W.L. Griffin, Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway, *Chemical Geology* 50, 267-281, 1985.
- 9 T. Igarashi, T. Matsuzawa, N. Umino and A. Hasegawa, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: a triple planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.* 106(B2), 2177-2191, 2001.
- 10 R.D. Hyndman, K. Wang and M. Yamano, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.* 100(B8), 15373-15392, 1995.
- 11 W. Jiao, P.G. Silver, Y. Fei and C.T. Prewitt, Do intermediate and deep-focus earthquakes occur on preexisting weak zones . an examination of the Tonga subduction zone, *J. Geophys. Res.* 105(B12), 28125-28138, 2000.
- 12 S.H. Kirby, S. Stein, E.A. Okal and D.C. Rubie, Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere, *Rev. Geophys.* 34(2), 261-306, 1996.
- 13 B.R. Hacker, S.M. Peacock, G.A. Abers and S.D. Holloway, Subduction factory 2. Are intermediate earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions ?, *J. Geophys. Res.* 108(B1), 2030, doi:10.1029/2001JB00129, 2003.
- 14 S. Kirby, E.R. Engdahl and R. Delinger, Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expression of crustal and upper mantle metamorphism in subducting slabs (overview), in: *Subduction, top to bottom*, I. Bebout and E. Gray, eds., Geophysical Monograph 96, pp. 195-214, American Geophysical Union, Washington, 1996.
- 15 T. Seno and Y. Yamanaka, Double seismic zones, compressional deep trench - outer rise events, and superplumes, in: *Subduction, top to bottom*, I. Bebout and E. Gray, eds. 96, pp. 347-355, American Geophysical Union, Washington, 1996.

- 16 T. Seno and T. Yamasaki, Low-frequency tremor, intraslab and interplate earthquakes in Southwest Japan - from a viewpoint of slab dehydration, *Geophys. Res. Lett.* 30(22), 2171, doi:10.1029/2003GL018349, 2003.
- 17 B.R. Hacker, Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H₂O content of oceanic crust, in: *Subduction, top to bottom*, I. Bebout and E. Gray, eds., Geophysical Monograph 96, pp. 337-346, American Geophysical Union, Washington, 1996.
- 18 L. Jolivet, C. Faccenna, B. Goffé, E. Burov and P. Agard, Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *Am. J. Science* 303, 353-409, 2003.
- 19 J.P. Platt, Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes, *Terra Nova* 5, 119-133, 1993.
- 20 U. Ring, M.T. Brandon, S.D. Willett and G.S. Lister, Exhumation processes, in: *Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion*, U. Ring, M.T. Brandon, S.D. Willett and G.S. Lister, eds., Special Publication 154, pp. 1-27, Geological Society, London, 1999.
- 21 E. Burov, L. Jolivet, L. Le Lepourhiet and A. Poliakov, A thermomechanical model of exhumation of HP and UHP metamorphic rocks in Alpine mountain belts, *Tectonophysics* 342, 113-136, 2001.
- 22 T.V. Gerya, B. Stöckert and A.L. Perchuk, Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation, *Tectonics* 21(6), 1056, 10.1029/2002TC001406, 2002.
- 23 A.I. Chemenda, M. Mattauer, J. Malavieille and A.N. Bokun, A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling, *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 225-232, 1995.
- 24 S. Guillot, K.H. Hattori and J. de Sigoyer, Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites, insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya, *Geology* 28, 199-202, 2000.
- 25 L. Labrousse, L. Jolivet, P. Agard, R. Hébert and T.B. Andersen, Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway, *Terra Nova* 14, 263-270, 2002.
- 26 C. Henry, A. Michard and C. Chopin, Geometry and structural evolution of ultra-high pressure and high pressure rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, *J. Struct. Geol.* 15, 965-981, 1993.
- 27 A. Wain, New evidence for coesite in eclogite and gneiss: defining an ultrahigh-pressure province in the Western Gneiss region of Norway, *Geology* 25, 927-930, 1997.
- 28 M. Krabbendam and A. Wain, Late-Caledonian structures, differential retrogression and structural position of (ultra)high-pressure rocks in the Nordfjord-Stadlandet area, Western Gneiss region, *NGU Bull.* 432, 127-139, 1997.
- 29 H. Austrheim and T. Boundy, Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust, *Science* 265, 82-83, 1994.
- 30 A.K. Engvik, H. Austrheim and T.B. Andersen, Structural, mineralogical and petrophysical effects on deep crustal rocks of fluid-limited polymetamorphism, Western Gneiss Region, *J. Geol. Soc. London* 157, 121-134, 2000.
- 31 M.G. Bjørnerud, H. Austrheim and M.G. Lund, Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust, *J. Geophys. Res.* 107(B10), doi: 10.1029/2001JB000527, 2002.
- 32 T.B. Andersen, P.T. Osmundsen and L. Jolivet, Deep crustal fabric and a model for the extensional collapse of the southwest Norwegian Caledonides, *J. Struct. Geol.* 16(9), 1191-1203, 1994.

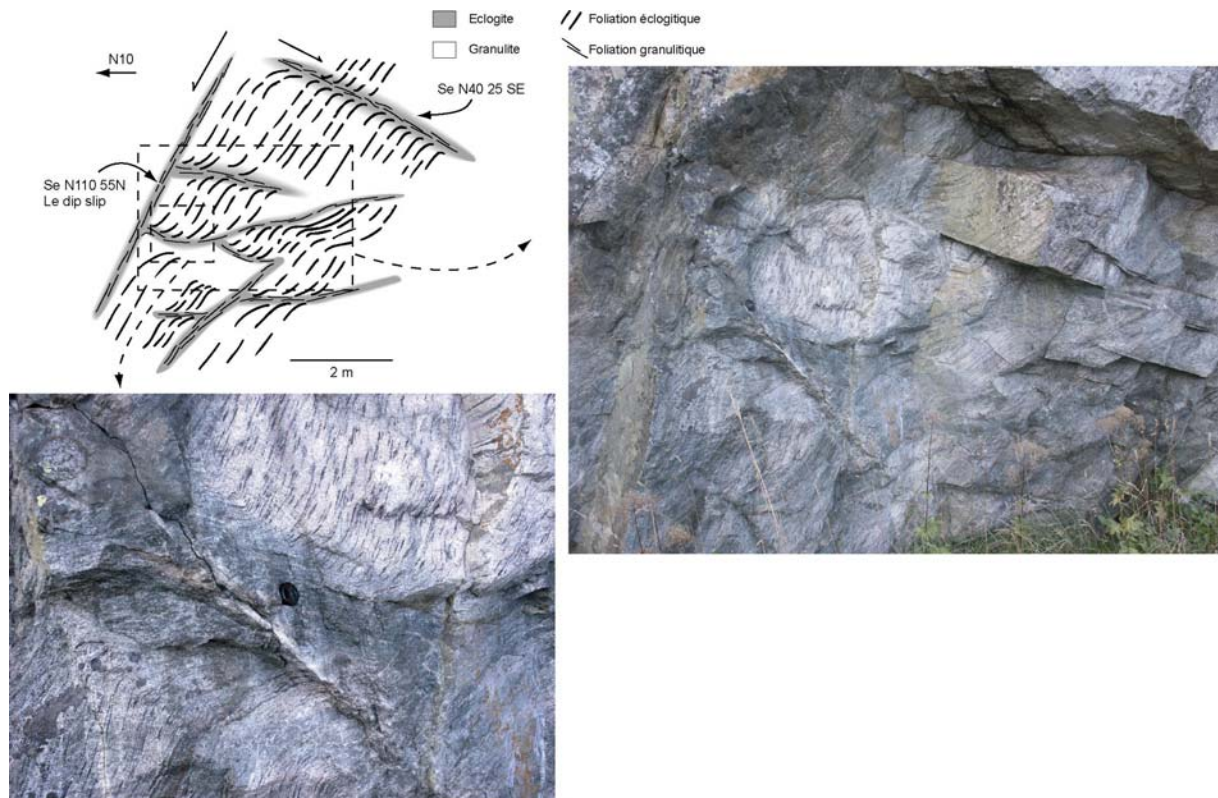
- 33 H. Fossen, Extensional tectonics in the Caledonides : Synorogenic or postorogenic ?, *Tectonics* 19(2), 213-224, 2000.
- 34 D. Roberts and D.G. Gee, An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides, in: *The Caledonide Orogen: Scandinavia and Related Areas*, D.G. Gee, Sturt, B.A., ed., J. Wiley, Chichester, 1985.
- 35 T.H. Torsvik, M.A. Smethurst, J.G. Meert, R. van der Voo, W.S. McKerrow, M.D. Brasier, B.A. Sturt and H.J. Walderhaug, Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia, *Earth Science Reviews* 40, 229-258, 1996.
- 36 M.P. Terry, P. Robinson, M. Hamilton and M.J. Jercinovic, Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation and exhumation, Nordoyane; western Gneiss region, Norway, *American Mineralogist* 85, 1651-1664, 2000.
- 37 L. Labrousse, L. Jolivet, T.B. Andersen, P. Agard, R. Hébert, H. Maluski and U. Shârer, Pressure-Temperature-Time-Deformation history of the exhumation of Ultra-High Pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway, in: *Gneiss domes in orogeny*, D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway, eds., Geological Society of America Special Paper 380 submitted, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 2004.
- 38 L.F. Dobrzhinetskaya, E.A. Eide, R.B. Larsen, B.A. Sturt, R.G. Tronnes, D.C. Smith, W.R. Taylor and T.V. Posukova, Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss Region, Norway, *Geology* 23, 597-600, 1995.
- 39 J.F. Dewey, P.D. Ryan and T.B. Andersen, Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites, in: *Magmatic processes and plate tectonics*, H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary, eds. 76, pp. 325-343, Geological Society Special Publication, 1993.
- 40 A. Kühn, The influence of fluid on the granulite to eclogite and amphibolite facies transition: a study in the anorthositic rocks from the Lindås Nappe, Bergen Arcs, West Norway, PhD Thesis, University of Oslo, 2002.
- 41 A. Kühn, J. Glodny, H. Austrheim and A. Råheim, The Caledonian tectonometamorphic evolution of the Lindås Nappe: Constraints from U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr ages of granitoid dykes, *Norsk Geologisk Tidsskrift* in press, 2000.
- 42 B. Bingen, H. Austrheim, M J. Whitehouse and W.J. Davis, Trace element signature and U/Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway, *Contrib. Mineral. Petrol.* 147(6), 671-683, 2004.
- 43 C.F. Kolderup and N.H. Kolderup, *Geology of the Bergen Arc System*, 137pp pp., 1940.
- 44 T.M. Boundy and E.J. Essene, Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension : Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway, *Geol. Soc. Am. Bull.* 108(9), 1425-1437, 1996.
- 45 R. Schmid, U. Altenberger and R. Oberhänsli, Polyphase tectonometamorphic evolution of the northwestern Lindås Nappe on Holsnøy, Bergen arcs, Caledonides, SW-Norway, *Zbl. Geol. Paläont* 1-2, 1-18, 1999.
- 46 H. Austrheim, Eclogitization of the deep crust in continent collision zones, *C.R. Acad. Sci. Paris* 319(761-774), 1994.
- 47 T.M. Boundy, D.M. Fountain and H. Austrheim, Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen arcs, western Norway: implications for deep crustal deformation processes, *J. Metamorphic Geol.* 10, 127-146, 1992.
- 48 B. Jamtveit, K. Bucher-Nurminen and H. Austrheim, Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway, *Contrib. Mineral. Petrol.* 104(2), 184-193, 1990.

- 49 E.M. Klapner, Reaction-enhanced formation of eclogite-facies shear zones in granulite-facies anorthosites, in: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, R.J. Knipe and E.H. Rutter, eds. 54, pp. 167–173, Geol. Soc., Spec. Pub., London, 1990.
- 50 K.M. Rockow, L.A. Haskin, B.K. Jolliff and D.M. Fountain, Constraint on element mobility associated with the conversion of granulite to eclogite along fractures in an anorthositic complex on Holsnoy, Norway, *J. Metamorphic Geol.* 15, 401-418, 1997.
- 51 D. Matthey, D.H. Jackson, N.B.W. Harris and S. Kelley, Isotopic constraints on fluid infiltration from an eclogite facies shear zone, Holsnoy, Norway, *J. Metamorphic Geol.* 12, 311-325, 1994.
- 52 M. Krabbendam, A. Wain and T.B. Andersen, Pre-Caledonian granulite and gabbro enclaves in the Western Gneiss Region, Norway: indications of incomplete transition at high pressure, *Geol. Mag.* 137(3), 235-255, 2000.
- 53 B. Bingen, W.J. Davis and H. Austrheim, Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway, *GSA Bulletin* 113(5), 640-649, 2001.
- 54 P. Rey, D.M. Fountain and T.M. Boundy, Kinematic indicators in eclogite-facies rocks, in: *Fault-related rocks, a photographic atlas*, A.W. Snoke, J. Tullis and V.R. Todd, eds., pp. 444-447, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 1998.
- 55 B. Jamtveit, H. Austrheim and A. Malthes-Sørensen, Accelerated hydration of the Earth's deep crust induced by stress perturbations, *Nature* 408, 75-78, 2000.
- 56 B. Goffé, R. Bousquet, P. Henry and X. Le Pichon, Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges, *J. Metamorphic Geol.* 21, 123-141, 2003.
- 57 J. Zhang, H.W.G. II, K. Bozhilov and Z. Jin, Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust, *Nature* 428, 633-636, 2004.
- 58 T.B. Andersen and H. Austrheim, Pre-symposium excursion guide: Bergen-Selje, Norway Eclogite, 70 pp., 2003.
- 59 H. Fossen, The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway, *J. Struct. Geol.* 14, 1033-1046, 1992.
- 60 T.B. Andersen, Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview, *Tectonophysics* 285(3-4), 333-352, 1998.
- 61 M.L. Leech, Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse, *Earth and Planetary Science Letters* 185, 149-459, 2001.
- 62 Z.M. Jin, J. Zhang, H.W. Green II and S. Jin, Eclogite rheology: implications for subducted lithosphere, *Geology* 29(8), 667-670, 2001.
- 63 J. Jackson, Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich ?, *GSA Today* September 2002, 4-10, 2002.
- 64 A. Maggi, J.A. Jackson, D. McKenzie and K. Priestley, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, *Geology* 28(6), 495-498, 2000.
- 65 H.K. Brueckner and L.G. Medaris, A general model for the intrusion and evolution of "mantle" peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes, *J. metamorphic Geol.* 18, 123-133, 2000.
- 66 M.R. Handy and J.P. Brun, Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 427-441, 2004.
- 67 C. Chopin and H.P. Schertl, The UHP Unit in the Dora-Maira massif, western Alps, *International Geology Review* 41, 765-780, 1999.
- 68 H. Laubscher, The problem of the Moho in the Alps, *Tectonophysics* 182, 9-21, 1990.
- 69 X. Le Pichon, F. Bergerat and M.J. Roulet, Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation, *Geological Society of America, Special Paper* 218, 111-131, 1988.

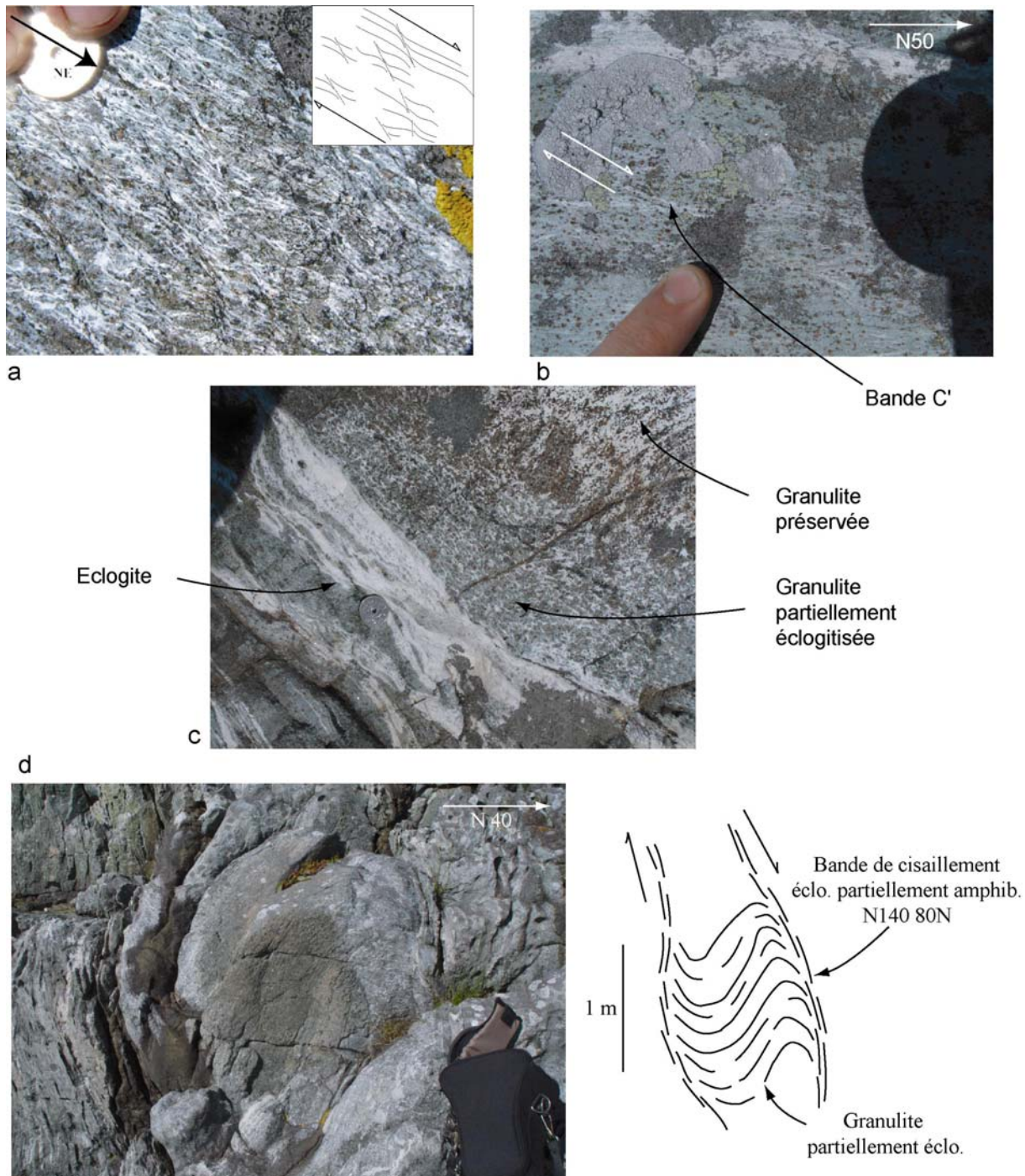
- 70 M.R. Handy, L. Franz, F. Heller, B. Janott and R. Zurbriggen, Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland), *Tectonics* 18(6), 1154-1177, 1999.
- 71 L. Jolivet, G. Rimmelé, R. Oberhänsli, B. Goffé and O. Candan, Correlation of syn-orogenic tectonic and metamorphic events in the Cyclades, the Lycian Nappes and the Menderes massif, geodynamic implications, *Bull. Geol. Soc. France* 175(3), 217-238, 2004.
- 72 E.D. Mposkos and D.K. Kostopoulos, Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established, *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 497-506, 2001.
- 73 T. Reinecke, Very-high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps, *European J. Mineral.* 3, 7-17, 1991.
- 74 T.S. Lapen, C.M. Johnson, L.P. Baumgartner, N.J. Mahlen, B.L. Beard and J.F. Amato, Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps Italy, *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 57-72, 2003.
- 75 K. Petrini and Y. Podladchikov, Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust, *J. Metamorphic Geol.* 18(1), 67-78, 2000.
- 76 P. Philippot and J.R. Kienast, Chemical-microstructural changes in eclogite-facies shear zones (Monviso, Western Alps, north Italy) as indicators of strain history and the mechanism and scale of mass transfer, *Lithos* 23(3), 179-200, 1989.
- 77 J.C. Lahondère and D. Lahondère, Organisation structurale des schistes lustrés du Cap Corse, *C.R.A.S.* 307, 1081-1086, 1988.
- 78 M. Fournier, L. Jolivet, B. Goffé and R. Dubois, The Alpine Corsica metamorphic core complex, *Tectonics* 10, 1173-1186, 1991.
- 79 H. Austrheim and T.B. Andersen, Pseudotachylites from Corsica: fossil earthquakes from a subduction complex, *Terra Nova* 16, 193-197, 2004.
- 80 D.A. Carswell, S. Cuthbert and E. Krogh Ravna, Ultrahigh-Pressure metamorphism in the Western Gneiss Region of the Norwegian Caledonides, in: *Ultrahigh-pressure metamorphism and geodynamics in collision-type orogenic belts*, W.G. Ernst and J.G. Liou, eds., pp. 149-159, Geological Society of America, 2000.
- 81 P.T. Osmundsen and T.B. Andersen, The middle Devonian basins of western Norway: sedimentary response to large-scale transtensional tectonics ?, *Tectonophysics* 332, 51-68, 2001.
- 82 W.J. Wilks and S.J. Cuthbert, The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway : implications for the style of late orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides, *Tectonophysics* 238, 1-30, 1994.
- 83 B.R. Hacker, T.B. Andersen, D.B. Root, L. Mehl, J.M. Mattinson and J.L. Wooden, Exhumation of high-pressure rocks beneath the Solund Basin, Western Gneiss Region of Norway, *J. Metamorphic Geol.* in press, 2003.
- 84 E.S. Kildal, Geologisk kart over Norge, berggrunnskart. Måløy, 1:250 000, norsk utgave, N.G. Undersøkelse, ed., 1970.
- 85 J. Ragnhildsveit and D. Helliksen, Geologisk kart over Norge, berggrunnskart. Bergen, 1:250 000, N.G. Undersøkelse, ed., 1997.

IV.4 Annexes

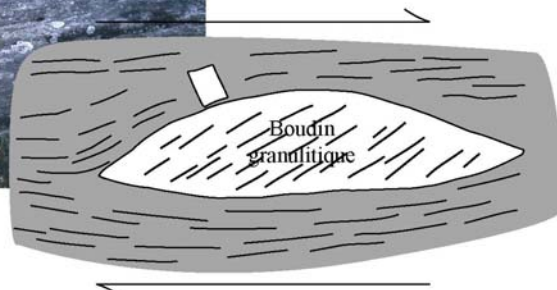
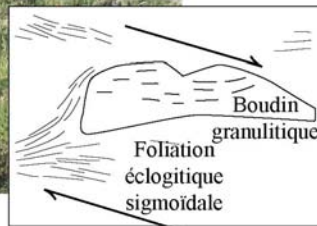
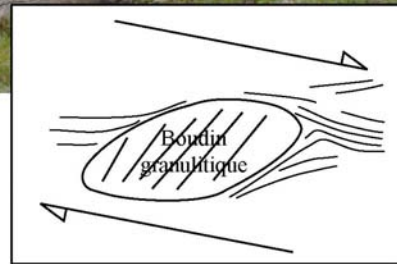
Note : Les commentaires sont toujours situés *après* les photos et dessins d'affleurements.



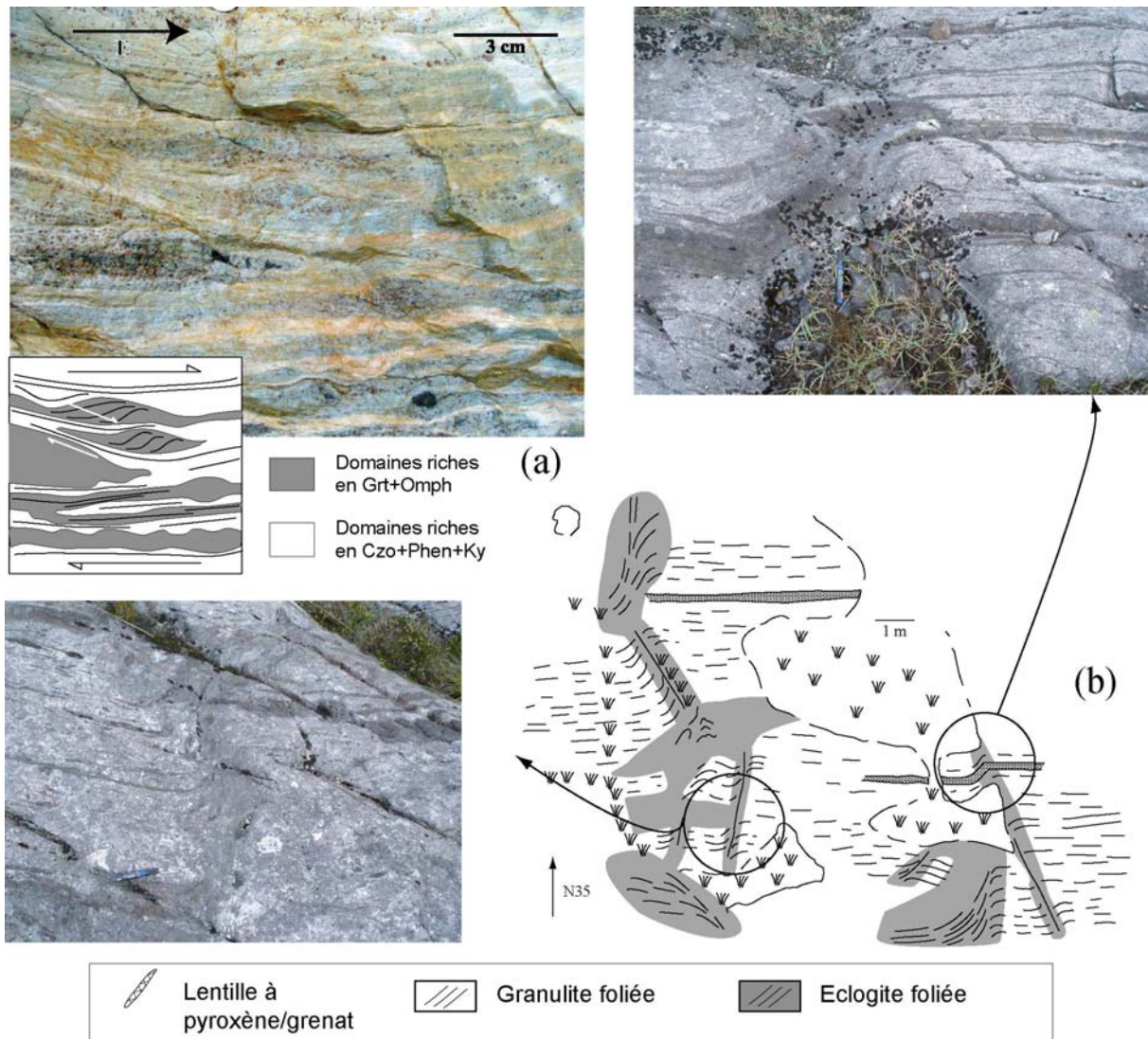
Site a : Bandes de cisaillement principales, larges de ~1m (N110 55N, Le dip slip, jeu normal) et secondaires (N40 25SE, jeu normal), découpant des boudins de granulite. (79030-25058)



Site b : (a) et (b) Structures S-C' au sein d'une large bande de cisaillement, indicatrices d'un cisaillement top vers le NE (Se N150 58E Le N090). (c) Variations à petite échelle de l'intensité de la transformation, depuis la granulite peu transformée et déformée, jusqu'à des domaines complètement éclogitisés et relativement déformés. (d) Boudin partiellement éclogitisé, encadré par des bandes de cisaillement éclogitiques partiellement amphibolitisées. (79462-24477)

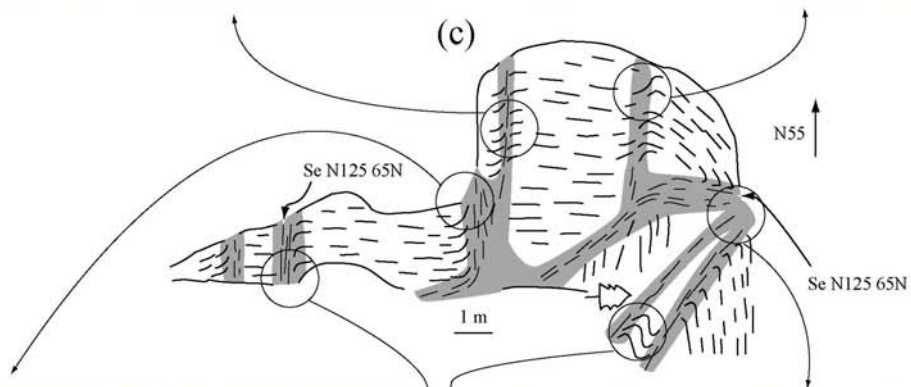


Site c : Boudins asymétriques au cœur d'une large bande de cisaillement éclogitique, soulignés par la foliation éclogitique asymétrique, sens de cisaillement top vers l'E (Ces boudins sont situés sur la carte de détail près de la Hytte, donnée en annexe). (81156-23603)

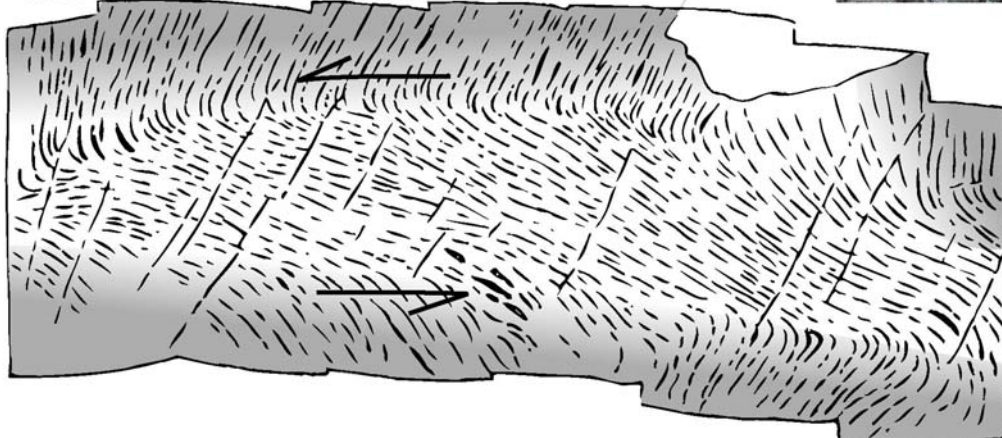
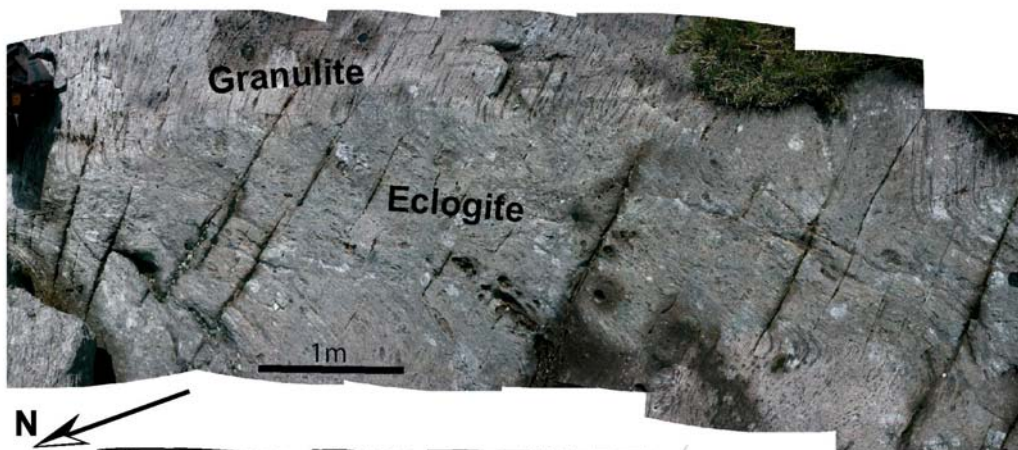
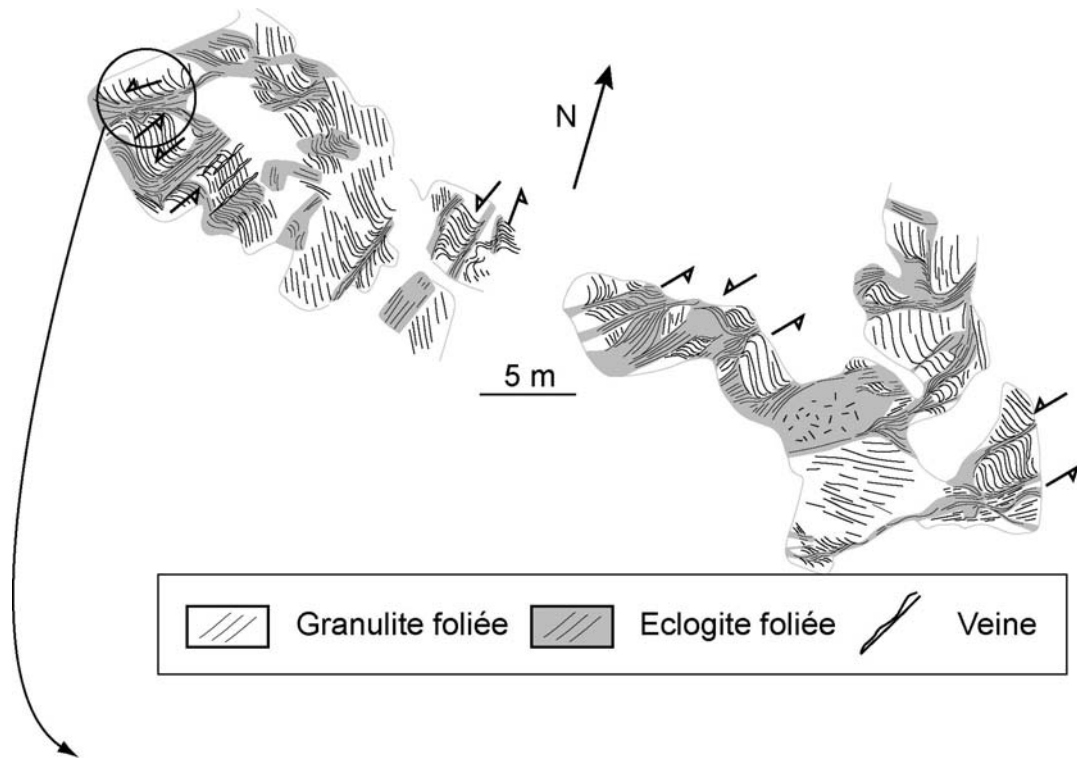


Site d : (a) Bandes de cisaillement C' dans une éclogite bien foliée, avec alternance de lits à Grt+Omph et lits à Czo+Phen+Ky (Se N120 25N Le N050). (81367-23797)

(b) Zone de granulite découpée par des zones de cisaillement éclogitiques étroites, orientées ~N40, avec jeu senestre (81696-23803)



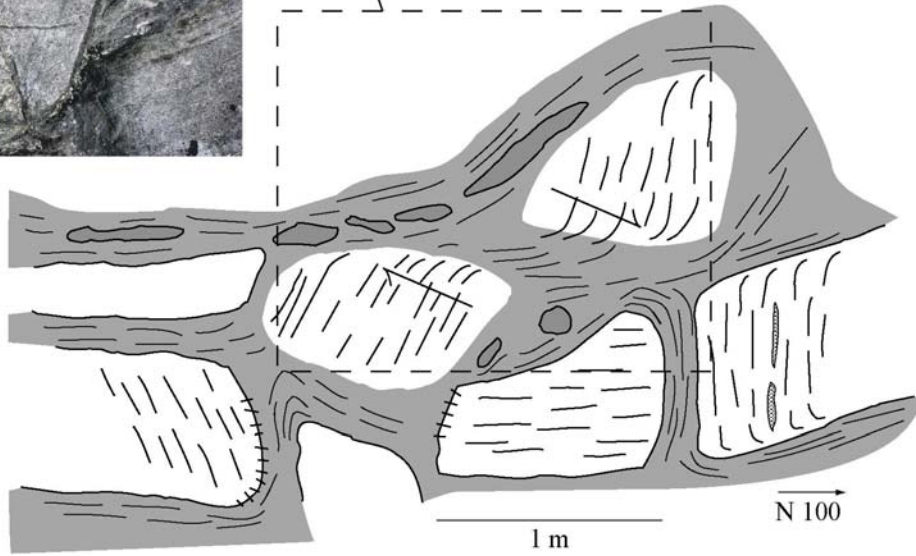
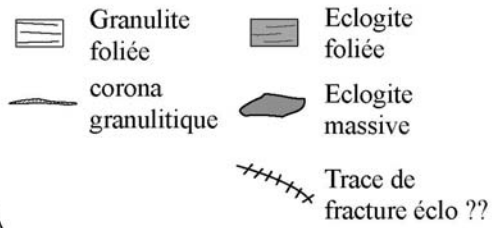
site d : (c) Zone de granulite découpée par des zones de cisaillement éclogitiques étroites, orientées ~N55, avec jeu senestre, et une bande dextre orientée N125 (81867-23706)



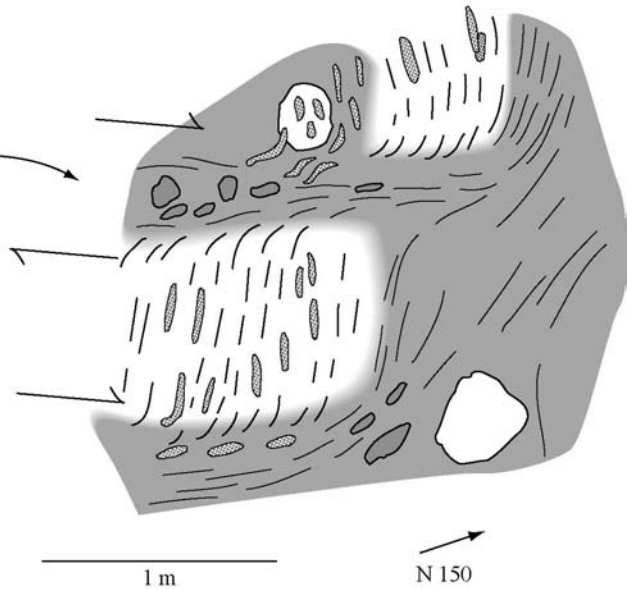
Site e : Zone de granulite découpée par des zones de cisaillement éclogitiques étroites, orientées ~N20-50, pendage NW, avec jeu senestre normal. (81794-23394)



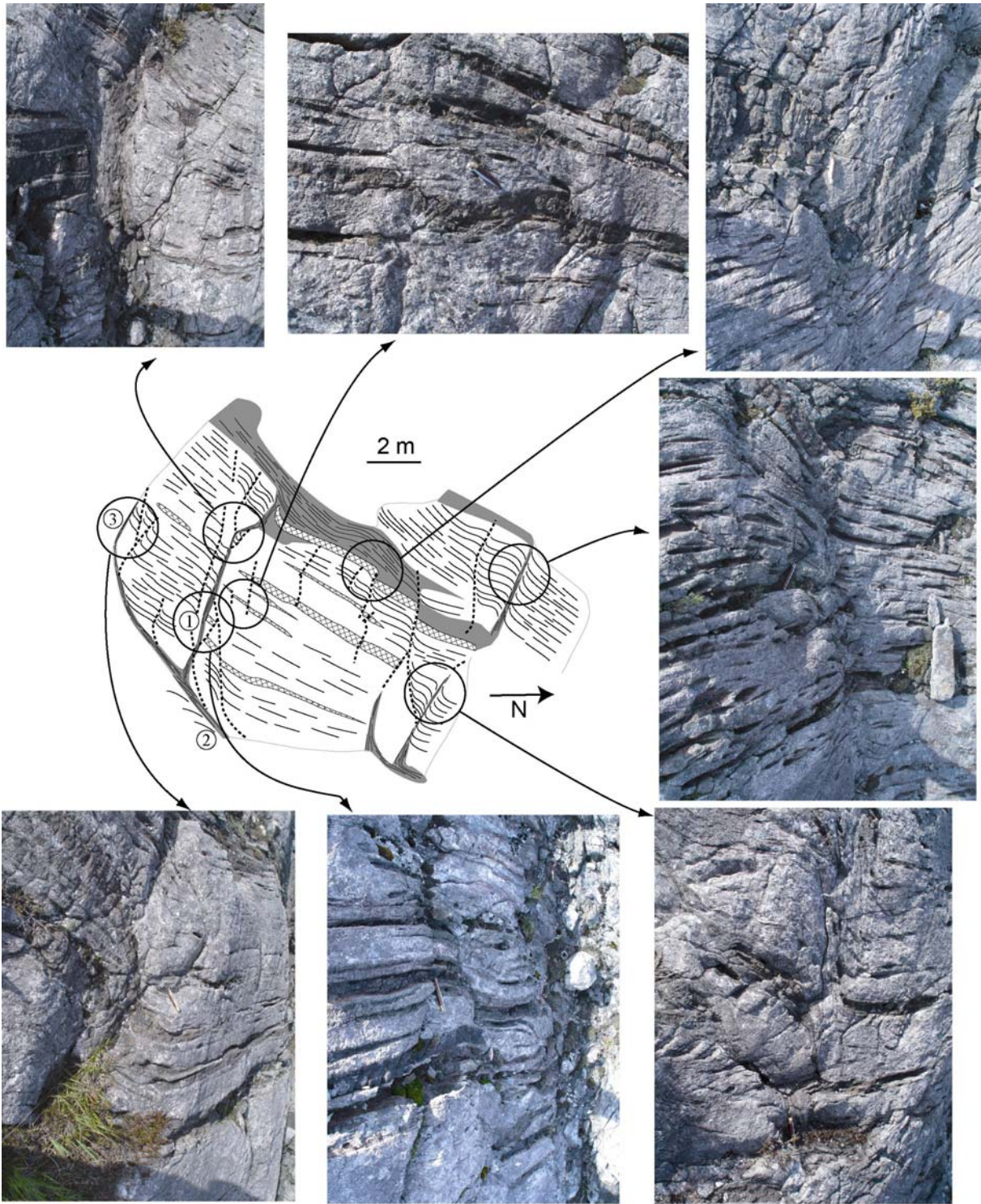
(a)



(b)

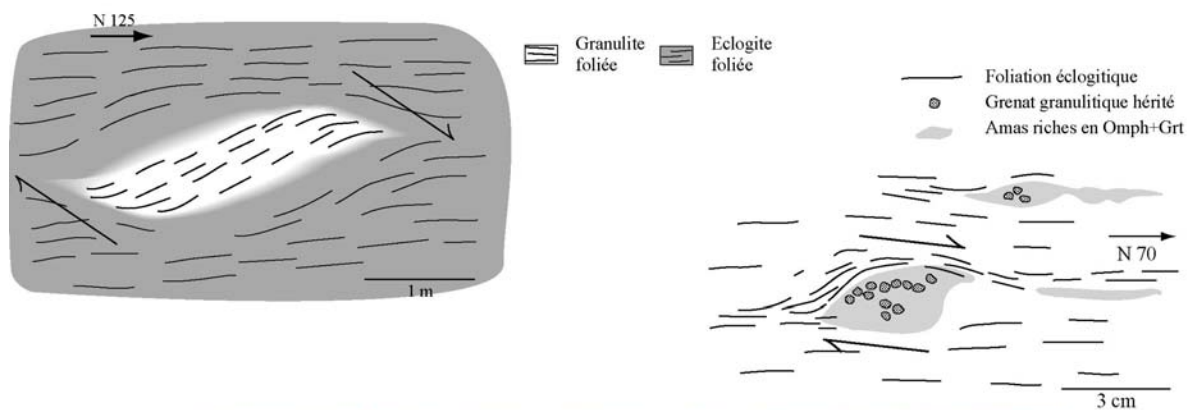


Site f: Zone de boudins de granulite séparés par des zones de cisaillement éclogitiques dextres, orientées N120-160. Les zones éclogitiques sont parfois assez finement foliées mais contiennent des blocs décimétriques d'éclogite massive (restes de coronas ?). Noter dans le cas (a) la foliation que l'on peut suivre d'un boudin à l'autre, défléchie de façon dextre dans la bande éclogitisée. (81898-22766)



-  Granulite foliée
-  Lentille à pyroxène/grenat
-  Fracture éclogitisée
-  Eclogite foliée

- (a)
- ① Se N120 45N
 - ② Se N70 65N
 - ③ Se N110 60N



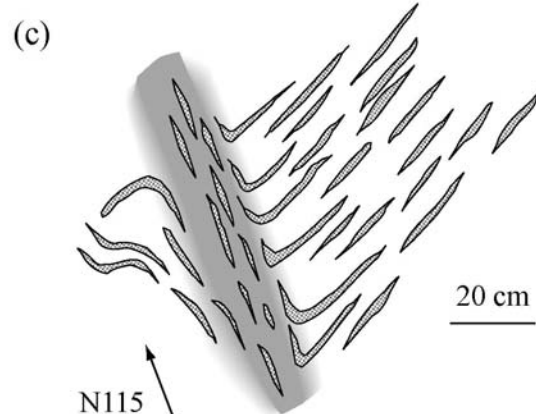
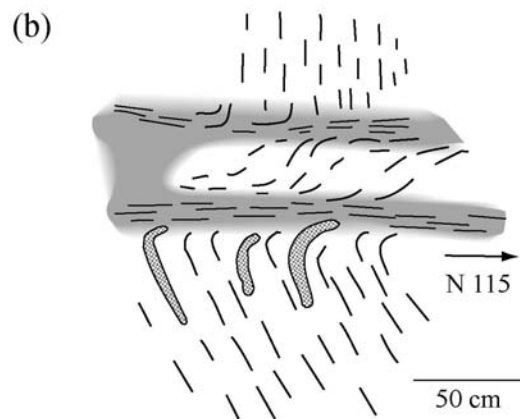
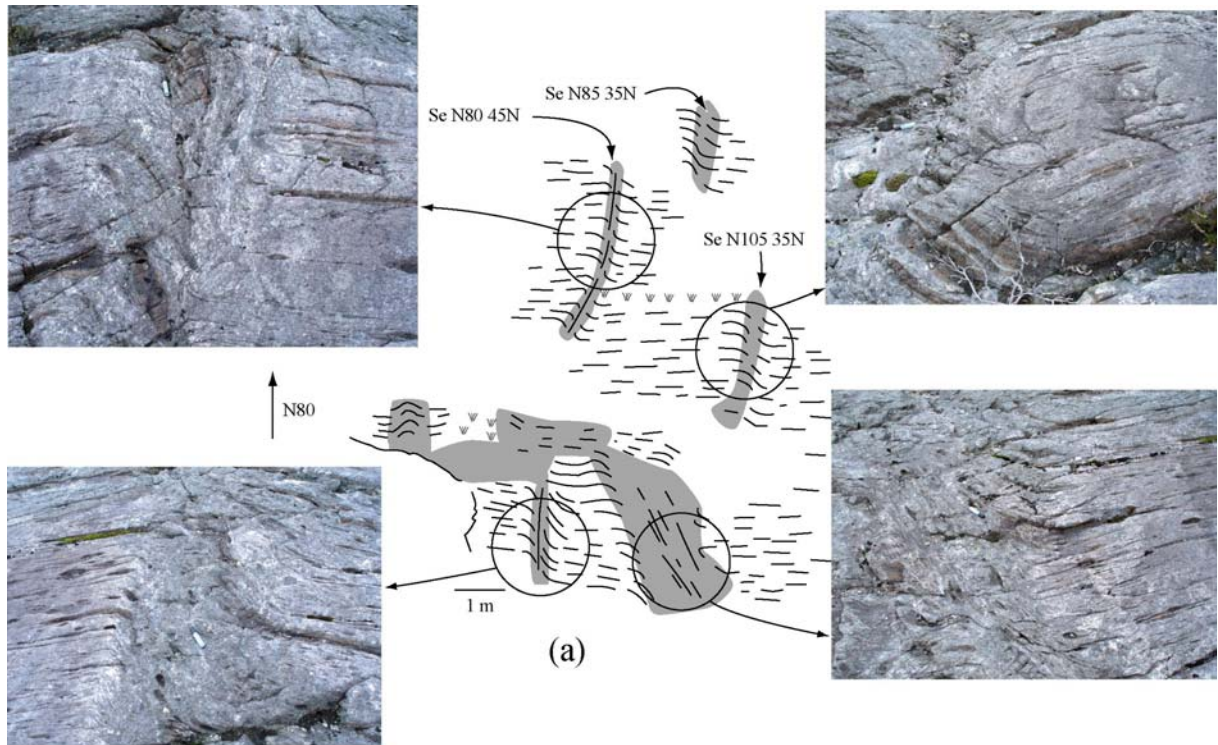
(c)



Site g : (a) Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement étroites, avec jeu dextre (Se ~N90 50N). (82162-22256)

(b) Boudin de granulite entouré par la foliation éclogitique sigmoïdale, sens de cisaillement dextre (Se N105 20N Le N075). (82301-22113)

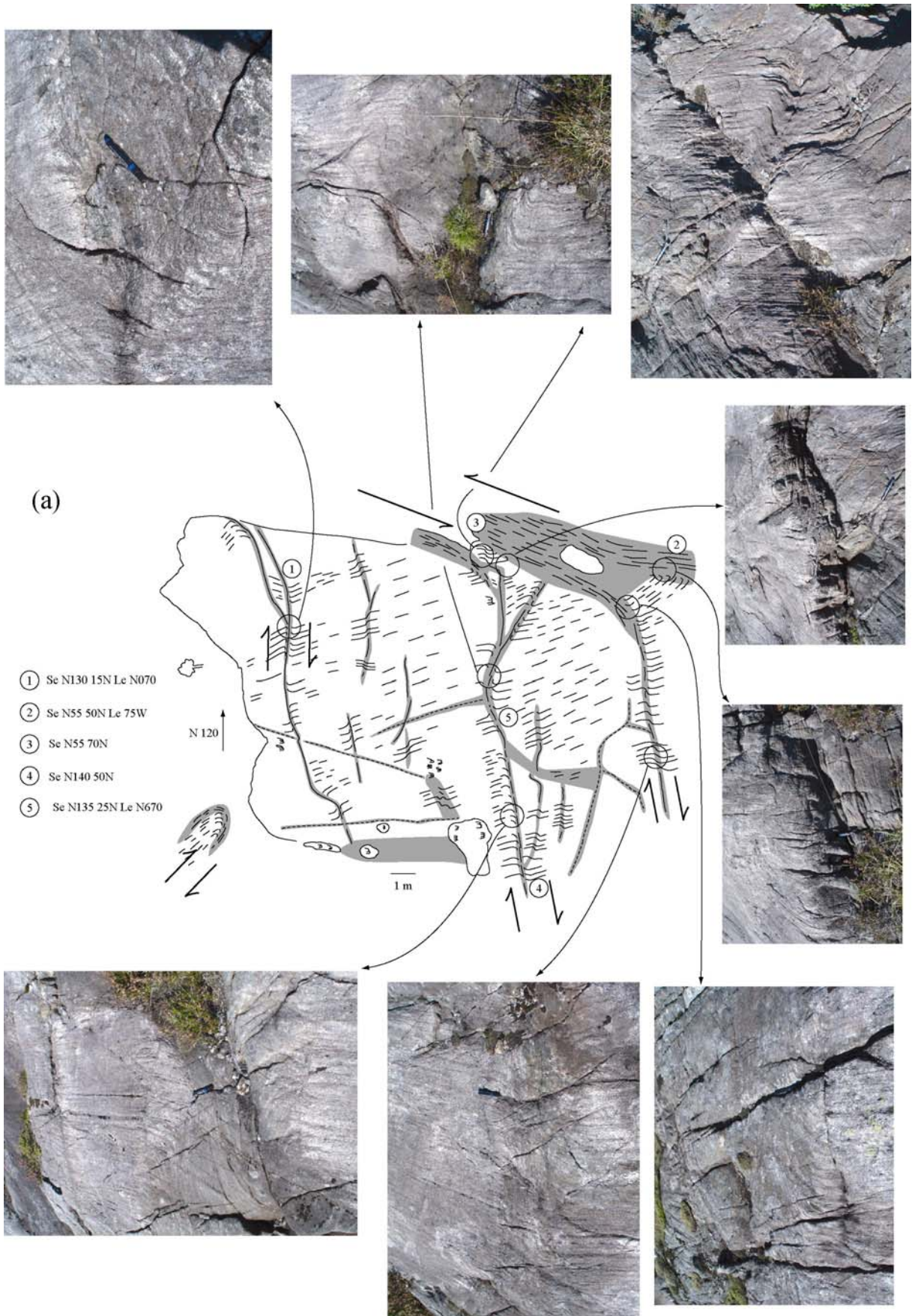
(c) Déformation asymétrique avec jeu dextre des amas à omphacite et grenat dans une bande de cisaillement éclogitique majeure (Se N95 25N Le N090). (82571-21943)



Site h : (a) Zone de granulite découpée par des zones de cisaillement éclogitiques étroites, orientées ~N90-110, avec jeu dextre. (82604-22131)

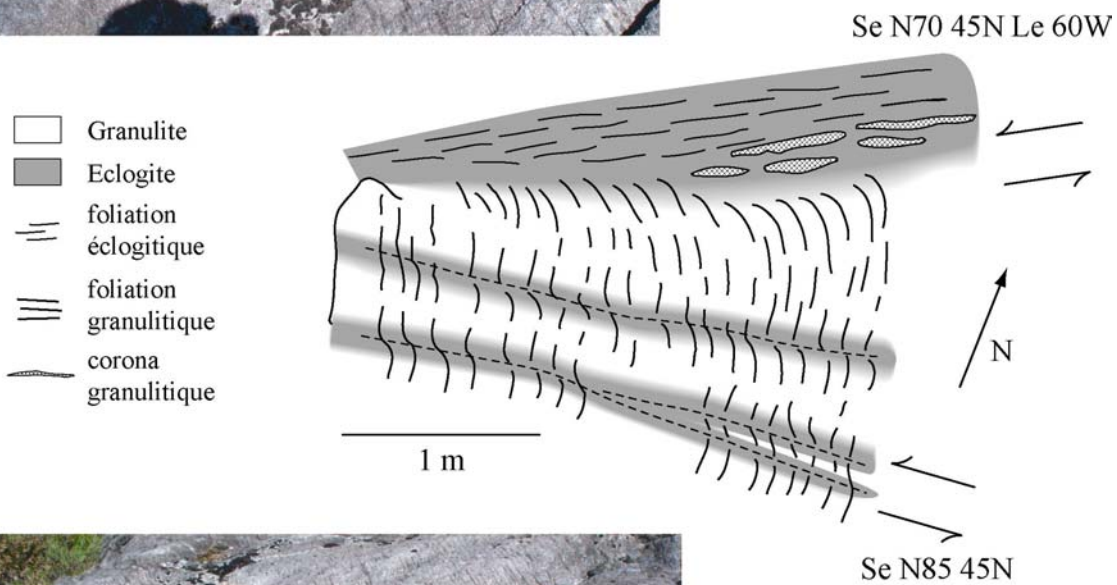
(b) Zone de cisaillement éclogitique dextre orientée ~N115.

(c) Zone de cisaillement éclogitique dextre (Se N110 60N Le pitch 20W).



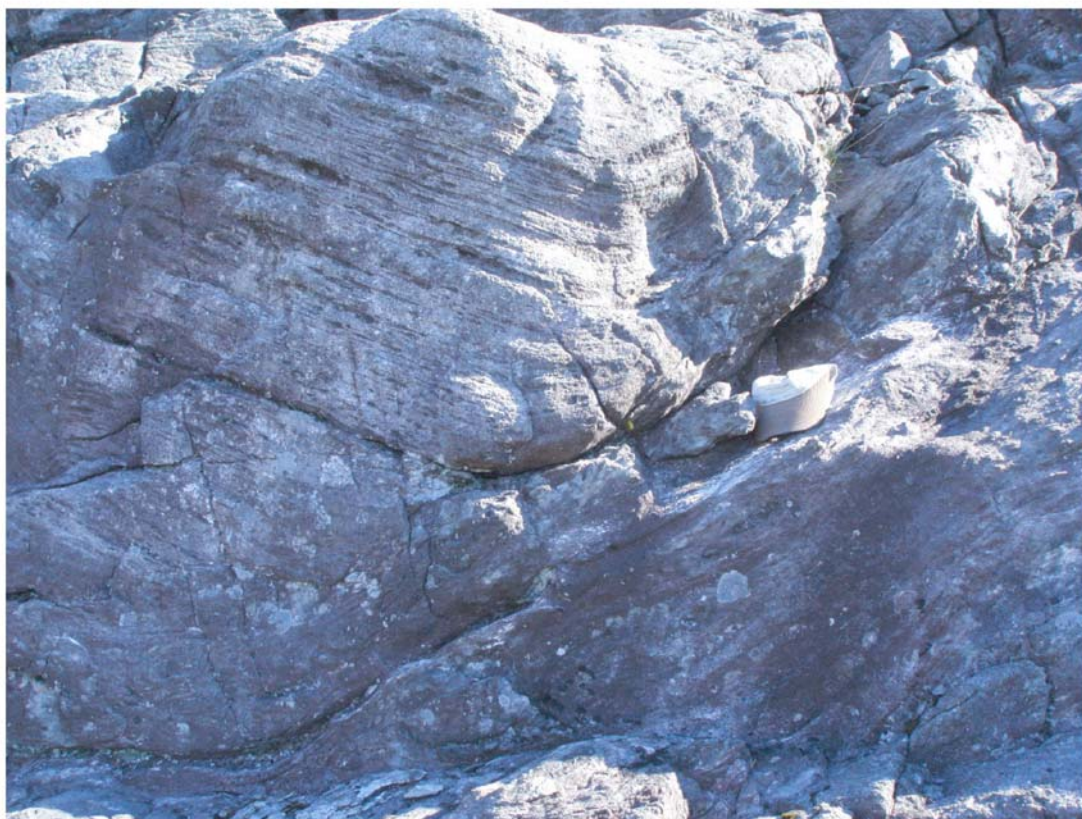
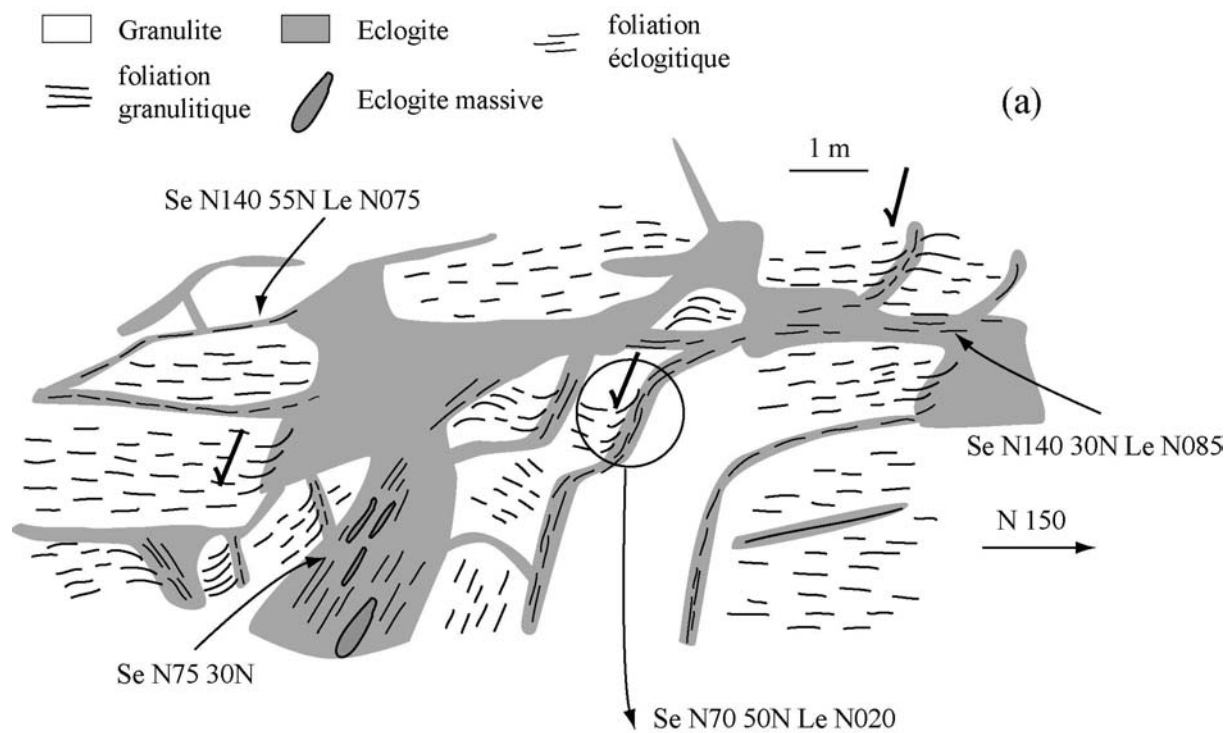


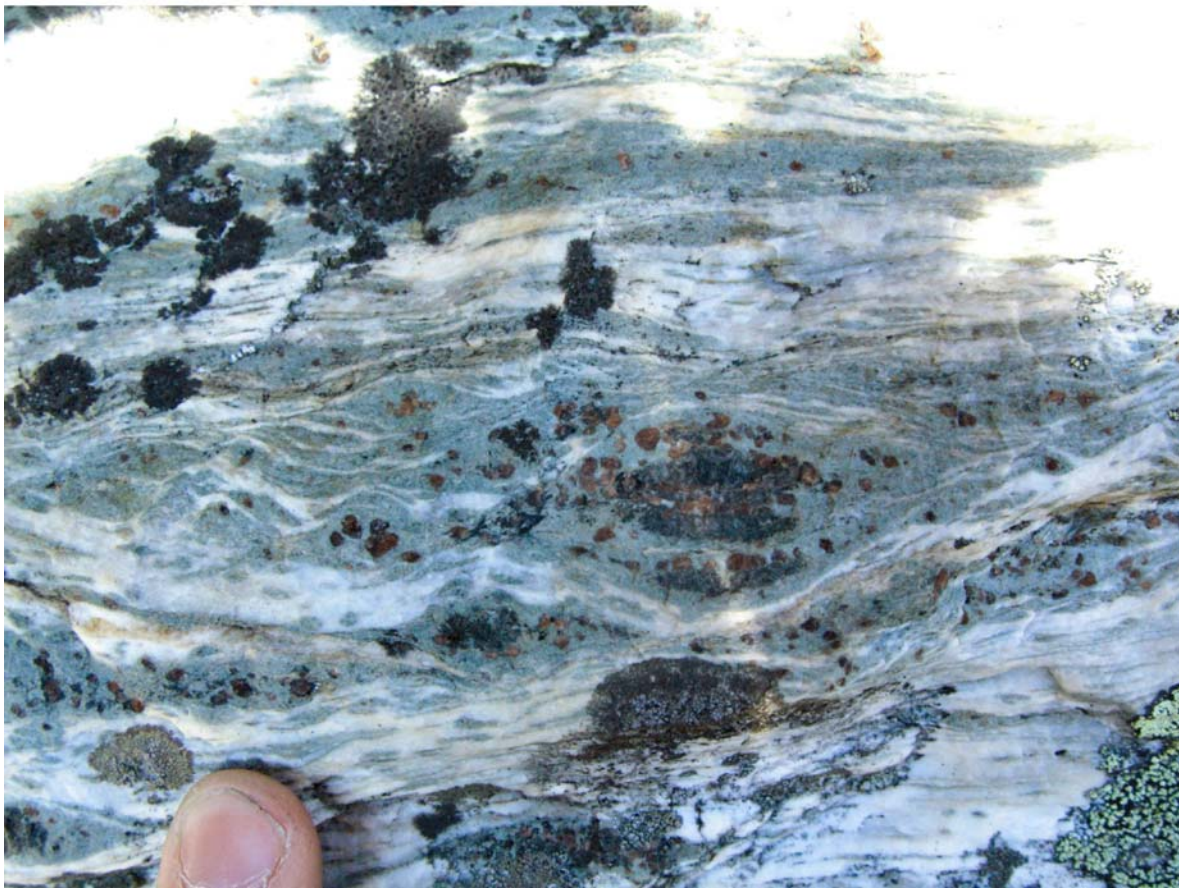
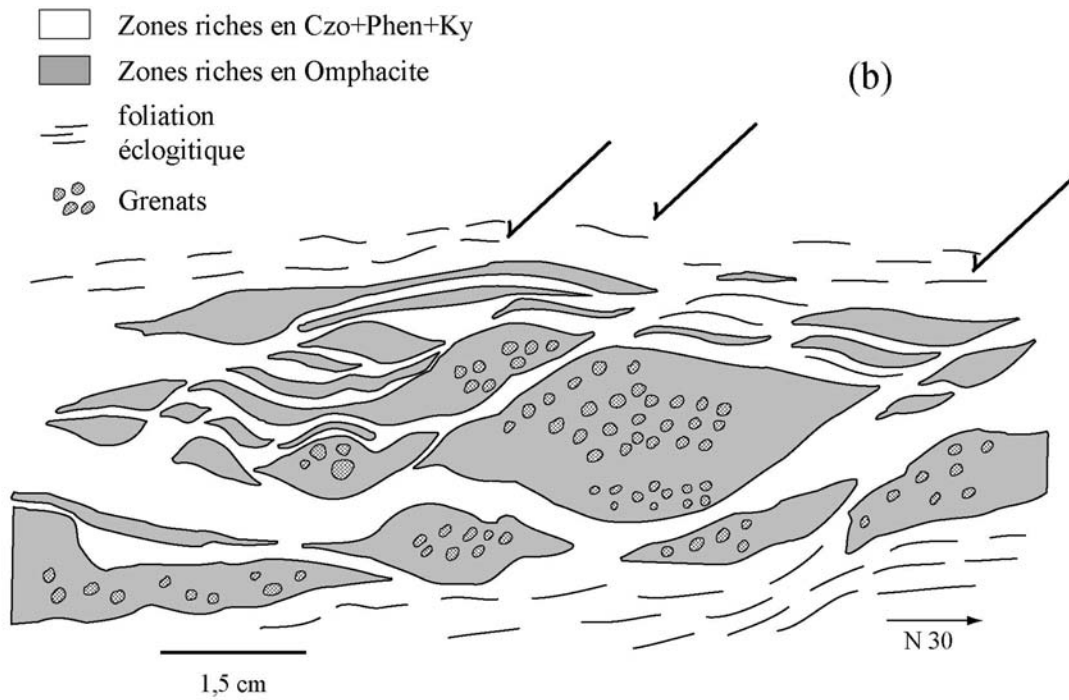
(b)



Site i : (a) Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement étroites, avec jeu principalement dextre, orientées $\sim N100-120$ pendage N, et une bande de cisaillement plus importante (en haut à droite), orientée $\sim N50$ pendage N, avec un jeu senestre. Noter que sur une même bande de cisaillement les jeux sont parfois contradictoires (en haut). (82806-22381)

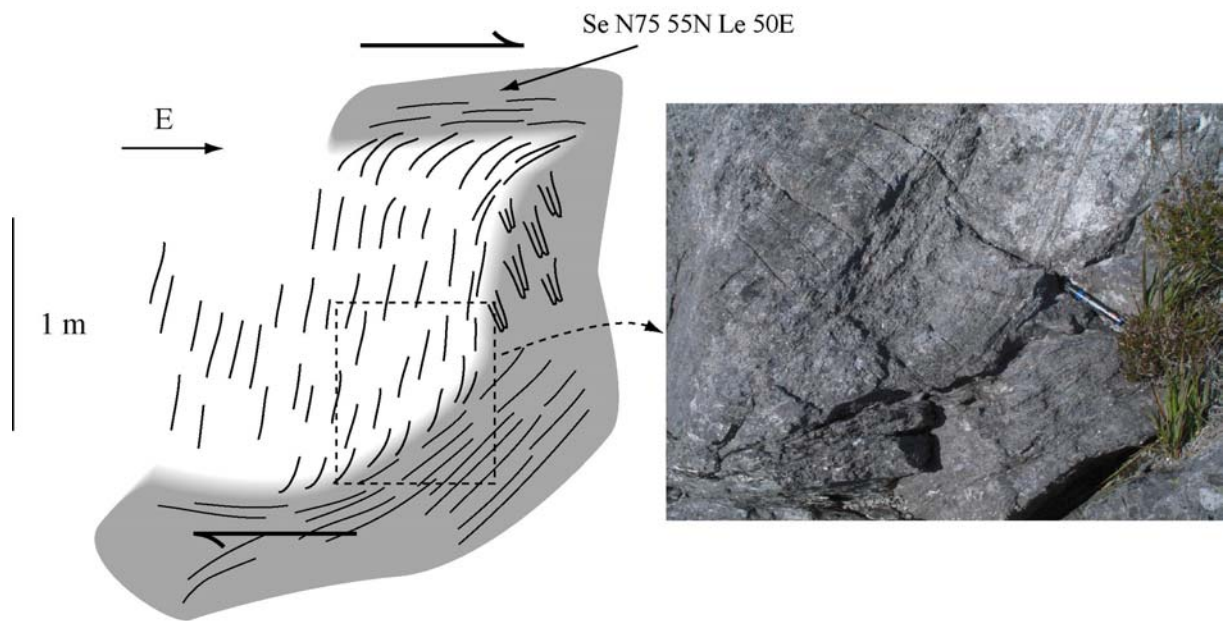
(b) Fractures éclogitiques orientées $\sim N80$, avec jeu senestre, et bande de cisaillement senestre parallèle. (82881-22335)



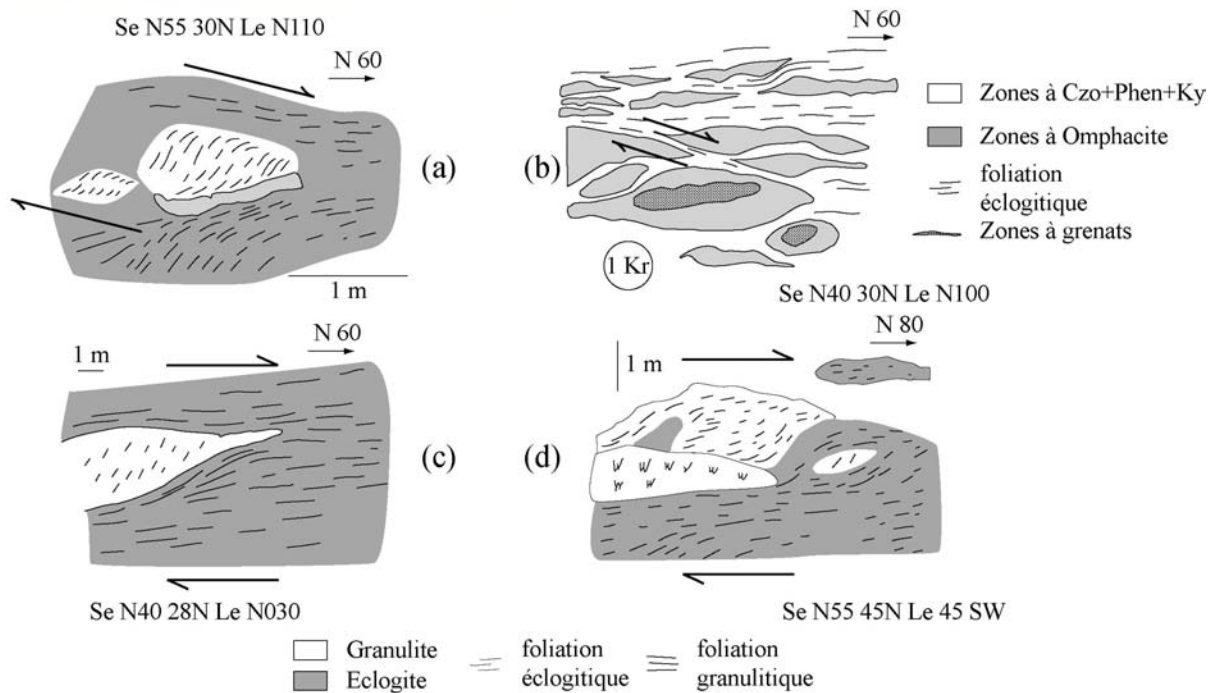
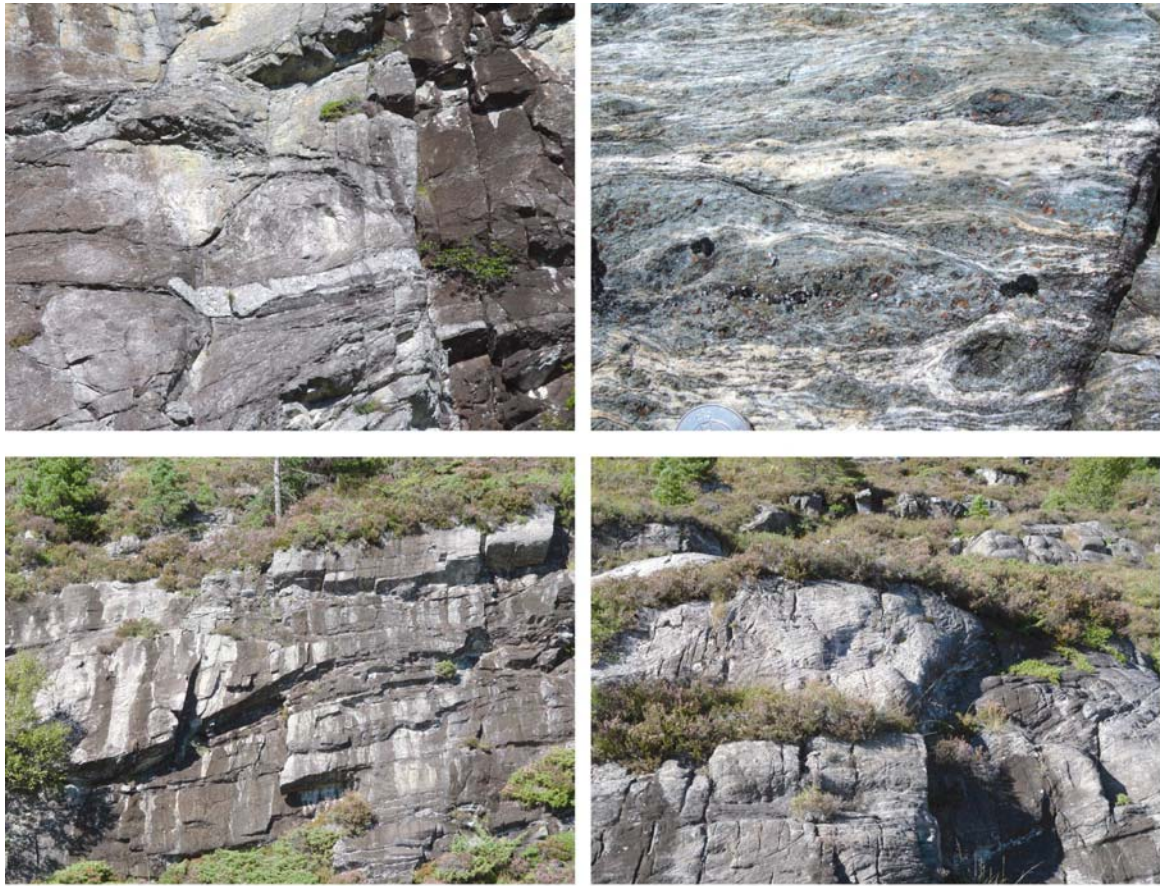


Site j : (a) Zone de granulite découpée par deux familles de bandes de cisaillement étroites : la première est orientée $\sim N70$ pendage N et présente un jeu normal net. La seconde majeure, est plutôt orientée $\sim N140$ pendage N, avec un jeu non déterminé. (82814-22060)

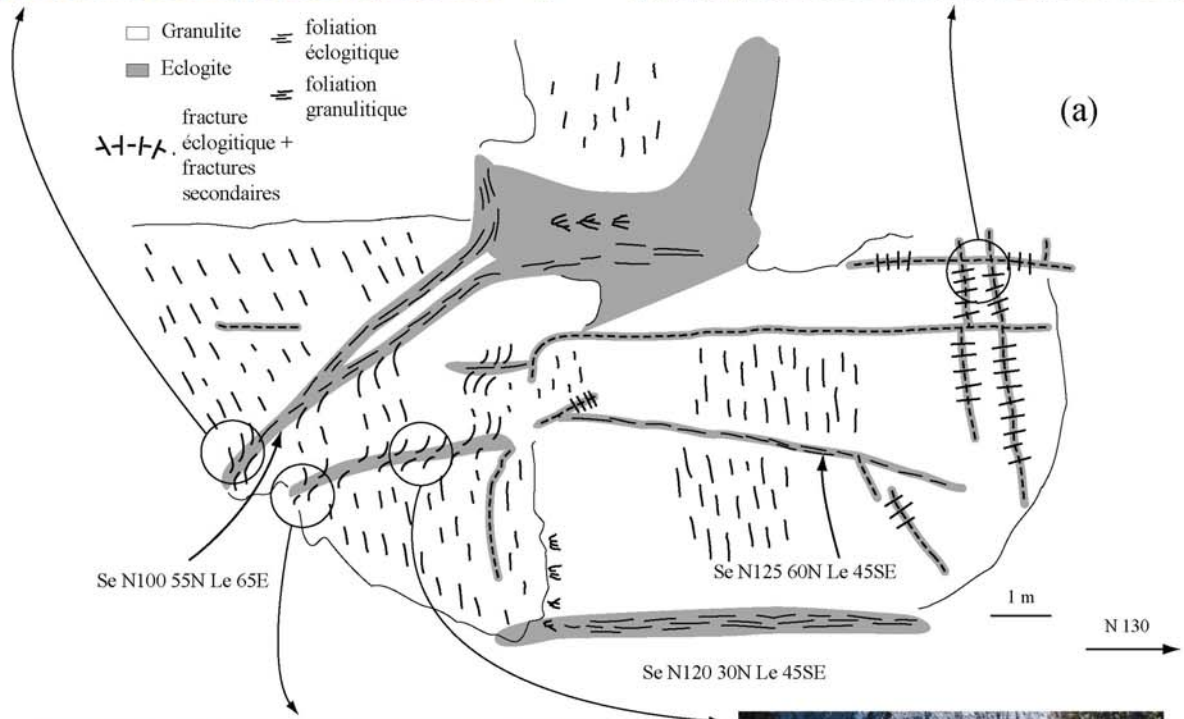
(b) Critères microstructuraux de cisaillement top vers le SW, dans une bande de cisaillement de taille non déterminée (Se N55 30N Le N070). (82718-21977)

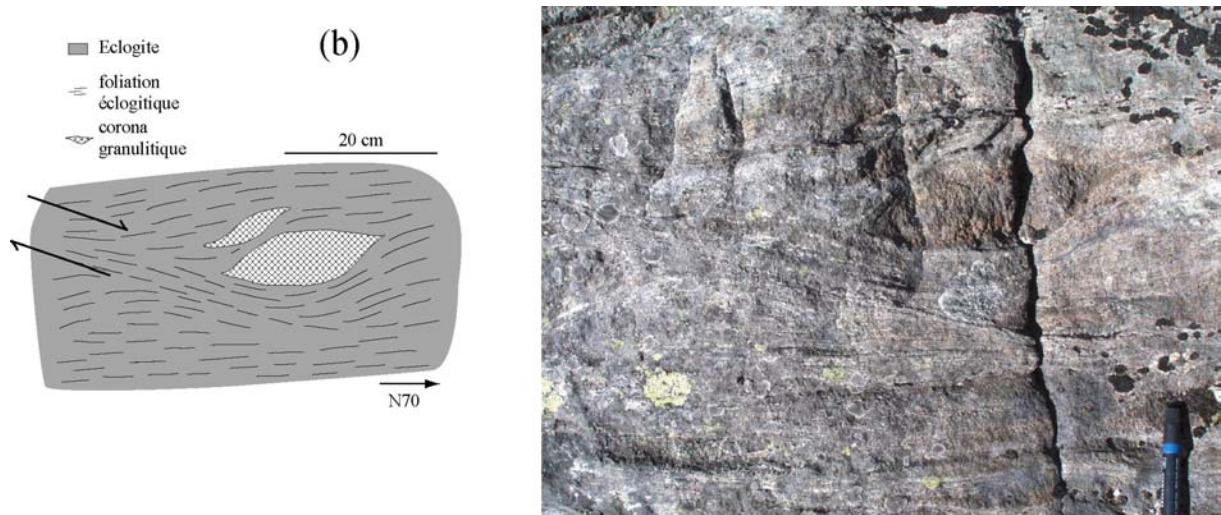


Site k : Boudin et foliation éclogitique sigmoïdales, indiquant un sens de cisaillement top vers l'E. Le boudin est au sein d'une bande de cisaillement épaisse de quelques mètres, orientée N75 55N Le 50E. (82909-22734)



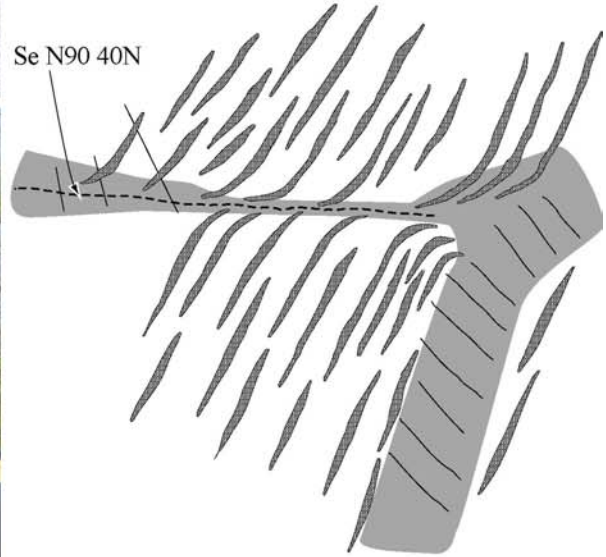
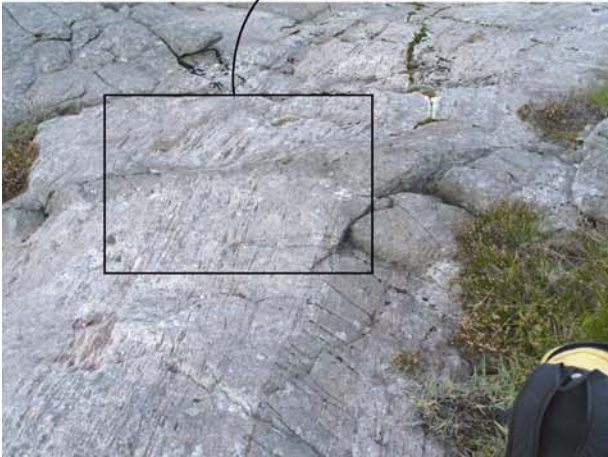
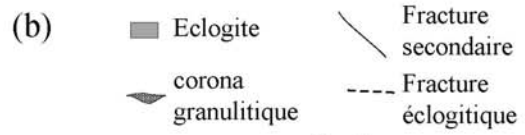
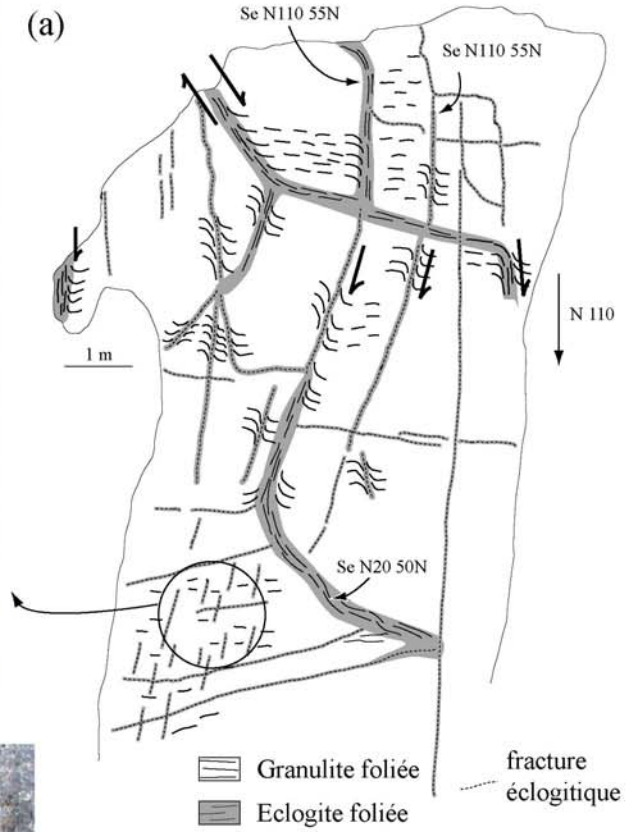
Site 1 : Critères de cisaillement à toutes les échelles dans la large bande de cisaillement à l'E de Skurtveit. Noter que tous les critères sont dextres, cependant deux orientations de la linéation sont observées, l'une ~N020 et l'autre ~N100, pour une orientation de la bande de cisaillement relativement homogène (Se ~N50 30N). (a 83326-21894, b 83484-21972, c 83532-21995, d 83585-21940)

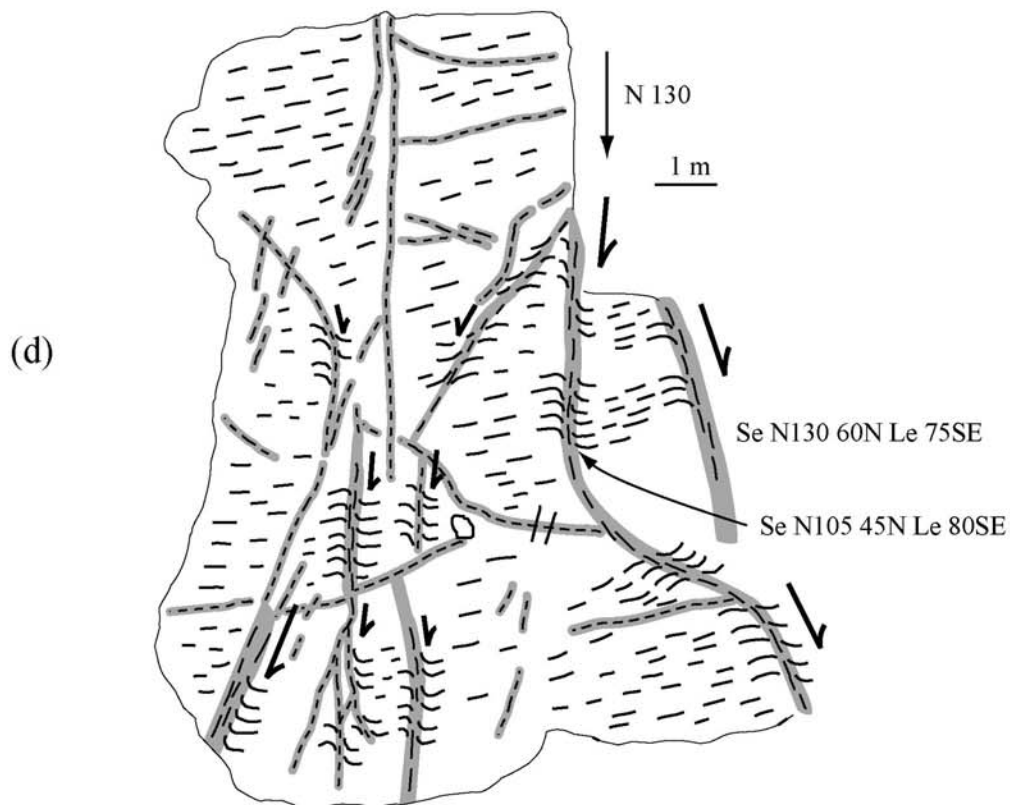
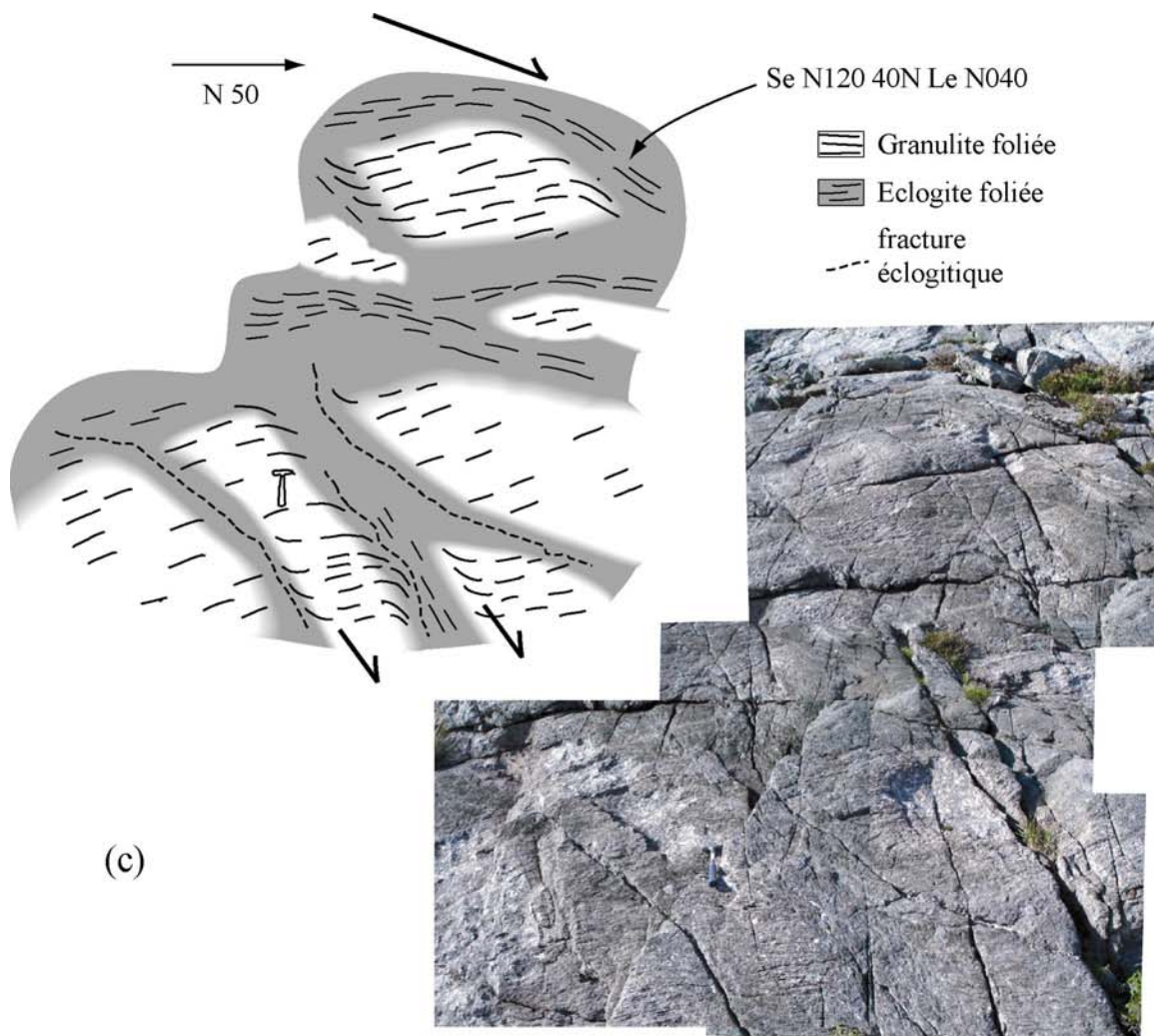




Site m : (a) Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement dextres, orientées ~N100-120 pendage N, et des fractures éclogitiques dans deux directions perpendiculaires (N120 et N30). (83660-22769)

(b) Déformation top vers le NE de coronas granulitiques dans une bande de cisaillement éclogitique (~1 m d'épaisseur) (Se N75 35N Le N035). (83433-22733)



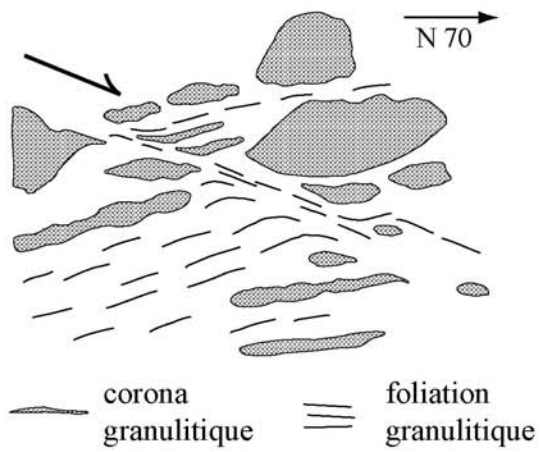


Site n : (a) Zone de granulite découpée par deux familles de bandes de cisaillement, la première orientées ~N100-120 pendage N avec jeu dextre, l'autre orientée ~N30 pendage N et jeu indéterminé. Noter la présence de nombreuses fractures éclogitiques (photo), orientées dans deux directions perpendiculaires (autour de N120 et N30). (84022-22732)

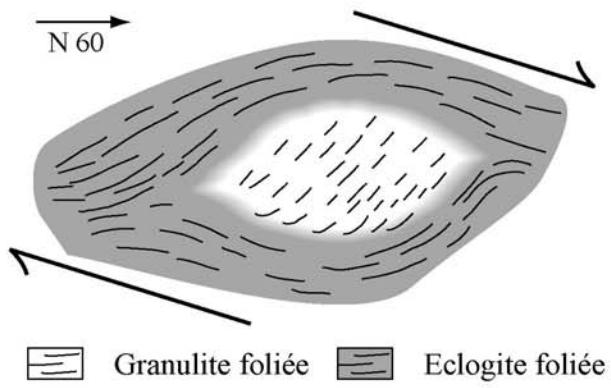
(b) Bande de cisaillement dextre (Se N90 40N), avec fracture éclogitique centrale remplie sur quelques millimètres. (83889-22458)

(c) Boudins cisailés asymétriquement (mouvement principalement normal) dans une zone de cisaillement éclogitique épaisse de quelques mètres (Se N120 40N Le N040). (83889-22458)

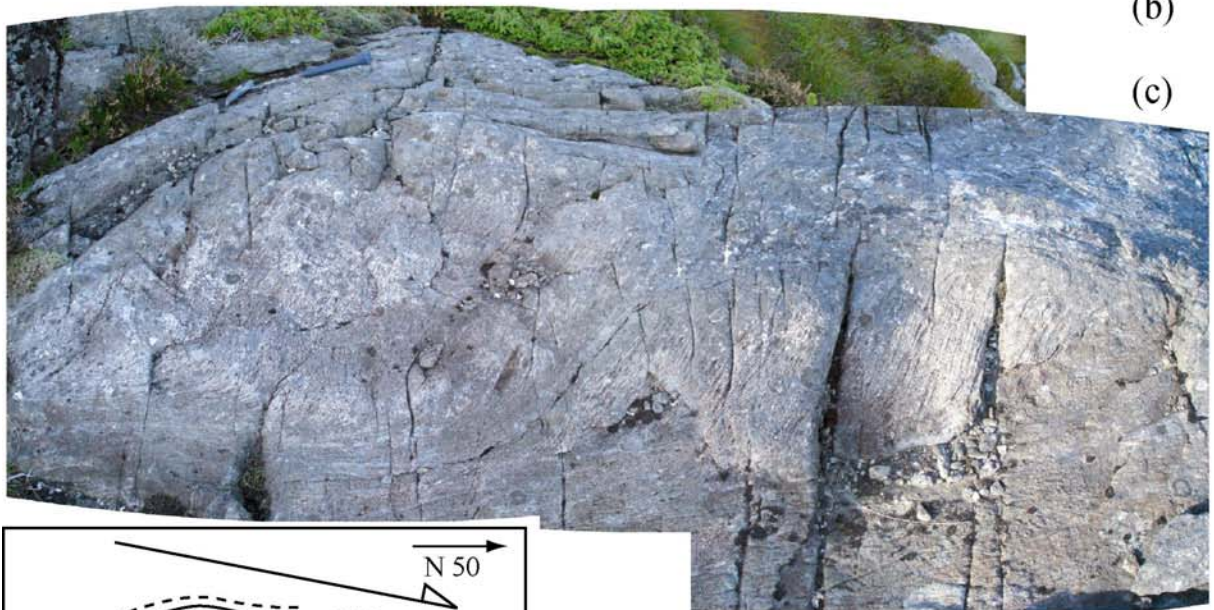
(d) Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement éclogitiques, avec jeu apparent dextre (Se ~N110-130 50N lin ~N030-50). (83907-22488)



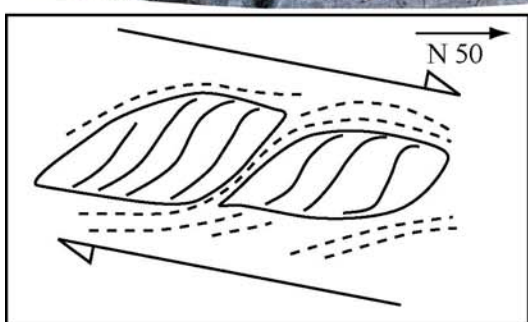
(a)



(b)



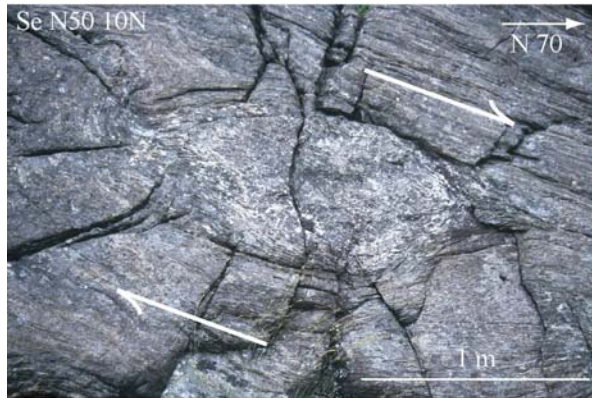
(c)



Site n : (a) Cisaillement normal de coronas granulitiques le long d'une bande de cisaillement secondaire, au sein d'une zone de cisaillement partiellement éclogitisée (Se N70 15N Le N025). (84330-22957)

(b) Boudin de granulite déformé asymétriquement, sens de cisaillement dextre (Se N40 25N Le N030). (84248-22905)

(c) Boudins cisailés asymétriquement, sens de cisaillement dextre (Se N50 30N Le N060). (84035-23084)



(a)



(b)



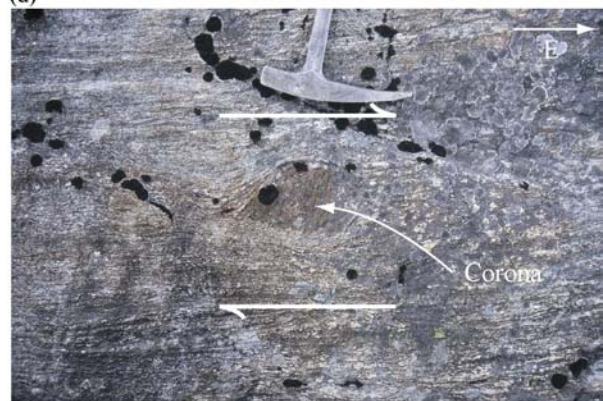
(c)



(d)



(e)



(f)

Site p : (a) Boudin granulitique cisailé, sens dextre, dans une large bande de cisaillement éclogitique (Se N50 10N). (84465-23024)

(b-c) Coronas granulitiques déformées le long d'une bande de cisaillement éclogitique secondaire, dans une bande de cisaillement un peu plus large (Se N90 50N). (84263-22844)

(d-e) Boudins granulitiques cisailés vers le NE dans une large bande de cisaillement. (84302-22990)

(f) Déflexion asymétrique de la foliation éclogitique autour d'une corona, indicatrice d'un cisaillement top vers l'E. (84310-22977)



(g)



(h)



(i)



(j)



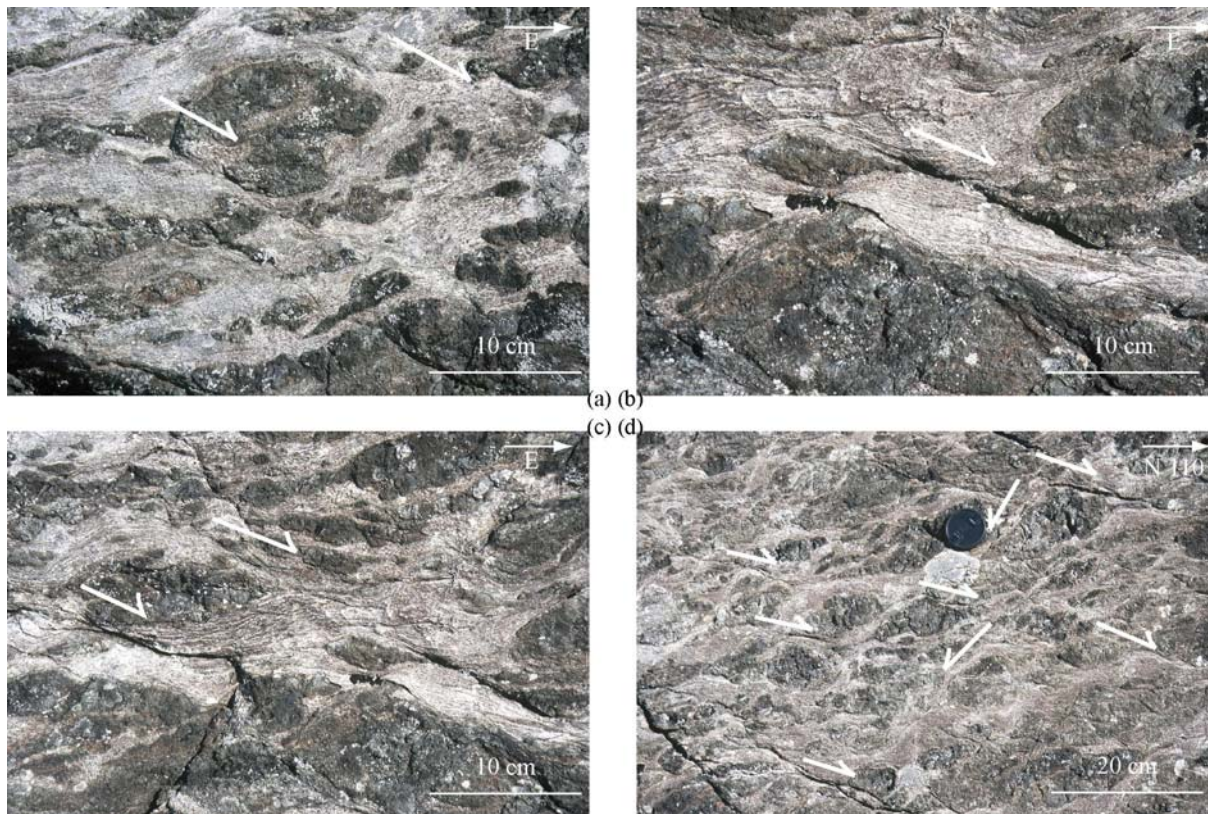
(k)

(g) Bande de cisaillement C' dans une large bande de cisaillement (Se N70 40N). (84310-22977)

(h) Fracture éclogitique avec remplissage et bande de réaction décimétrique de part et d'autre un peu cisailée (sens dextre). (84294-22891)

(i) Zone de cisaillement dextre. (84214-22865)

(j-k) Boudins granulitiques et foliation éclogitique asymétriques, indicateurs de cisaillement top vers l'E (Se N80 40N). (84214-22865)

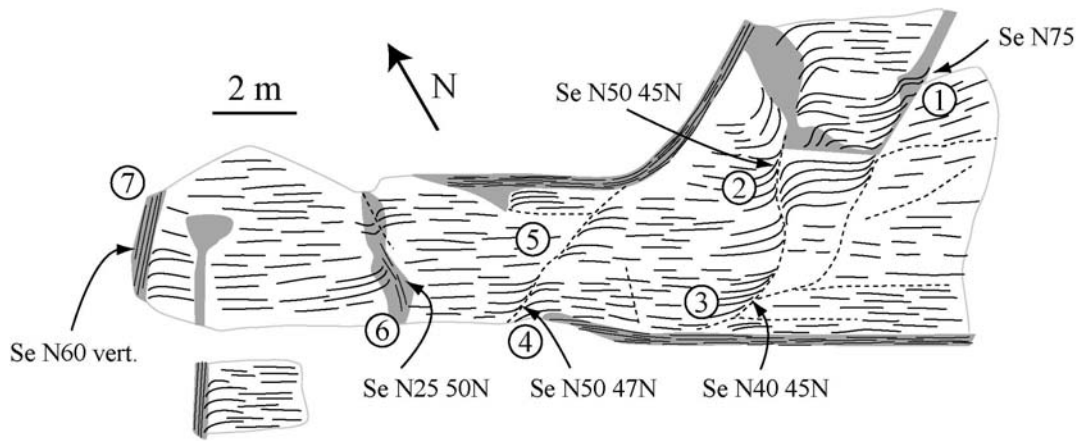


Site q : (a-b-c) Coronas déformées asymétriquement top vers l'E le long de bandes de cisaillement secondaires, dans une large bande de cisaillement d'orientation Se N120 50N Le 55E. (84381-23540)

(d) Bandes de cisaillement "conjuguées" entourant les restes de coronas granulitiques. (84381-23540)

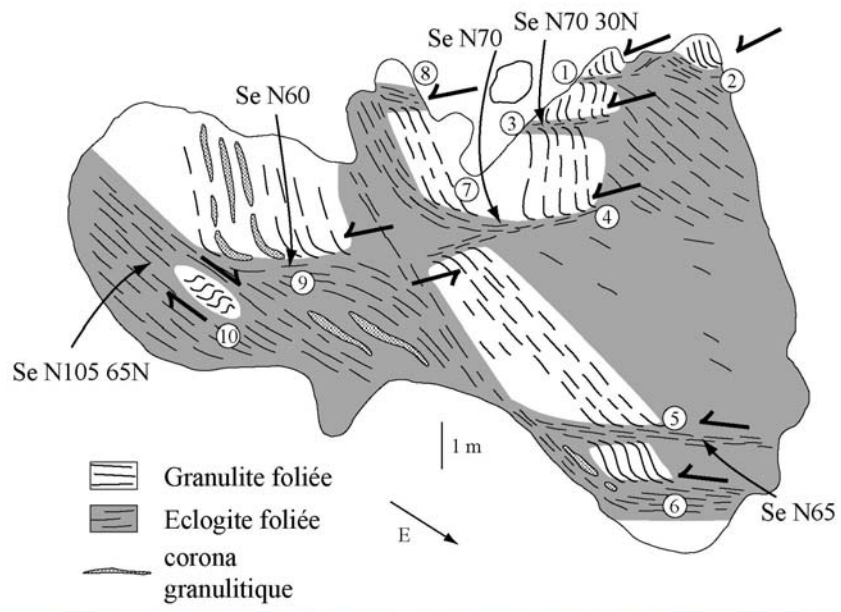


Site r : Bandes de cisaillement normales, à proximité de la large bande de cisaillement éclogitique d'Upper Eldsfjellet. (84270-23448)





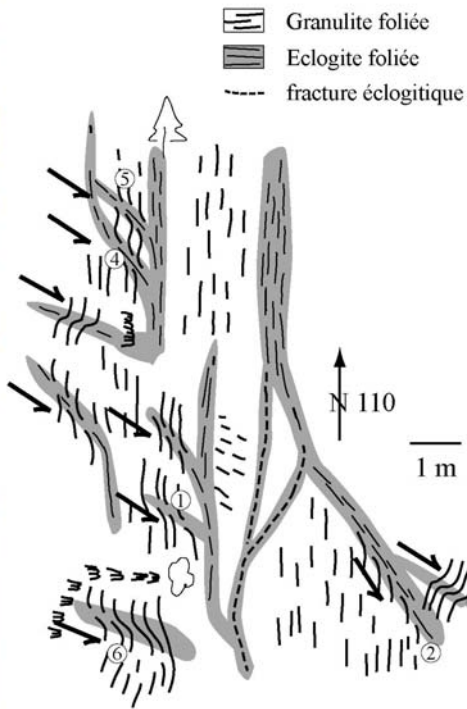
Site s : Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement et des fractures éclogitiques orientées $\sim N30-70$ pendage N, avec sens de cisaillement systématiquement senestres. (84093-23855)



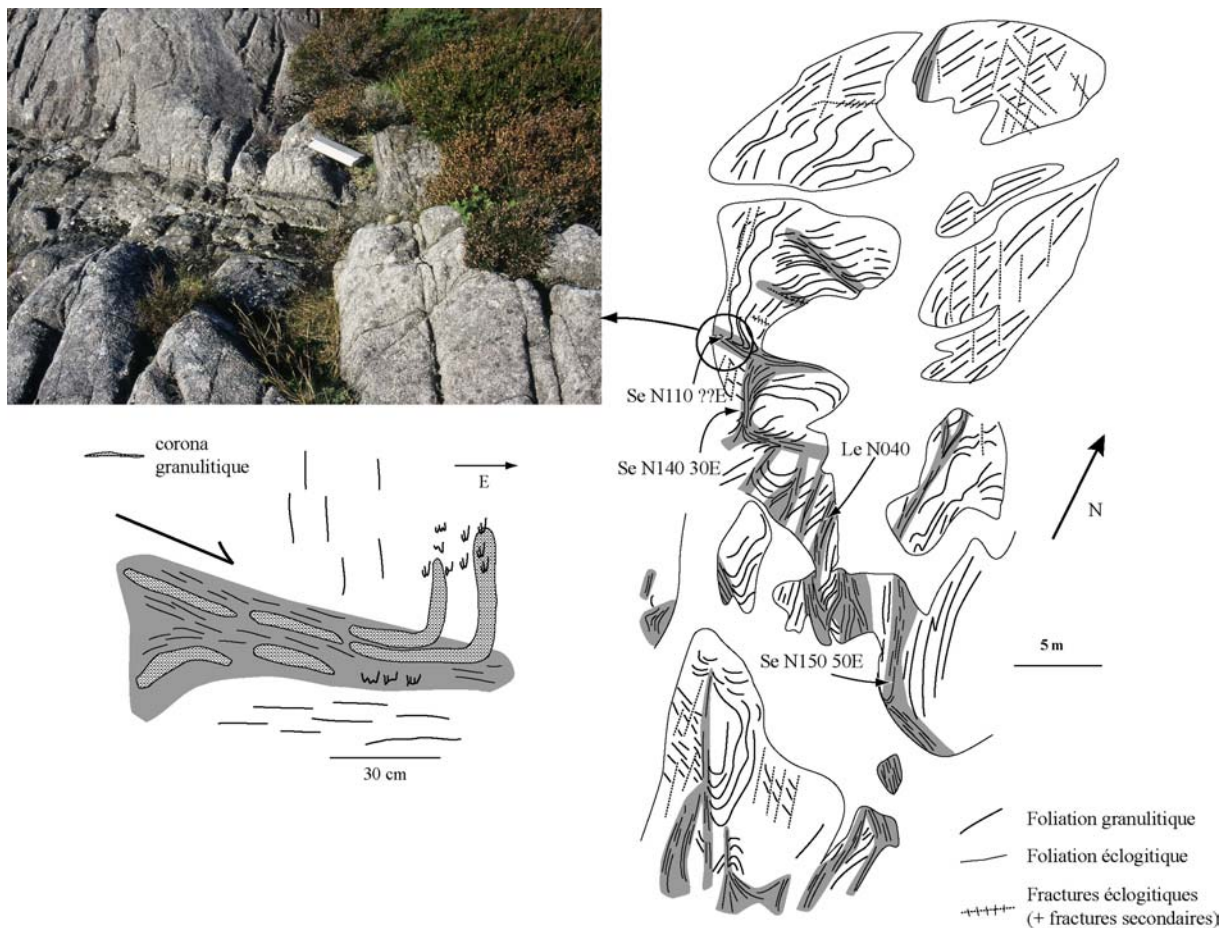




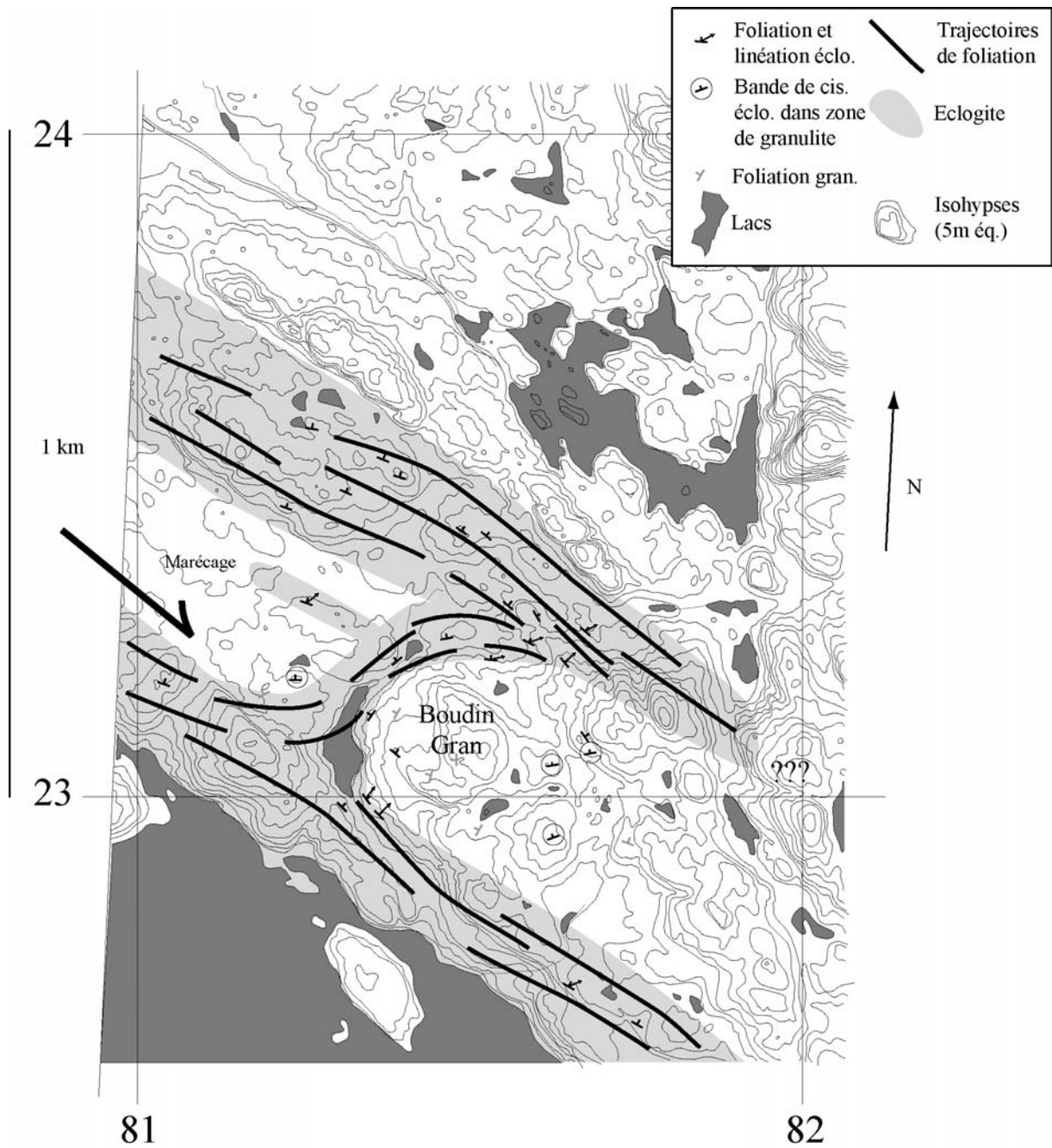
Site t : Zone de granulite découpée par deux familles de bandes de cisaillement : des bandes de cisaillement senestres, orientées \sim N60 pendage N, et une bande épaisse, orientée N105 65N, qui contient un boudin cisailé selon un mouvement dextre (photo 10). (83751-23831)



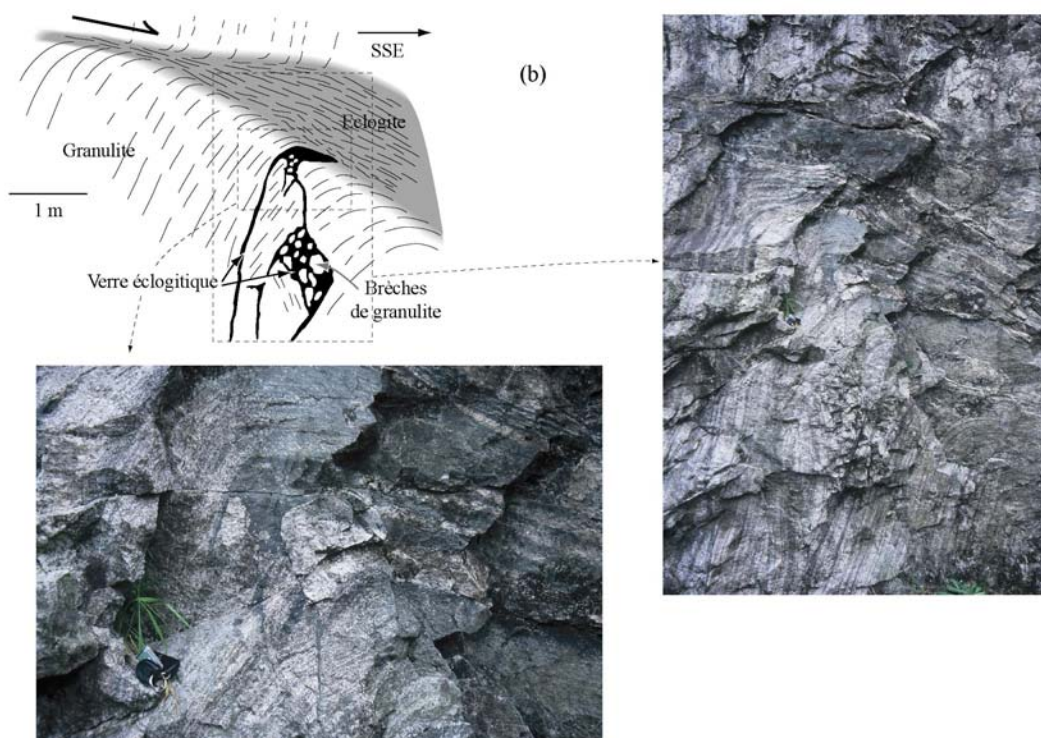
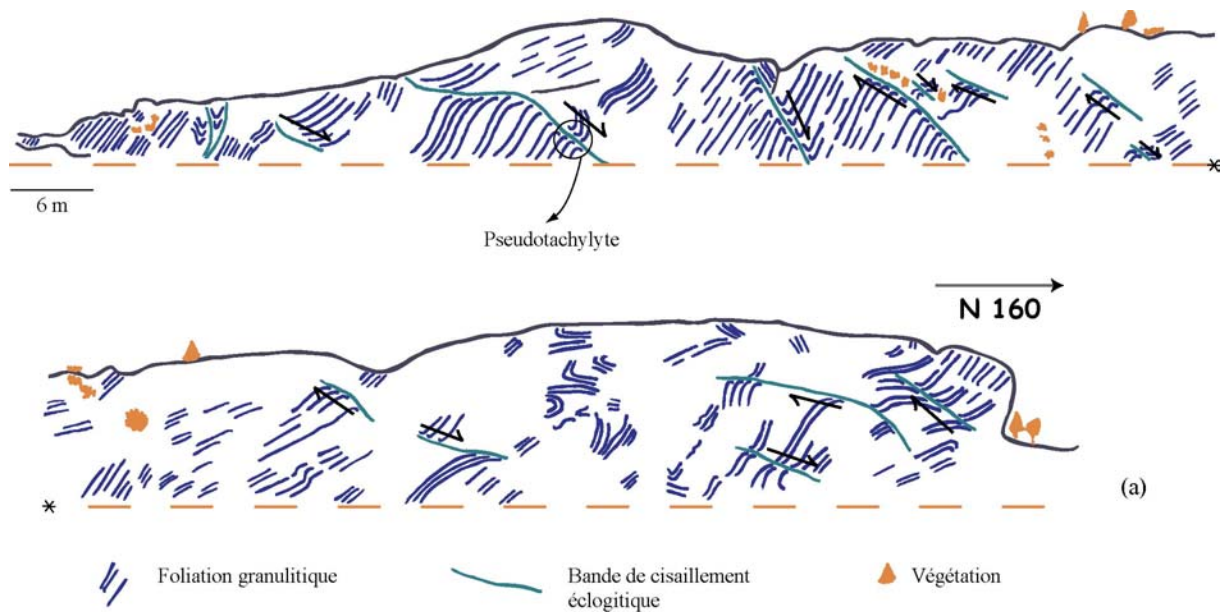
Site u : Zone de granulite découpée par des bandes de cisaillement senestres de direction $\sim N60-70$. Les zones très sombres sont recouvertes d'un tapis de mousses humides. (83706-24148)



Site v : Zone de granulite peu écolitisée, parcourue de nombreuses bandes de cisaillement écolitiques étroites, et de fractures écolitiques de directions similaires (avec parfois présence d'un deuxième jeu de fracture secondaire). Noter sur l'illustration la désorientation importante entre les deux domaines de granulite, déparés par une bande de cisaillement dextre épaisse seulement d'environ 20-30 cm. (84077-24587)



Site w : Déflexion asymétrique de la foliation éclogitique dans les larges de bandes de cisaillement autour d'un boudin de granulite d'échelle hectométrique (traversé par des bande de cisaillement éclogitique mineures), indicatrice d'un sens de cisaillement dextre.



Site x : (a) Coupe le long de la route à travers un relief granulitique traversé de nombreuses bandes de cisaillement éclogitiques, épaisses de 20 cm à 1m, avec un jeu normal (Se ~N120-130 40-60SW Le ~N040-060). Noter la différence de géométrie avec l'ensemble des autres zones étudiées, où la plupart des zones de cisaillement, quelle que soit leur taille, pendent vers le N. (84931-23527)

(b) Détail d'une pseudotachylyte éclogitique présente sur la coupe. Le verre est en fait constitué de minuscules cristaux dendritiques, cristallisés à partir d'un liquide magmatique dans les conditions du faciès éclogitique (voir Austrheim et al (1994b, 1996)).

Chapitre VII

Conséquences mécaniques de l'éclogitisation sur l'exhumation profonde

VII.1 Variations de rhéologie au cours de l'éclogitisation.....	311
VII.1.1 Rhéologie de petite échelle	311
VII.1.1.1 Forme générale des lois de comportement mécanique.....	311
VII.1.1.2 Rhéologie du plagioclase.....	312
VII.1.1.3 Rhéologie du pyroxène.....	313
VII.1.1.4 Comparaison des rhéologies.....	314
VII.1.2 Une rhéologie de grande échelle difficile à contraindre.....	316
VII.2 Conséquence de l'éclogitisation progressive sur l'exhumation.....	317
VII.3 Article 4.....	318

VII Conséquences mécaniques de l'éclogitisation sur l'exhumation profonde

L'étude de la cinématique de la déformation éclogitique, présentée dans le chapitre précédent, nous a permis de montrer que celle-ci enregistre l'inversion du mouvement et les premiers stades de l'exhumation des unités de croûte enfouies en subduction. Dans le modèle conceptuel élaboré à partir de ces données structurales, l'éclogitisation est directement responsable de l'exhumation profonde puisqu'elle permet le découplage entre le manteau et des écaïlles de croûte légère qui remontent ensuite par le jeu de la force d'Archimède.

Cet effet positif de l'éclogitisation sur l'exhumation n'est vraisemblablement pas généralisable à toutes les natures de croûte subductée. L'éclogitisation dans l'Arc de Bergen conduit à un affaiblissement mécanique très important pour une fraction d'éclogite finale relativement faible, donc une augmentation de densité peu importante. A l'inverse, on peut facilement imaginer un cas, défavorable à l'exhumation, où l'éclogitisation est beaucoup moins localisée et s'accompagne d'un affaiblissement mécanique faible, voire d'un durcissement. Les deux conséquences majeures de l'éclogitisation sur l'exhumation sont l'augmentation de densité et la variation de rhéologie. Nous proposons d'étudier les effets conjoints de ces variations de densité et de rhéologie dans un cadre mécanique simple, le modèle du canal de subduction (England & Houseman, 1988; Shreve & Cloos, 1986).

VII.1 Variations de rhéologie au cours de l'éclogitisation

VII.1.1 Rhéologie de petite échelle

Si l'affaiblissement mécanique associé à l'éclogitisation est incontestablement démontré par les relations structurales entre éclogite et granulite, sa justification théorique ou expérimentale est beaucoup plus difficile. Bien que granulite et éclogite soit des roches polycristallines, elles sont toutes deux constituées d'un composant majeur (>50%), respectivement le plagioclase et l'omphacite, formant une matrice dans laquelle les autres minéraux sont en inclusion. On peut donc considérer au premier ordre que la rhéologie du plagioclase et de l'omphacite contrôlent les propriétés mécaniques de la granulite et de l'éclogite.

VII.1.1.1 Forme générale des lois de comportement mécanique

Les lois de déformation visqueuse s'écrivent sous la forme générique (voir François et al. (1995b) pour de plus amples informations):

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n d^{-m} \exp\left(-\frac{E}{RT}\right)$$

Les deux grandes classes de comportement visqueux sont le fluage dislocation et le fluage diffusion.

La déformation dans le fluage dislocation est assurée par le mouvement des dislocations. L'établissement d'un régime de déformation visqueuse *stationnaire* nécessite l'action conjointe d'un mécanisme de restauration empêchant le durcissement lié à l'accumulation des dislocations dans chaque cristal. Différents mécanismes de restauration sont possibles, permettant tous de diminuer la densité de dislocations: montée des dislocations, migration des joints de grain, formation de sous-grains par rotation. La taille de grain n'influe pas sur la vitesse de déformation ($m=0$).

La déformation dans le fluage diffusion est assurée par le transport diffusif des éléments. On distingue le fluage volumique de Cobble (transgranulaire, $m=3$) du fluage surfacique de Herring-Nabarro (intergranulaire, $m=2$). Le premier est favorisé pour des températures importantes (Fig. 1). La compatibilité de la déformation en fluage diffusion

(c'est-à-dire l'absence de création de vide lors de la déformation) est permise par la présence d'une certaine proportion de glissement au joints de grains.

Des cartes de déformation, dites cartes d'Ashby, courantes dans le domaine de la métallurgie, permettent de mettre en évidence les différents domaines dans lesquels chacun de ces mécanismes est dominant (Fig. 1). La déformation du tungstène par fluage dislocation plutôt que par fluage diffusion est favorisée pour des contraintes différentielles/vitesses de déformation élevées et cette conclusion est aussi valable pour les minéraux comme l'albite (par exemple Rybacki & Dresen (2000)).

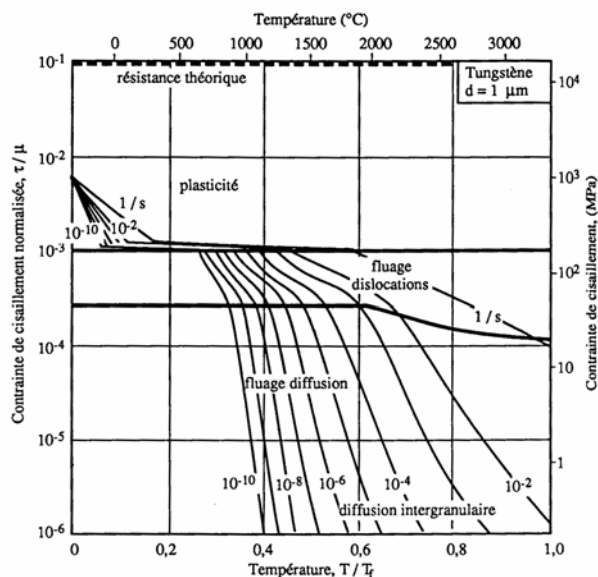


Figure VII.1 : Diagramme de déformation du tungstène pur avec une taille de grain de 1 µm (d'après H.J. Frost et M.J. Ashby, tiré de François et al. (1995b)). Noter en abscisse la normalisation de la température par la température de fusion (température homologue).

VII.1.1.2 Rhéologie du plagioclase

La littérature concernant le comportement du plagioclase est abondante, pour la raison simple que ce minéral est un constituant majeur de la croûte. Les lois rhéologiques, ainsi que les mécanismes de déformation associés, issus soit d'expériences en laboratoire soit de l'observation d'échantillons naturellement déformés, sont très variées, en fonction des matériaux utilisés (naturels/synthétiques, taille de grain, présence d'eau, concentration de défauts microcristallins) et des conditions de déformation (T, P, vitesse de déformation/contrainte différentielle appliquée) (Tab. 1).

Référence	Composition de l'échantillon	Mécanisme de déformation	Conditions P-T	Loi rhéologique	Commentaires
Prior & Wheeler (1999)	Bande d'albite pure dans mylonite dans un gabbro	Fluage-dislocation / fluage granulaire accommodé par transfert en solution	300°C-450°C	-	
Fliervoet et al. (1997)	Ultramylonite à Qz+Plagio	Glissement aux joints de grain+transferts diffusifs	Faciès amphibolitique	-	
Ji &	Polycristal	Fluage	1020°C-700MPa	Loi puissance	Effet des

Mainpri ce (1987)	d'albite synthétique	dislocation+migr ation des joints de grain		d'exposant 3	mâcles Effets des transitions de structure cristallograp hique de l'albite	
Gandais & Wil laime (1984)	Poly- cristaux synthé- tiques	Fluage dislocation +/- montée des dislocations	T>800°C	-	Fort effet adoucissant de l'eau	
Tullis & Yund (1985)	Polycristal d'albite synthétique	Fluage dislocation + recristallisation	1500 Mpa 900-1100°C $\dot{\epsilon} = 10^{-5} - 10^{-6} / s$		Forte CPO Baisse de la taille de grain importante	
Rybacki & Dresen (2000)	Polycristal d'anorthite synthétique	Fluage dislocation+migr ation des joints de grain	1140-1480 K P=300MPa $\dot{\epsilon} = 2.10^{-6} - 1.$	$\tau > 120M$	n=3 E=648+/-20(356+/- 9) kJ.mol ⁻¹ A=2,6(12,7)Mpa ⁻ⁿ .s ⁻¹ Échantillons secs (hydratés)	Baisse importante de la résistance en présence d'eau Changement de mécanisme de déformation suivant les contraintes déviatoriques
		Fluage-diffusion		$\tau < 120M$	n=1 m=3 E=467+/-16(170+/- 6) kJ.mol ⁻¹ logA=12,1(1,7)Mpa ⁻ⁿ . $\mu m^m s^{-1}$ Échantillons secs (hydratés)	
Dima- nov et al. (2003)	Polycristal synthétique d'anorthite naturelle réduite en poudre	Fluage diffusion (aux joints de grains)	1253-1553K P=0,1 Mpa $\tau=5-250$ MPa	hydratés	n~1 m=3 E=364-383 kJ.mol ⁻¹ logA=-15 Pa ⁻ⁿ .m ^m s ⁻¹	
				anhydres	n~1 m=3 E=585+/-45 kJ.mol ⁻¹	

Table VII.1: Données de la littérature sur la rhéologie du plagioclase, à partir d'observations d'échantillons naturellement déformés et d'échantillons synthétiques ou naturels déformés en laboratoire.

VII.1.1.3 Rhéologie du pyroxène

La plupart des données expérimentales disponibles sur le comportement du pyroxène concernent non pas le pyroxène de haute-pression, l'omphacite, mais le diopside (Tab. 2).

Référence	Composition de l'échantillon	Mécanisme de déformation	Conditions P-T		Loi rhéologique	Commentaires
Dimanov et al. (2003)	Polycristal synthétique de dioside naturel réduit en poudre	Fluage diffusion (aux joints de grains)	1253- 1553K P=0,1 Mpa $\tau=5-250$ MPa	Grain fin	n~1 m~3 E=558 kJ.mol ⁻¹ logA=-9,5 Pa ⁻ⁿ .m ^m s ⁻¹	
		Fluage dislocation		d>43µm	N~5 E=719 kJ.mol ⁻¹ logA=-22,7 Pa ⁻ⁿ .m ^m s ⁻¹	

Bystricky & Mackwell (2001)	Polycristaux naturels et synthétiques de diopside	Fluage diffusion + fluage dislocation	1100-1250°C P=300-430 MPa	Faible τ	$n \sim 1$ $m=3$ $E=560 \pm 30 \text{ kJ.mol}^{-1}$ $\log A = 15,1 \pm 0,5 \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{m}^m \cdot \text{s}^{-1}$	Fort adoucissement dû à la présence d'eau dans les deux régimes Plus forte rhéologie des matériaux naturels
		Fluage dislocation		Fort τ	$n=4,7 \pm 0,2$ $E=760 \pm 40 \text{ kJ.mol}^{-1}$ $\log A = 9,8 \pm 0,5 \text{ MPa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$	

Table VII.2 : Données de la littérature sur la rhéologie du diopside.

VII.1.1.4 Comparaison des rhéologies

La déformation de polycristaux d'anorthite et de diopside dans des conditions similaires permet de comparer directement leurs rhéologies respectives, et de conclure sans ambiguïté à la résistance bien plus élevée du diopside (Dimanov et al., 2003). La comparaison des lois rhéologiques de Bystricky & Mackwell (2001) pour le diopside et Rybacki & Dresen (2000) pour l'anorthite (anhydre ou hydratée), dans des conditions de déformation variées, montre de la même façon la plus grande résistance du diopside anhydre (Fig. 2).

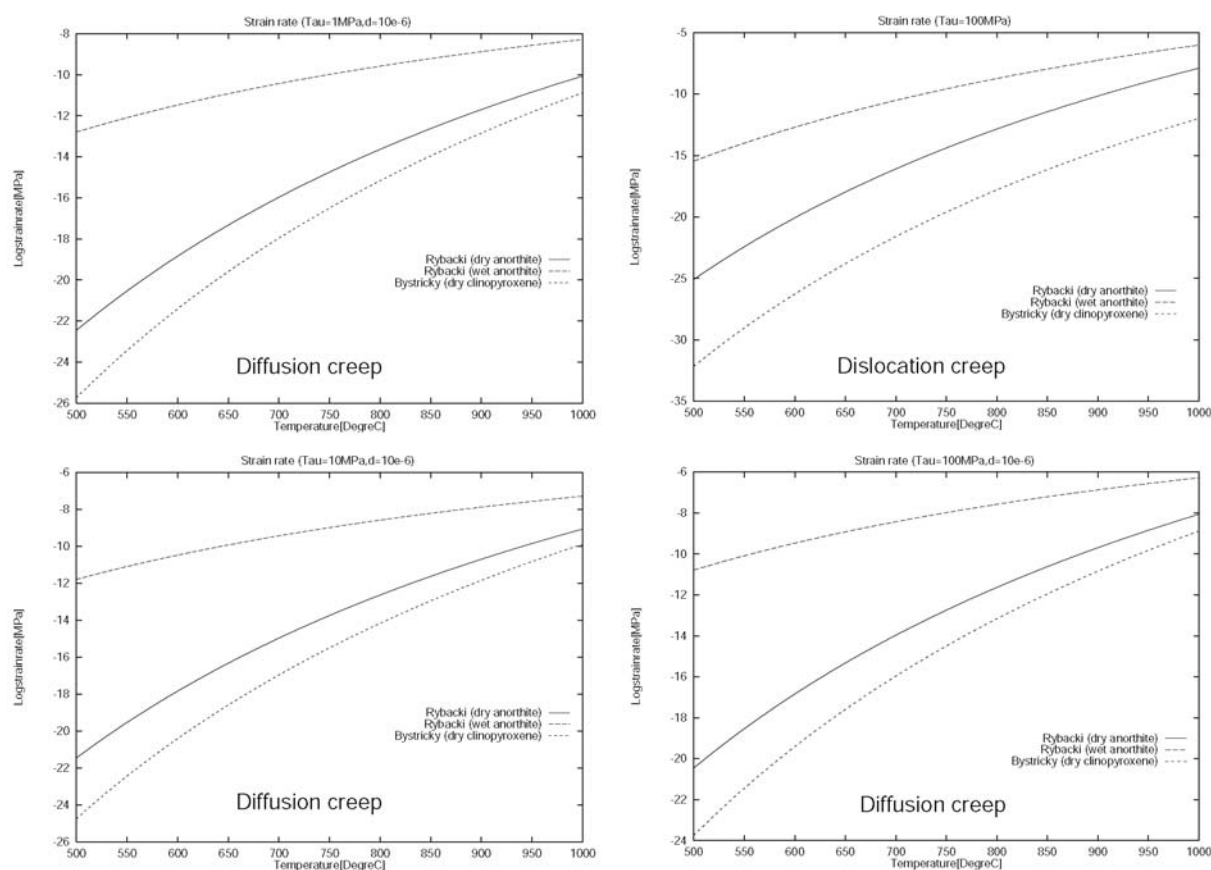


Figure VII.2 : Vitesses de déformation en fonction de la température à τ et d (taille de grain) imposées pour l'anorthite anhydre et hydratée (Rybacki & Dresen, 2000) et pour le clinopyroxène (Bystricky & Mackwell, 2001).

Les raisons possibles pour cette incohérence apparente entre les lois expérimentales qui prédisent la résistance élevée du pyroxène et les arguments structuraux qui au contraire

démontrent le faible résistance de l'éclogite, sont triples : la possible faiblesse de l'omphacite par rapport au diopside, la différence de concentration en eau et de taille de grains entre la granulite et l'éclogite.

VII.1.1.4.1 Rhéologie de l'omphacite

VII.1.1.4.1.1 Lois rhéologiques

Si la viscosité du diopside est sans doute plus élevée que celle du plagioclase, la rhéologie de l'éclogite est contrainte par le comportement non pas du diopside mais par celui de l'omphacite, qui peut être sensiblement différent. Le comportement mécanique d'un échantillon naturel d'éclogite, constitué essentiellement de grenat et d'omphacite (Tab. 3), testé en laboratoire par Jin et al. (2001), montre une résistance plus faible que les assemblages polycristallins de diopside présentés (Tab. 2).

Jin et al. (2001)	Eclogite naturelle (50% grenat, 40% omphacite, 10% Qz)	Fluage dislocation	1500K P=3Gpa $\dot{\epsilon} = 4,6 \cdot 10^{-4} / s$	n=3,4 E=480+/-30 kJ.mol ⁻¹ logA=3,3+/-0,9 MPa ⁻ⁿ .s ⁻¹	Fraction d'omphacite beaucoup plus faible que la fraction de grenat
-------------------	--	--------------------	---	---	---

Table VII.3 : Données de la littérature sur la rhéologie de l'éclogite.

Aucune loi explicite n'est extraite pour l'omphacite, mais un essai de déformation (Fig. 3) indique qu'au sein de l'éclogite, le grenat constitue la fraction résistante et l'omphacite la fraction plus déformable. Ainsi, la rhéologie d'un assemblage d'omphacites est encore plus faible que celle de l'éclogite.

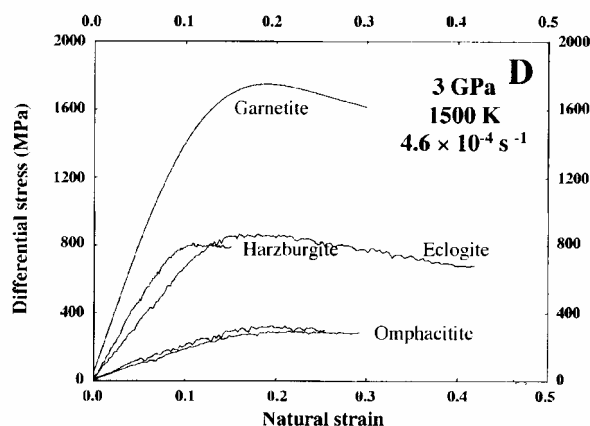


Figure VII.3 : Comparaison des rhéologies de l'omphacite, du grenat, de la harzburgite et de l'éclogite, d'après Jin et al. (2001).

Ces essais permettent de penser que la rhéologie du clinopyroxène est sensiblement affaiblie par la substitution jadéitique $NaAl(CaMg)_{-1}$. Cet adoucissement est peut-être en relation avec le concept de température homologue, et la fusion partielle de l'omphacite à 3 GPa plus basse de 350°C que celle du diopside (Piepenbreier & Stöckhert, 2001).

VII.1.1.4.1.2 Mécanismes de déformation

La description des mécanismes précis de déformation de l'omphacite, à partir de l'observation d'échantillons naturellement déformés, est l'objet de vifs débats. Les cristaux

d'omphacite déformés présentent une forte anisotropie à la fois de forme (shape preferred orientation-SPO) et d'orientation cristalline (crystallographic preferred orientation-CPO), interprétée comme résultant d'une déformation par fluage diffusion (Godard & van Roermund, 1995; Mauler et al., 2001), sur la base d'observations au MET et au microscope, ou au contraire par fluage dislocation (Bascou et al., 2002), sur la base d'observations au MET et de modélisation numérique de déformation viscoplastique. Il est par conséquent délicat d'essayer d'extrapoler les données de laboratoire aux conditions naturelles.

VII.1.1.4.2 Effet de la présence d'eau

La présence d'eau possède un fort effet adoucissant, aussi bien sur la rhéologie du plagioclase que sur celle du clinopyroxène (Bystricky & Mackwell, 2001; Dimanov et al., 2003; Rybacki & Dresen, 2000). Or les réactions d'éclogitisation s'accompagnent de l'hydratation de la granulite ; les rhéologies à comparer sont donc le plagioclase anhydre et le clinopyroxène partiellement hydraté. Cet effet adoucissant contribue à la faiblesse mécanique de l'éclogite, mais il est difficile de savoir s'il en est le responsable principal, notamment parce qu'il est impossible de remonter à la quantité de fluide présente dans l'omphacite dans les conditions éclogitiques.

VII.1.1.4.3 Effet de la taille de grain

L'éclogitisation s'accompagne d'une réduction importante de la taille des cristaux, depuis des minéraux granulitiques de taille millimétrique jusqu'à des minéraux éclogitiques dont la taille est de l'ordre de 10-100 μm . Cette réduction de la taille de grain a un fort effet adoucissant sur les mécanismes de déformation de type fluage diffusion (facteur d^{-2} ou d^{-3} sur la vitesse de déformation), et contribue sans doute à la faiblesse mécanique de l'éclogite.

VII.1.2 Une rhéologie de grande échelle difficile à contraindre

A la difficulté de contraindre les mécanismes de déformation et les lois rhéologiques des matériaux à petite échelle s'ajoute le problème du transfert d'échelle, nécessaire pour connaître la rhéologie de grande échelle, qui est la propriété pertinente dans l'évolution géodynamique d'une unité. La rhéologie de grande échelle du massif granulitique partiellement éclogitisé est contrôlée par les rhéologies de petite échelle, mais aussi par la géométrie des volumes d'éclogite et de granulite.

La forte différence de rhéologie entre les phases constituant un matériau biphasé conduit à de fortes variations de rhéologie de ce matériau pour des proportions de constituants proches de la "fraction rhéologique critique". Ainsi la rhéologie de matériaux partiellement fondus montre une baisse très abrupte de rhéologie pour une proportion de liquide proche de 20% (+/-10%) (Arzi, 1978). Vignerresse et al. (1996) ont montré l'existence de deux fractions critiques lors de la fusion partielle d'un solide : un seuil de percolation autour de 8% de liquide (rigoureusement basé sur la physique de la percolation de liens) pour lequel au moins un réseau connecté de volume de liquide traverse le solide et un seuil d'échappement de liquide, autour de 20-25% de liquide, pour lequel le réseau de fractures connectées pleines de liquide permet le transfert d'une quantité significative de magma. C'est plutôt autour de ce deuxième seuil que la baisse de rhéologie doit être située.

Les études sur la rhéologie d'assemblages de deux phases de propriétés très dissemblables fournissent des valeurs similaires : les assemblages anhydrite-halite montrent une chute de résistance pour 20-25% de phase faible (halite) (Ross et al., 1987), la rhéologie de dunités serpentinisées (Escartin et al., 2001) est très proche de celle de la serpentine pour une fraction de serpentine >15%. Ces données sont en accord avec l'étude théorique de

Takeda (1998) qui montre une chute de la viscosité d'un matériau biphasique pour 20-25 % de phase faible.

Toutes ces études, et notamment celles sur la fusion partielle, considèrent une géométrie isotrope des deux phases. L'étude structurale réalisée sur Holsnøy montre au contraire que le volume d'éclogite est fortement anisotrope, puisqu'il est en majorité constitué de bandes de cisaillement larges de quelques dizaines de mètres et longues de plusieurs kilomètres. Cette organisation géométrique est en relation avec le processus physique de propagation des volumes d'éclogite, lui-même anisotrope (voir la discussion dans l'article). La conséquence de cette anisotropie est que la "percolation" des volumes éclogitiques, orientés préférentiellement dans une direction, et la chute de viscosité associée, sont sans doute atteints pour des fractions d'éclogite plus faibles que les fractions critiques issues des cas isotropes ci-dessus.

VII.2 Conséquence de l'éclogitisation progressive sur l'exhumation

L'article présenté dans ce qui suit, soumis pour publication à "Geophysical Journal International", est découpé en deux parties. La première a pour objet l'étude des mécanismes de propagation des zones éclogitisées, qui conduisent à la géométrie très anisotrope des domaines d'éclogite. Sans proposer de mécanisme précis de fracturation de la granulite, la zone fracturée bordant les domaines d'éclogite est interprétée comme une zone d'endommagement macroscopique, elle-même anisotrope, qui contrôle la progression du fluide et la propagation des zones éclogitisées.

Le modèle du canal de subduction, présenté dans la deuxième partie, permet de prendre en compte simultanément les deux conséquences majeures de l'éclogitisation pour l'exhumation que sont l'augmentation de densité et la variation de rhéologie. Ce modèle a pour avantage principal sa simplicité théorique, qui conduit à intégrer à la fois densité et viscosité de la croûte dans un seul paramètre adimensionnel pertinent pour décrire l'écoulement.

Le concept du canal de subduction est sous-tendu par l'hypothèse de la faible viscosité du matériau au sein du canal, qui localise l'essentiel de la déformation, tandis que le matériau constituant les bords du canal, plus rigide, ne se déforme que faiblement. Ce modèle d'écoulement profond dans un canal étroit s'appuie notamment sur la forme des chemins P-T des roches de HP, ainsi que sur la relative absence de mélange entre croûte et manteau en profondeur (Chopin, 2003).

L'estimation de la différence de densité entre matériaux dans et en dehors du canal conduit à définir deux types de modèles de canal de subduction. Pour des différences extrêmement importantes, les limites du canal ne se déforment absolument pas et imposent leur géométrie à l'écoulement dans le canal. Dans ce modèle à "géométrie imposée", utilisé par Mancktelow (1995), l'évolution de la pression dans le canal n'est pas un paramètre d'entrée mais de sortie du modèle, et certaines géométries avec étranglement conduisent à des surpressions tectoniques (variations positives par rapport à la pression lithostatique), supportées par les bords indéformables du modèle. A l'inverse, dans le modèle que nous proposons, et qui en cela s'inspire du modèle original de Shreve & Cloos (1986), bien sûr le matériau dans le canal concentre une très large proportion de la déformation, mais la différence de rhéologie n'est pas suffisamment élevée pour que les bords du canal soient indéformables. Leur déformation est limitée à des mouvements accommodant les variations d'épaisseur du canal. Ces variations sont prescrites par l'écoulement au sein du canal. Dans ce modèle, à "pression imposée", l'évolution de la pression, lithostatique, est imposée en entrée du modèle. En revanche, la géométrie du canal, c'est-à-dire les variations d'épaisseur du canal, est un résultat du modèle. Ainsi, l'utilisateur du modèle peut au choix décider

d'imposer soit la géométrie, soit l'évolution de la pression, et obtenir en sortie du modèle les valeurs du paramètre non imposé.

VII.3 Article 4

Consequences of progressive eclogitisation on crustal exhumation, a mechanical study

Hugues Raimbourg (a)

Laurent Jolivet (a)

Yves Leroy (b)

(a): Laboratoire de Tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

(b) : Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris, France

Abbreviated title : Consequences of eclogitization on exhumation

Corresponding author :

hugues.raimbourg@lgs.jussieu.fr

Tel : +33 1 44 27 52 60

Fax : +33 1 44 27 50 85

Summary

The very low water content of the granulitic unit of Holsnøy, in the Bergen Arcs, Norway, caused its partial metastable preservation throughout Caledonian burial and exhumation, leading to the observed mixture of completely eclogitized and uneclogitized rocks. Large-scale eclogite-facies fracturing enabled fluid penetration into the granulite and subsequent eclogitization, and resulted in a very anisotropic geometry of eclogitized volumes. The eclogite fraction, denser than its granulite-facies protolith, was also weaker and localized all deep ductile deformation.

We address the consequences on subduction dynamics of the concomitant evolution of density and large-scale average rheology during progressive eclogitization of crust by comparing the behaviour of buried crust of various properties in a simple channel-flow model. We define the “exhumation number” α that depends upon buoyancy and viscosity and describes the capacity of a crust to exhume. For a crust whose eclogitization causes more weakening than density increase (high exhumation number), the maximum possible downward flow in the partially-eclogitized zone is very low. This zone acts as a bottleneck and all incoming crust in excess is forced backward and starts exhuming. The conditions for this return flow to reach shallow levels are studied in the case of alternating subduction of crust with low- and high exhumation numbers. We also demonstrate that large exhumation rates reached by certain UHP units are incompatible with any stationary flow regime and can only occur in the transitional regime from subduction of low to high exhumation number crust. The additional presence of a weak layer on top of the channel favors burial for narrow channels and exhumation for large ones, but does not qualitatively change the dynamics of the subduction channel.

Keywords: eclogitization, exhumation, subduction channel

Introduction

The presence in former or present collision zones of coesite (Chopin 1984; Smith 1984) or microdiamonds (Dobrzhinetskaya *et al.* 1995) in crustal rocks now at the surface evidences their former burial to large depths (>100km) and subsequent exhumation. The geodynamical context that allows to reach such depths is subduction: crust attached to the dense subducting lithosphere is dragged down into the mantle, and at some point starts its way up. The second part of this evolution is problematic: which mechanism does trigger movement reversal, what are the conditions of exhumation? The main purpose of this study is to explore the consequences of metamorphic reactions and phase changes on this process.

Large-scale analogue (Chemenda *et al.* 1996; Chemenda *et al.* 1995) as well as numerical modelling (Burov *et al.* 2001) of subduction zones highlight the major forces at stake: vertical movements at large depths of subducted crust are prescribed by the balance between buoyancy of buried crust and downpull drag by lithospheric mantle. In the second type of model, exhumation of HP rocks is driven by crustal convective instability, while in the first type it results from the formation of one crustal-scale thrust. In both cases exhumation starts when buoyancy overcomes downward pull. Additionally, in corner-flow models (Shreve & Cloos 1986), the fixed wedge shape of the subduction channel induces a forced return-flow of crust independent of density contrasts. Such rigid geometries of the subduction channel lead to large overpressures (Mancktelow 1995). However when using realistic rocks rheologies it can be shown that the walls of the subduction channel permanently adjust to pressure variations and that no significant overpressure can accumulate (Burov *et al.* 2001; Toussaint *et al.* 2004).

The effects of metamorphic transformations on the behaviour of the subduction channel have seldom been explored although variations in material properties and particularly in density and rheology are likely to bring about large modifications of geometry and dynamics of subduction zones. These variations stem first from the evolving nature of involved lithospheric plates, as in the transition from oceanic to continental lithosphere subduction. The difference in radiogenic heat production between oceanic and continental crust has strong consequences on the thermal regime of convergent zones (Bousquet *et al.* 1997; Goffé *et al.* 2003). Additionally, the buoyancy differences between continental and oceanic crust are often invoked to explain the differences between subduction and collision regimes (Beaumont *et al.* 1996; Regard *et al.* 2003).

Metamorphic reactions also affect rocks physical properties and have geodynamical consequences: hydration of the mantle above the subducting slab causing serpentinization of peridotites induces the formation of a low viscosity wedge whose internal circulation enables crust exhumation (De Sigoyer *et al.* 2004; Gerya *et al.* 2002b; Guillot *et al.* 2000). The subducted crust also undergoes phase changes as it is buried, and eclogite-facies metamorphic reactions cause a well defined density increase (e.g. Austrheim (1987), Bousquet *et al.* (1997)) and rheological changes that are still not well constrained. The ongoing controversy over the dominant deformation of omphacite, one of the main eclogite-facies minerals, either dislocation creep (Bascou *et al.* 2002) or diffusion creep (Godard & van Roermund 1995; Mauler *et al.* 2001), illustrates the lack of data on mechanical behaviour of high-pressure minerals. As a result, when accounted for, crustal eclogitization reactions are only integrated in numerical models through the density variation (Burov *et al.* 2001; Doin & Henry 2001).

Preservation of successive parageneses in a single rock evidences the complex progress of metamorphic reactions, which are neither instantaneous nor spatially homogeneous. A large fraction of the anhydrous Precambrian granulitic unit of the Bergen Arc underwent Caledonian burial and exhumation without any sign of reworking (Austrheim 1987; Austrheim & Griffin 1985), while the rest was in average strongly eclogitized. The kilometer-scale rheology of partially eclogitized units, such as Holsnøy high-pressure unit, depends on

the small-scale rheology of un- and eclogitized materials, but also on the geometries of un- and transformed volumes.

The first objective of this paper is to gain better insight into the possible physical mechanisms underlying the propagation of the eclogitized zones into a subducted dry granulitic basement, and to explore their consequences on the rheology of a partially eclogitized crust. The second objective is to analyse the consequences of such partial metamorphic transformations on deep circulation in subduction channels. The framework of this mechanical study is the channel-flow model (England & Holland 1979; Shreve & Cloos 1986) that enables to understand the interplay between buoyancy and viscosity variations in the flow of progressively eclogitizing rocks.

Geological settings

The Lindås Nappe, a Caledonian high-pressure unit

The Lindås Nappe belongs to the Bergen Arcs, a series of arcuate thrust sheets centered around Bergen, Norway. The protolith is considered as a portion of lower crust and contains abundant mafic material (Kolderup & Kolderup 1940).

The northwestern part of Holsnøy (Fig. 1) belongs to The Lindås Nappe and is constituted of gabbroic to anorthositic rocks. The geology and metamorphic history of the area is well constrained by numerous prior studies (Austrheim 1987; Austrheim 1990a; Austrheim 1990b; Austrheim 1994; Austrheim & Engvik 1995; Austrheim & Griffin 1985; Austrheim & Mørk 1988; Boundy *et al.* 1992). The protolith was pervasively recrystallised and deformed under granulite-facies conditions during the Grenvillian orogenesis (~900 Ma (Austrheim & Griffin 1985; Bingen *et al.* 2001; Cohen *et al.* 1988)). It was then involved in the Caledonian orogen and experienced successive eclogite-, amphibolite- and greenschist-facies metamorphism around 400-460 Ma (Austrheim 1990b; Bingen *et al.* 2004; Bingen *et al.* 1998; Bingen *et al.* 2001; Boundy *et al.* 1997b). Maximum burial conditions, recorded by the eclogite-facies metamorphism, were estimated by thermobarometric studies as ~15-20 kbars and 700-800°C (Austrheim & Griffin 1985; Boundy *et al.* 1992; Jamtveit *et al.* 1990; Matthey *et al.* 1994; Raimbourg *et al.* submitted). Caledonian metamorphic reactions heterogeneously affected northwestern Holsnøy; as a result a large fraction of the granulite-facies unit was metastably preserved throughout Caledonian history and the successive Caledonian metamorphic stages only partially overprinted each other.

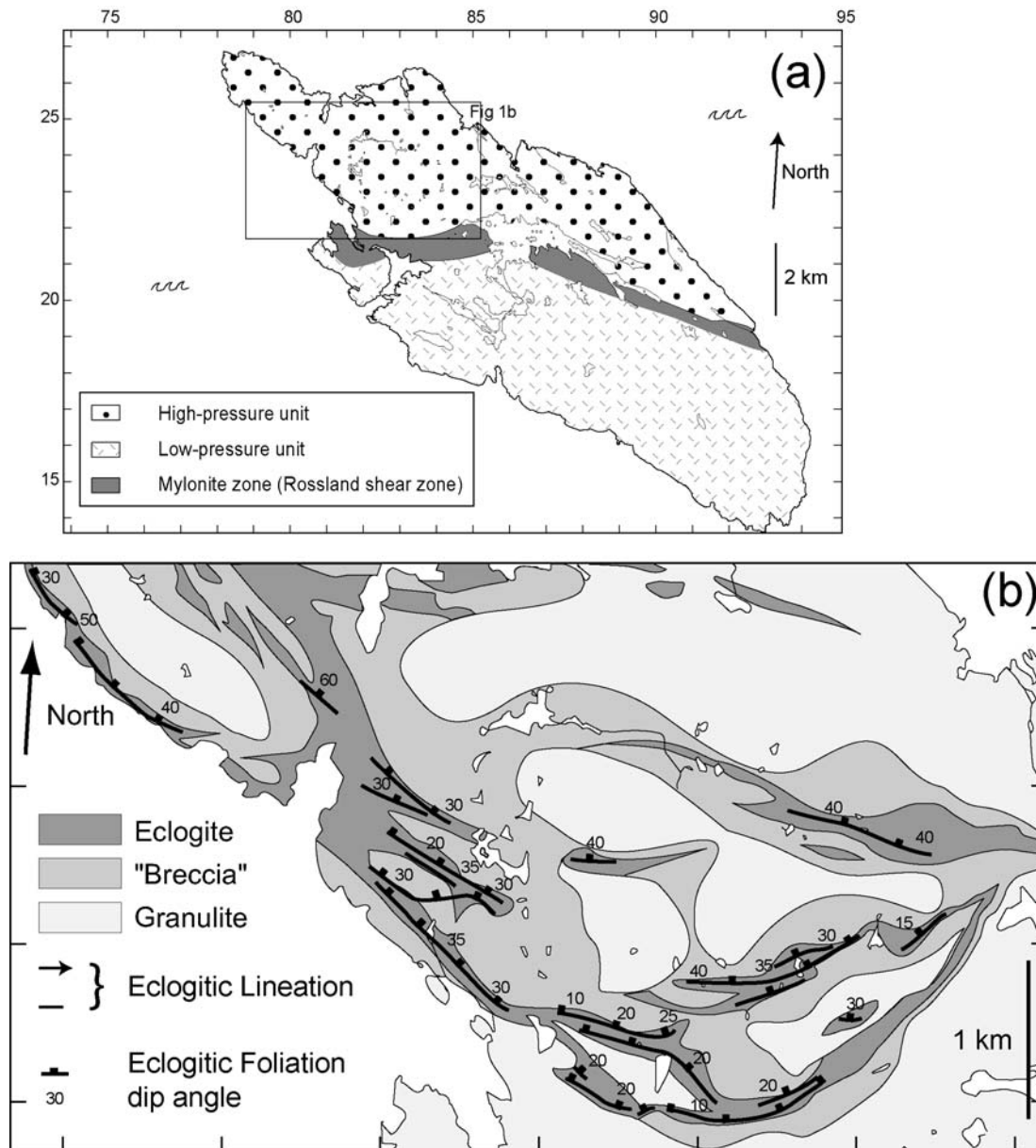


Figure 1 : (a) Geological map of Holsnøy by Birtel *et al.* (1998), Boundy *et al.* (1997b), Kühn (2002) and Ragnhildsveit & Helliksen (1997). Location of figure 1b. Coordinates correspond to UTM grid, zone 32 : 22 = 67 22 000, 81 = 2 81 000.
 (b) Northwestern Holsnøy from Austrheim *et al.* (1996), Boundy *et al.* (1992), Boundy *et al.* (1997a) and Raimbourg *et al.* (in press), with heterogeneous distribution of eclogitic overprint on granulite. Eclogite, Breccia and Granulite corresponds respectively to degrees of eclogitic metamorphism >80%, 40%-80%, <40%. Structural data are given for the large-scale eclogitic shear zones.

Role of eclogitization in Holsnøy exhumation

The analysis of eclogitic deformation and its comparison with regional kinematics reveal that eclogitic shear zones (Fig. 1b) enabled deep thrusting of crustal sliver onto each other (Raimbourg *et al.* in press). The age of eclogite-facies metamorphism (460-420 Ma), albeit controversial, is by large older than the onset of Caledonian large-scale extension driven by plate divergence (~400-405 Ma, (Fossen 1992; Fossen 2000; Roberts 2003)). Both burial and

exhumation of Holsnøy occurred therefore during convergence and collision. The general structure of the Caledonian orogen is interpreted as resulting from the subduction of Baltica under Laurentia (Krogh 1977). This asymmetrical geometry of the convergent zone is inferred from nappe-thrust kinematics and spatial variations in metamorphic grade (Griffin *et al.* 1985). Continental subduction is also the only widely accepted framework where crustal rocks reach depths >100 km, like coesite-bearing units in the Western Gneiss Region (WGR) (Carswell *et al.* 2001; Smith 1984; Wain 1997). Within this subduction, we interpreted the deep eclogitic thrusts as the first step towards exhumation (Raimbourg *et al.* in press). Eclogitization reactions and the consequent viscosity drop enabled mechanical decoupling within the subducting slab between light crust and dense mantle and triggered the buoyant ascent of buried crust.

P-T paths and exhumations rates within Bergen Arcs and WGR

Amphibolite-facies retrogression of Holsnøy occurred at 690°C and 8-12 kbars (Boundy *et al.* 1992), or 600°C and 8 kbars (Kühn 2002). If the timing of eclogite-and amphibolite-facies events are too much debated to give reliable exhumation rates, the shape of return P-T paths shows nevertheless two distinct tendencies: first a nearly isothermal decompression followed by a return to the surface along a geothermal gradient around 15°C/km.

The P-T-t paths from the Western Gneiss Region high-pressure and ultrahigh-pressure units, compiled by Labrousse *et al.* (2004), show the same division of uplift paths in two successive phases, first a large pressure drop with little temperature variations, down to roughly 5-10 kbars and ~600 °C, then a return to the surface. Dating the successive metamorphic events confirms the division exhumation in two phases, exhumation rates within the first phase being much faster than in the second one.

Rheological changes associated to eclogitization

Sample scale rheology: experimental and natural data

The Holsnøy eclogite paragenesis is composed of omphacite, garnet, kyanite and minor phengite, +/- rutile, +/- quartz, +/- amphibole (Boundy *et al.* 1992), and the volumetric dominant mineral is omphacite. Whereas the metastable granulite-facies fraction was not deformed during Caledonian subduction, most eclogitized zones show pervasive deformation, attesting to the much higher ductility of eclogite than granulite (Austrheim & Griffin 1985). This rheological softening is the most obvious in narrow transition zones between granulite and eclogite, where the partially eclogitized granulitic foliation is bent to merge into eclogitic foliation (Fig. 2).

The unambiguous localization of deformation in omphacite-dominated fraction (eclogite) and respective undeformability of plagioclase-dominated fraction (granulite) do nevertheless not match experimentally derived rheological laws. Diopside is 10 times stronger than anorthite under similar thermodynamic conditions (Dimanov *et al.* 2003), what is confirmed by the very strong behaviour of dry calcic clinopyroxene aggregates (Bystricky & Mackwell 2001). The yet much weaker rheology of natural omphacite seen on Holsnøy is also documented in the Western Alps (Piepenbreier & Stöckhert 2001). The presence of Na in the high-pressure pyroxene may significantly soften it (Jin *et al.* 2001), but these experiments were carried out at very high temperatures (1500 K) and their extrapolation to real deformation conditions may be difficult. Furthermore, beside discrepancies in creep rates of omphacite, even deformation mechanisms are debated: Anisotropic omphacite crystallographic preferred orientations in natural samples, studied by Electronic Backscatter Diffraction, have been interpreted as resulting either from diffusion creep (Godard & van Roermund 1995; Mauler *et al.* 2001) or

dislocation creep (Bascou *et al.* 2002). Bystricky & Mackwell (2001) have concluded to the coexistence of both processes, their relative contribution depending on the differential stress applied. As a result of this variance in natural and experimental data, and given the very strong strain partitioning on Holsnøy, we shall consider in the following that eclogite is much weaker than granulite, without quantifying the rheological difference.

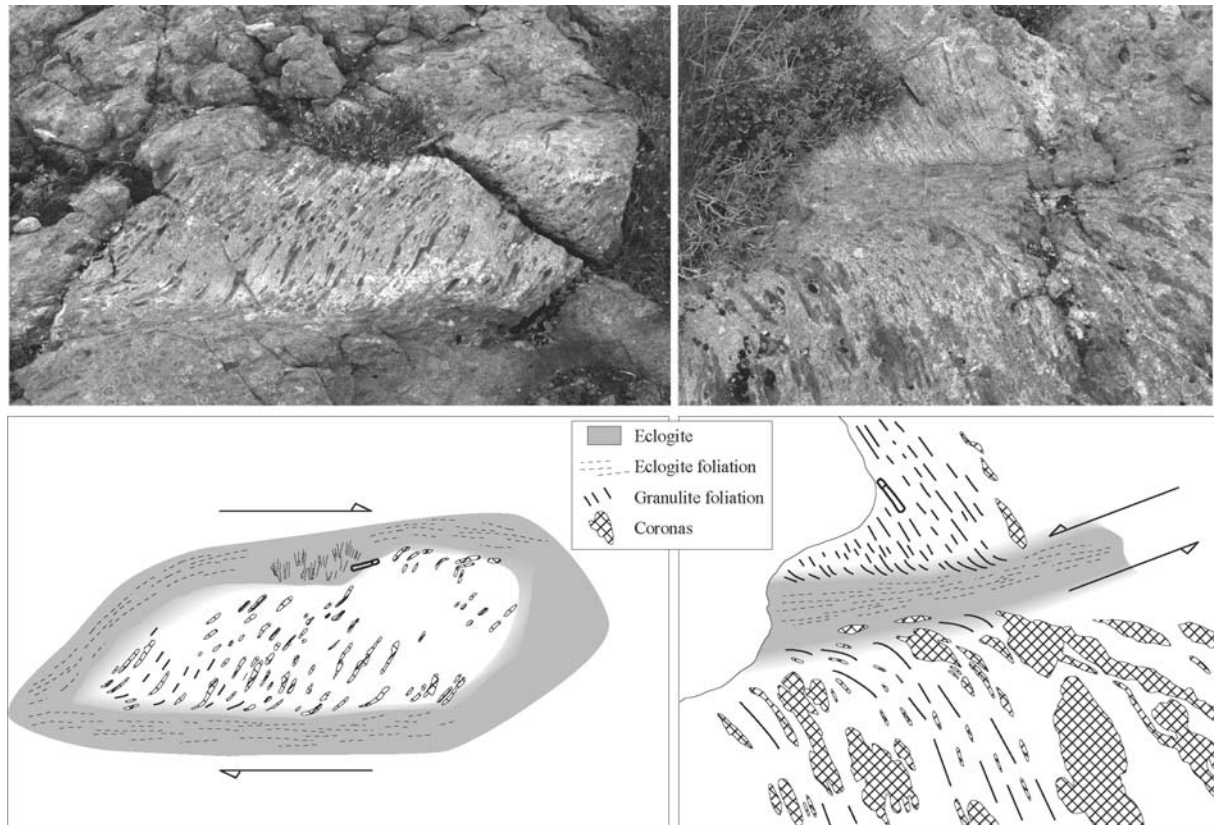


Figure 2: Localization of deep deformation and rheological differences between eclogite and granulite. The granulitic foliation, which is undeformed in the core of the granulite, bends to merge into the eclogitic foliation. This foliation deflection, either on the granulite boudin rim (left picture), or on the border of a narrow eclogitic shear zone (right picture), is used to deduce the sense of shear.

Decameter-scale rheology of the mixture eclogite-granulite

At decameter-scale, the rheology of the partially eclogitized granulite depends on eclogite and granulite rheologies and on the spatial organization of un- and eclogitized volumes. The volumetric fraction of eclogite is highly variable within Holsnøy unit (Fig. 1b): in the least transformed areas, eclogite is present only in cm-wide bands along sparse fractures, while in the most transformed areas the only relics of granulite are scarce m-scale boudins embedded in eclogitic shear zones. A large continuous range of rheology, from granulite-supported to eclogite-supported, is spanned on Holsnøy (Fig. 3).

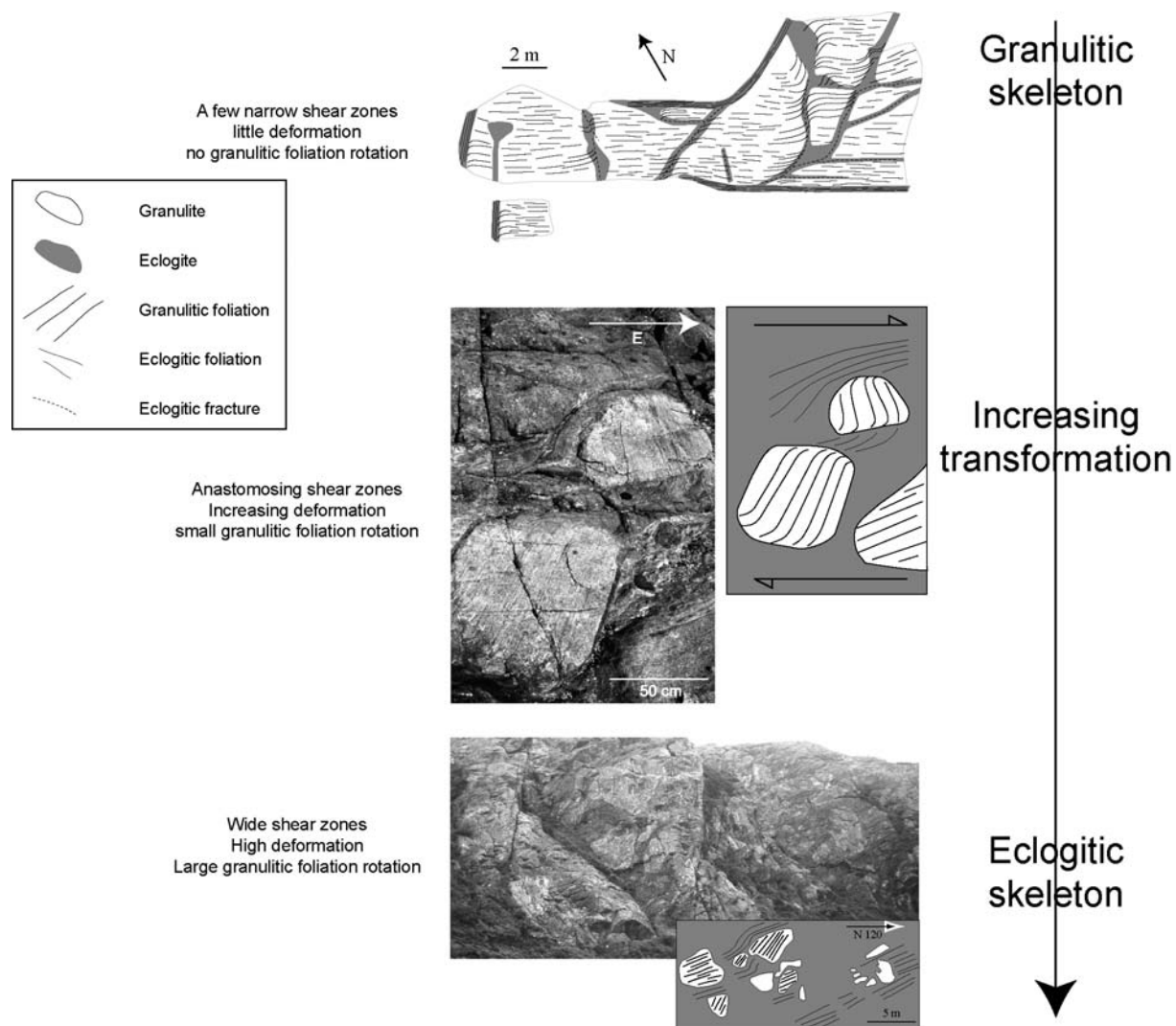


Figure 3: The extent of eclogitization is highly variable throughout the granulitic unit. In little transformed areas, eclogite is present only in scarce and narrow shear zones cutting through a rigid granulitic skeleton. In the most transformed areas, granulite is preserved only in rare boudins embedded in an eclogitic skeleton. The rheology difference between strong granulite and weak eclogite results in the localization of all the deformation in the eclogite fraction. The disruption of the granulitic skeleton with eclogitization progress is marked by the increase in the misorientation of adjacent granulite volumes. In the most transformed zones, the independent rigid rotation of granulite boudins results in the random orientation of their foliations.

Decameter-scale propagation of eclogitization

The geometry of eclogitized zones is constrained by the processes driving the spatial propagation of metamorphic reactions. As stated above, the anhydrous granulite is metastably preserved unless provided with fluid input, therefore fluid penetration controlled the spreading of metamorphic transformation.

At mineral-scale, fluid diffused along grain boundaries, but also within newly formed mm-long fractures. The volume reduction associated to eclogitization (up to ~10% for complete eclogitization (Austrheim & Griffin 1985)) caused stress development that eventually resulted in granulitic garnet fracturing (Erambert & Austrheim 1993; Raimbourg *et al.* submitted). Eclogitic fractures behave as new pathways for fluid, enhancing the metamorphic reaction and

diffusion kinetics (see for example the simulation in Jamtveit *et al.* (1990)). At mineral-scale the transformation propagation is not driven solely by simple diffusion but rather by coupled diffusion-microfracturing.

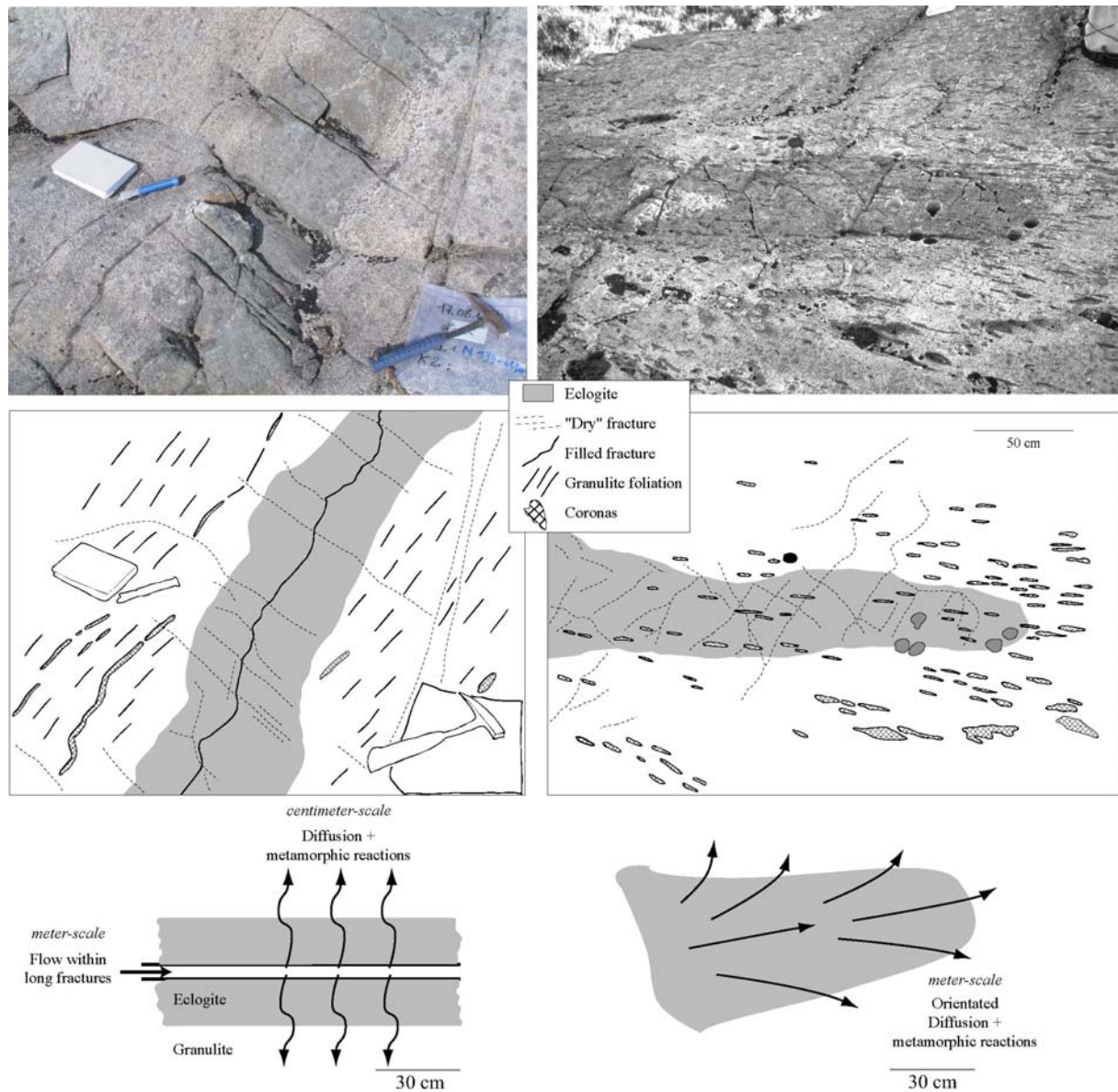


Figure 4: Two possible mechanisms for propagation of eclogitized zones into granulite. In the highly anhydrous granulite, fluid input is necessary to trigger eclogitization, and the sharp front between light granulite and dark eclogite coincides with the hydration front. *Left*: Fluid input is achieved by the combination of channelized flow within meter-scale fractures and subsequent diffusion from the fracture into host rock. *Right*: Microscopic diffusion is in charge of meter-scale flow, as no macroscopic hydrous fracture is visible. The finger-like eclogitized zone is roughly parallel to the granulitic foliation. This sort of structure is much less abundant than the eclogite band with a central hydrous fracture. Note in both structures the presence of "dry" fractures (as opposed to eclogitic fractures, filled with hydrous eclogitic minerals) crosscutting the eclogite volume and its boundary, whose origin is unclear.

The efficiency of this microfracturing-assisted diffusion at meter-scale is questionable. In little-transformed areas, showing the first stages of eclogitization, some finger-shaped eclogitized volumes do not have any visible central macroscopic fracture (Fig. 4, right side). In this case, small-scale diffusion is responsible for the eclogitization of the whole volume. But the quantitatively prominent structure, descriptive of eclogitization inception, is macroscopic planar fracture filled with hydrous minerals surrounded by two parallel bands of eclogite (Austrheim 1987; Austrheim & Mørk 1988). In this case the meter-scale fluid transportation was carried out within the decametric fracture, and then microfracturing-assisted diffusion enabled fluid penetration into the host granulite (Fig. 4, left side).

Geometry of the damage zone

The propagation of eclogitized zones at scales $>$ meter is controlled by the formation of macroscopic fractures that channelize fluids. The volume containing these fractures (around the outer border of the “Breccia zone” on Fig. 1b) can be seen as a damage zone, intermediate between eclogite and granulite (Fig. 5). Within this damage zone, fluid diffuses within and away from macroscopic fractures and the local fraction of eclogite increases until the whole volume is eclogitized; in parallel the damage zone extends further away from the fluid source. The distribution of eclogitized zones is highly anisotropic: the most eclogitized zones are 100m-wide but km-long shear zones, which have similar orientations, trending roughly N90-120 with a gentle dip to the North (Fig. 1b). The formation of macroscopic fractures and the associated geometry of damage zones, that drive the spatial propagation of eclogitization, must therefore be anisotropic.

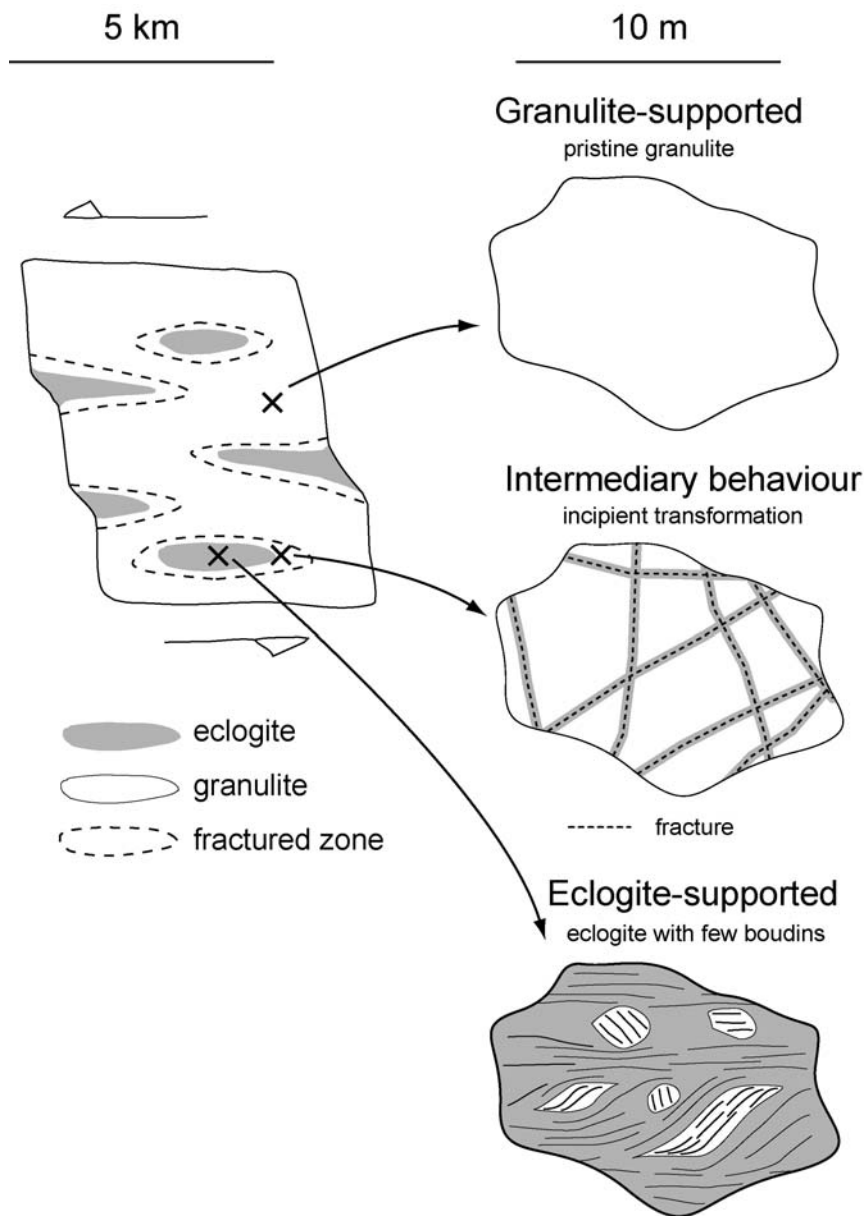


Figure 5: The partially eclogitized granulitic unit can be schematically divided into three distinct zones. Within the highly transformed “eclogite”, the stress supporting matrix is eclogite, and granulite is preserved only in boudins. Within the other endmember “granulite”, granulite is virtually unaffected by eclogitization. Within the damage zone surrounding “eclogite”, macroscopic fractures enables fluid input and eclogitization inception. The size and geometry of this fractured zone depends on the physical mechanisms causing macroscopic fracturation.

Propagation of eclogitisation and large-scale rheological consequences

If the mechanisms underlying macroscopic fracturing have never been precisely defined, they must nevertheless account for the anisotropic geometry of the eclogitized zones. The kinematics of eclogite-facies are consistent all over the high-pressure unit, attesting for the influence of large-scale stresses (Raimbourg *et al.* in press). Besides, stresses resulting from the reaction-induced volume change constitute the other candidate for fracturing the granulite. Both phenomena can be accounted for by solving the matrix-inclusion class of problems, such

as Eshelby's problem (e.g. Nemat-Nasser & Hori (1993), section 11). It is out of the scope of this paper to analyze in detail such a problem, we can nevertheless outline the method and some qualitative conclusions. Let us assume that eclogitization is confined within an ellipsoidal inclusion, embedded in an infinite granulitic matrix (Fig. 6). The damage zone can be determined as the zone within the granulite undergoing large stresses. As the inclusion is softer, shear stresses applied at infinity will concentrate in the granulite next to the sharp tip of the inclusion (shown as scalar equivalent stress). Additionally the inclusion can undergo the volume change linked to eclogitization, introduced in the problem as a field of residual deformation, null outside the inclusion and constant inside. The highest stresses aroused in the granulite to accommodate this initial and discontinuous deformation are also located near the sharp tip of the inclusion.

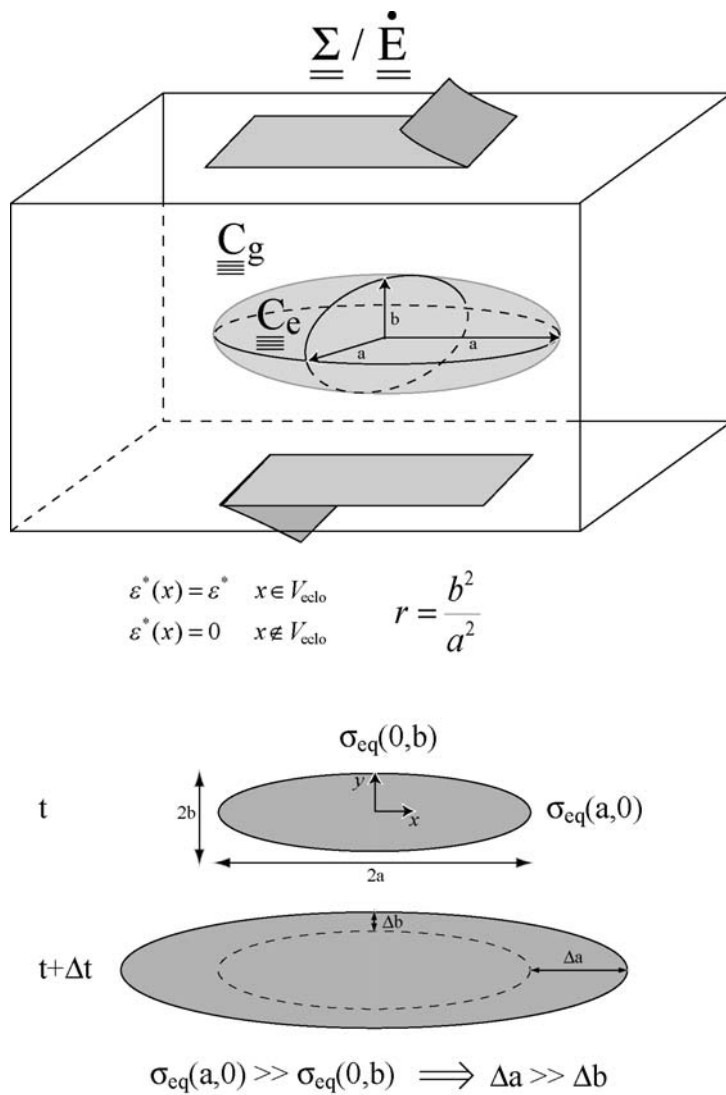


Figure 6: The mechanical consequences of eclogitization result first from the rheology difference and second from the volume reduction induced by the metamorphic reactions. Both phenomena are accounted for in a inclusion/matrix problem, where eclogite is confined into an ellipsoidal inclusion embedded in an infinite granulitic matrix, undergoing stress/strain at infinity. The reaction-induced volume reduction is modelled by prescribing a field $\underline{\underline{\underline{\varepsilon}}}(x)$ of residual deformation, constant within the inclusion and null outside. Both rheology difference ($\underline{\underline{\underline{C}}}_g / \underline{\underline{\underline{C}}}_e$) and volume reduction result in higher stress concentration near the sharp tip of the inclusion, resulting in anisotropic geometry of the fractured zone in granulite and propagation of the eclogite volume.

The value of large-scale stresses is unknown, and eclogite and granulite rheologies are poorly constrained, precluding to assess the intensity of both localizing mechanisms. They nevertheless both result in anisotropic geometry of damage zones, and eventually of eclogitized zones. The anisotropic propagation of eclogitized volumes differ much from the pattern obtained from diffusion-like processes, smoothing anisotropies (Fig. 7).

The physical process controlling the propagation of eclogitized volumes also determines the evolution of the large-scale rheology of Holsnøy unit during its progressive eclogitization. In particular, when a volume of eclogite crosscuts the granulitic unit, all the subsequent strain is localized within the eclogite, and under prescribed strain rate, applied stress drops. The volume change associated to this drastic rheological change –i.e., the critical rheological fraction (CRF)- is all the smaller if the propagation of eclogitized zones is anisotropic because the formation of connected eclogitic shear zones occurs sooner.

The behaviour after the CRF differs between the volume-change and the rheology-difference localizing mechanisms. In the latter, the granulite macroscopic fracturing is related to large-scale stresses; the stress drop resulting from the rheological weakening after the CRF prevents any posterior fracturing and damage zone propagation (Bjørnerud *et al.* 2002). In the volume-change mechanism, eclogitization is a self-propagating phenomenon that proceeds even after the large-scale rheology change.

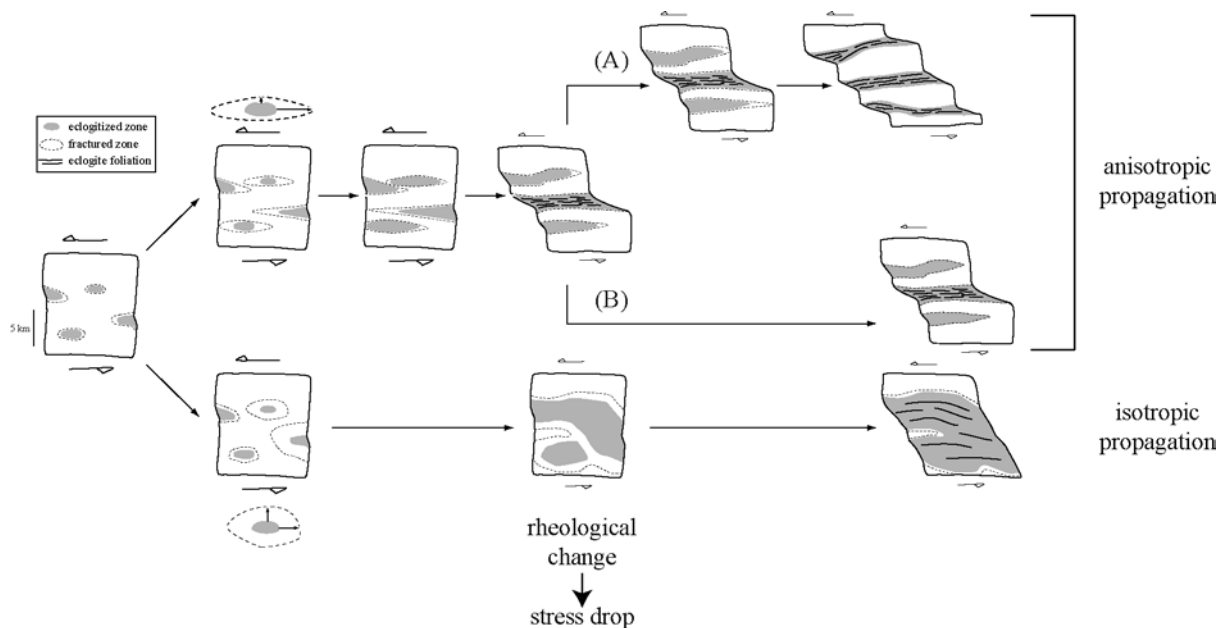


Figure 7: Possible evolutions of the granulitic unit under eclogite-facies conditions. The propagation of eclogitized zones is constrained by the geometry of fractured zones, itself dependent on the physical mechanism underlying fracturation. In particular the strong weakening associated to the “percolation” of an eclogite volume through the granulitic unit occurs for a variable eclogite fraction, depending on the anisotropy of fractured zones. Both volume reduction or rheology difference associated to eclogitization lead to an anisotropic geometry of fractured zones and eventually of eclogitic zones (A and B). While the volume reduction-related stress concentrations induce self propagation of eclogitized zones (A), the rheological difference cause fracturing only under applied external stress (B). In the latter case, the stress drop linked to the weakening of the unit causes a strong decrease in stress concentration, fracturing and eclogitized zones propagation, as stated by Bjørnerud *et al.* (2002).

Exhumation of partially eclogitized crust

The physical processes controlling the propagation of eclogitized zones consequently determine the evolution of large-scale rheology during progressive eclogitization. In parallel to these complex rheological variations, the density of a partially eclogitized unit varies

proportionally to the proportions of protolith and eclogite. Eclogitization results in a density increase hindering the capacity to exhume. On the other hand, in Holsnøy granulites, the large rheological softening induced by eclogitization enabled mechanical decoupling from the subducting lithospheric mantle and subsequent exhumation (Raimbourg *et al.* in press). The “channel flow” model (England & Holland 1979; Shreve & Cloos 1986) is a powerful analytical framework to study this equivocal effect of eclogitization on exhumation. Its simplicity enables to study the interplay between buoyancy and viscous drag, two major forces controlling burial and exhumation.

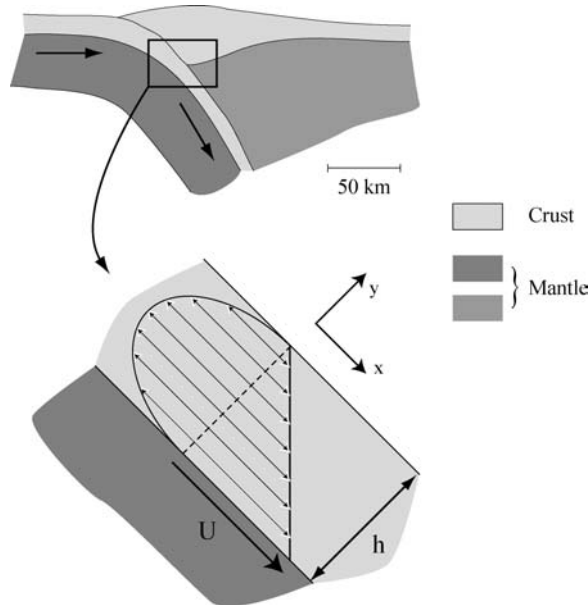


Figure 8: Subduction channel model. The material within the channel is the crust belonging to the subducting slab. The channel is bounded at the bottom by the lithospheric mantle, at the top by the crust or the mantle of the overriding plate, depending on the depth and the subduction zone considered. Bottom velocity is the plate convergence rate, top velocity is zero. The velocity field within the channel is the sum of a linear field, related to basal dragging, and a parabolic field related to buoyancy of buried crust.

General geometry and boundary conditions

The subduction channel model has been defined to analyse the movements of sediments on top of a subducting plate (England & Holland 1979; Shreve & Cloos 1986). We apply here the model not to the sediments but to the crust overlying the subducting slab and we ignore the thin layer of sediments, in a first approach. Accretionary prisms, which can be as deep as 30-40 km (e.g. Bousquet *et al.* (1997), Chi *et al.* (2003), Rubio *et al.* (2000)) are not described by the channel flow model, whose upper vertical limit is therefore below such structures. Its lower limit is not constrained, as a certain amount of lower crust within the subducting slab is assumed to disappear into the mantle (Jolivet *et al.* 2003; Le Pichon *et al.* 1988).

The bottom boundary of the channel, in the y direction (Fig. 8), is the subducting lithospheric mantle; the roof is either the overriding mantle wedge or the thickened crustal orogen, depending on the depth. The velocity is prescribed as the plate velocity U at the bottom, and null velocity at the top. The width channel gradient $\frac{\partial h(x)}{\partial x}$ and the transverse pressure

gradient $\frac{\partial P(x, y)}{\partial y}$ are assumed to be small, material properties being constant in y direction.

As a result the velocity \vec{u} is everywhere parallel to \vec{x} -i.e., the flow is laminar.

Velocity profiles

Under the above assumptions, Stokes equations with neglectible acceleration are reduced to

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = \frac{\partial \phi}{\partial x},$$

where $\phi = P - \rho_{crust}gz$ is the hydraulic potential, τ_{xy} the shear stress, P the pressure, ρ_{crust} the crustal density, g the vertical component of acceleration within the gravity field and z the depth. The pressure at depth is approximated as $P = \rho_{mantle}gz$, so that the hydraulic potential gradient is proportional to the density difference between crust and mantle:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = (\rho_{mantle} - \rho_{crust})g \sin \alpha = \Delta \rho g \sin \alpha, \text{ where } \alpha \text{ is the dip of subduction}$$

Crustal constitutive equations under a large range of P-T conditions, relating stress and strain rate, are the last ingredient to derive the flow field from the stress balance equations. Monomineralic flow laws are often used to approximate rock rheologies; as stated above, omphacite rheology is unfortunately not well constrained. In particular the deformation mechanism, either by diffusion or dislocation creep, corresponding respectively to Newtonian or non-Newtonian rheologies, highly influence the flow pattern within the channel (Gerya & Stöckhert 2002a). Resulting exhumation rates, as well as natural evidences described in Stöckhert (2002), Stöckhert *et al.* (1999) and Stockhert *et al.* (1997), led the authors to prefer a Newtonian rheology for high pressure crust in their numerical model (Gerya *et al.* 2002b). For the same reasons and for the sake of simplicity we use a Newtonian rheology defined by

$$\tau_{xy} = \eta \frac{\partial u}{\partial y}$$

where η is the viscosity.

For a given channel width h , the velocity profile is given by

$$\bar{u} = -\frac{\alpha}{2} \bar{h}^2 (\bar{y} - \bar{y}^2) + (1 - \bar{y})$$

where $\bar{u} = \frac{u}{U}$, $\bar{y} = \frac{y}{h}$ ($0 < \bar{y} < 1$) are adimensional variables, $\bar{h} = \frac{h}{h^*}$ and $\alpha = \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{h^{*2}}{\eta U}$ are

adimensional parameters, h^* an arbitrary width and U the plate velocity.

The velocity field is the sum of two terms (Fig. 8): one parabolic field generated by the hydraulic potential gradient and one linear field resulting from the velocity of the lower boundary. The latter is always directed downwards and represents the dragging by the subducting lithospheric mantle, while the former has a sign given by the density difference between crust and mantle, which varies according to the crustal phase changes, and represents the buoyancy-driven movements, which can be directed either downward or upward.

Effect of α value on flow pattern

The parameter α integrates all relevant material properties and thus completely determines the flow pattern within the channel. In particular, density and viscosity variations associated to eclogitization control the value of α ,

$$\alpha = \frac{\frac{\partial \phi}{\partial x} h^{*2}}{\eta U}$$

through $\frac{\partial\phi}{\partial x}$ at the numerator and η at the denominator, respectively. α is named hereafter the “exhumation number”. The sign of α depends on the value of $\frac{\partial\phi}{\partial x}$, thus on crust density.

For a crust heavier than the mantle, the exhumation number is negative, as $\frac{\partial\phi}{\partial x} < 0$. Both buoyancy- and lithospheric dragging-driven velocity fields (parabolic and linear flows in Fig. 8, respectively) are directed downward and no exhumation occurs in this case. Exhumation – i.e., upward directed velocities- can occur only when the crust is lighter than the mantle, for $\alpha > 0$, under certain conditions.

In the case $\alpha > 0$, the possibility of exhumation is controlled by the relative contribution of the buoyancy-driven flow, directed upward, and the lithospheric dragging-driven flow, directed downward. The intensity of the former varies as α and \bar{h} (Fig. 9): for large α and/or \bar{h} , the buoyancy-driven flow overtakes its contender and exhumation occurs near the top (in the y -direction) of the channel. This can be seen through the evolution of flow pattern, *for a given positive exhumation number α* : the range of channel widths \bar{h} can be divided in two distinct sets:

for $\bar{h} < \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$, everywhere across the channel velocities are directed downward, while for

$\bar{h} > \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ the channel is divided into a bottom subducting zone and an top exhuming zone with

reverse velocities. Conversely, *for a fixed channel width \bar{h}* , circulation patterns *with exhumation* are characterized by *large exhumation numbers α* , whereas *small α 's* imply regimes *without exhumation*. The physical interpretation of these variations is quite simple in

this case: large α result either from large hydraulic gradients $\frac{\partial\phi}{\partial x}$ or from low crust viscosity

η . Large hydraulic gradients imply low density of the crust –i.e. large positive buoyancy of the crust- which favors upward flow. Low crust viscosity decreases the effect of the boundary conditions (velocities imposed on top and bottom of the channel) on the circulation pattern and consequently enhances the upward buoyancy-driven flow.

The effect of density and rheology variations on flow patterns and exhumation are therefore faithfully integrated into the exhumation number and can be summarized as follows: the larger the value of the exhumation number α , the greater the material potential to exhume/resistance to burial. This property underlies all the conclusions drawn hereafter.

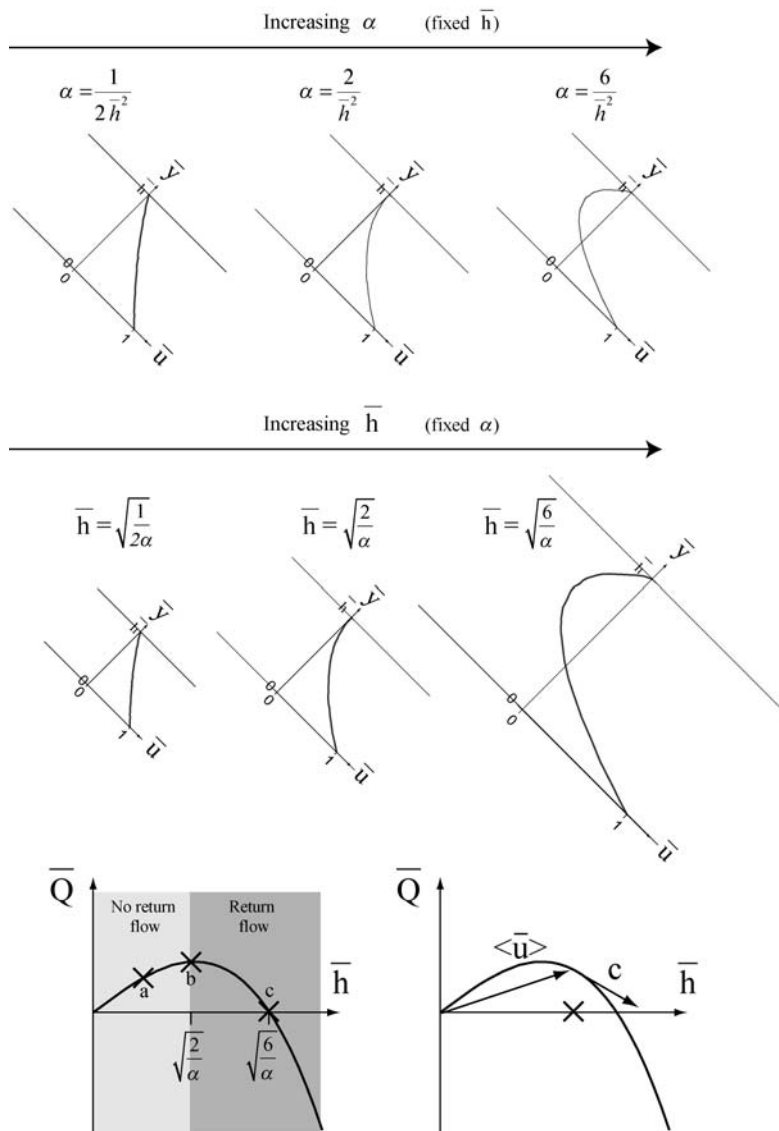


Figure 9: Top: Velocity fields for various positive α , for a fixed channel width \bar{h} . The increase in α results in the decrease in the downward flow and eventually in the formation of a return flow in the upper portion of the channel.

Middle: Velocity fields for various channel widths \bar{h} , for fixed positive α . For $\bar{h} \leq \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$, everywhere in the channel velocities are directed downward, while for $\bar{h} \geq \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ in the upper section of the channel the crust is moving upward (note that the diagrams are not at scale). The particular channel width $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ corresponds also to the maximum net flow \bar{Q} .

Bottom left: $\bar{Q}(\bar{h})$ curve for a positive α . $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ separates regimes with and without return flow, $\bar{h} = \sqrt{\frac{6}{\alpha}}$ separates positive and negative net flow domains.

Bottom right: For a given pair (\bar{Q}, \bar{h}) , the velocity average over the channel width is slope of the chord and the velocity of the wave carrying \bar{Q} is the slope of the tangent to the curve.

Channel width variations in steady state regime

The adimensional net flow across a given section is given by the velocity integral

$$\bar{Q} = \frac{Q}{Uh^*} = \frac{1}{Uh^*} \int_0^h u dy = \int_0^1 \frac{u}{H} \frac{h}{h^*} d\left(\frac{y}{h}\right)$$

$$\bar{Q} = \int_0^1 u \bar{h} d\bar{y} \quad (1)$$

$$\bar{Q} = \frac{\bar{h}}{2} - \frac{\alpha \bar{h}^3}{12}$$

Under steady-state regime the mass conservation requires that \bar{Q} is constant all along the channel, i.e.,

$$\forall x, \bar{Q}(x) = cst \Rightarrow \frac{\bar{h}(x)}{2} - \frac{\alpha(x)\bar{h}(x)^3}{12} = cst$$

The variations in channel width $\bar{h}(x)$ are therefore completely constrained by the exhumation number $\alpha(x)$ of the material filling the channel (Fig. 10). In our approach to the subduction channel, the mantle deforms and adapts passively to the flow properties within the channel, it is therefore the material *inside* the channel that controls the channel width and its time and space variations. This point of view is diametrically opposite to Mancktelow (1995) approach, where the width of the channel is fixed a priori by the rigid mantle that bounds it. There is only one degree of liberty in the system, and either the channel geometry or the pressure variations can be prescribed, but not both. In our model, as we prescribe pressures to be lithostatic, the system fixes itself its geometry; in Mancktelow (1995) model, the prescribed geometry eventually determines the pressure. Their fixed geometry leads to large overpressures (compared to lithostatic pressure) where the channel narrows. Our approach is motivated by large-scale thermo-mechanical models (Burov *et al.* 2001), showing that mantle cannot sustain large overpressures without deforming; the pressure is therefore always close to lithostatic. The mantle cannot be seen as a rigid framework prescribing a geometry to the subduction channel.

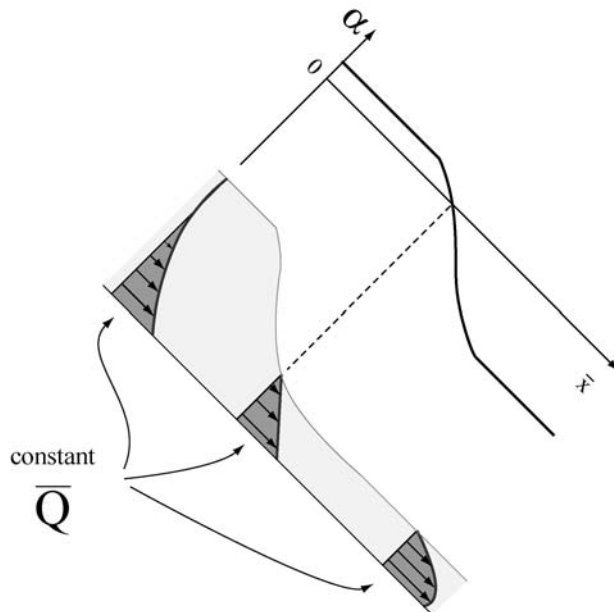


Figure 10: The morphology of the channel, i.e. the $\bar{h}(x)$ profile, is completely determined by the $\alpha(x)$ profile under steady state conditions (constant \bar{Q} over channel length). In the completely eclogitized zone, α is largely negative, resulting in a narrow channel. For the same net flow, in shallower domains where the exhumation number is higher, the channel is wider.

Variations of net flow with \bar{h} for fixed α

If $\alpha > 0$, the parametric $\bar{Q}(\bar{h})$ curve, which depends on α , has a maximum flow \bar{Q}_{\max} for $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ (Fig. 9 bottom left). As explained above, for a fixed positive α , the buoyancy-driven flow, directed upward, is favoured by large channel widths. The channel width $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ corresponds to the start of the return flow but also to the maximum of net flow \bar{Q} . For larger \bar{h} 's, the upward buoyancy-driven flow rapidly increases and the net flow \bar{Q} decreases constantly and eventually changes sign (negative \bar{Q} means that in average over the channel section more material is moving upward than downward, which is achieved when the upward buoyancy-driven flow overtakes the downward dragging-driven flow).

Eclogitization modelling in the subduction channel

To analyse the role of eclogitization in deep crustal movements we have designed a model decomposed in three domains: The shallow domain, made of uneclogitized crust (named hereafter “g”, for “granulite”), the deep one where the crust is completely eclogitized (“e”), and an intermediate domain where eclogitization is variably completed (“ge”), from no phase transformation at the boundary with the uneclogitized domain “g”, to complete transformation at the boundary with eclogitized domain “e”. The exhumation number is constant within homogeneous domains “g” and “e”, and varies with x in the intermediate domain “ge”.

Variations in the exhumation number related to eclogitization - endmember study

Light, weak and reaction-refractory eclogitic endmember (Holsnøy granulitic unit): high exhumation number crust

The changes in physical properties associated to the eclogitization of the anorthositic unit of Holsnøy are a density increase and a mechanical softening that both affect α , respectively through the hydraulic potential gradient and the viscosity.

Density variations

The eclogite density, measured on collected samples (Table 1), is relatively variable around 3.3-3.35 g/cm³, comparable to mantle densities, while the granulite density, also variable, is around 2.8-2.9 g/cm³, both values in agreement with Austrheim (1987). The density of partially eclogitized granulite “ge” is a linear function of the eclogitized fraction f_e

$$d_{ge} = d_g(1 - f_e) + d_e f_e$$

sample	density	type
H30a	3,34	eclo
H30b	3,32	eclo
H26	3,22	eclo
K02	3,22	eclo
G03	3,37	eclo
H01	3,29	eclo
N03	3,27	eclo
H14	3,40	eclo
H14	3,39	eclo
M02b	2,76	gran
A04	2,98	gran
G01	2,96	gran
M02a	2,75	gran
N01	3,10	gran

Table 1: Measured density of granulite- and eclogite-facies samples

Rheology variations

The mechanical behaviour of a mixture of two Newtonian materials is enclosed between the Voigt and Reuss bounds, which estimate overall properties using uniform strain or stress, respectively (Nemat-Nasser & Hori 1993). If η_g and η_e are granulite and eclogite viscosities, the viscosity of partially eclogitized granulite is comprised between

$$\eta_{ge}^V = (1 - f_e)\eta_g + f_e\eta_e \quad (\text{uniform strain - Voigt estimate})$$

and

$$\eta_{ge}^R = \left(\frac{1 - f_e}{\eta_g} + \frac{f_e}{\eta_e} \right)^{-1} \quad (\text{uniform stress - Reuss estimate})$$

The Voigt estimate rheology is stronger than Reuss estimate –i.e., $\eta_{ge}^V > \eta_{ge}^R$. The variation of α with eclogite fraction f_e is shown on Fig.10, with three different eclogite densities: inferior, equal or superior to mantle density, resulting in positive, null or negative α in the eclogite domain. For eclogite as dense as the mantle as in Holsnøy unit (central diagram in Fig. 11), α is constantly decreasing for the Voigt estimate, while it shows a maximum for intermediate f_e (close to 0.5 if $\eta_g \gg \eta_e$) for the Reuss estimate.

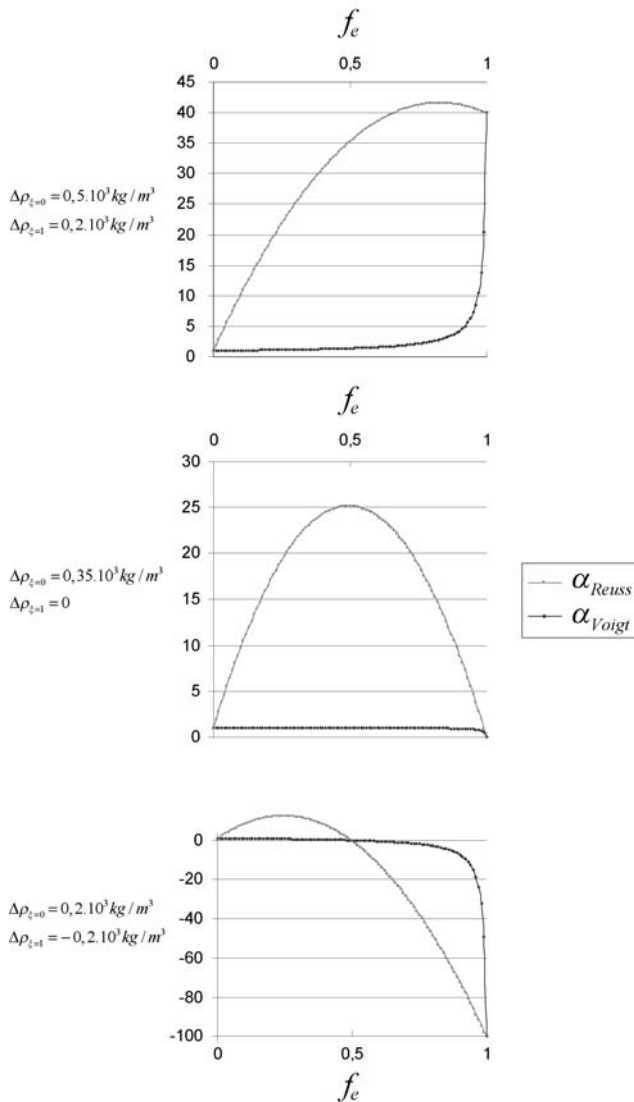


Figure 11: α variations versus eclogitization extent (proportion of eclogite in the granulite unit) for three different rocks. $\Delta\rho$, positive when crust is lighter than mantle and conversely, changes as crust is partially eclogitized. While the density changes are proportional to eclogite fraction, the rheology variations are much more difficult to constrain. The effective viscosity and resulting α of the mixture must nevertheless lie between Reuss and Voigt endmembers, corresponding to prescribed macrostress ($\underline{\underline{\sigma}}(x) = \underline{\underline{\sigma}}^0$) and macrostrain ($\underline{\underline{\varepsilon}}(x) = \underline{\underline{\varepsilon}}^0$), respectively. All curves were computed for a weak eclogite with $\frac{\mu_{\xi=0}}{\mu_{\xi=1}} = 100$.

The real large-scale rheology (5*5 km) of the mixture of un- and eclogitized crust depends on eclogite and granulite rheology and on the geometry of un- and eclogitized fractions. This large-scale rheology is highly anisotropic due to the asymmetrical shape of eclogitized volumes. Nevertheless we are not interested in determining the whole set of parameters describing the rheology of the partially eclogitized unit, but rather in the mechanical response to particular boundary conditions, namely non coaxial shear stress, thought to correspond to high-pressure deformation in the subduction channel (Raimbourg *et al.* in press).

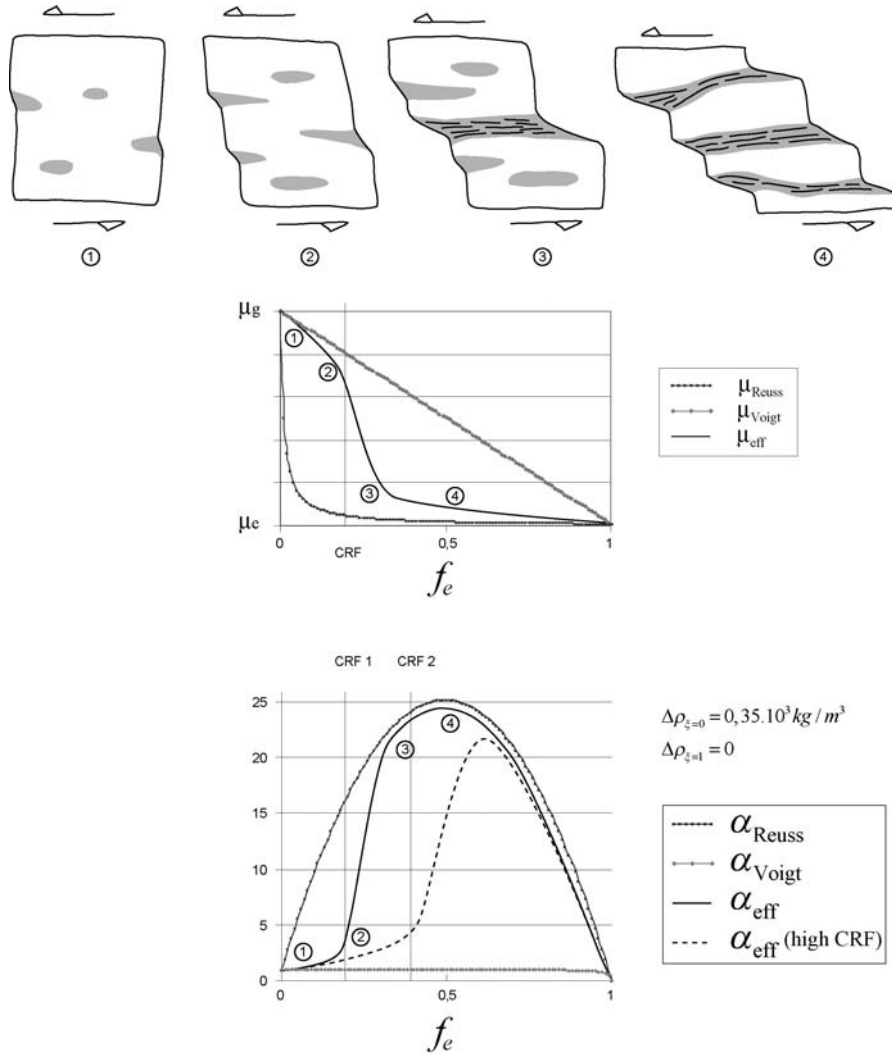


Figure 12: Evolution of effective viscosity and parameter α for the eclogitizing granulitic unit. For a low proportion of weak eclogitic material (1-2), the stress supporting matrix is the strong granulite and the effective viscosity under the prescribed shear is close to the Voigt estimate. For an eclogite proportion larger than the critical rheological fraction (CRF), an eclogite volume cuts through the granulitic unit and strongly decreases the effective viscosity of the unit (3-4), as all the strain localizes into the eclogite fraction. The resulting α -curve (solid line) shows a maximum near Reuss estimate maximum for $f_e \approx 0.5$. For higher CRF (dashed line), the maximum of α is located near the rheological transition, for $f_e > 0.5$. The curves were computed with $\frac{\mu_{\xi=0}}{\mu_{\xi=1}} = 100$.

The rheology of the granulite with little eclogite volume, corresponding to the inception of eclogitization, can be roughly approximated by the moduli of randomly distributed diluted spherical inclusions of eclogite within a granulite matrix (François *et al.* (1995), page 159, Nemat-Nasser & Hori (1993), page 209). Under prescribed macrostrain, and with the assumption that $\eta_g \gg \eta_e$, the overall viscosity η_{ge} reduces to

$$\eta_{ge} \approx \left(1 - \frac{15}{9} f_e\right) \eta_g$$

As the strong phase, granulite, is the coherent and stress-supporting phase, the overall rheology is strong and close to Voigt estimate

$$\eta_{ge}^V = (1 - f_e) \eta_g + f_e \eta_e \approx (1 - f_e) \eta_g$$

As the eclogite fraction increases, it reaches the critical rheological fraction (CRF). Near this point, a continuous shear zone of weak eclogite concentrates a large proportion of the deformation, under the given shear boundary conditions, resulting in a drastic change in rheology (Fig. 12). For higher f_e , the rheology is controlled by the weak phase, and the α of partially eclogitized unit evolves near the α -curve built with Reuss rheology. The f_e corresponding to the real α -curve maximum is either equal to Reuss α -curve maximum (near $f_e=0.5$) for low CRF, or higher for high CRF.

Dense, strong, and reaction-compliant eclogitic end-member : low exhumation number crust

We now consider, as an alternative candidate to eclogitization, a lower crust with a gabbroic composition that reaches the eclogite-facies through blueschist- or amphibolite-facies metamorphism. Eclogitization of this crust is in all respects different from Holsnøy granulitic unit.

Density variations

The density of a gabbroic crust after complete eclogitization, equal to 3.56 (Bousquet *et al.* 1997; Goffé *et al.* 2003), is higher than mantle density. The previous density of the crust, equilibrated on the prograde path in the blueschist- or albite-epidote-amphibolite-facies, is 3.16 or 3.00-3.06, respectively.

Rheology variations

Many field occurrences of high-pressure rocks evidence the high strength of eclogite-facies assemblages compared to other metamorphic assemblages. For example, within the Drøsdal mafic body or within Holsnøy the eclogitic foliation is cross-cut by late amphibolite-facies shear zones, attesting of the lower strength of the lower-grade assemblage (Austrheim & Griffin 1985; Foreman *et al.* 2005). Similarly, eclogite foliation on Syros and Sifnos is crosscut by weaker blueschist-facies shear bands (Trotet *et al.* 2001). Although all these examples show the lower strength of *retrograde* lower pressure parageneses compared to eclogite, we can assume that on the *prograde* path eclogitization also led to rock strengthening.

The eclogitization-induced large-scale rheology variation is further constrained by the way eclogitized zones propagate. While the eclogitisation of granulitic anorthosite requires hydration, the eclogitization of many terranes subducted and affected by prograde metamorphism is associated to dehydration reactions. This is attested first by the theoretical comparison of the water content of eclogite-facies assemblages with lower-grade assemblages. In barroisite-bearing eclogite-facies metabasites from New Caledonia (Carson *et*

al. 2000; Carson *et al.* 1999), the position of the H₂O saturation line moved away from the fixed composition point in P-XH₂O pseudosection during isothermal decompression. P-T pseudosections of the south Tianshan glaucophane- and hornblende-bearing eclogites evidence a decrease in H₂O content in corresponding stable mineral assemblages as P and T decrease (Wei *et al.* 2003). In the petrogenetic grid built by Oh & Liou (1998), the eclogite-facies field is delimited from the blueschist- and epidote-amphibolite-facies fields by two reactions into the eclogite field releasing H₂O. Prograde dehydration reactions are furthermore attested by vein formation, as in the transition from lawsonite- to epidote-eclogite in the Dabie Shan (Castelli *et al.* 1998). Water-releasing reactions can occur as soon as the P-T conditions enable them and little metastability is to be expected. An hydrous protolith entering the eclogite facies starts therefore to transform everywhere and the resulting eclogitized volumes are more isotropic and homogeneously distributed than Holsnøy anhydrous granulite. The critical rheological fraction associated to the transformation occurs for an higher eclogite fraction f_e comparable to the rigid percolation threshold defined in melt crystallisation for $f_{melt} \approx 45\%$ (Vigneresse *et al.* 1996).

α variations

The complete eclogitization of an amphibolite-facies mafic crust leads to a density increase from 3.16 to 3.56 (Bousquet *et al.* 1997). All α -curves on Fig. 13., built with a large range of rheologies, cross the “ $\alpha = 0$ ” line for $f_e = 0,5$. When eclogitized crust is stronger than uneclogitized crust, the curves are concave upwards, when both have the same rheology the α -curve is a straight line, when eclogitized crust is weaker the curves are convex upwards (Fig. 13-A). As a result, when eclogitized crust is stronger than, as resistant as, or slightly weaker than uneclogitized crust (Fig. 13-A and B), α is always decreasing with eclogite fraction f_e . When eclogite is significantly weaker than its protolith (13 C), α -curves go through a maximum for $0 \leq f_e \leq 0,5$. The influence of the CRF localization on the α -curve is shown on figure 13-C: for high CRF, the rheological transition from strong protolith to weak eclogite stress-supported behavior occurs for high f_e ; in this case the maximum of α -curve is still for $\alpha = 0$.

As a case study, we shall consider a dense and strong eclogitic crust with α maximum for $f_e = 0$. This crust, whose eclogitization leads to a decrease in exhumation number, is a model of crust "unwilling" to exhume.

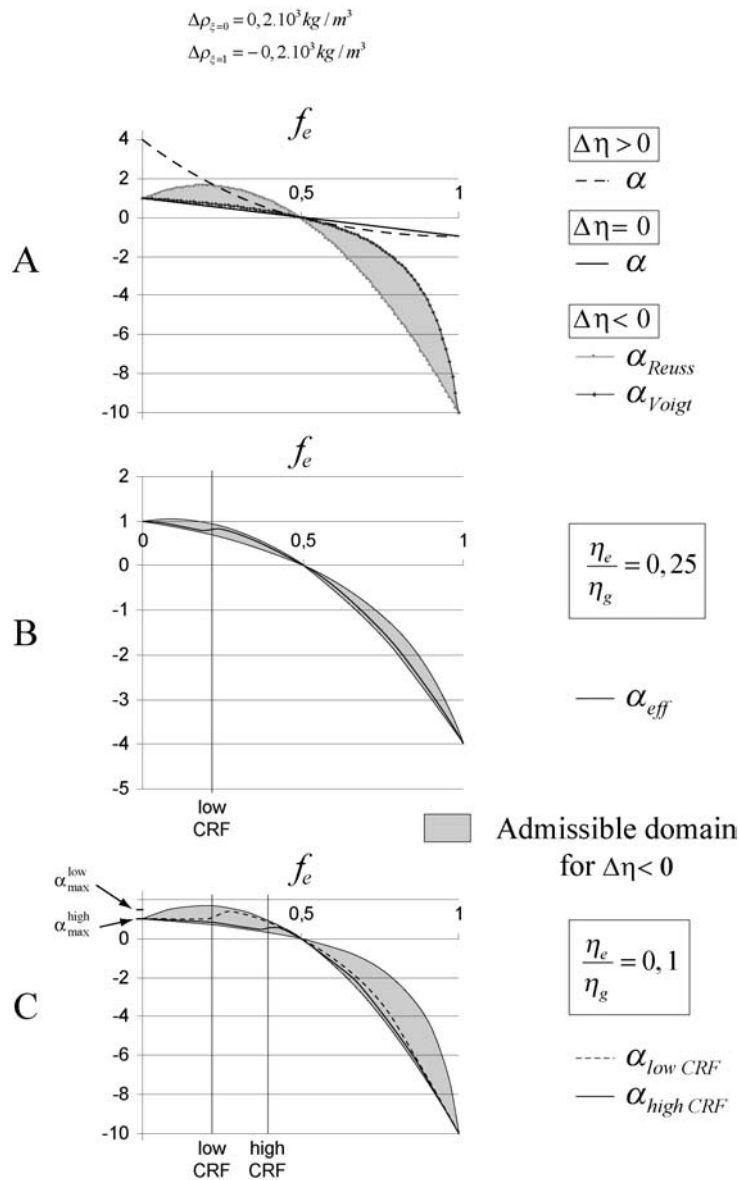


Figure 13: α variations versus eclogitization extent for a mafic crust previously equilibrated under amphibolite facies.

(A): Effect of viscosity contrast on α variations. For $\Delta\eta > 0$ (eclogite stronger than uneclogitized crust), α -curves are concave upward, for $\Delta\eta < 0$ convex and for $\Delta\eta = 0$ it is a straight line. Note that all α -curves are arbitrary scaled through width h^* , so only evolution within a single curve with varying ξ should be considered. Reuss and Voigt mechanical bounds, bracketing the effective α -curve, are shown for $\frac{\eta_e}{\eta_g} = 0,1$.

(B): For a low weakening effect of eclogitization, Voigt and Reuss estimates are close, the main factor determining α evolution is the density increase and the rheological weakening at the critical rheological fraction (CRF) has little influence on α . Maximum of α occurs for $\xi = 0$ (uneclogitized crust).

(C): For a larger rheology contrast, the rheological weakening at the CRF induces a variable increase in α . The overall maximum value of α depends on the position of the CRF: For a low CRF (dashed line), the maximum of α is located slightly after the CRF, while for high CRF (solid line), the maximum of α occurs for $\xi = 0$.

Consequences of variations in the exhumation number related to eclogitisation upon steady state flow regime

Variations of the exhumation number parallel to the subduction channel

We now consider the subduction of crust with successive low and high exhumation numbers. The material parameter that drives the circulation in the channel flow model is α , but its value is unknown, as it depends on the real rheology. What we are rather interested in are relative variations in the exhumation number along with metamorphic transformation. As a result the α of fully eclogitized/uneclogitized crust is arbitrarily fixed ($\alpha_e = 0 / \alpha_g > 0$) and for the sake of simplicity it has the same value for both high and low exhumation number endmembers. The difference between them lies in the behaviour of α in the intermediate (ge) domain: $\alpha_g \geq \alpha_{ge1}(f_e) \geq \alpha_e$ in low α crust (“ge1”), whereas for some f_e^{\max} , $\alpha_{ge2}(f_e^{\max}) = \max(\alpha)$ for high α crust (“ge2”) (Fig. 14 top).

There is therefore a peak in α profile within the partially eclogitized domain of crust 2, corresponding to material resistant to burial (high exhumation number), which does not exist for crust 1.

Maximum net flow and necessary return flow - maximum eclogitization

When $\alpha > 0$, the net-flow curve $\bar{Q}(\bar{h})$ is convex upwards and shows a maximum flow \bar{Q}_{\max} for $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ (Fig. 9 bottom left). The larger α , the smaller this maximum flow \bar{Q}_{\max} : This property is key to analyse the evolution from the subduction of low to high exhumation number material. We consider here steady state regimes, where mass conservation equation requires that flow is constant everywhere,

$$\forall x, \bar{Q}(x) = \frac{\bar{h}(x)}{2} - \frac{\alpha(x)\bar{h}(x)^3}{12} = cst.$$

In a first phase (Fig. 14 left), only a crust with a low exhumation number is subducted; the flow \bar{Q}_{eq}^1 is near the maximum flow in the superficial “g” domain; in the deep domain “e” where the exhumation number is lower, the same flow \bar{Q}_{eq}^1 is reached with a narrower channel ($\bar{h}_e < \bar{h}_g$, see the left $\bar{Q}(\bar{h})$ curve on fig. 14). In the intermediate domain, as f_e increases continuously between “g” and “e” domains, α decreases from α_g to α_e , and \bar{h} decreases from \bar{h}_g to \bar{h}_e . The variations in $\bar{h}(x)$ reflect the variations in exhumation number along metamorphic transformation of the subducting crust –i.e., the $\bar{h}(x)$ profile is determined by the $\alpha(x)$ profile.

In a second phase, when all the low exhumation number material has been subducted the high- α material (see α -profiles on top of Fig. 14) in the partially eclogitized domain, characterized by small maximum net flow, prevents large quantity of crust to be buried. The maximum net flow \bar{Q}_2 through the intermediate domain, determined by α_{\max} , is no longer compatible with the net flow \bar{Q}_1 arriving from domain “g” (Fig. 14, middle $\bar{Q}(\bar{h})$ curve), domain “ge2” act as a bottleneck for the whole subducting system, which must adapt through \bar{h} evolution, not only within the intermediate domain but also in down- and upstream

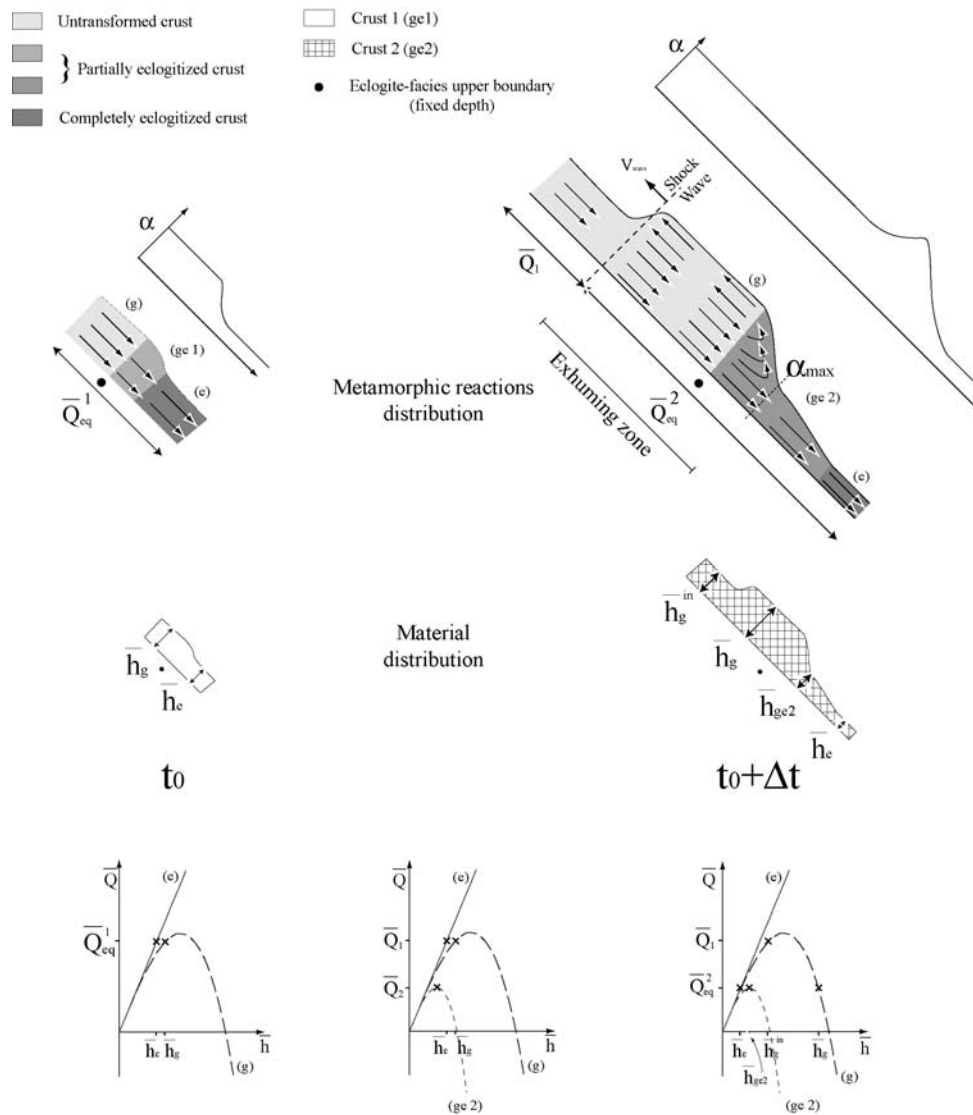


Figure 14: Consequences on the flow within the subduction channel of the material properties of partially eclogitized crust. On the left, for the crust 1 whose eclogitization induces little weakening and a large density increase, the α profile shows a constant increase in the partially eclogitized domain (ge1). The corresponding $\bar{Q}(\bar{h})$ curves are intermediate between uneclogitized (g) and completely eclogitized (e), and at steady state flow \bar{Q}_{eq}^1 , the width \bar{h} smoothly decreases from \bar{h}_g to \bar{h}_e within the (ge1) zone. In this configuration there is no return flow anywhere.

For the subsequently subducted crust 2, whose eclogitization induces less density increase and more rheological weakening, such as the granulite on Holsnøy, the α evolution in the partially eclogitized domain (ge2) shows a maximum for a given transformation extent ξ . The maximum net flow \bar{Q}_2 for this maximum α is incompatible with the incoming flow \bar{Q}_1 from domain (g), determined by the previous steady state flow of crust 1 (middle diagram). In the final stable regime, the equilibrium flow \bar{Q}_{eq}^2 is determined by the maximum flow at the bottleneck (i.e., the maximum of α), and upstream of the bottleneck the large channel width enables material exhumation. The match between \bar{Q}_{eq}^2 and incoming flow \bar{Q}_1 in the domain (g) is made by a shock wave, also moving upward.

domains. This evolution implies to force all exceeding material arriving at the bottleneck, where the net flow is very small, to reverse velocity and start exhuming.

After transient evolution, the steady state solutions –i.e., constant $\bar{Q}(x)$ - near the domain “ge2” can be described qualitatively (Fig. 14 right $\bar{Q}(\bar{h})$ curve): within the “ge2” domain, the bottleneck allows the maximum possible flow \bar{Q}_2 . Possible solutions within “g” domain are twofold for \bar{Q}_2 ; as too much material was supplied from domain “g” to the bottleneck, the appropriate solution is the larger \bar{h} , for which the flow enables the return towards the surface of exceeding material supplied at the bottleneck region ($\bar{h}_g > \sqrt{\frac{2}{\alpha_g}}$). The channel widths

variations along \bar{x} (see the particular values \bar{h}_g , \bar{h}_{ge2} and \bar{h}_e on the right $\bar{Q}(\bar{h})$ curve) enable the flow to be constant in and around the partially eclogitized zone “ge2”.

The match between the steady state solution near the eclogitizing zone “ge2”, with net flow \bar{Q}_2 , and the flow far upstream in uneclogitized domain “g”, where the flow \bar{Q}_1 has not been perturbed yet by the modification of the flow pattern at depth, is achieved by a shock wave – i.e., a discontinuity in \bar{h} and \bar{Q} (see the circulation pattern Fig. 14 top right).

Physical properties of the partially eclogitized high exhumation number material result in the creation of a bottleneck in the channel circulation, related to the maximum of α , which causes the formation of a zone of return flow upstream of the bottleneck, whose upper limit, the shock wave, propagate upwards within domain “g”. The movements of this shock wave is prescribed by mass conservation: at the point where the flow \bar{Q} is discontinuous, the balance of in- and outcoming material determines the instantaneous evolution of the channel width and the displacement of the discontinuity. In the example considered (Fig. 14 top right), a positive balance of material is provided at the shock wave. This excess supply is accommodated by rapid channel widening upstream of the shock wave, thus the shock wave propagates upward. Once again, this rapid evolution of the channel width is possible only under the assumption that the channel boundary is relatively flexible and passively deforms according to the evolution of the flow *within* the channel.

This shock wave may be better understood through the analogy with kinematic waves in automobile traffic arriving at a junction with a traffic light (Lighthill *et al.* 1955a; Lighthill *et al.* 1955b), where the channel width \bar{h} variable is replaced by the car concentration c (and the $\bar{Q}(\bar{h})$ relation by a similar $\bar{Q}(c)$ relation): when at some time the traffic is stopped as the light gets red (equivalent to the setup of the bottleneck in our model, when high- α material, letting through little flow \bar{Q} , is subducted), a traffic jam forms (null net flow $\bar{Q}(c)$, thus null car velocity, maximum c , equivalent to our exhuming zone) and propagates backward. The shock wave corresponds to the back limit of the traffic jam, where fast arriving cars must almost stop and are incorporated into the growing traffic jam. This discontinuity between a zone of stopped cars and a zone of fast driving cars propagates backward, as cars are constantly provided to the traffic jam zone.

The maximum of α within the partially eclogitized domain marks the deeper boundary of the return flow zone, which means that crust more eclogitized ($f_e > f_e(\alpha_{\max})$) carries on downward. The concomitant evolution of large-scale rheology and density, through exhumation number α evolution, determines precisely the maximum transformation of exhuming crust.

Time evolution of the system - conditions of exhumation

Crustal exhumation, induced by the introduction of crustal material with a high exhumation number (high α) within the partially eclogitized domain, is confined within a zone delimited at the bottom by the maximum of α and at the top by the shock wave. If the depth of the former is fixed, the shock wave can move and the size of the exhuming zone can change accordingly. We analyze hereafter the temporal evolution of the system and the movements of the shock wave that determine the evolution of the exhuming zone (Fig. 14 top right).

Kinematic waves

The evolution of \bar{h} is constrained by the mass conservation equation

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

with $\bar{x} = \frac{x}{x^*}$, $\bar{t} = \frac{t}{t^*}$ adimensional variables and $t^* = \frac{x^*}{U}$.

If we assume that

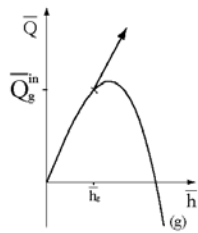
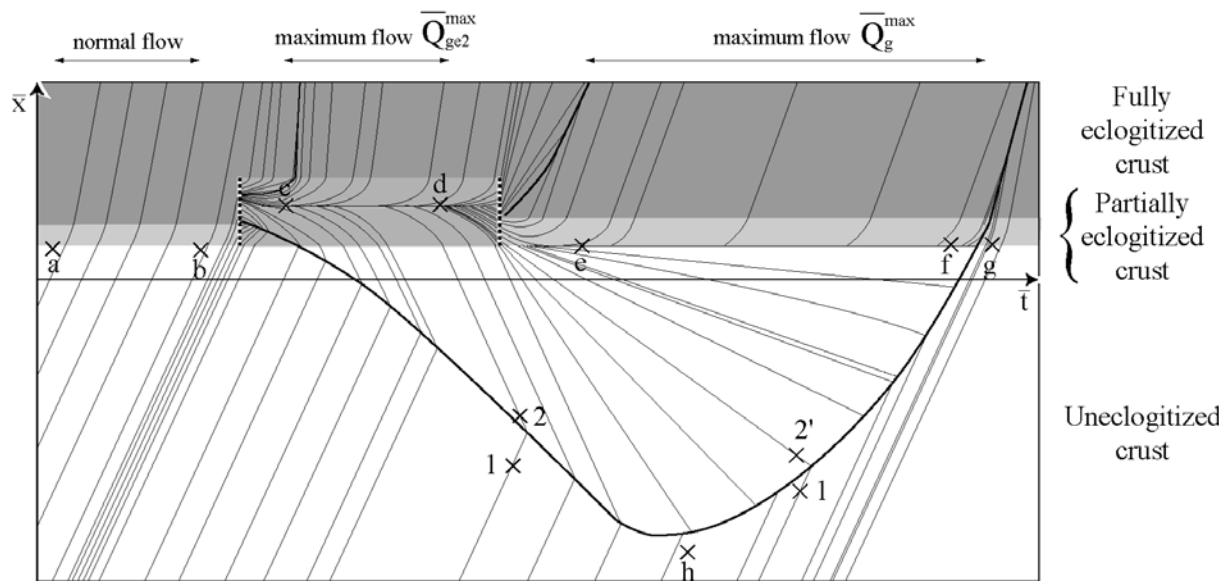
$$\bar{Q} = \bar{Q}(\bar{h}, \bar{x})$$

The differential equation (2) can be rewritten as

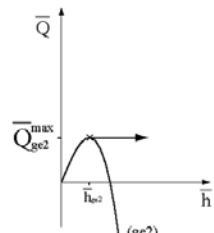
$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} + \frac{1}{c} \frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = 0 \quad (3)$$

$$\text{where } c = \left. \frac{\partial \bar{Q}}{\partial \bar{h}} \right|_{\bar{x} \text{ const}} \quad (4)$$

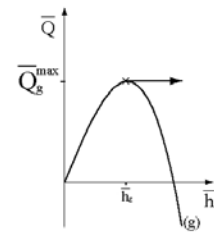
The wave motion governed by equation (3), referred to as kinematic waves, is described in detail in Lighthill *et al.* (1955a) and Lighthill *et al.* (1955b), which are the base of the following developments. Each wave carries a constant \bar{Q} and travels with a velocity c given by (4). Note the difference between the wave velocity c , given by the tangent to the curve $\bar{Q}(\bar{h})$, and the average material velocity at given x , $\langle \bar{u} \rangle = \int_0^1 \bar{u} d\bar{y} = \frac{\bar{Q}}{\bar{h}}$, given by the slope of the chord (Fig. 9, bottom right). Remark also that backward moving waves coincide with large channel widths, with return flow (Fig. 9, bottom left), while forward moving waves are present in narrow channels, without return flow.



(a-b)



(c-d)



(e-f)

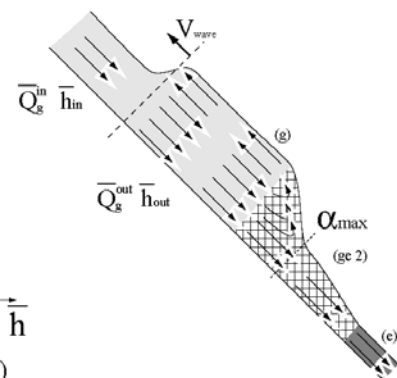
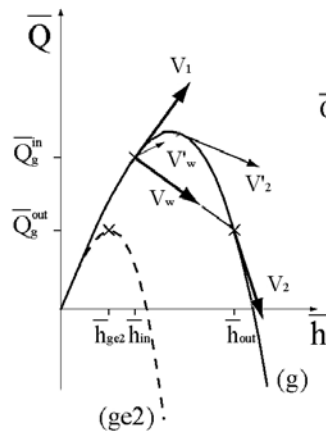
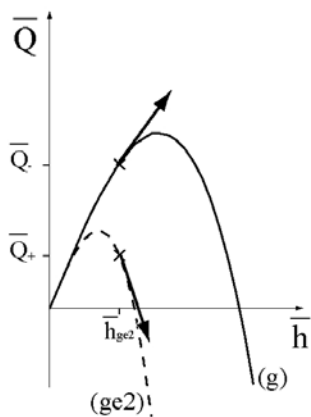
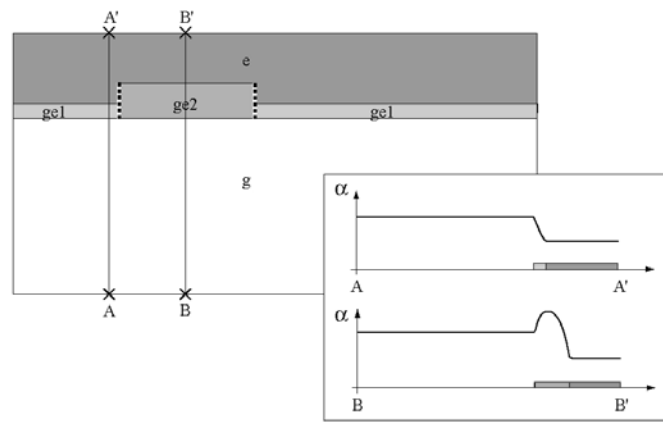


Figure 15: Space-time diagram describing the wave trajectories for successive subduction of low- and high- α material, respectively ge1 and ge2 (material properties on the middle figure). The instantaneous material property changes, from ge1 to ge2 and conversely, lead to a variation in the flow carried by a given wave ($\bar{Q}_- \rightarrow \bar{Q}_+$), for constant \bar{h} (bottom left diagram). Everywhere else waves carry a constant \bar{Q} , and change velocity depending on the material crossed. The introduction of high- α material triggers the formation of a bottleneck, localized at the maximum of α within the partially eclogitized domain ge2, which determines the maximum net flow possible \bar{Q}_{ge2}^{\max} (c-d). Waves carrying this net flow move backward and converge with incoming waves carrying \bar{Q}_g^{in} , leading to the formation of a shock wave that also moves backward with a velocity V_w as shown on bottom right diagram. When low- α material is again subducted, the flow \bar{Q}_g^{\max} , carried by a null velocity wave (e-f), is maximum within the partially eclogitized domain. The decreasing backward velocity of waves feeding the shock wave makes it reverse movement and propagate forward (see the evolution from negative shock wave velocity V_w -points 1 and 2- to positive V'_w -points 1' and 2'- on bottom middle diagram). The backward and forward movements of the shock wave correspond respectively to extension and shrinkage of the exhuming domain, shown in bottom right figure.

Instead of following material movements, which is more intuitive, we study hereafter the evolution of the circulation within the subduction channel –i.e. $\bar{Q}(x,t)$ - by following constant- \bar{Q} -waves movements.

Temporal variations in the nature of subducted crust

The velocity of a wave, that carries a constant \bar{Q} , varies according to the properties of the material it goes through, and determine the wave paths, drawn on space-time diagram (Fig. 15 top). The left side of the diagram shows the steady state subduction of high exhumation number material. Wave velocity is constant within domain “g” (diagram a-b on Fig. 15); as it enters domain “ge1”, the decrease in α results for constant \bar{Q} in wave velocity increase, up to a maximum velocity, constant in domain “e”. The physical properties and the associated α of a given material volume change along its burial and associated metamorphic transformation. Nevertheless, if the same material is continuously buried, the $\alpha(x)$ -profile is constant over time ($\alpha(x)$ profiles given for high and low α material in Fig. 15 middle). This is no longer true in the case of a change in buried material, the size of partially eclogitized domain varies with time, as well as the $\alpha(x)$ -profile. In the case where α varies in time, the wave behavior is no longer described by equation (3) and a wave do not carry a constant \bar{Q} . To overcome this difficulty, we have prescribed the time variation of α to a vertical line (dashed line on the space-time diagram), as if the transition from one material to another one was instantaneous. This is partially justified by the fact that cross-section averaged material velocity, determining the duration of the transition from one material to the other, is faster than wave velocity.

As a result, equation (3) is valid and a wave carries a constant \bar{Q} everywhere but on the material transition line. The flow \bar{Q} carried by each wave located on this line jumps from \bar{Q}_- to \bar{Q}_+ , i.e., from the α -curve before material transition to the α -curve after transition for constant \bar{h} , as the channel width is the physical variable independent on the nature of the material (Fig. 15 bottom left); the wave velocities vary accordingly, and wave propagating forward – i.e., to higher x , that is to greater depth- reverse movement when entering domain “ge2”.

The value of \bar{Q} is uniquely defined for a fixed point (x,t) . The convergence of two waves into a point is permitted by the formation of a shock wave. The mass conservation prescribes the shock wave velocity as

$$V_w = \frac{\bar{Q}_2 - \bar{Q}_1}{\bar{h}_2 - \bar{h}_1}$$

where \bar{Q}_2 , \bar{h}_2 , \bar{Q}_1 , \bar{h}_1 are the discontinuous properties across the shock wave (Fig. 15 bottom middle).

System description

The subduction for a finite duration of high α crust results in the creation of a bottleneck in the partial eclogitization zone “ge2” (space-time diagram), which is not capable of letting through the incoming flow \bar{Q}_g^{in} . After a short transient time, the flow at the bottleneck (corresponding to α maximum) is the maximum flow \bar{Q}_{ge2}^{max} (null velocity wave on line c-d on Fig. 15); waves with very close \bar{Q} are accelerated backwards in domain “ge2” up to domain “g” where they keep constant speed. *Backwards* wave velocities correspond to material velocity field *with* return flow near the channel top, *forward* wave velocities correspond to exclusively downward velocity field (Fig. 9). The convergence between these backward waves and forward waves in domain “g” results in the formation of a shock wave, which also propagates backward –i.e., upward- with velocity as in bottom middle diagram. The shock waves is the upper limit of the exhuming zone (x-y material flow pattern on Fig. 15 bottom right figure).

Subsequently, after a short transient period following the transition from “ge2” to “ge1” material, there is no longer bottleneck and the flow $\bar{Q}_{ge1}^{max} = \bar{Q}_g^{max}$ is maximum in zone “ge1” (e-f). The wave with null velocity is located at the maximum of α , i.e., at the limit between “g” and “ge1”.

Waves with decreasing \bar{Q} ($\bar{Q}_{ge1}^{max} \geq \bar{Q} \geq \bar{Q}_{ge2}^{max}$), i.e., with decreasing absolute speed, propagate backwards from the transition “ge1” to “ge2”. As a result the shock wave reverses movement and moves forward, as its velocity changes sign progressively (see the difference between points 1-2, and 1-2’).

As done above, the analogy with automobile traffic arriving at a junction with a traffic light can be done: the period of the bottleneck (subduction of high- α material) corresponds to the time when the light is red. No flow through the light is allowed, and a zone of traffic jam, equivalent to the exhuming zone in our problem, propagates backwards. When the light gets green (subduction of low- α material), the flow at the light is maximum, and the cars within the traffic jam (progressively from its front) start over forward. After a certain amount of time of this regime, the back limit of the traffic jam (the shock wave), also moves forward.

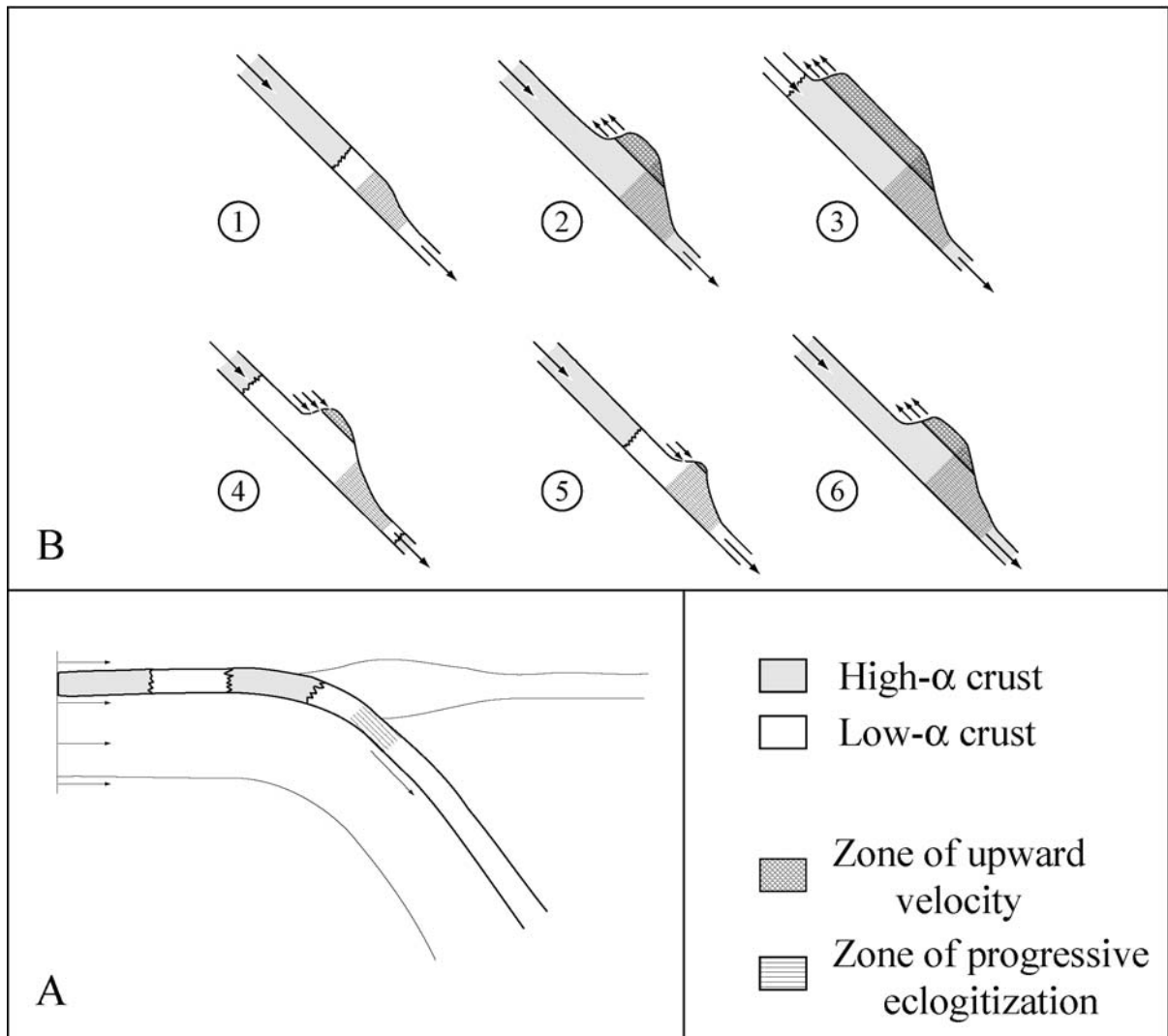


Figure 16: Consequences of the alternating subduction of high and low exhumation number crust. Sketches in (B) show the schematic evolution in the morphology of the channel around the zone of progressive eclogitization. When high- α material is subducted, the low capacity of the partially eclogitized zone triggers upwards the formation of an "exhuming zone" (sketch 2), that is, a wide-channel zone whose upper portion is moving upward (zone of upward velocity). This "exhuming zone" expands upwards continuously (2-3), until the provision of the system with low- α crust leads to its shrinkage (3-4-5). The possibility of complete exhumation -i.e., up to the surface or at least to shallow levels, depends on the respective length of high- and low- α crust to be subducted.

Conditions for permanent exhumation

The low flow allowance of partially eclogitized exhumation-inclined crust triggers the formation of an exhuming zone, with large \bar{h} and return flow, which propagates upward -i.e. backward- with a speed given by the shock wave velocity. The subsequent subduction of low exhumation number material results in the decrease in the size of the exhuming zone indicated by the downward motion of the shock wave.

The shock waves movement are totally transparent to an observer located on an horizontal line at the bottom of the space-time diagram (Fig. 15 top), as the exhuming zone does not expand enough to reach him before shrinking. In fact, alternate subduction of high and low α

material leads to cyclical expansion and resorption of the exhuming zone (Fig. 16). The condition for the exhuming zone to reach shallow levels and enable the permanent return of deep rocks to the surface is that through each cycle the exhuming zone expands more than it shrinks. This condition can be coarsely quantified on the space-time diagram by estimating the quantity of material passing through two observers who start at point b and move to point g. The first observer passes in h and stays upstream of the shock wave in domain “g”. The amount passing through him is

$$M^{obs1} = \bar{Q}_g^{in} T_{tot}$$

The second observer follows the path b-c-d-e-f-g. The flow on b-c, d-e and f-g is difficult to assess, but these portions last nevertheless much less time than c-d and e-f, corresponding to steady state solutions. As the observer is immobile on c-d and e-f, the flow passing through him is simply the net flow \bar{Q} on these portions, and the total amount is

$$M^{obs2} = \bar{Q}_g^{max} T_{ge1} + \bar{Q}_{ge2}^{max} T_{ge2}$$

and

$$T_{tot} \approx T_{ge1} + T_{ge2}$$

The same amount passes through the observers, therefore

$$M^{obs1} = M^{obs2} \Rightarrow \frac{T_{ge2}}{T_{ge1}} = \frac{\bar{Q}_g^{max} - \bar{Q}_g^{in}}{\bar{Q}_g^{in} - \bar{Q}_{ge2}^{max}}$$

This situation, where both observers start and end up near the shock wave in the partially eclogitized domain, corresponds to a zero net balance of exhuming zone growth. If the duration of exhumation-inclined material subduction is larger, i.e., for

$$T_{ge2} > \frac{\bar{Q}_{ge1} - \bar{Q}_g}{\bar{Q}_g - \bar{Q}_{ge1}} T_{ge1}$$

then the expansion of the exhuming zone exceeds its shrinkage, and after a certain number of cycles, permanent exhumation to shallow depths can be achieved.

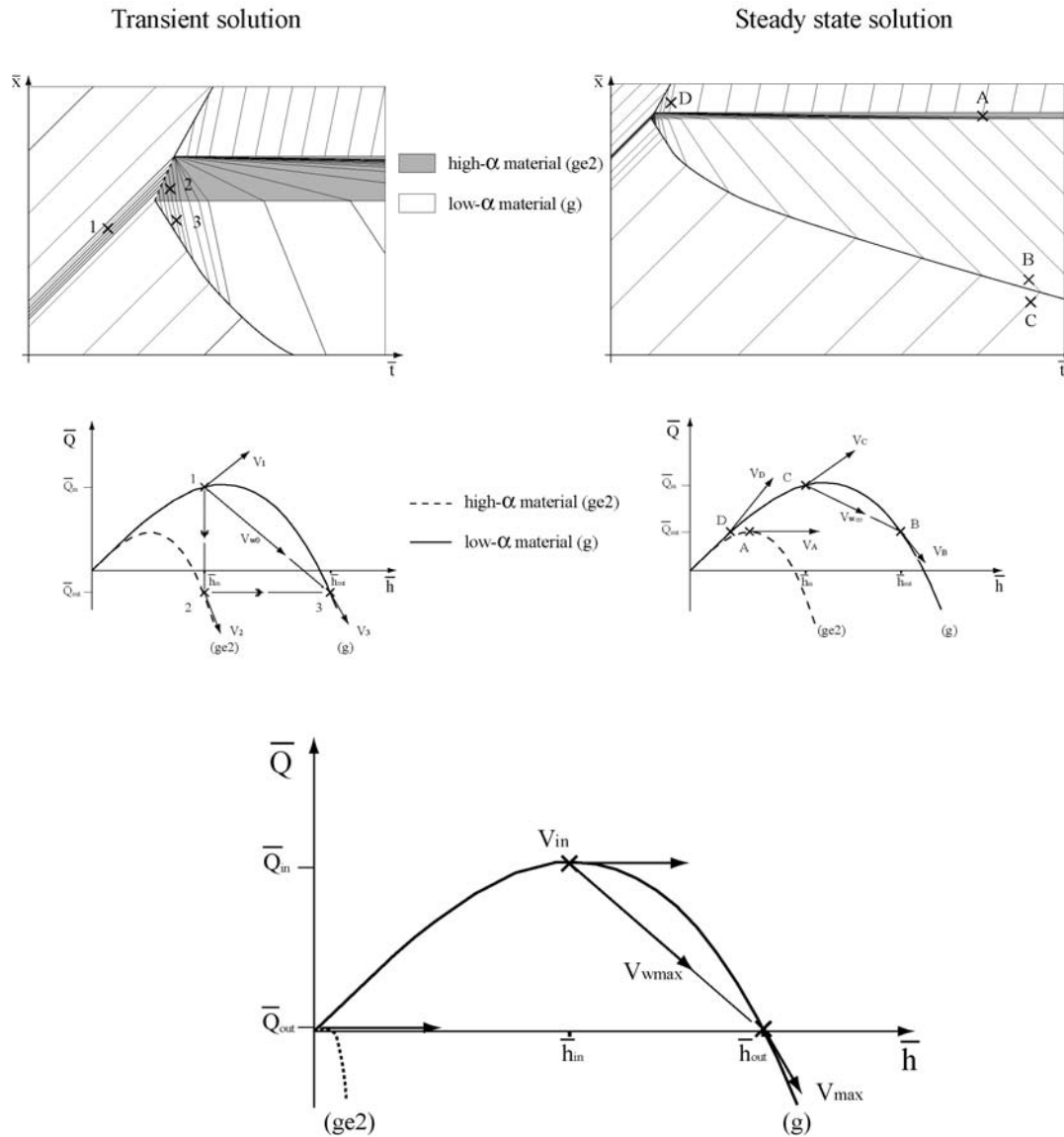


Figure 17: Short- and long-term flow pattern in the channel after instantaneous introduction of high- α material in the zone of partial eclogitization. The left figure shows the evolution of the waves crossing the material properties change line: for constant \bar{h} , the flow they carry suddenly drops ($\bar{Q}_{in} \rightarrow \bar{Q}_{out}$), and the wave velocity is reversed ($V_1 \rightarrow V_2$). When these waves move back into domain (g), they keep their flow \bar{Q}_{out} onto the $\bar{Q}(\bar{h})$ curve of (g), and thus change velocity.

After a long time, waves moving within domain (ge2) have a velocity close to zero and carry \bar{Q}_{out} , which they keep into domain (g) with velocity V_B . The shock wave has a constant backward velocity constrained by incoming and outgoing flows \bar{Q}_{in} and \bar{Q}_{out} .

The bottom figure shows the limit solution, when there is no flow through the high- α material ($\bar{Q}_{out} = 0$) and all incoming crust must flow backward, which is the most favorable configuration to exhumation in steady state subduction. The absolute exhumation velocities within the exhuming domain –i.e., for $\bar{h} = \bar{h}_{out}$, $\bar{Q}_{out} = 0$ – are smaller than the ones reached during the transient evolution of the system, where outgoing net flow can be negative.

Exhumation rates

Exhumation rates within the upper part (in the y direction, i.e., near the hanging wall of the model) of the exhuming zone are completely constrained by the width \bar{h} of the channel that determines the material velocity field (Fig. 9). Both average (over upward velocities) and maximum upward velocity are increasing functions of \bar{h} , as the balance between upward buoyancy-driven movement and downward viscous drag sways towards the former force with channel widening.

In order to analyse the exhumation rates within the exhuming zone, we have simplified the former problem as it consists now of two materials with constant α (Fig. 17). The high- α material is introduced after a certain time between fixed depths, equivalent to the partially eclogitized zone of high exhumation number crust described in Fig. 15. The instantaneous material transition from low- to high- α over the prescribed band propagates downward at a speed given by the low- α material burial rate. This transition line makes an angle with incoming waves, which move more slowly than material. The reaction of the system to the introduction of low- α material can be schematically divided into a short- and long-term phases.

Long-term solution

The stationary solution, shown on the right space-time diagram on Fig. 17, is similar to the solution described in preceding section. Long after the material transition line, the waves propagating within the high- α region have almost null velocity corresponding to the largest net flow in this domain (velocity $V_a \approx 0$). When these waves reach the high- α region they change velocity and propagate backwards (velocity V_b) to form the exhuming zone and merge into the shock wave with forward propagating waves. The shock wave, which delimits the upper limit of the expanding exhuming zone, propagates backwards at constant speed V_{wco} .

The flow pattern within the exhuming zone is constrained by the channel width \bar{h}_{out} , which itself is dependent on the maximum flow within the bottleneck \bar{Q}_{out} . As exhumation rates increases with \bar{h}_{out} , the highest exhumation rates are achieved when \bar{Q}_{out} is minimum. Physically, this means that the more the bottleneck resists material burial, the larger the return flow upstream of the bottleneck. Very small maximum net flows within the high- α region, and consequently very small \bar{Q}_{out} , are reached for very large α (e.g. corresponding to very weak eclogite). At most (Fig. 17 bottom), $\bar{Q}_{out} = 0$, and exhumation rates are

$$u^{\max} = -\frac{1}{3} \Rightarrow u^{\max} = -\frac{1}{3}U$$

$$\langle u^{\text{ex}} \rangle = \frac{\bar{Q}^{\text{ex}}}{\bar{h}^{\text{ex}}} \approx -0,22 \Rightarrow \langle u^{\text{ex}} \rangle = -0,22U$$

where the average is computed over the portion of the channel where velocities are negative, i.e., for $1 \geq \bar{y} \geq \frac{2}{\alpha \bar{h}}$ (this portion exists if $\bar{h} \geq \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$).

Short term solution

The system reaction at the material transition (Fig. 17, left space-time diagram) can be studied through the evolution of a wave intersecting the line that separates low- from high- α material. The wave carrying a flow \bar{Q}_{in} arrives with velocity V_1 to the transition line; then the material

properties changes cause for constant \bar{h}_{in} a drop in the carried flow down to \bar{Q}_{out} , the wave has a large backward velocity V_2 leading it back into low- α domain. When it gets there, the conservation of \bar{Q}_{out} determines the channel width \bar{h}_{out} and associated velocity V_3 ; it finally merges with forward-moving waves into the shock wave.

The interesting feature of this transient evolution is that during a short period within low- α domain the flow \bar{Q}_{out} is negative, the width \bar{h}_{out} is large and the exhumation rate is therefore high. In fact for a high- α material with infinitely large α , \bar{Q}_{out} is infinitely negative and resulting exhumation rates are infinitely high. Such high rates are nevertheless confined to a volume of material of the order of the size of the high- α material, equivalent to the length of the partially eclogitized zone “ge2”.

This short-term evolution can be physically interpreted as follows: As the crust filling the partially eclogitized zone changes from dense and strong to light and weak material, the width of this zone quickly decreases down to an new steady state, squeezing upward the width difference in a very rapid return flow. The resulting exhuming velocity are much larger than the ones reached in steady state regime, when the width profile of the partially eclogitized zone is close to equilibrium, and when the upward movement is caused only by difference between incoming flow and maximum flow in the bottleneck.

Effect of a weak layer on top of the channel

The upper boundary of the subduction channel is localized at the limit between subducting and overlying plates, and we applied a null velocity at this boundary. The reasons often invoked for the localization of deep crustal movements in a channel are the presence of a very weak layer on top of the subducting slab. Metasedimentary units can play this role for shallow levels (Shreve & Cloos 1986), but their occurrences in HP and UHP context (e.g. UHP metasediments in Zermatt-Saas (Lapen *et al.* 2003; Reinecke 1998), or in the Dabie-Sulu Region (Compagnoni & Rolfo 1999)) are rather scarce and it is likely that only a small fraction reach the high-pressure field. For deeper levels, a wedge of weak and light serpentinitized mantle overlying the subducting crust greatly enhances its exhumation (Gerya *et al.* 2002b; Guillot *et al.* 2000; Schwartz *et al.* 2001). Partial melting, weakening the crust itself, may play some role in its return to the surface (Faure *et al.* 1999; Labrousse *et al.* 2004), but it has not been evidenced to our knowledge in the eclogite facies.

Model description

The presence of a continuous layer of weak material “lubricating” the top of the subduction channel is not incompatible with the model developed above, but the null velocity condition must be replaced by a mixed condition associating stress and velocity on top

$\tau_{top} = \eta_{weak} \frac{u_{top}}{\delta h_{weak}}$, where η_{weak} and δh_{weak} are the viscosity and the width of the weak

material layer, respectively. The serpentinite used in Gerya *et al.* (2002b), for $T = 700^\circ C$ and $\sigma = 100 MPa$, deforms between 10^3 and 10^5 times faster than unhydrated mantle (rheology from Ranalli (1995)), but its rheology is not well constrained by laboratory experiments.

For a given strain rate, rheological weakening results in stress decreasing, and the maximum stress applied under geologically realistic strain rates are all the lower as the material is weak. This consideration led us to model the weak layer not by a very unconstrained flow law, but by prescribing null stress within it.

Results

The velocity field and boundary stresses for various channel widths are shown on Fig. 18, with or without weak layer on top. The effect of the weak layer changes as channel width increases: For a narrow channel (small \bar{h}), there is less deformation in the crust, which is buried at a velocity close to the plate velocity U , and the downward flow is thus larger. For larger channel, when buoyancy forces overtake the viscous drag, the largest upward velocities are attained on the upper boundary, and the return flow is larger. Thus, if a weak layer enhances burial for narrow channels, it enhances exhumation for large channels. The transition occurs for $\bar{h} = \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$: the net flow without weak layer is larger than the one with for

$\bar{h} > \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$, and conversely (Fig. 18 bottom). This transition corresponds to a sign change in the

stress at the channel top in the model without weak layer: for $\bar{h} < \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$, the upward shear

stress applied by the upper boundary restrains crust burial, while for $\bar{h} > \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$ the upper shear

stress is directed downward and restrains crust exhumation. The weak layer, which tends to decrease much the absolute value of the stress exerted by the upper boundary on the crust within the channel, has reverse effects, depending on the action of the upper boundary.

Maximum channel width for stable subduction regime –i.e., for $\bar{Q} = 0$ – occurs in the model

with weak layer for $\bar{h} = \sqrt{\frac{3}{\alpha}}$ –i.e., for a narrower channel than without weak layer. The

maximum velocity in this configuration, reached next to the weak layer, is

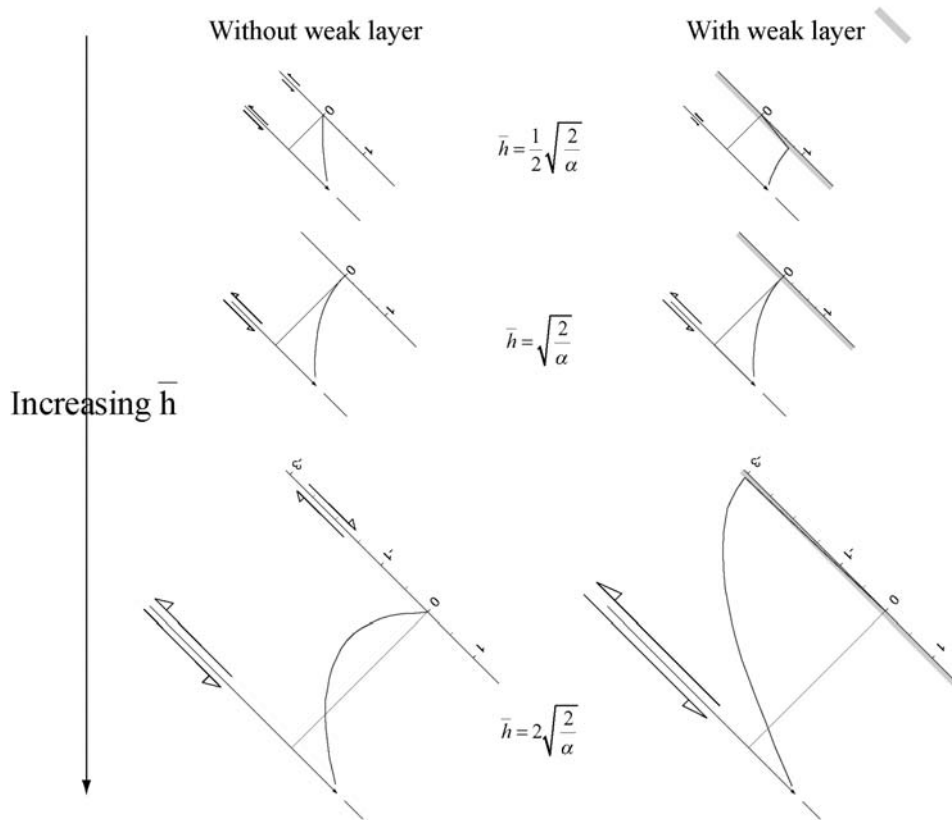
$$u^{-\max} = -\frac{1}{2} \Rightarrow u^{\max} = -\frac{1}{2}U$$

while average exhumation velocity is

$$\langle u^{-ex} \rangle = \frac{\bar{Q}^{ex}}{\bar{h}^{ex}} \approx -\frac{1}{3} \Rightarrow \langle u^{ex} \rangle = -\frac{1}{3}U$$

If the introduction of a weak layer changes the velocity profiles, it does not affect the qualitative relations between \bar{h} , \bar{Q} and α , or the order of exhumation rates in steady state subduction regime. The conclusions on the effect of eclogitization, based on the comparison of two materials affected by metamorphic reactions in a very different fashion, are therefore still valid whether a weak layer is present or not.

Velocity Field



Net flow

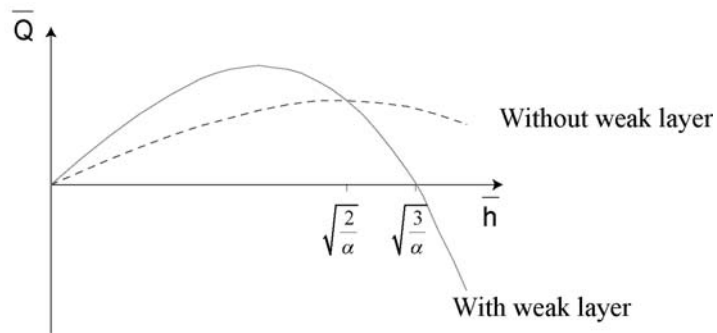


Figure 18: Consequences on the flow pattern and shear stress distribution of the presence of a weak layer on top of the subduction channel. The velocity fields for varying channel widths \bar{h} 's are shown with or without the weak layer. The shear stresses at the base and top of the channel are represented by arrows at scale, when no arrow stress is zero. For $\bar{h} \leq \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$, shear stresses exerted by the hanging wall at the top of the channel without weak layer are directed upward, and the net flow without weak layer is smaller than with it (thus average burial rates are smaller), and conversely for $\bar{h} \geq \sqrt{\frac{2}{\alpha}}$.

Discussion

Model assumptions

The simplicity of the channel-flow models enables to gather all relevant material properties into a single adimensional parameter α , the exhumation number, and to describe the flow pattern with unidimensional variables $\bar{Q}(\bar{x})$ (or $\bar{h}(\bar{x})$). The assumptions underlying the model are nevertheless very strong and their relevance must be assessed.

Unidimensional velocities

All velocities in the channel-flow model are parallel to the subduction plane. This assumption requires that the \bar{x} variations of the channel width are really smooth. The shape of $\alpha(x)$ profiles (not adimensional \bar{x}), which determine $\frac{\partial \alpha}{\partial x}$ gradients and consequently width gradients $\frac{\partial h}{\partial x}$, depends first on material properties involved in α , but also on the actual \bar{x} -size of the partially eclogitized zone. This size depends on the rates at which metamorphic reactions progress in time and propagate in space. Metastable preservation of shallow parageneses into high pressure fields can be very efficient: igneous texture and mineralogy was largely preserved in metagranodiorite from the Brossasco-Isasca unit in the Dora-Maira massif in spite of its burial up to 24 kbars (Bruno *et al.* 2001), while the eclogitization of anhydrous granulite-facies rocks on Holsnøy or in the Flatraket Complex (Wain *et al.* 2001) was restricted to shear zones crosscutting virtually untransformed host granulite. These examples evidence that as for rheology, the rate of metamorphic transformation of a km-sized unit (large-scale kinetics) depend not only on mineral-scale reaction kinetics, but also on larger-scale physical processes such as fluid transport and deformation. Furthermore the size of the partially-eclogitized domain is the result of the competition between reaction kinetics and burial rates, both being highly variable in different geological settings.

All these uncertainties preclude to assess precisely the actual length of the partially eclogitized zone, and to estimate whether channel width variations are sufficiently smooth for the circulation to be unidimensional, as described in the model. Nevertheless, within the deep circulation (>40 km) the \bar{y} -directed circulation is of second-order with respect to \bar{x} -directed one, as attested by petrological data as well as orogen-scale numerical modelling. The shape of numerous high and ultra-high pressure P-T paths shows burial and exhumation along the same cold gradient (e.g. in Dora-Maira massif (Chopin & Schertl 1999; Schertl *et al.* 1991; Simon *et al.* 1997) or in Kokchetav massif (Parkinson 2000)). These gradients prescribe movements near the subduction plane, which are in agreement with results from numerical modelling showing velocities in the high-pressure domain mainly parallel to subduction (Burov *et al.* 2001; Gerya *et al.* 2002b).

Boundary conditions

Upper boundary velocity

If the velocity condition at the bottom of the subduction channel ($u = U_{convergence}$) is rather natural (plate velocity), kinematic boundary conditions on top are more difficult to prescribe. The null velocity condition implies that the the channel wall is rigid enough not to be dragged down by the subducting slab, resulting in the localization of all the deformation into the channel (heterogeneously if a weak layer is present). To assess this assumption we must model the flow within the whole orogen, whose complexity we precisely avoided by using the

simple channel-flow model. The question of the behaviour of the hanging wall pertains to the existence of the subduction channel itself: if the hanging wall takes part to the deformation, the strain is much more distributed and the flow adopts more complex geometries than simple channel flow, or part of the hanging-wall is involved in the channel circulation. As discussed above, thermomechanical models as well as natural data support the view of the localization of the deep deformation within a channel and indirectly the relative strong behaviour of channel flanks. The balance is nevertheless very precise, if the mantle is stronger than the crust within the channel, it is flexible enough to deform according to channel geometry variations, as attested by the absence of tectonic overpressures (Burov *et al.* 2001).

Material loss or gain

In the channel flow model designed by Shreve & Cloos (1986), underplating of sediments was accounted for by a loss term on the right handside of equation (2). Material loss occurred when shear stresses applied on the boundary exceeded a threshold. This criterion does not seem to be relevant, because the effect of shear stresses is ambiguous, as high shear stresses on the border may imply either channel loss or gain, depending on the material scraped off. It should be also noted that under prescribed velocity conditions, the intensity of shear stresses are absolutely not indicative of the movements within the channel: as \bar{h} increases, upward net flow increases, as well as downward drag by the subducting slab (Fig. 18 left).

Another possible criterion for channel material gain or loss is the evolution of the pressure within the channel. For a prescribed geometry of the channel with variable width, the conservation of the flux determines pressure variations along \bar{x} that much differ from lithostatic pressure variations (Mancktelow 1995). The resulting large overpressures are nevertheless at variance with models by Burov *et al.* (2001) that show that the strength of the rocks surrounding the channel is too low to maintain such channel geometries. In addition, the approach adopted here enables channel width to vary, but prescribes pressure variations and does not allow us to study tectonic over- and underpressures.

Crust involved in the channel flow

Before reaching the subduction channel, the crust on top of the subducting lithospheric plate is involved in shallow circulation. Depending on the internal coherence of the crust and the crust-sediments coupling, a variable upper fraction of this crust is scraped off and starts exhuming, while the rest reaches the deep channel-flow circulation.

On the other hand, the most abundant UHP rocks now at the surface are felsic rocks (Ernst 2001), indicative of upper crustal levels. The larger capacity of felsic rocks to exhume has certainly much to do with their greater buoyancy (e.g. petrogenetic grid in Bousquet *et al.* (1997)). An alternative reason lies in the upper crust structural position in the channel-flow: as the bottleneck created by partially eclogitized crust triggers return flow, incoming crust is divided between an upper portion that keeps on downward and the rest that is forced back. For real heterogeneous materials, this corresponds to the formation of large shear zones decoupling slivers on top of subducting crust, enabling their exhumation. The crustal depth reached by such shear zones, or equivalently the fraction of incoming crust involved in return flow, depends on the capacity of the bottleneck to let material through. The unusual exhumation of large tracts of lower crust such as on Holsnøy can be explained in our model by a very high α , which highly decreases the capacity of the bottleneck and forces to exhume almost the totality of incoming crust, including lower levels.

Heterogeneities modelling

The channel flow model assumes for sake of simplicity that subducted crust is made of a single homogeneous material, and the resulting velocity field is rather smooth. The study of high pressure provinces shows on the contrary that high-pressure deformation is highly heterogeneous at all scales. Heterogeneities whose size is largely inferior to the model smallest dimension –i.e., channel width–, are accounted for by averaging local material properties and using effective parameters. The conclusions drawn from this study are to be understood in the same “effective” meaning: the largest eclogite fraction, corresponding to the maximum of α , is an average over the channel width. Effective properties, averaged over a few kilometers, can explain the exhumation of completely eclogitized km-sized mafic bodies embedded in a buoyant and little eclogitized felsic matrix in the WGR, such as Drøsdal body (Foreman *et al.* 2005), or the concomitant exhumation of light and weak serpentine with eclogitic rocks (De Sigoyer *et al.* 2004; Guillot *et al.* 2000; Guillot *et al.* 2001).

Petrochronological constraints on subduction models

Exhumation rates

Exhumation of many high- and ultrahigh-pressure terranes proceeded in 2 phases, with a rapid exhumation with little or no cooling from peak burial, followed by a much slower return to the surface (Duchêne *et al.* 1997). The rates of this deep exhumation, which we studied here through the channel flow model, are highly variable (see for example the review of exhumation rates in the WGR by Labrousse *et al.* (2004)), but there is a growing number of evidences for very high rates (Perchuk & Philippot 2000), of the order of plate velocities (3.4 cm/yr, Dora Maira, (Rubatto & Hermann 2001); 1-2.6 cm/yr, Zermatt-Saas, (Amato *et al.* 1999); 1.5-3 cm/yr, Kokchetav, (Hacker *et al.* 2003); 1.7-5.1 cm/yr, eastern Papua New Guinea, (Baldwin *et al.* 2004)). Such high rates are incompatible with steady state subduction –i.e., with positive net flow– but can occur in transient evolution of the system, when light and weak eclogitized crust is subducted after dense and strong one. The distribution of exhumation rates and in particular the abundance of very high rates in natural records can therefore provide useful information on deep processes. It must nevertheless be noted that: (i) some of these high rates are controversial (for example in the UHP unit of Kokchetav, exhumation rates estimated by Katayama *et al.* (2001) are 0.5 cm/yr, compared to 1.5-3 cm/yr (Hacker *et al.* 2003)) and (ii) surface records are not necessarily faithful to the deep processes, as rapidly exhuming terranes are much more likely to preserve HP and UHP relics without complete retrograde overprinting, therefore rapidly exhuming units may be much more abundant on the surface than they are actually at depth.

P-T paths

The cold gradients leading to peak metamorphic conditions of most HP and UHP terranes is a strong argument in favor of burial in subduction context. P-T evolution on the retrograde path is on the other hand much more variable, from hair-pin like P-T paths with high cooling rates during exhumation (see the review by Chopin (2003)), to much more open clockwise P-T paths (Carswell & Zhang 1999). Most HP and UHP units in western Norway show a deep exhumation with little cooling from peak conditions down to 600-650°C ~10kbars (Labrousse *et al.* 2004). The thermal field in the subduction zone may vary a lot with respect to the nature of buried material and convergence rates (Goffé *et al.* 2003; Peacock & Wang 1999). Moreover, the dynamics of the subduction channel strongly affect the P-T evolution of involved crust. Cooling rates during uplift are the result of the balance between heat lost to adjacent units and exhuming rates. As argued by Ernst (1999) and Ernst (2001), the thinner the metamorphic unit, the more efficient the heat loss, therefore a large channel width,

resulting in a large width of its exhuming fraction, reduces heat transfer to footwall and hanging wall and favors near-adiabatic decompression (e.g. thermal field evolution with increasing wedge width in Gerya *et al.* (2002b)). Concomitantly, within a large channel exhumation rates are high, also impeding heat transfer at depth. In the subduction channel model, exhumation rates and cooling during decompression are strongly related, both directly and indirectly through channel width.

Although viscous deformation has been considered as another main factor controlling temperature field through shear heating (Burg & Gerya 2005), this hypothesis is difficult to assess on natural data. It must be noted that whatever model is considered to explain the deep organization of subduction zones, crustal units with the highest exhumation rates are by definition little deformed (velocity gradients –i.e., deformation rates– are null at velocity extrema) and little affected by shear heating. As these rapidly exhuming units are the most refractory to late overprinting, both deformation and thermal conditions deduced from them may not be faithful to actual deep thermal and kinematic framework.

Conclusion

To study the structure and dynamics of subduction zones, large-scale rheology of rocks is necessary. As metamorphic reactions are neither instantaneous nor ubiquitous, most metamorphic rocks consist of juxtaposed volumes which equilibrated under different conditions. Large-scale rheology depends therefore on small-scale endmember rheology, but also on the spatial organization of the different metamorphic material.

Holsnøy protolith, which experienced pervasive granulite-facies metamorphism prior to its Caledonian burial, was almost completely anhydrous when it entered eclogite facies, therefore eclogitization reactions implied fluid transportation from external sources. The fluid was carried within a network of decameter-long fractures that cut through pristine granulite and were formed in response to both large-scale stresses and small scale metamorphic reactions-related stresses. Both mechanisms led to a highly anisotropic propagation of eclogitized zones resulting in the formation of narrow and elongated eclogitic shear zones continuous throughout the unit, separating large volumes of virtually pristine granulite. The critical rheological fraction (CRF), determined by large-scale transition from un- to eclogitized crust-supported rheology, occurring when eclogitized zones crosscut the whole unit, is in this anisotropic case relatively low. Alternatively, when eclogitization affects terranes richer in fluid, metamorphic reactions do not require fluid input and can occur simultaneously throughout the unit as soon as mineralogical assemblages step out of their stability field. Resulting eclogitized zones are much more isotropic and homogeneously distributed, and the CRF is higher. The variations of large-scale rheology vs eclogite fraction are therefore strongly controlled by the physical processes underlying the spatial and temporal propagation of eclogitization reactions.

The consequences for exhumation of progressive eclogitization and related evolution of physical properties of subducting crust are studied through the unidimensional channel flow model. Both density and large-scale rheology are integrated into a single parameter, the exhumation number α , whose profile along subduction plane completely determines the flow pattern. The maximum possible net flow through a given section is conversely proportional to α . For a very weak and relatively light eclogitic material (high exhumation number), the α -profile within the partially eclogitized zone shows really high values, precluding the burial of large amount of crust, this zone act therefore as a bottleneck to the flow. For high incoming flow of crust, the excess material, which cannot flow through the bottleneck, is forced backward and starts exhuming. In the case of alternative subduction of crustal units with low- and high-exhumation numbers, we derive conditions for the exhuming zone, created during

subduction of high exhumation number material, to expand and enable return flow to shallow levels. We show that really high exhumation rates, of the order of plate velocities, are incompatible with stable subduction regime, and are reached only at the transition from subduction of low to high α material. The presence of a weak layer on top of the channel favors burial for small channel widths, but enhances exhumation for large channel widths.

Bibliography

- Amato, J.F., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P. & Beard, B.L., 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology, *Earth and Planet Science Letters*, **171**, 425-438.
- Austrheim, H., 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 221-232.
- Austrheim, H., 1990a. The granulite-eclogite facies transition : A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway, *Lithos*, **25**, 163-169.
- Austrheim, H., 1990b. *Fluid induced processes in the lower crust as evidenced by Caledonian eclogitization of Precambrian granulites, Bergen Arcs, Western Norway*, PhD thesis, University of Oslo.
- Austrheim, H., 1994. Eclogitization of the deep crust in continent collision zones, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, serie II, 761-774.
- Austrheim, H. & Engvik, A.K., 1995. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone, in *Fluid flow and transport in rocks : mechanisms and effects*, pp. 123-137, ed. Jamtveit, B. & Yardley, B.W.D., Chapman and Hall, London.
- Austrheim, H., Erambert, M. & Engvik, A.K., 1996. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone : the role of eclogitization, *Tectonophysics*, **273**, 129-153.
- Austrheim, H. & Griffin, W.L., 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway, *Chemical Geology*, **50**, 267-281.
- Austrheim, H. & Mørk, M.B.E., 1988. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse, Special publication*, **3**, 102-113.
- Baldwin, S.L., Monteleone, B.D., Webb, L.E., Fitzgerald, P.G., Grove, M. & Hill, E.J., 2004. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea, *Nature*, **431**, 263-267.
- Bascou, J., Tommasi, A. & Mainprice, D., 2002. Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites, *Journal of Structural Geology*, **24**, 1357-1368.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J. & Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens, *Geology*, **24**, 8, 675-678.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M.J. & Davis, W.J., 2004. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **147**, 671-683.
- Bingen, B., Davis, G.A. & Austrheim, H., 1998. Zircon growth during fluid induced Caledonian/Scandian eclogite-facies metamorphism of the Lindås Nappe, Caledonides of W Norway, *Mineralogical Magazine*, **62A**, 161-162.
- Bingen, B., Davis, W.J. & Austrheim, H., 2001. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway, *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 5, 640-649.
- Birtel, S., Altenberger, U. & Passchier, C.W., 1998. Polyphase structural and metamorphic evolution of the Rosslund shear zone at Holsnøy, a ductile nappe boundary in the Middle Allochthon of the Norwegian Caledonides, *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1-2**, 19-44.
- Bjørnerud, M.G., Austrheim, H. & Lund, M.G., 2002. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust, *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **107**, B10, 692-709.
- Boudry, T.M., Fountain, D.M. & Austrheim, H., 1992. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, Western Norway : implications for deep crustal deformational processes, *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 127-146.
- Boudry, T.M., Hall, C.M., Li, G., Essene, E.J. & Halliday, A.N., 1997a. Fine-scale isotopic heterogeneities and fluids in the deep crust; a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation and TEM study of muscovites from a granulite-eclogite transition zone, *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 223-242.

- Boundy, T.M., Mezger, K. & Essene, E.J., 1997b. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway, *Lithos*, **39**, 159-178.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X. & Chopin, C., 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps : Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust, *Tectonophysics*, **273**, 105-128.
- Bruno, M., Compagnoni, R. & Rubbo, M., 2001. The ultra-high pressure coronitic and pseudomorphous reactions in a metagranodiorite from the Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, western Italian Alps: a petrographic study and equilibrium thermodynamic modelling, *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 33-43.
- Burg, J.-P. & Gerya, T.V., 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps, *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 75-95.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A., 2001. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts, *Tectonophysics*, **342**, 1-2, 113-136.
- Bystricky, M. & Mackwell, S., 2001. Creep of dry clinopyroxene aggregates, *Journal of Geophysical Research*, **106**, B7, 13443-13454.
- Carson, C.J., Clarke, G.L. & Powell, R., 2000. Hydration of eclogite, Pam Peninsula, New Caledonia, *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 79-90.
- Carson, C.J., Powell, R. & Clarke, G.L., 1999. Calculated mineral equilibria for eclogites in CaO-Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: application to the Pouébo Terrane, Pam Peninsula, New Caledonia, *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 9-24.
- Carswell, D.A. & Zhang, R.Y., 1999. Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultra-high pressure eclogites in plate collision belts, *International geology review*, **41**, 781-798.
- Carswell, T., Cuthbert, S., O'Brien, P. & Tucker, R., Eclogite Evolution and the timing of Ultra-High Pressure Metamorphism in Western Norway, pp. n° 348, Journal of Conference Abstracts, EUG XI, Strasbourg, France, 2001.
- Castelli, D., Rolfo, F., Compagnoni, R. & Xu, S., 1998. Metamorphic veins with kyanite, zoisite and quartz in the Zhu-Jia-Chong eclogite, Dabie Shan, China, *The Island Arc*, **7**, 159-173.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M. & Bokun, A.N., 1996. Continental Subduction and a Mechanism for Exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks: New Modeling and Field Data from Oman, *Earth and Planet Sci. Lett.*, **143**, 173-182.
- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **132**, 225-232.
- Chi, W.-C., Reed, D.L., Moore, G., Nguyen, T., Liu, C.-S. & Lundberg, N., 2003. Tectonic wedging along the rear of the offshore Taiwan accretionary prism, *Tectonophysics*, **374**, 199-217.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle, *Earth and Planet Science Letters*, **212**, 1-14.
- Chopin, C. & Schertl, H.P., 1999. The UHP Unit in the Dora-Maira massif, western Alps, *International geology review*, **41**, 765-780.
- Cohen, A.S., O'Nions, R.K., Siegenthaler, R. & Griffin, W.L., 1988. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **99**, 303-311.
- Compagnoni, R. & Rolfo, F., 1999. Characteristics of UHP pelites, gneisses and other unusual rocks, *International geology review*, **41**, 6, 552-570.
- De Sigoyer, J., Guillot, S. & Dick, P., 2004. Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Moriri unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): a case study, *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2002TC001492.
- Dimanov, A., Lavie, M.P., Dresen, G., Ingrin, J. & Jaoul, O., 2003. Creep of polycrystalline anorthite and diopside, *Journal of Geophysical Research*, **108**, B1, doi:10.1029/2002JB001815.
- Dobrzhinetskaya, L.F., Eide, E.A., Larsen, R.B., Sturt, B.A., Trønnes, R.G., Smith, D.C., Taylor, W.R. & Posukova, T.V., 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss Region, Norway., *Geology*, **23**, 597-600.
- Doin, M.-P. & Henry, P., 2001. Subduction initiation and continental crust recycling : the roles of rheology and eclogitization, *Tectonophysics*, **342**, 163-191.
- Duchêne, S., Lardeaux, J.M. & Albarède, F., 1997. Exhumation of eclogites : insights from depth-time analysis, *Tectonophysics*, **280**, 125-140.
- England, P.C. & Holland, T.J.B., 1979. Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 287-294.

- Erambert, M. & Austrheim, H., 1993. The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 204-214.
- Ernst, W.G., 1999. Metamorphism, partial preservation, and exhumation of ultrahigh-pressure belts, *The Island Arc*, **8**, 125-153.
- Ernst, W.G., 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices-implications for arcs and continental growth, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **127**, 253-275.
- Faure, M., Lin, W., Shu, L., Sun, Y. & Schärer, U., 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks, *Terra Nova*, **11**, 251-258.
- Foreman, R., Andersen, T.B. & Wheeler, J., 2005. Eclogite facies polyphase deformation of the Drøsdal eclogite, Western Gneiss Complex, Norway, and implications for exhumation, *Tectonophysics*, in press.
- Fossen, H., 1992. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway, *Journal of structural geology*, **14**, 8-9, 1033-1046.
- Fossen, H., 2000. Extensional tectonics in the Caledonides : Synorogenic or postorogenic ?, *Tectonics*, **19**, 2, 213-224.
- François, D., Pineau, A. & Zaoui, A., 1995. *Comportement mécanique des matériaux, tome I: Elasticité et plasticité*, p. 508, Hermes, Paris.
- Gerya, T.V. & Stöckhert, B., 2002a. Exhumation rates of high-pressure metamorphic rocks in subduction channels: the effect of rheology, *Geophysical research letters*, **29**, 8, doi:10.1029/2001GL014307.
- Gerya, T.V., Stöckhert, B. & Perchuk, A.L., 2002b. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation, *Tectonics*, **21**, 6, doi:10.1029/2002TC001406.
- Godard, G. & van Roermund, H.L.M., 1995. Deformation-induced clinopyroxene fabrics from eclogites, *Journal of Structural Geology*, **17**, 10, 1425-1443.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P. & Le Pichon, X., 2003. Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges, *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 123-141.
- Griffin, W.L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A.G., Krogh, E.J., Mørk, M.B.E., Qvale, H. & Tørudbakken, B., 1985. High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides, in *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*, pp. 783-801, ed. Gee, D.G. & Sturt, B.A., John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK.
- Guillot, S., Hattori, K.H. & de Sigoyer, J., 2000. Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya, *Geology*, **28**, 199-202.
- Guillot, S., Hattori, K.H., de Sigoyer, J., Nägler, T. & Auzende, A.-L., 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites, *Earth and Planet Science Letters*, **193**, 115-127.
- Hacker, B.R., Calvert, A., Zhang, R.Y., Ernst, W.G. & Liou, J.G., 2003. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metaedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan, *Lithos*, **70**, 61-75.
- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K. & Austrheim, H., 1990. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **104**, 184-193.
- Jin, Z.M., Zhang, S., Green II, H.W. & Jin, S., 2001. Eclogite rheology : Implications for subducted lithosphere, *Geology*, **29**, 8, 667-670.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. & Agard, P., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens, *American Journal of Science*, **303**, 5, 353-409.
- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C.D., Terada, K. & Sano, Y., 2001. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan, *Earth and Planet Science Letters*, **188**, 185-198.
- Kolderup, C.F. & Kolderup, N.H., 1940. *Geology of the Bergen Arc System*, p. 137.
- Krogh, E.J., 1977. Evidence of Precambrian continent-continent collision in Western Norway, *Nature*, **267**, 17-20.
- Kühn, A., 2002. *The influence of fluid on the granulite to eclogite and amphibolite facies transition: a study in the anorthositic rocks from the Lindås Nappe, Bergen Arcs, West Norway*, PhD Thesis thesis, University of Oslo.
- Labrousse, L., Jolivet, L., Andersen, T.B., Agard, P., Maluski, H. & Schärer, U., 2004. Pressure-temperature-time-deformation history of the exhumation of ultra-high-pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway, *GSA special paper*, **380**, 155-183.
- Lapen, T.S., Johnson, C.M., Baumgartner, J., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.F., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps Italy, *Earth and Planet Science Letters*, **215**, 57-72.

- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation, *Geological Society of America, Special Paper*, **218**, 111-131.
- Lighthill, M.J., Whitham, F.R.S. & Whitham, G.B., 1955a. On kinematic waves I. Flood movement in long rivers, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, **229**, 281-316.
- Lighthill, M.J., Whitham, F.R.S. & Whitham, G.B., 1955b. On kinematic waves II. A theory of traffic flow on long crowded roads, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, **229**, 317-345.
- Mancktelow, N.S., 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks, *Journal of geophysical research*, **100**, B1, 571-583; 1.
- Mattey, D., Jackson, D.H., Harris, B.W. & Kelly, S., 1994. Isotopic constraints on fluid infiltration from an eclogite facies shear zone, Holsnøy, Norway, *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 311-325.
- Mauler, A., Godard, G. & Kunze, K., 2001. Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes, *Tectonophysics*, **342**, 81-112.
- Nemat-Nasser, S. & Hori, M., 1993. *Micromechanics: overall properties of heterogeneous materials*, p. 687, Elsevier Science Publishers B.V., North-Holland-Amsterdam, London, New York, Tokyo.
- Oh, C.W. & Liou, J.G., 1998. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism, *The Island Arc*, **7**, 36-51.
- Parkinson, C.D., 2000. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whiteschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism, *Lithos*, **52**, 215-233.
- Peacock, S.M. & Wang, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan, *Science*, **286**, 937-939.
- Perchuk, A.L. & Philippot, P., 2000. Geospeedometry and Time Scales of High-Pressure Metamorphism, *International Geology Review*, **42**, 3, 207-223.
- Piepenbreier, D. & Stöckhert, B., 2001. Plastic flow of omphacite in eclogites at temperatures below 500°C - implications for interplate coupling in subduction zones, *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 197-210.
- Ragnhildsveit, J. & Helliksen, D., Geologisk kart over Norge, begrunnskart Bergen, 1:250000, Norges Geologiske Undersøkelse, 1997.
- Raimbourg, H., Goffe, B. & Jolivet, L., submitted. Garnet reequilibration in the eclogite facies : differential behavior of Ca, Fe and Mg.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., Labrousse, L., Leroy, Y.M. & Avigad, D., in press. Kinematics of syn-eclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway, implications for exhumation mechanisms, in *Deformation mechanisms, rheology and tectonics, Special Publications of the Geological Society of London*.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, p. 2nd ed., 413, Chapman and Hall, New York.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O. & Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary, *Journal of Geophysical Research*, **108**, B4, doi:10.1029/2002JB001943.
- Reinecke, T., 1998. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps, *Lithos*, **42**, 147-189.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues, *Tectonophysics*, **6848**, 1-17.
- Rubatto, D. & Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction?, *Geology*, **29**, 1, 3-6.
- Rubio, E., Torné, M., Vera, E. & Diaz, A., 2000. Crustal structure of the southernmost Chilean margin from seismic and gravity, *Tectonophysics*, **323**, 39-60.
- Schertl, H.P., Schreyer, W. & Chopin, C., 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora-Maira Massif, western Alps: Detailed petrography, mineral chemistry and P-T paths, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 1-21.
- Schwartz, S., Allemand, P. & Guillot, S., 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (western Alps), *Tectonophysics*, **342**, 193-206.
- Shreve, R.L. & Cloos, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10, 10.229-10.245.
- Simon, G., Chopin, C. & Schenk, V., 1997. Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira Massif, western Alps, *Lithos*, **41**, 37-57.
- Smith, D.C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics, *Nature*, **310**, 641-644.
- Stöckhert, B., 2002. Stress and deformation in subduction zones - insight from the record of exhumed high pressure metamorphic rocks, in *Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, pp. 255-274, ed. al., S.d.M.e., Geological Society Special Publications.

- Stöckhert, B., Wachmann, M., Kuster, M. & Bimmermann, S., 1999. Low effective viscosity during high pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP-LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from Crete, *Tectonophysics*, **303** (1-4), 299-319.
- Stockert, B.S.o.c., Massone, H.-J. & U, N.E., 1997. Low differential stress during high-pressure metamorphism : The microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps, *Lithos*, **41**, 103-118.
- Toussaint, G., Burov, E. & Avouac, J.-P., 2004. Tectonic evolution of a continental collision zone: a thermomechanical numerical model, *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2003TC001604.
- Trotet, F., Jolivet, L. & Vidal, O., 2001. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece), *Tectonophysics*, **338**, 179-206.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. & Cuney, M., 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer, *Journal of Petrology*, **37**, 6, 1579-1600.
- Wain, A., 1997. New evidence for coesite in eclogite and gneisses : Defining an ultra-high pressure province in the Western Gneiss region of Norway, *Geology*, **25**, 10, 927-930.
- Wain, A., Waters, D.J. & Austrheim, H., 2001. Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway, *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 607-623.
- Wei, C.J., Powell, R. & Zhang, L.F., 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system, *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 163-179.

Chapitre VIII

Conclusions et perspectives

VIII.1 Synthèse des résultats.....	367
VIII.1.1 Progression de l'éclogitisation.....	367
VIII.1.1.1 Processus microscopiques.....	367
VIII.1.1.2 Propagation des zones éclogitisées à l'échelle de l'affleurement.....	370
VIII.1.1.3 Endommagement à l'échelle du massif.....	373
VIII.1.2 Modèle géodynamique d'exhumation syn-collisionnelle.....	374
VIII.1.2.1 Etude structurale de la déformation éclogitique.....	374
VIII.1.2.2 Etude mécanique.....	376
VIII.2 Perspectives.....	378
VIII.2.1 Mécanismes microscopiques d'éclogitisation.....	379
VIII.2.2 Microfracturation du grenat.....	379
VIII.2.3 Formation des fractures décamétriques.....	379
VIII.2.4 Rhéologie de l'omphacite et du grenat.....	380
VIII.2.5 Modélisation mécanique analytique des zones de subduction.....	381

VIII Conclusions et Perspectives

VIII.1 Synthèse des résultats

VIII.1.1 Progression de l'éclogitisation

La vision "traditionnelle" du métamorphisme est fondée sur l'équilibre thermodynamique des réactions chimiques, qui conduit à découper le champ pression-température en faciès métamorphiques, représentés par des assemblages minéraux caractéristiques. Cette vision a depuis été remise en cause par la préservation métastable de minéraux très loin de leur conditions d'équilibre, jusque dans le domaine de la haute- et l'ultra-haute-pression, comme par exemple le massif granulitique de Flatraket dans les Gneiss de l'Ouest (Wain et al., 2001) ou encore l'unité métagranitique du Brossasco dans le massif de Dora-Maira (Bruno et al., 2001). Comme discuté dans Chopin (2003), la déformation et la présence de fluide sont dans bien des cas indispensables pour déclencher et catalyser des réactions métamorphiques dont la cinétique propre est lente au point de complètement les inhiber (Simon & Chopin, 2001; Straume & Austrheim, 1999). Les mêmes conclusions, d'ailleurs tirées par Austrheim (1987), s'appliquent avec pertinence au massif de haute-pression d'Holsnøy, dont une partie du protolithe granulitique, anhydre et non déformé en raison de sa résistance, a échappé presque complètement aux recristallisations à haute-pression durant l'épisode calédonien.

Cette reconnaissance de la préservation hors-équilibre d'une partie des roches pose le problème de la progression et de la propagation des réactions métamorphiques. Par progression, nous entendons l'avancement des réactions chimiques, en un point donné, entre 0 et 100% d'éclogitisation, tandis que par propagation nous entendons la manière dont le volume des zones éclogitisées augmente progressivement au dépens des domaines non transformés. Une partie de ce travail de thèse est consacré à l'analyse des processus qui sous-tendent l'éclogitisation progressive du massif, à différentes échelles.

VIII.1.1.1 Processus microscopiques

La résistance des minéraux granulitiques aux réactions métamorphiques est très variable, et même dans les échantillons très éclogitisés on observe systématiquement la présence de fragments de grenats granulitiques hérités, qui malgré une frange de rééquilibration partielle sur leur frontière, conservent un cœur de composition granulitique. Cette rééquilibration est également active dans des bandes larges de plusieurs dizaines de microns situées de part et d'autre de microfractures, épaisses de quelques microns, qui traversent ces grenats granulitiques. Ces microfractures sont remplies à la fois d'inclusions du faciès éclogitique (omphacite, phengite, amphiboles de haute-pression entre autres), mais aussi d'un grenat (Grt III), de composition différente du grenat granulitique rééquilibré (Grt II). Ce grenat au cœur des fractures est très proche en composition des surcroissances de grenat éclogitique qui bordent les larges grenats granulitiques, et semble d'ailleurs connecté à ces surcroissances.

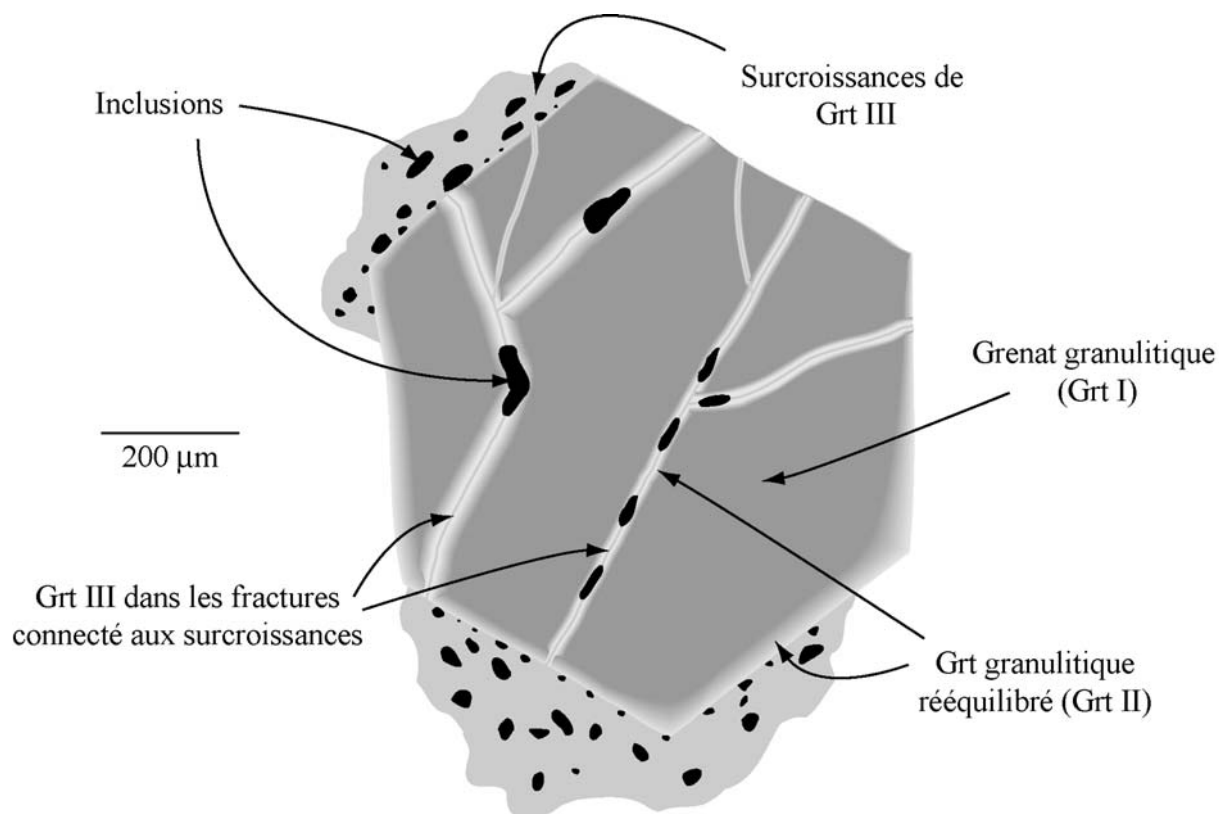


Fig. 1a : Schéma des différentes générations de grenat observées au MEB (contraste de masse imagé en BSE) dans les échantillons écolitiques : le grenat granulitique hérité, dont la composition originelle (Grt I) est conservée sur une large fraction, est rééquilibré dans le faciès écolitique sur sa bordure (Grt II). Il est traversé de fractures, soulignées par des inclusions allongées, dont les bords sont aussi rééquilibrés, et qui sont cicatrisées par du grenat écolitique (Grt III). Celui-ci semble se connecter aux surcroissances de grenat écolitique qui enrobent localement le grenat granulitique, elles aussi parsemées d'inclusions écolitiques (notamment juste à la frontière avec le grenat granulitique).

Le grenat intervient par l'intermédiaire de deux mécanismes très différents dans le métamorphisme écolitique. Le grenat granulitique, dont la composition n'est plus à l'équilibre dans les conditions écolitiques, est partiellement dissout, tandis qu'un nouveau grenat, de composition stable dans le faciès écolitique, cristallise dans les fractures, sur les bords des grenats hérités ainsi que sous la forme de petits minéraux automorphes. A ces phénomènes de dissolution-cristallisation, s'ajoute la rééquilibration du grenat granulitique, par échanges diffusifs avec son environnement.

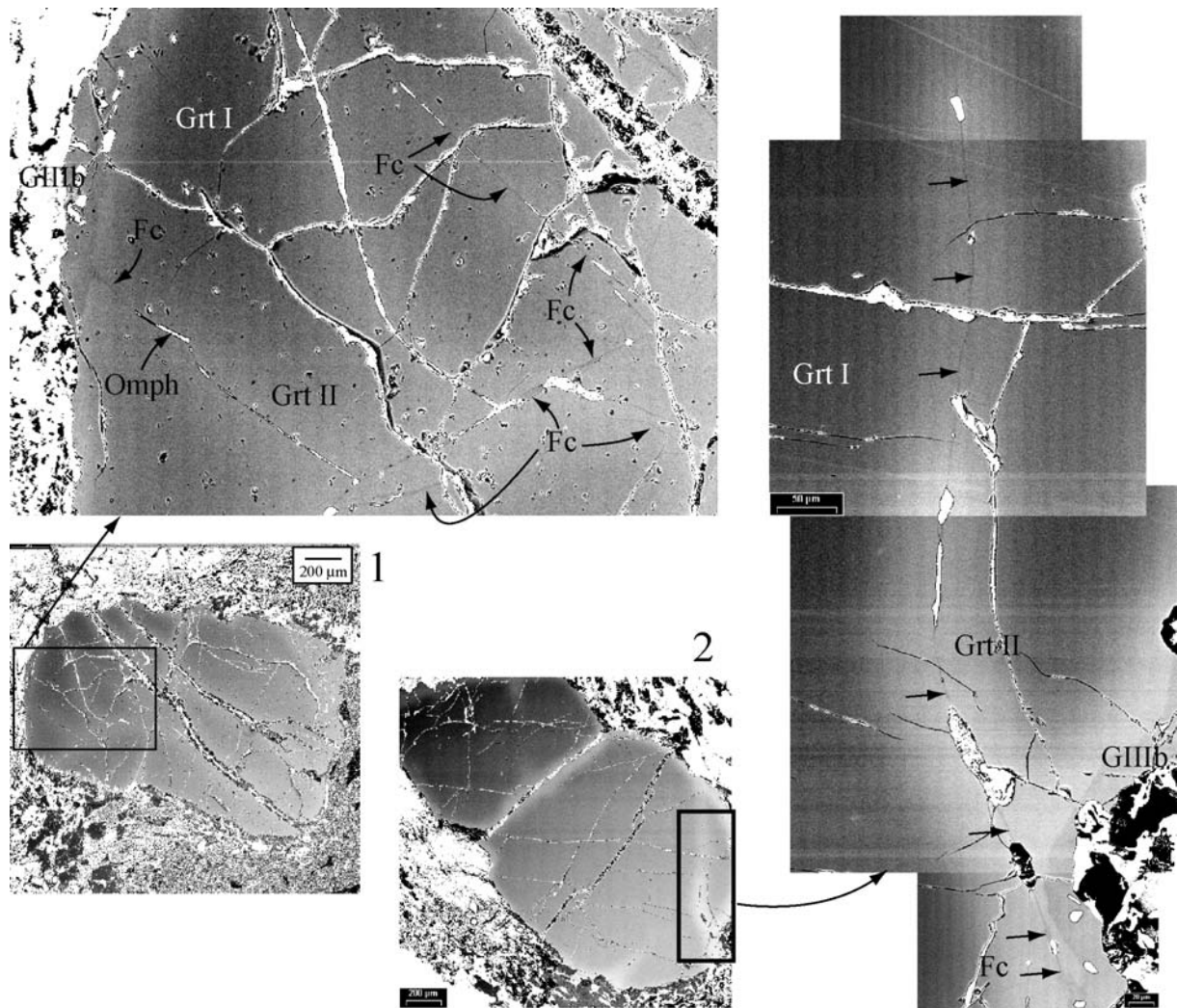


Figure 1b : Générations de grenats observées au MEB (images électrons rétrodiffusés) : le grenat granulitique (Grt I sombre) est partiellement rééquilibré (Grt II clair) sur sa frontière et le long de fractures qui le traversent. Au cœur de ces fractures cristallisent non seulement des inclusions éclogitiques, mais aussi du grenat (Grt III fc), de composition sensiblement différente du grenat rééquilibré. Ce grenat, qui soude les lèvres de la fracture, semble être connecté avec les surcroissances de grenat (Grt III b), pleines d'inclusions éclogitiques, qui poussent sur les frontières du grenat granulitique.

La caractéristique étonnante de la rééquilibration du grenat granulitique par diffusion est qu'elle ne conduit pas aux compositions du Grt III : elle procède essentiellement par échange Fe-Mg^{-1} , tandis que le Grt III est notablement enrichi en Ca.

Pour expliquer cette incohérence, nous proposons l'hypothèse suivante :

- La rééquilibration diffusive du grenat granulitique est contrôlée *cinétiquement*, par la différence entre les coefficients de diffusion des cations divalents du grenat. La vitesse bien plus importante de l'échange Fe-Mg^{-1} par rapport à l'échange Ca-Mg^{-1} , aboutit à la forme observée des profils de diffusion, dans lesquels la pénétration du Ca est restreinte à quelques microns, tandis que le Fe pénètre sur plusieurs dizaines de microns à l'intérieur du grenat granulitique.

L'épisode métamorphique éclogitique est finalement découpée en deux phases, pas nécessairement discontinues. Dans une première étape, le grenat granulitique se rééquilibre avec son environnement, essentiellement par échange Fe-Mg^{-1} , à la fois sur sa frontière mais

aussi le long de fractures formées pendant cette phase. Durant une deuxième étape, cristallisent au cœur des fractures un ensemble d'inclusions, ainsi que du grenat écolitique. Cette phase est ensuite suivie d'une exhumation et d'un refroidissement rapide, qui limitent les échanges diffusifs postérieurs et la fige en l'état.

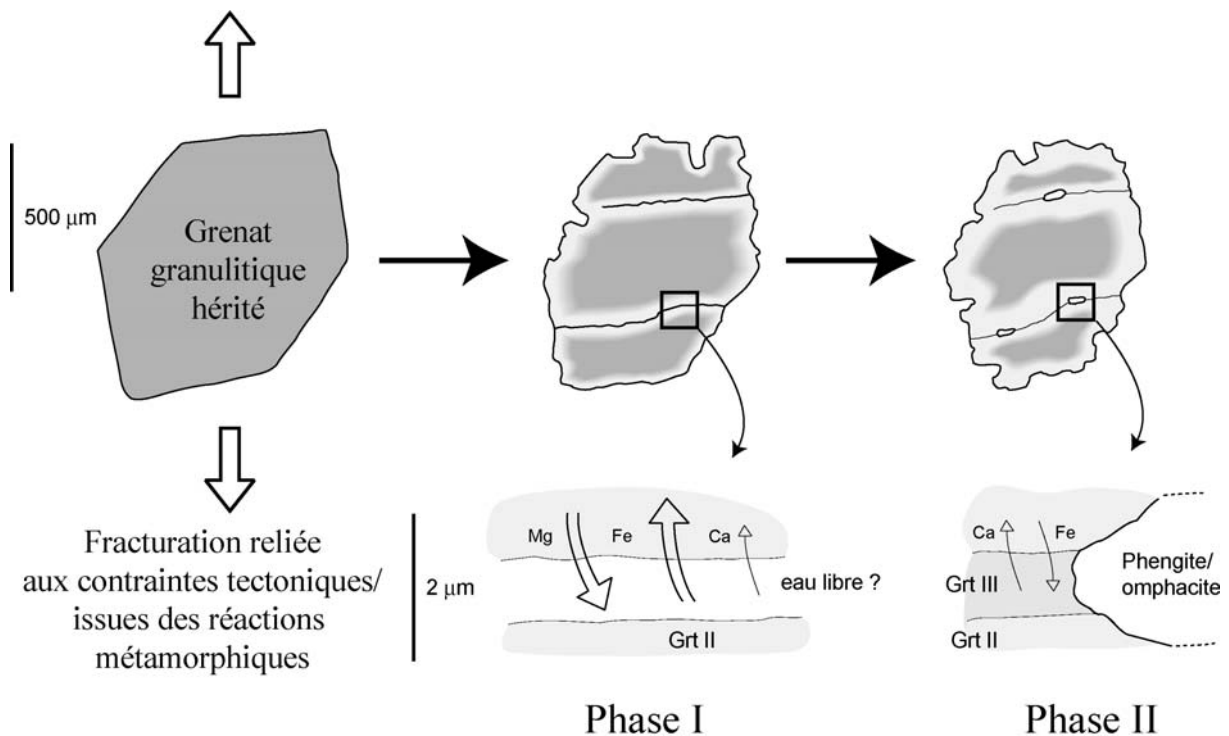


Figure 2 : Processus affectant le grenat granulitique pendant l'épisode métamorphique écolitique. Suite à la fracturation des grenats granulitiques, les échanges entre les bords de la fracture et les éléments mobiles au cœur de la fracture conduisent à la rééquilibration, principalement par échange Fe-Mg-1, d'une bande de grenat granulitique. Au cours d'une deuxième phase, la cristallisation d'inclusions et de grenat au cœur de la fracture scelle celle-ci ; les échanges limités postérieurement à cette phase attestent du refroidissement rapide consécutif.

Cette étude, qui met un peu en lumière la complexité des processus de rééquilibration du grenat, a aussi le mérite de soulever le problème de l'hypothèse d'équilibre entre plusieurs minéraux, sous-jacente à toutes les déterminations thermobarométriques. L'équilibre est souvent supposé sur des bases texturales, comme la juxtaposition au sein de structures communes. On constate que dans les cas analysés, au sein des fractures écolitiques coexistent avec les inclusions écolitiques deux familles de grenats de composition différente, dont une seule est à l'équilibre thermodynamique.

VIII.1.1.2 Propagation des zones écolitisées à l'échelle de l'affleurement

Le modèle d'écolitisation proposé par Austrheim (1987) et Boundy et al. (1992) décrit comme processus initial la formation de fractures décamétriques où s'écoule le fluide, et à partir desquelles il pénètre dans la granulite saine et déclenche sa transformation. Cette pénétration ne procède pas uniquement par diffusion, comme l'atteste le front de réaction toujours très net qui sépare domaines de granulite et d'écolite, incompatible avec la forme d'un front de diffusion.

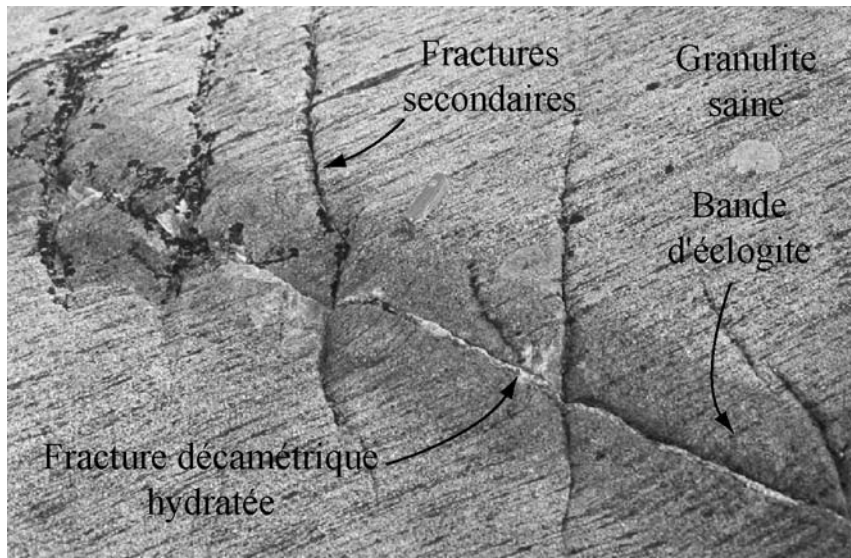


Figure 3 : Fracture éclogitique décamétrique, soulignée par une bande de réaction éclogitisée de plusieurs cm à dm d'épaisseur. On note la transition très franche entre la bande sombre éclogitisée et la granulite fraîche qui l'entoure.

L'analyse au MEB des grenats granulitiques montre la présence en abondance de microfractures dans le domaine éclogitisé, et leur absence dans les domaines de granulite saine. L'orientation de ces microfractures, systématiquement perpendiculaires ou bien parallèles à la fracture décamétrique et à la bande qui l'encadre, et ce quelle que soit l'orientation de celles-ci, nous amène à proposer un modèle mécanique qui met en relation les contraintes issues des réactions métamorphiques et de la variation de volume associée, avec la formation des microfractures. La formation des deux directions perpendiculaires de fractures au sein d'un même grenat est réalisée en deux étapes, avec (1) la première famille de fractures, parallèles à la bande d'éclogite, qui se forme lorsque le grenat est dans la granulite saine à la frontière du domaine éclogitisé, et (2) la deuxième qui est mise en place postérieurement, lorsque le domaine éclogitique s'est développé et englobe le grenat considéré.

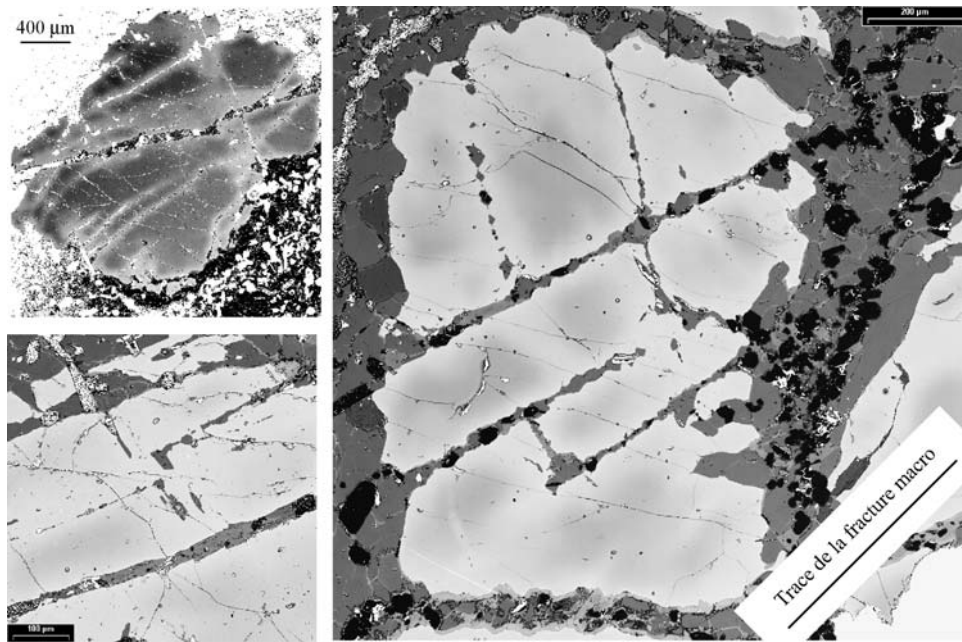


Figure 4 : Les grenats granulitiques hérités au sein de la zone éclogitisée sont traversés par 2 familles de fractures éclogitiques perpendiculaires, orientées soit parallèles soit perpendiculaires à la bande d'éclogite et la fracture décamétrique.

Les conséquences de cette microfracturation sur la propagation du domaine éclogitisé sont importantes, si l'on fait l'hypothèse relativement raisonnable que la propagation du domaine éclogitisé est contrôlé par les mouvements du fluide depuis la fracture décamétrique dans la granulite. A la différence d'une propagation par diffusion simple à partir d'une source fixe, le mécanisme qui opère dans le modèle proposé couple diffusion de fluide et réactions métamorphiques à la microfracturation, qui augmente de façon importante la perméabilité et par conséquent la diffusion. La vitesse d'avancée du front d'éclogitisation/forte concentration en fluide/microfractures est constante (Jamtveit et al., 2000) et permet donc une propagation du domaine d'éclogite nettement plus rapide que par diffusion simple, dont la vitesse décroît avec le temps.

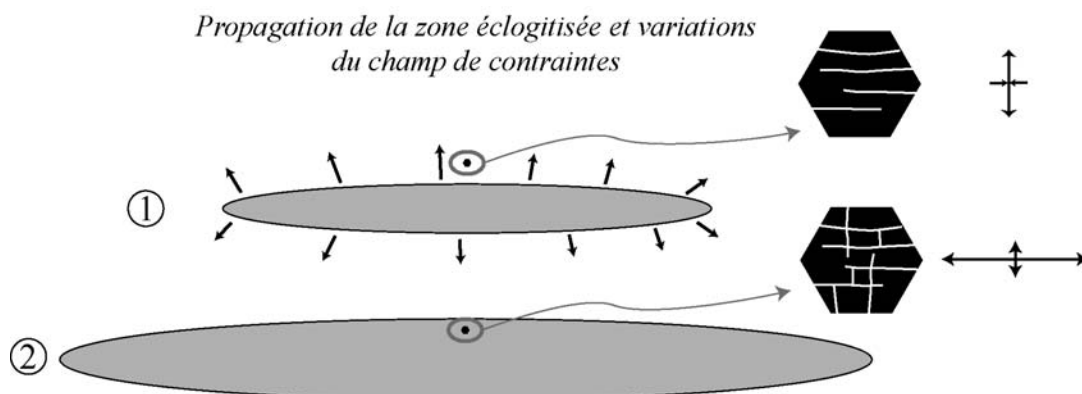


Figure 5 : Orientation des microfractures associées à la variation volumique au sein d'un domaine éclogitique qui se propage.

VIII.1.1.3 Endommagement à l'échelle du massif

La propagation des domaines éclogités à l'échelle du massif obéit à des mécanismes différents du couplage diffusion-microfracturation décrit ci-dessus, opérant à l'échelle du mètre. En particulier, les fractures décamétriques, qui forment un réseau interconnecté, assurent probablement le transport du fluide sur des distances de plusieurs dizaines, voire de centaines de mètres, tandis qu'il est aussi possible qu'un flux de fluide important transite dans les zones de cisaillement éclogitiques, par un mécanisme restant encore à élucider. Nous ne proposons pas de mécanisme physique précis à l'origine de la formation de ce réseau de fractures macroscopiques, dans une zone intermédiaire entre les domaines fortement éclogités et ceux de granulite fraîche. Cependant, cette zone, considérée comme une zone d'endommagement (à l'image du domaine proche de la pointe d'une fissure), contrôle directement la propagation des domaines éclogités puisque la pénétration dans la granulite saine est assurée par l'écoulement du fluide dans les fractures de la zone endommagée.

En particulier, la géométrie de la zone endommagée conditionne la géométrie finale des domaines éclogités. Plus cette zone d'endommagement est anisotrope, plus l'est en conséquence la zone de granulite éclogitée. Or on constate que les zones éclogitées se présentent sous forme de bande de cisaillements épaisses de quelques dizaines de mètres et longues de plusieurs centaines de mètres, ce qui implique une géométrie également anisotrope des zones d'endommagement précoces formées pendant la propagation et la mise en place de cette bande éclogitique. Alors que des mécanismes de type diffusifs sont incompatibles avec cet endommagement anisotrope, deux mécanismes sont susceptibles d'en rendre compte :

-La mise sous contrainte à grande échelle du massif conduit, en raison de la rhéologie bien plus faible de l'éclobite, à des concentrations de contraintes (et à la fracturation associée) dans les "sections" (c'est-à-dire les plans parallèles au cisaillement appliqué aux limites) les plus faibles, donc contenant le moins de granulite.

-Les contraintes issues de la réduction de volume induite par l'éclobitisation sont concentrées près de la pointe des domaines éclobitiques.

Ces deux mécanismes amplificateurs conduisent à former des domaines endommagés et éclobités de plus en plus anisotropes, qui finalement traversent le massif. La fraction rhéologique critique d'éclobite, autour de laquelle la rhéologie du massif partiellement éclobité chute brutalement d'une valeur proche de la granulite à une valeur beaucoup plus faible, proche de l'éclobite, est relativement faible dans les deux mécanismes de propagation anisotrope. L'évolution du massif après cette chute de viscosité de grande échelle est différente suivant les deux mécanismes : la chute des contraintes appliquées qui accompagne la baisse de rhéologie inhibe dans le premier cas fortement la formation de nouvelles fractures nécessaires à la propagation de l'éclobitisation, qui en conséquence s'arrête (Bjørnerud et al., 2002). A l'inverse, suivant le deuxième mécanisme endommagement et propagation des zones éclobités sont synergiques et indépendants des contraintes aux limites, ils continuent donc à être actifs après la chute des contraintes tectoniques.

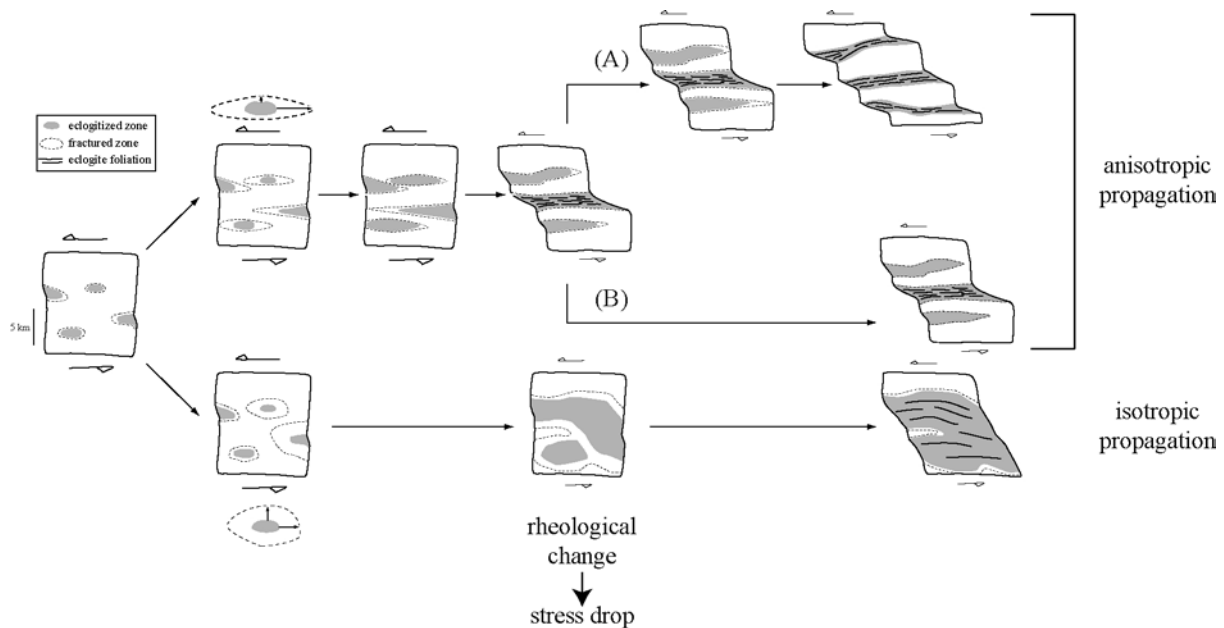


Figure 6 : Modèle d'éclogitisation de grande échelle du massif granulitique, où la propagation des domaines d'éclogite est contrôlée par l'endommagement dans une zone intermédiaire entre éclogite et granulite. Un mécanisme de type diffusif est incompatible avec la géométrie finale, très anisotrope, des volumes d'éclogite, organisés en bandes épaisses de quelques dizaines et longues de plusieurs centaines de mètres. Les deux mécanismes à même d'entraîner une propagation anisotrope des zones éclogitisées (A et B), conduisent à des valeurs faibles de la fraction rhéologique critique d'éclogite, correspondant à la chute de la viscosité du massif et des contraintes de grande échelle appliquées. Les deux mécanismes diffèrent par l'évolution du massif au-delà de cette fraction rhéologique critique, avec poursuite ou non de la propagation de l'éclogitisation.

VIII.1.2 Modèle géodynamique d'exhumation syn-collisionnelle

En parallèle de l'étude des mécanismes contrôlant le déroulement des réactions métamorphiques et leur propagation, le deuxième volet du travail de thèse est consacré à l'analyse des conséquences de l'éclogitisation sur l'exhumation. La première étape naturelle consiste à décrire la déformation éclogitique et à comprendre les relations entre celle-ci et l'exhumation. En s'appuyant sur les résultats de l'étude structurale, qui montre le rôle crucial de l'éclogitisation dans le déclenchement de l'exhumation, nous avons essayé ensuite d'expliquer et de quantifier par le biais d'un modèle mécanique comment les variations de densité et de rhéologie liées à l'éclogitisation influencent la circulation crustale profonde et l'exhumation.

VIII.1.2.1 Etude structurale de la déformation éclogitique

La faible résistance de la granulite partiellement ou complètement éclogitisée par rapport à son équivalent non transformé aboutit à la forte localisation de la déformation dans les zones éclogitisées, et réciproquement à la forte déformation d'une proportion importante des domaines d'éclogite. En particulier, les domaines les plus éclogitisés sont structuralement des grandes bandes de cisaillement éclogitiques, d'orientation assez systématique au travers de l'île (Se ~N120 30N), portant une linéation elle aussi assez régulière (azimut vers l'ENE). Le mouvement le long de ces larges bandes éclogitiques bien foliées est en cisaillement top vers l'ENE, comme l'attestent les nombreux critères asymétriques à toutes les échelles, collectés au travers de l'unité de haute-pression.



Figure 7 : Quelques critères de cisaillement top vers l'ENE dans les bandes de cisaillement écolitiques. Le sens de cisaillement est indiqué par la forme asymétrique des coronas déformées (gauche), ou par la déflexion asymétrique de la foliation granulitique sur les frontières du boudin de granulite pris dans la bande de cisaillement écolitique (droite).

La déformation cisailante top vers l'ENE observée dans les zones très écolitisées est homogène à l'échelle de toute l'unité de haute-pression. Elle se double dans les zones plus faiblement écolitiques d'une tectonique en "dominos", matérialisée par le jeu normal dextre des bandes de cisaillement mineures (<1m d'épaisseur) orientées \sim N90-130 20-50N (orientation semblables aux bandes de cisaillement majeures qui traversent l'île) et le jeu normal senestre de celles orientées \sim N30-80 20-50N. Cette cinématique, dans ces zones où les domaines écolitiques sont restreints à des bandes de quelques décimètres d'épaisseur, est non seulement en accord avec la cinématique des larges zones de cisaillement, mais permet en plus de préciser l'orientation des contraintes aux limites à l'origine de la déformation écolitique. Cette cohérence des structures à l'échelle de l'unité démontre que la déformation écolitique reflète bien l'action de contraintes tectoniques, et non pas l'action des contraintes locales issues des réactions métamorphiques.

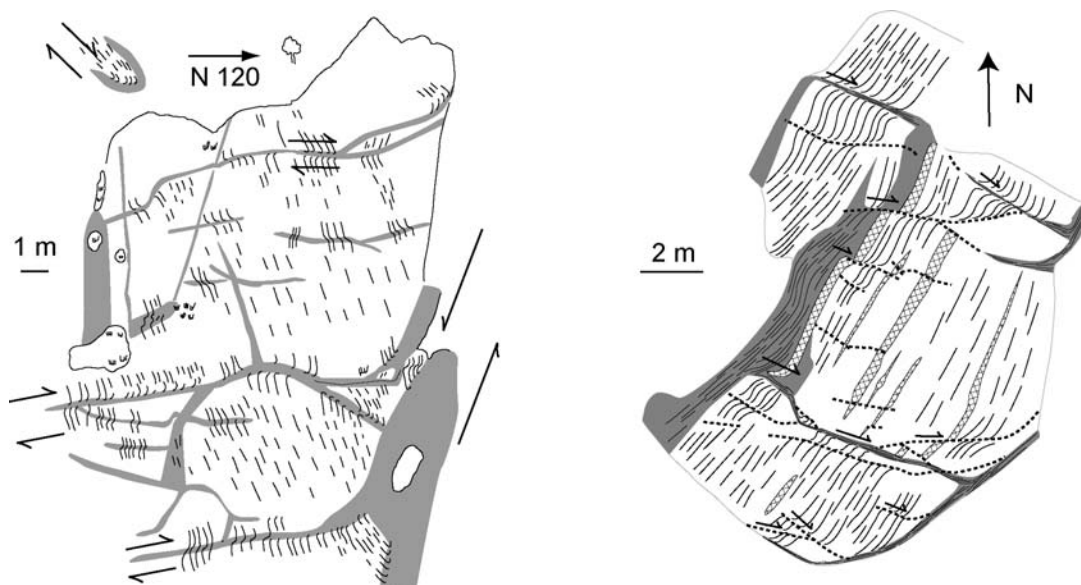


Figure 8 : Carte de détail des zones faiblement écolitiques, où la granulite est découpée par des bandes de cisaillement d'orientation et de cinématique systématiques, à l'origine d'une déformation en "dominos".

La cinématique du cisaillement éclogitique est relativement proche de celle de la déformation amphibolitique qui lui succède, témoignant de la continuité de la déformation au cours de l'exhumation. Par ailleurs, le cisaillement top vers le NE, qui est la déformation éclogitique dominante, est cohérent avec la déformation régionale, enregistrée par des unités adjacentes dans des faciès de plus bas grade, ainsi qu'à beaucoup plus large échelle par le charriage des nappes allochtones vers le SE. En restaurant l'unité de haute-pression d'Holsnøy dans sa position originelle au sein du panneau baltique plongeant vers le NW, les bandes de cisaillement éclogitiques jouent le rôle de chevauchements de grande échelle le long desquels les écailles de croûte découpées réalisent les premiers stades de leur retour vers la surface. L'éclogitisation apparaît ainsi dans ce modèle comme un processus crucial dans l'exhumation de la croûte entraînée en subduction : l'éclogite, faiblement visqueuse, est localisée dans des bandes de cisaillement qui assurent le découplage mécanique entre le manteau lithosphérique et la croûte sus-jacente ; les unités de croûte ainsi détachées, et peu affectées en volume par l'éclogitisation, sont suffisamment légères pour entamer leur exhumation par force d'Archimède.

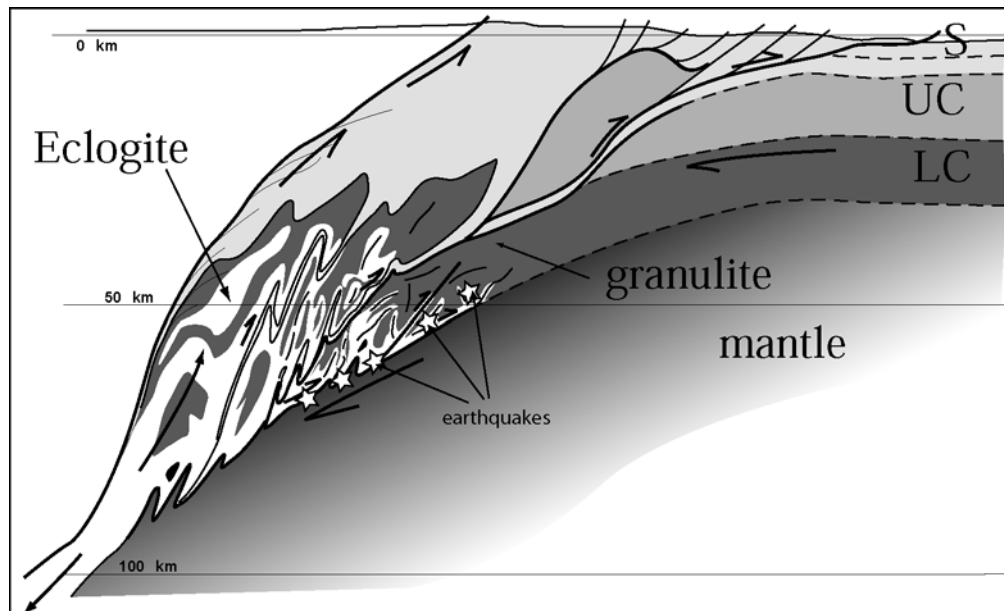


Figure 9 : Modèle d'éclogitisation progressive de la croûte en subduction, qui entraîne la formation d'écailles plurikilométriques de croûte, peu éclogitisées, séparées par de larges bandes de cisaillement éclogitiques faiblement visqueux. Le découplage mécanique entre les écailles de croûte et le manteau lithosphérique plongeant permet aux écailles légères de commencer leur retour vers la surface par chevauchement le long de ces bandes de cisaillement éclogitiques.

VIII.1.2.2 Etude mécanique

L'étude structurale permet de développer un modèle conceptuel de dynamique des zones de collision/subduction dans lequel l'éclogitisation est responsable des stades profonds de l'exhumation. Une approche mécanique rigoureuse est cependant nécessaire, à la fois pour s'assurer de la pertinence physique du modèle proposé et pour en préciser les ressorts. Le modèle du canal de subduction, qui a déjà été appliqué aux zones de subduction (Cloos, 1982; England & Holland, 1979; Shreve & Cloos, 1986), propose un cadre mécanique à la fois simple et adéquat pour étudier l'influence des réactions métamorphiques sur la circulation profonde.

Ce modèle intègre les variations de densité et de viscosité dans un unique paramètre adimensionnel, le *nombre d'exhumation* α , qui décrit la capacité du matériau à être exhumé (ou inversement sa résistance à l'enfouissement). La variation de α suivant la fraction d'éclogite dépend de la différence de rhéologie et de densité entre la croûte éclogitisée et non éclogitisée, mais aussi de la géométrie des volumes éclogitisés, donc des processus qui contrôlent la propagation des domaines d'éclogite. Dans le cas étudié sur Holsnøy, la rhéologie nettement plus faible de l'éclogite, ainsi que la propagation très anisotrope des zones éclogitisées conduit à un pic du *nombre d'exhumation* pour une proportion particulière d'éclogite, qui correspond à un massif en moyenne peu éclogitisé (donc relativement léger) mais traversé par des grandes bandes de cisaillement éclogitiques qui réduisent fortement sa viscosité d'ensemble. A l'inverse, pour des compositions défavorables à l'exhumation, le *nombre d'exhumation* est décroissant dans tout le domaine d'éclogitisation partielle.

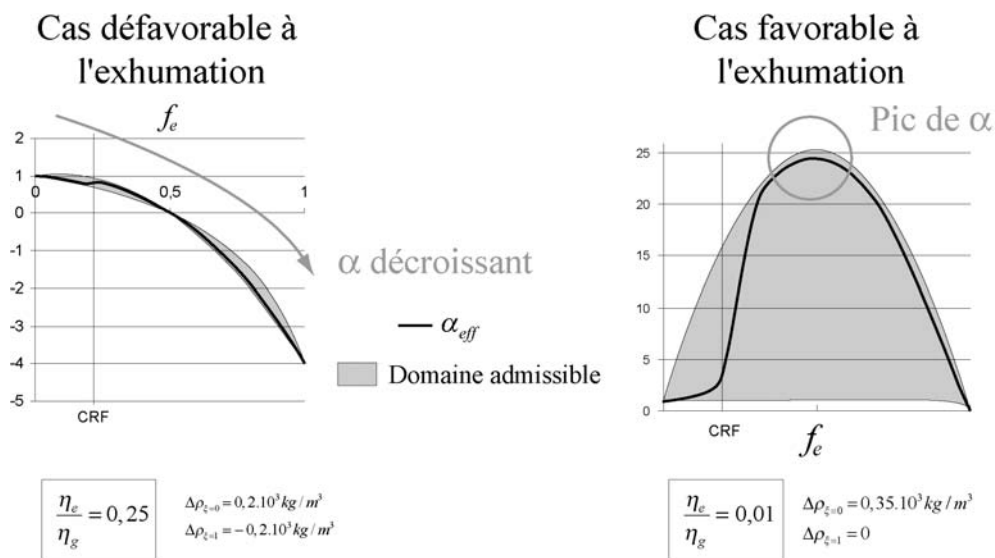


Figure 10 : Variation de α en fonction de la proportion d'éclogite. Dans le cas défavorable à l'exhumation (éclogite plus dense que le manteau, relativement visqueuse, éclogitisation isotrope), le nombre d'exhumation est décroissant dans tout le domaine d'éclogitisation partielle. A l'inverse, dans le cas favorable à l'exhumation (éclogite aussi dense que le manteau, peu visqueuse, éclogitisation anisotrope), le nombre d'exhumation α est maximum pour une certaine proportion d'éclogite.

Le flux descendant maximal au travers d'une section donnée du chenal dépend du nombre d'exhumation du matériau qui s'y trouve : plus le nombre d'exhumation est fort, plus ce flux maximal est faible. Ainsi, la région du canal où α est maximal détermine le flux maximal net possible, et constitue une sorte de goulet d'étranglement qui force le matériau qui y arrive en excès à inverser sa course et à repartir vers la surface. L'introduction en subduction de croûte favorable à l'exhumation à la suite d'une croûte défavorable entraîne la transition entre des régimes sans et avec exhumation. Ce modèle est la vision en mécanique des milieux continus du schéma d'évolution tiré de l'analyse structurale : les écaillés peu éclogitisés, découpés par des bandes de cisaillement rhéologiquement faibles qui assurent le découplage du manteau, et qui remontent par différence de densité, correspondent précisément à la croûte à nombre d'exhumation maximal, présente dans le domaine partiellement éclogitisé, qui déclenche la formation d'un flux retour.

Cas défavorable
à l'exhumation

Cas favorable
à l'exhumation

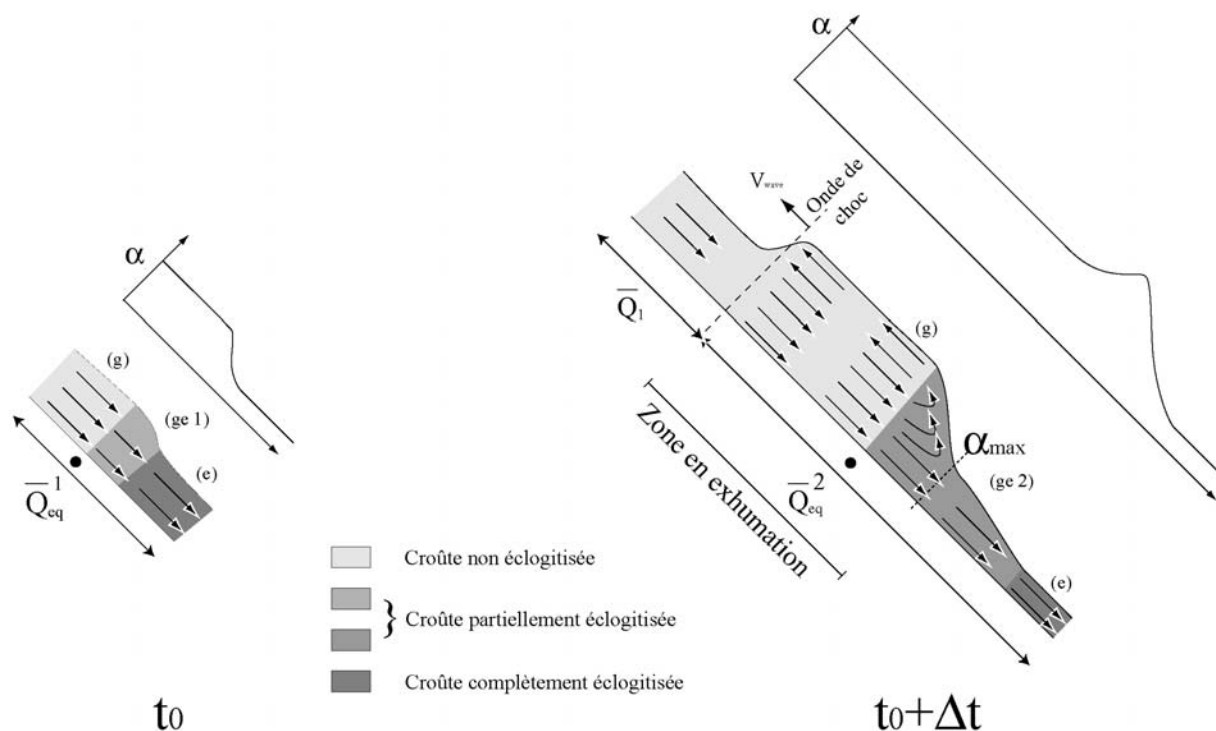


Figure 11 : L'enfouissement d'un matériau favorable à l'exhumation, caractérisé par un pic de nombre d'exhumation dans le domaine partiellement éclogitisé, à la suite d'un matériau défavorable à l'exhumation, entraîne un changement de dynamique drastique, avec la formation d'une zone en exhumation, où les vitesses sont ascendantes. La croûte partiellement éclogitisée dont le nombre d'exhumation est maximal, agit comme un goulot d'étranglement, forçant l'exhumation du matériau arrivant en excès.

Cette analyse mécanique nous permet en plus de comprendre les mécanismes de l'exhumation en lien avec l'éclogitisation, d'en préciser les conditions. La vitesse d'expansion vers le haut de la zone en exhumation (vitesse de l'"onde de choc") est déduite des propriétés de la croûte enfouie. Par ailleurs, nous montrons que les vitesses d'exhumation de l'ordre des vitesses des plaques lithosphériques ne sont pas compatibles avec un régime d'écoulement stationnaire, elles ne sont atteintes que lors de la transition entre l'enfouissement de matériau à faible et fort nombre d'exhumation. Enfin, la présence d'un niveau mécaniquement faible au sommet du canal (comme par exemple un niveau de serpentines) n'a pas une action univoque sur l'exhumation : lorsque le canal est large, ce niveau augmente les vitesses ascendantes et favorise l'exhumation. En revanche, lorsque le canal est étroit (sans exhumation), ce niveau faible augmente les vitesses vers la profondeur, et en quelque sorte défavorise l'exhumation.

VIII.2 Perspectives

Si les résultats de ce travail de thèse lèvent quelque peu le voile sur les mécanismes profonds de l'exhumation, de nombreux points restent néanmoins à éclaircir par des travaux futurs. Une partie des questions restées en suspens ont été décrites tout au long du manuscrit ; nous en faisons un court résumé dans ce qui suit. Par ailleurs, de fil en aiguille de nouvelles

perspectives sont apparues, plus ou moins directement reliées aux problèmes spécifiques étudiés, qui sont autant de suggestions de recherches futures.

VIII.2.1 Mécanismes microscopiques d'éclogitisation

Le scénario d'éclogitisation que nous proposons au niveau microscopique est décomposé en deux phases, une première pendant laquelle les grenats granulitiques se rééquilibrent par diffusion à partir de leur frontières (joints de grain ou fractures), et une seconde pendant laquelle de nombreux minéraux, dont du grenat stable dans les conditions éclogitiques, cristallisent.

Le premier problème est relié à la différence de composition entre le grenat rééquilibré et le grenat cristallisé. Nous proposons comme explication à cette différence la diffusion très lente du calcium dans le grenat, par rapport au fer et au magnésium. Ce mécanisme est plausible, mais n'est pas le seul possible, et d'autres processus sont discutés dans l'article soumis, comme l'enregistrement d'une phase précoce ou bien des propriétés de diffusion intercrystalline très différentes entre les cations d'intérêt. Des travaux complémentaires seraient nécessaires pour estimer précisément la validité de ces différents processus possibles.

Par ailleurs, l'épisode éclogitique est incontestablement décomposé en deux phases successives, de durée inégale. Le comportement du système chimique est variable entre ces deux phases, puisque ce n'est qu'au cours de la seconde que le grenat éclogitique cristallise, tandis qu'au cours de la première le grenat granulitique hors-équilibre est conjointement dissous et rééquilibré par diffusion. La nature du phénomène qui déclenche ce changement de comportement n'est pas du tout évidente, peut-être un changement d'évolution P-T ou bien un apport de fluide externe sont-ils responsables de la cristallisation du grenat éclogitique, mais ces mécanismes sont pour le moins vagues.

VIII.2.2 Microfracturation du grenat

Les microfractures qui traversent les grenats granulitiques dans les zones éclogitiques sont formées sous l'action des contraintes associées au changement de volume, au cours de la propagation de la zone éclogitique. Ce modèle, qui explique bien les orientations des fractures dans les bandes d'éclogite statiques, semble néanmoins en désaccord avec les orientations observées dans les zones de cisaillement éclogitiques, présentées en fin de chapitre 5. Un nouvel échantillonnage, prévu pendant l'été 2005, a pour objectif d'augmenter le nombre d'échantillons analysés, à la fois dans des bandes d'éclogite sans déformation mais aussi dans des bandes de cisaillement de toutes les échelles, dont le jeu est par ailleurs connu. Par ailleurs, l'étude au MEB des microfractures permettra peut-être de préciser à la fois leur mode d'ouverture (mode I ou II), ainsi qu'une possible chronologie entre les différentes orientations, que nous proposons sur la base d'un nombre trop faible d'observations.

VIII.2.3 Formation des fractures décamétriques

Le mécanisme de formation des fractures décamétriques, qui permettent le transport du fluide sur plusieurs centaines de mètres, reste malheureusement incompris. L'approche phénoménologique de la zone fracturée en termes d'endommagement permet d'esquiver le problème en s'intéressant non pas à une fracture individuelle mais à l'ensemble de la zone qui contient ces fractures. Les surpressions de fluides, les contraintes tectoniques et celles directement liées au métamorphisme sont probablement les trois ingrédients de cette fracturation, sans qu'il soit possible d'en dire plus. Néanmoins, pour complètement comprendre comment s'effectue la propagation macroscopique des zones éclogitiques, un mécanisme précis de fracturation est nécessaire.

Nous avons fait quelques tentatives infructueuses pour comprendre la fracturation macroscopique, notamment en mesurant dans une zone délimitée les orientations de ces

fractures, sans qu'il soit possible d'en extraire une quelconque régularité ou une relation systématique avec d'autres structures éclogitiques ou granulitiques. Cet échec n'est pas la preuve que cette fracturation est complètement aléatoire, et dans tous les cas seule une étude beaucoup plus détaillée sur le terrain est à même de fournir des pistes quant à l'organisation et à la genèse de ces fractures.

VIII.2.4 Rhéologie de l'omphacite et du grenat

L'omphacite et le grenat sont deux minéraux volumétriquement importants des roches à haute-pression, leur rhéologie est donc une contrainte importante sur les propriétés des roches crustales en subduction. Les idées développées ci-après ont fait l'objet d'un projet post-doctoral en partenariat avec l'Université de Liverpool, malheureusement non financé. Les prélèvements nécessaires seront néanmoins réalisés pendant la campagne d'août 2005.

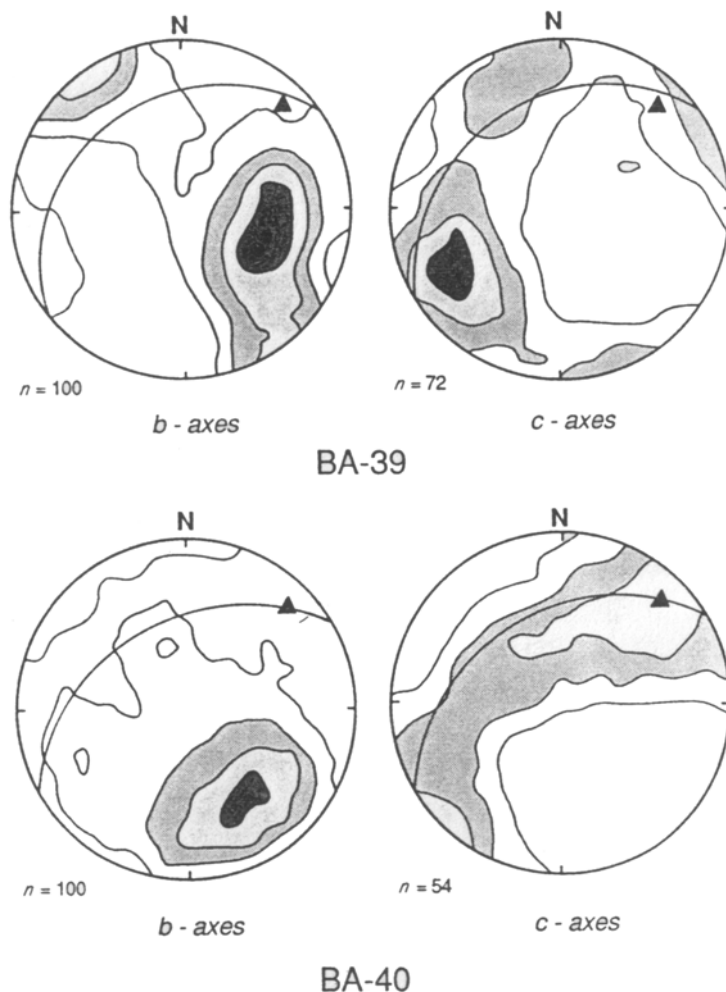


Figure 12 : Diagrammes stéréographiques (hémisphère inférieur) de distribution des axes cristallographiques (b et c) des cristaux d'omphacite dans deux lames minces prélevées dans la large bande de cisaillement de Lower Eldsfjellet, tirés de Boundy et al. (1992). Les axes b sont préférentiellement orientés perpendiculairement au plan de foliation (grand cercle), tandis que les axes c sont distribués dans le plan de foliation (le triangle représente la linéation).

Le mécanisme de déformation dominant de l'omphacite est encore actuellement discuté, entre fluage-diffusion et fluage-dislocation. L'éclogite présente sur l'île d'Holsnøy constitue un candidat idéal pour analyser sur des échantillons naturels la déformation de l'omphacite suivant une large gamme de conditions aux limites. D'une part, toutes les intensités de déformation et de cisaillement sont observables, depuis les bandes où l'éclogitisation est statique, jusqu'aux minces bandes de cisaillement accumulant une importante quantité de déformation. Par ailleurs, la cinématique de la déformation éclogitique est contrainte avec précision par la déflexion de la foliation granulitique et les marqueurs

asymétriques au sein de l'éclogite. Dans ce cadre structural, une étude à la fois des formes et des orientations cristallographiques préférentielles de l'omphacite par EBSD, dans la suite de l'étude de Boundy et al. (1992) dans la même région et de l'approche couplant EBSD et modélisation viscoplastique développée par Bascou et al. (2001, 2002), peut permettre de mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent la déformation du clinopyroxène de HP. Une étude complémentaire peut être effectuée dans le massif de Drøsdal, dans les Gneiss de l'Ouest, au sein duquel la déformation éclogitique procède essentiellement par étirement constrictif (Foreman et al., 2005; Foreman et al., in prep).

La déformation des grenats granulitiques dans le faciès éclogitique semble procéder essentiellement par microfracturation. Cependant, des outils d'analyse pointus tels que l'analyse des orientations cristallines in situ, avec une résolution très fine ($\sim 10 \mu\text{m}$), permet d'imager les distorsions résultants de la déformation plastique qui conduisent à la formation de sous-grains légèrement désorientés les uns par rapport aux autres (Prior et al., 2000; Prior et al., 2002). Ces techniques, qui démontrent dans des échantillons naturels déformés la microplasticité du grenat au delà de $\sim 600 \text{ }^\circ\text{C}$ (Voegelé et al., 1998), présentent un grand intérêt, non seulement pour étudier la déformation plastique associée à la microfracturation des grenats, mais peut-être aussi pour préciser le mode d'ouverture de ces microfractures.

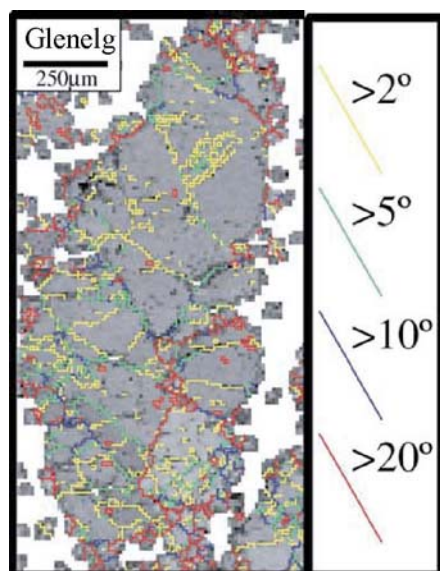


Figure 13 : Carte d'EBSD in situ montrant la formation de sous-grains (plus de 2° de désorientation entre grains adjacents) par déformation plastique d'un grenat dans une bande de cisaillement amphibolitique affectant la formation éclogitique de Glenelg-Attadale au NW de l'Ecosse, d'après Prior et al. (2002).

VIII.2.5 Modélisation mécanique analytique des zones de subduction

L'approche mécanique analytique développée dans cette thèse est complémentaire de la modélisation numérique grande échelle des zones de subduction. Les modèles numériques thermo-mécaniques couplés tels que PARAVOZ (Burov & Molnar, 1998; Burov & Poliakov, 2001b; Poliakov et al., 1993), qui intègrent l'ensemble des phénomènes physiques ayant un rôle dans la dynamique des zones de subduction, permettent d'étudier l'effet combiné de tous ces mécanismes, sans qu'il soit toujours possible de les distinguer individuellement. A l'inverse, le modèle analytique développé ici met en lumière l'action d'un mécanisme précis, en l'occurrence les changements de viscosité et de densité induits par les transformations métamorphiques. Cette approche analytique pourrait être étendue à bien d'autres processus : les deux modèles-types de canal de subduction diffèrent par le choix des conditions aux limites, soit gradient de pression lithostatique imposé-géométrie libre (notre modèle), soit l'inverse (Mancktelow, 1995). Ces choix ne sont pas exclusifs : on peut imaginer un ensemble

de modèles où ni la géométrie ni la pression dans le canal ne sont imposées, mais où les deux paramètres sont couplés. Ce couplage rend compte du comportement mécanique des bords du canal, et différentes hypothèses sur la résistance du manteau peuvent être testées.

Le deuxième type de modèle analytique qui n'a sans doute pas été suffisamment exploité est le modèle du corner-flow. Comme nous l'avons décrit dans le premier chapitre, la forme de coin, qui est responsable de l'établissement d'un flux retour pour compenser le mouvement de la croûte vers le bas, conduit à des contraintes singulières à la pointe du coin. Ces contraintes sont irréalistes, et la déformation nécessaire de l'apex du coin va permettre à une partie du flux de croûte de s'écouler vers le bas, tandis qu'une partie va continuer à être forcée d'inverser sa course. La géométrie et le champ de vitesse du régime stationnaire qui peut s'établir après adaptation du système permet d'analyser les rôles respectifs de la forme en coin et de la différence de densité dans l'exhumation de la croûte, un peu à l'image des différents niveaux de circulation crustale mis en évidence par Burov et al. (2001a).

Le dernier point d'intérêt de ces modèles analytiques est l'étude des contraintes exercées dans la zone d'écoulement. Ces modèles permettent de connaître facilement les contraintes exercées en n'importe quel point de la zone en écoulement, qui sont l'objet de vives discussions, notamment à propos de la question des surpressions tectoniques (Petrini & Podladchikov, 2000). Par ailleurs, cette connaissance des contraintes permet de faire des bilans de grande échelle, qui ont une importance considérable notamment sur la dynamique globale des plaques lithosphériques (Bird, 1978).

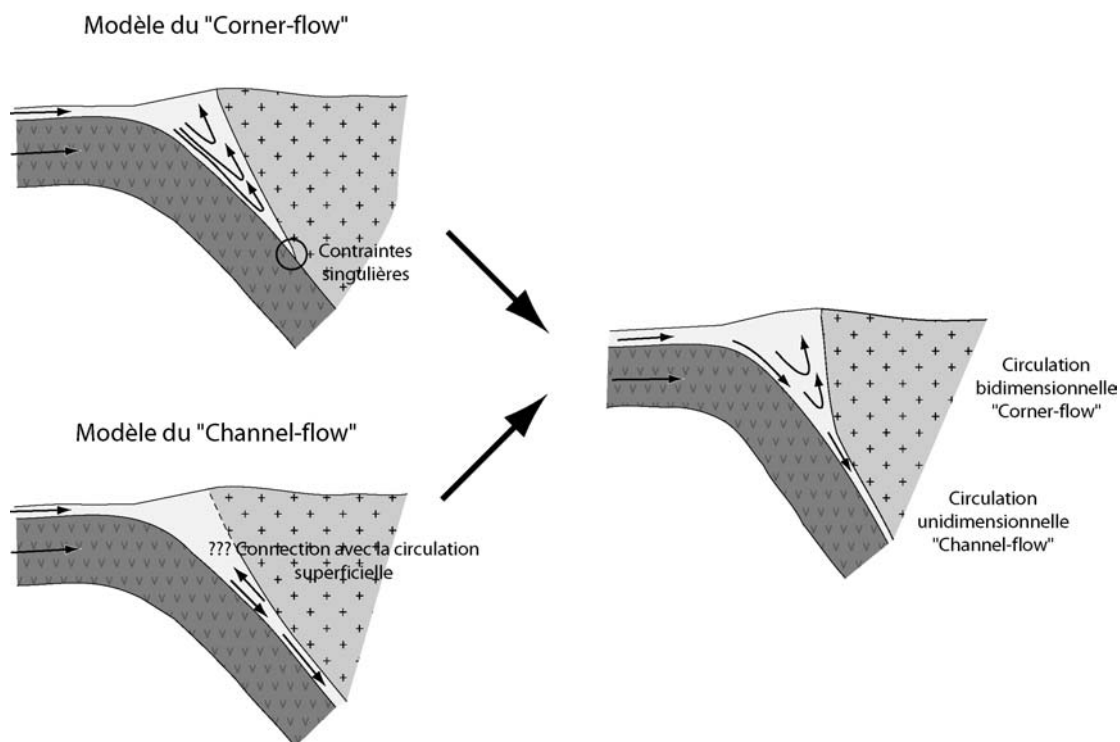


Figure 14 : Modèle analytique (en chantier !) intégrant les deux modèles "élémentaires", le modèle du corner-flow, bidimensionnel, décrivant la circulation superficielle à l'intérieur d'un prisme orogénique, et le modèle du channel-flow, unidimensionnel, décrivant la circulation profonde dans un canal étroit.

Références bibliographiques

- Abers, G. A., 1992. Relationship between shallow- and intermediate-depth seismicity in the eastern Aleutian subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **19**, 2019-2022.
- Agard, P., Jolivet, L. & Goffé, B., 2001. Tectonometamorphic evolution of the schistes lustrés complex: implications for the exhumation of Hp and UHP rocks in the Western Alps. *Bull. Soc. Geol. France*, **172**(5), 617-636.
- Agard, P. & Lemoine, M., 2003. *Visages des Alpes: structure et évolution géodynamique*. Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris.
- Agard, P., Monié, P., Goffé, B. & Jolivet, L., 2002. Exhumation of the Schistes Lustrés complex: In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 599-618.
- Allemand, P. & Lardeaux, J.-M., 1997. Strain partitioning in a deformable orogenic wedge: application to the Alpine belt. *Tectonophysics*, **280**, 157-169.
- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., Harre, W. & Hohndorf, A., 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the anti-cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, **23**, 97-164.
- Amato, J. F., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P. & Beard, B. L., 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planet Science Letters*, **171**, 425-438.
- Andersen, D. J. & Lindsley, D. H., 1988. Internally consistent solution model for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, **73**, 714-726.
- Andersen, T. B., 1998a. Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, **285**(3-4), 333-352.
- Andersen, T. B., Austrheim, H. & Burke, E. A. J., 1991b. Fluid-induced retrogression of granulites in the Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway: Fluid inclusion evidence from amphibolite-facies shear zones. *Lithos*, **27**, 29-42.
- Andersen, T. B., Berry IV, H. N., Lux, D. R. & Andresen, A., 1998b. The tectonic significance of pre-Scandian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite cooling ages in the Caledonides of western Norway. *Journal of geophysical Society, London*, **155**, 297-309.
- Andersen, T. B. & Jamtveit, B., 1990. Uplift of deep crust during orogenic extensional collapse : a model based on field studies in the Sogn-Sunnfjord region of Western Norway. *Tectonics*, **9**(5), 1097-1111.
- Andersen, T. B., Jamtveit, B., Dewey, J. F. & Swensson, E., 1991a. Subduction and exhumation of continental crust : major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, **3**, 303-310.
- Andersen, T. B., Osmundsen, P. T. & Jolivet, L., 1994. Deep crustal fabrics and a model for the extensional collapse of the south-west Norwegian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, **16**, 1191-1203.
- Andreasson, P. G., Gee, D. G. & Sukotjo, S., 1985. Seve eclogites in the Norbotten Caledonides, Sweden. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 887-902, J Wiley, Chichester.
- Andreasson, P. G., Svenningsen, O. M. & Albrecht, L., 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract: evidence from the Seve-Kalak superterrane, Scandinavian Caledonides. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **120**, 159-172.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J. L. & Tonglin, H., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, **91**, 13,803-13,872.

- Armstrong, R. L., 1982. Cordilleran metamorphic core complexes, from Arizona to Southern Canada. *Annual review of earth and planetary sciences*, **10**, 129-154.
- Arzi, A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173-184.
- Augier, R., Agard, P., Jolivet, L., Monié, P., Robin, C. & Booth-Rea, G., in press (a). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): In-situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*.
- Augier, R., Jolivet, L. & Robin, C., in press (b). Late Orogenic doming in the Eastern Betics: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. *Tectonics*.
- Austrheim, H., 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, 221-232.
- Austrheim, H., 1990a. The granulite-eclogite facies transition : A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, **25**, 163-169.
- Austrheim, H., 1990b. Fluid induced processes in the lower crust as evidenced by Caledonian eclogitization of Precambrian granulites, Bergen Arcs, Western Norway. *Unpub. PhD thesis Thesis, University of Oslo*.
- Austrheim, H., 1994a. Eclogitization of the deep crust in continent collision zones. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**(serie II), 761-774.
- Austrheim, H. & Boundy, T. M., 1994b. Pseudotachylytes generated during seismic faulting and eclogitization of the deep crust. *Science*, **265**, 82-83.
- Austrheim, H. & Engvik, A. K., 1995. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In: *Fluid flow and transport in rocks : mechanisms and effects* (eds Jamtveit, B. & Yardley, B. W. D.), pp. 123-137, Chapman and Hall, London.
- Austrheim, H., Erambert, M. & Boundy, T. M., 1996. Garnets recording deep crustal earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, **139**, 223-238.
- Austrheim, H., Erambert, M. & Engvik, A. K., 1997. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitization. *Tectonophysics*, **273**, 129-153.
- Austrheim, H. & Griffin, W. L., 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, Western Norway. *Chemical Geology*, **50**, 267-281.
- Austrheim, H. & Mørk, M. B. E., 1988. The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse, Special publication*, **3**, 102-113.
- Autran, M. A., 1964. Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses minérales associées dans les schistes lustrés de Sant'Andrea di Cotone. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, **87**, 43-44.
- Avigad, A., Garfunkel, Z., Jolivet, L. & Azañón, J. M., 1997. Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, **16**(6), 924- 941.
- Baldwin, S. L., Monteleone, B. D., Webb, L. E., Fitzgerald, P. G., Grove, M. & Hill, E. J., 2004. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea. *Nature*, **431**, 263-267.
- Banno, S., Enami, M., Hirajima, T., Ishiwatari, A. & Wang, Q. C., 2000. Decompression P-T path of coesite eclogite to granulite from Weihai, eastern China. *Lithos*, **52**, 97-108.

- Bascou, J., Barruol, G., Vauchez, A., Mainprice, D. & Eglydio-Silva, M., 2001. EBSD-measured lattice-preferred orientations and seismic properties of eclogites. *Tectonophysics*, **342**, 61-80.
- Bascou, J., Tommasi, A. & Mainprice, D., 2002. Plastic deformation and development of clinopyroxene lattice preferred orientations in eclogites. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1357-1368.
- Basset, M. G., 1985. Silurian stratigraphy and facies development in Scandinavia. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 283-292, J Wiley, Chichester.
- Beaumont, C., Kamp, P. J. J., Hamilton, J. & Fullsack, P., 1996. The continental collision zone, South Island, New Zealand: Comparison of geodynamical models and observations. *Journal of Geophysical Research*, **101**(B2), 3333-3359.
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J. & Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observation and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B4), 8121-8145.
- Berry, H. N., Lux, D. R., Andresen, A. & Andersen, T. B., 1994. Argon 40-39 dating of rapidly uplifted high pressure rocks during late-orogenic extension in southwestern Norway. *Norges Geologiske Undersokelse Special Publications*, **3**, 102-113.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. & Le Pichon, X., 1977. From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: *Structural History of the Mediterranean Basins* (eds Biju-Duval, B. & Montadert, L.) *Proceedings of an International Symposium*, pp. 143-164, Editions Technips, Paris.
- Bingen, B., Austrheim, H. & Whitehouse, M. J., 2001a. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, **42**(2), 355-375.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M. J. & Davis, W. J., 2004. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **147**, 671-683.
- Bingen, B., Davis, W. J. & Austrheim, H., 2001b. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, **113**(5), 640-649.
- Bird, P., 1978. Stress and temperature in subduction shear zones: Tonga and Mariana. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**, 411-434.
- Birtel, S., Altenberger, U. & Passchier, C. W., 1998. Polyphase structural and metamorphic evolution of the Rosslund shear zone at Holsnøy, a ductile nappe boundary in the Middle Allochthon of the Norwegian Caledonides. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1-2**, 19-44.
- Bjørlykke, K., 1983. Subsidence and tectonics in late Precambrian and Paleozoic sedimentary basins of southern Norway. *Norges Geologiske Undersokelse Bulletin*, **380**, 159-172.
- Bjørnerud, M. G., Austrheim, H. & Lund, M. G., 2002. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **107**(B10), 692-709.
- Blake, M. C., Bonneau, M., Geyssant, J., Kienast, J. R., Lepvrier, C., Maluski, H. & Papanikolaou, D., 1981. A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **92**, 247-254.

- Blake, M. C., Irwin, W. P. & Coleman, R. G., 1967. Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. *U.S. Geological Survey Professional Papers*, **575/C**, 307-328.
- Bock, G., Schurr, B. & Asch, G., 2000. High-resolution image of the oceanic Moho in the subducting Nazca plate from P-S converted waves. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3929-3932.
- Bockelie, J. F. & Nystuen, J. P., 1985. The southeastern part of the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 69-88, J Wiley & Sons.
- Bonneau, M., Kienast, J., Lepvrier, C. & Maluski, H., 1980. Tectonique et métamorphisme haute pression d'âge Eocène dans les Hellénides: exemple de l'île de Syros (Cyclades, Grèce). *J. R. Acad. Sci. Paris*, **291**, 171-174.
- Bonneau, M. & Kienast, J. R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus: exemple de l'Egée, Grèce. *Bull. Soc. géol. France*, **7**, 785-791.
- Boundy, T. M., Donohue, C. L., Essene, E. J., Mezger, K. & Austrheim, H., 2002. Discovery of eclogite facies carbonate rocks from the Lindås Nappe, Caledonides, Western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 649-667.
- Boundy, T. M., Essene, E. J., Hall, C. M., Austrheim, H. & Halliday, A. N., 1996. Rapid exhumation of lower crust during continent-continent collision and late extension : Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating of hornblendes and muscovites, Caledonian orogen, western Norway. *Geological society of America Bulletin*, **108**(9), 1425-1437.
- Boundy, T. M., Fountain, D. M. & Austrheim, H., 1992. Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, Western Norway : implications for deep crustal deformational processes. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 127-146.
- Boundy, T. M., Hall, C. M., Li, G., Essene, E. J. & Halliday, A. N., 1997a. Fine-scale isotopic heterogeneities and fluids in the deep crust; a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser ablation and TEM study of muscovites from a granulite-eclogite transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 223-242.
- Boundy, T. M., Mezger, K. & Essene, E. J., 1997b. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, **39**, 159-178.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X. & Chopin, C., 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps; Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics*, **273**(1-2), 105-127.
- Braathen, A., Nordgulen, Ø., Osmundsen, P. T., Andersen, T. B., Solli, A. & Roberts, D., 2000. Devonian, orogen-parallel, opposed extension in the Central Norwegian Caledonides. *Geology*, **28**(7), 615-618.
- Brace, W. F., Ernst, W. G. & Kallberg, R. W., 1970. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. *Geological society of America Bulletin*, **81**, 1325-1338.
- Brady, J. B., 1983. Intergranular diffusion in metamorphic rocks. *American Journal of Science*, **283A**, 181-200.
- Brodie, K. & Rutter, E. H., 1985. On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks. In: *Advances in Physical Geochemistry* (eds Thompson, A. B. & Rubie, B. C.), pp. 138-179, Springer-Verlag, Berlin.
- Brueckner, H. K., 1972. Interpretation of Rb-Sr ages from the the Precambrian and Palaeozoic rocks of southern Norway. *American Journal of Science*, **171**, 334-358.

- Brueckner, H. K., 1979. Precambrian ages from the Geiranger-Talfjord area of the Basal Gneiss Region, West Norway. *Norsk Geologiske Tidsskrift*, **59**, 141-154.
- Brueckner, H. K., 1998. Sinking intrusion model for the emplacement of the garnet-bearing peridotites into continent collision orogens. *Geology*, **26**(7), 631-634.
- Brueckner, H. K. & Van Roermund, H. L. M., 2004. Dunk tectonics: A multiple subduction/eduction model for the evolution of the Scandinavian Caledonides. *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2003TC001502.
- Bruno, M., Compagnoni, R. & Rubbo, M., 2001. The ultra-high pressure coronitic and pseudomorphous reactions in a metagranodiorite from the Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, western Italian Alps: a petrographic study and equilibrium thermodynamic modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 33-43.
- Bryhni, I., 1966. Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in outer Nordfjord, western Norway. *Norges Geologiske Undersokelse*, **241**, 68.
- Bryhni, I., 1989. Status of the supracrustal rocks in the Western Gneiss Region, S. Norway. In: *The Caledonide Geology of Scandinavia* (ed Gayer, R. A.), pp. 221-228, Graham and Trotman.
- Bryhni, I. & Andréasson, P. G., 1985. Metamorphism in the Scandinavian Caledonian. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 417-428, J Wiley, Chichester.
- Buick, I. S. & Holland, T. J. B., 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: *Evolution of metamorphic belts* (ed Daly, J. S.) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, pp. 365-369.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A., 2001a. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, **342**(1-2), 113-136.
- Burov, E. & Molnar, P., 1998. Gravity anomalies over the Ferghana Valley and intracontinental deformation. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 18137-18152.
- Burov, E. & Poliakov, A. N. B., 2001b. Erosion and rheology controls on syn- and post-rift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 16461-16481.
- Bystricky, M. & Mackwell, S., 2001. Creep of dry clinopyroxene aggregates. *Journal of Geophysical Research*, **106**(B7), 13443-13454.
- Calahorrano, A., 2005. Structure de la marge du golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction. *Unpub. Doctorate Thesis, Université Pierre et Marie Curie*.
- Carswell, D. A., 1986. The metamorphic evolution of Mg-Cr type norwegian garnet peridotites. *Lithos*, **19**, 279-297.
- Carswell, D. A., Brueckner, H. K., Cuthbert, S. J., Mehta, K. & O'Brien, P. J., 2003a. The timing of stabilisation and the exhumation rate for ultra-high pressure rocks in the Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 601-612.
- Carswell, D. A., Harvey, M. A. & Al-Samman, A., 1983. The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotites types in the high-grade gneiss complex of Western Norway. *Bulletin of Mineralogy*, **106**, 727-750.
- Carswell, D. A., Tucker, R. D., O'Brien, P. J. & Krogh, T. E., 2003b. Coesite micro-inclusions and the U/Pb age of zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway. *Lithos*, **67**(3-4), 181-190.
- Carswell, D. A. & Zhang, R. Y., 1999. Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultra-high pressure eclogites in plate collision belts. *International geology review*, **41**, 781-798.

- Cashman, S. M. & Kelsey, H. M., 1990. Forearc uplift and extension, southern Hawke's Bay, New Zealand: Mid Pleistocene to present. *Tectonics*, **9**, 23-44.
- Chamot-Rooke, N., Renard, V. & Pichon, X. L., 1987. Magnetic anomalies in the Shikoku Basin, a new interpretation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 214-223.
- Chapple, W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrusts belts. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 1189-1198.
- Chauvet, A. & Dallmeyer, R. D., 1992. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dates related to Devonian extension in the southwestern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, **210**, 155-177.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M. & Bokun, A. N., 1996. Continental Subduction and a Mechanism for Exhumation of High-Pressure Metamorphic Rocks: New Modeling and Field Data from Oman. *Earth and Planet Sci. Lett.*, **143**, 173-182.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A. N., 1995. A mechanism for syn-collision rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **132**, 225-232.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planet Science Letters*, **212**, 1-14.
- Chopin, C., Henry, C. & Michard, A., 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, **3**, 263-291.
- Chopin, C. & Schertl, H. P., 1999. The UHP Unit in the Dora-Maira massif, western Alps. *International geology review*, **41**, 765-780.
- Christova, C., 2001. Depth distribution of stresses in the Kamchatka Wadati-Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms. *Journal of Geodynamics*, **31**, 355-372.
- Claoue-Long, J. C., Sobolev, N. V., Shatsky, V. S. & Sobolev, A. V., 1991. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav Massif, USSR. *Geology*, **19**, 710-713.
- Cloos, M., 1982. Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 330-345.
- Cobbold, P. R. & Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. In: *Shear zones in rocks* (eds Carreras, J., Cobbold, P. R., Ramsay, J. G. & White, S.), Journal of Structural Geology.
- Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society of London*, **159**, 631-644.
- Coes, L. J., 1953. a new dense crystalline silica. *Science*, **118**, 131-132.
- Cohen, A. S., O'Nions, R. K., Siegenthaler, R. & Griffin, W. L., 1988. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **99**, 303-311.
- Conrad, C. P., Bilek, S. & Lithgow-Bertelloni, C., 2004. Great earthquakes and slab-pull: interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, **218**, 109-122.
- Contrucci, I., 1999. *Structures profondes du Bassin Nord Ligure et du Bassin Nord Tyrrhénien*. Editions Bureau de Recherche Géologiques et Minières, Orléans.

- Cooke, R. A., O'Brien, P. J. & Carswell, D. A., 2000. Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure–temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 551-569.
- Corfu, F. & Emmett, T., 1992. U-Pb age of the Leyrunngsmyran gabbroic complex, Jotun Nappe, southern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **72**, 369-374.
- Corfu, F., Ravna, E. J. K. & Kullerud, K., 2003. A Late Ordovician U-Pb age for the Tromso Nappe eclogites, Uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **145**(4), 502-513.
- Cowan, D. S. & Page, B. M., 1975. Recycled Franciscan material in Franciscan melange west of Paso Robles, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, **85**, 1089-1095.
- Crittenden, M., Coney, P. & Davis, G., 1980. *Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera*.
- Cuthbert, S. J., 1991. Evolution of the Devonian Hornelen Basin, west Norway : new constraints from petrological studies of metamorphic clasts. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies* (eds Morton, A. C., Todd, S. P. & Haughton, P. D. W.), pp. 343-360, Geological Society Special Publication.
- Cuthbert, S. J., Carswell, D. A., Krogh Ravna, E. J. & Wain, A., 2000. Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, **52**, 165-195.
- Dallmeyer, R. D., Andréasson, P. G. & Svenningsen, O. M., 1991. Initial tectonothermal evolution within the Scandinavian Caledonides accretionary prism: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages within the Seve Nappe Complex, Sarek Mountains, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 203-218.
- Dallmeyer, R. D. & Gee, D. G., 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral dates from retrogressed eclogites within the Baltoscandian miogeocline: implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, **97**, 26-34.
- Davies, J. H. & von Blanckenburg, F., 1995. Slab brakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 85-102.
- Davis, D. M. & Suppe, J., 1980. Critical taper in mechanics of fold-and-thrust belts. *Geological society of America Abstract Programs*, **12**, 410.
- Davis, D. M., Suppe, J. & Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B2), 1153-1172.
- Davis, G. A. & Lister, G. S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In: *Processes in continental lithospheric deformation* (ed Clark, S. P. J.) *Geological Society of America Special Paper*, pp. 133-159.
- Davis, G. H. & Coney, P. J., 1979. Geological development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, **7**, 120-124.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Pearson Education Ltd, Harlow, England.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kuzmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, **123**, 241-315.
- Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**(6), 1123-1139.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C. I., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**(3), 137-180.

- Dewey, J. F., Ryan, P. D. & Andersen, T. B., 1993. Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic stages : the role of eclogites. In: *Magmatic processes and Plate Tectonics* (eds Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R.), pp. 325-343, Geological Society Special Publication.
- Dimanov, A., Lavie, M. P., Dresen, G., Ingrin, J. & Jaoul, O., 2003. Creep of polycrystalline anorthite and diopside. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B1), doi:10.1029/2002JB001815.
- Dobrzhinetskaya, L. F., Eide, E. A., Larsen, R. B., Sturt, B. A., Trønnes, R. G., Smith, D. C., Taylor, W. R. & Posukova, T. V., 1995. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss Region, Norway. *Geology*, **23**, 597-600.
- Dodson, M., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**, 259-274.
- Doin, M.-P. & Henry, P., 2001. Subduction initiation and continental crust recycling : the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics*, **342**, 163-191.
- Duchêne, S., Lardeaux, J. M. & Albarède, F., 1997. Exhumation of eclogites : insights from depth-time analysis. *Tectonophysics*, **280**, 125-140.
- Dunlap, W. J. & Fossen, H., 1998. Early Paleozoic orogenic collapse, tectonic stability, and late Paleozoic continental rifting revealed through thermochronology of K-feldspars, southern Norway. *Tectonics*, **17**(4), 604-620.
- Dunning, G. R. & Pedersen, R. B., 1988. U/Pb ages of ophiolites and arc-related plutons of the Norwegian Caledonides: implications for the development of Iapetus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 13-23.
- Eide, E. A. & Lardeaux, J. M., 2002. A relict blueschist in meta-ophiolite from the central Norwegian Caledonides-discovery and consequences. *Lithos*, **60**, 1-19.
- Eide, E. A. & Liou, J. G., 2000. High-pressure blueschists and eclogites in Hong'an: a framework for addressing the evolution of high- and ultrahigh-pressure rocks in central China. *Lithos*, **52**, 1-22.
- Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**, 13-22.
- Elvevold, S. & Gilotti, J. A., 2000. Pressure-temperature evolution of retrogressed kyanite eclogites, Weinschenk Island, north-east Greenland Caledonides. *Lithos*, **53**, 127-147.
- England, P. & Houseman, G. A., 1988. The mechanics of the Tibetan Plateau. *Philos. Trans. R. Soc. London Series A*, 301-320.
- England, P. C. & Holland, T. J. B., 1979. Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 287-294.
- Engvik, A. K. & Andersen, T. B., 2000. Evolution of Caledonian deformation fabrics under eclogite and amphibolite facies at Vårdalsneset, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 241-257.
- Engvik, A. K., Bertram, A., Kalthoff, J. F., Stöckhert, B., Austrheim, H. & Elvevold, S., in press. Magma-driven hydraulic fracturing and infiltration of fluids into the damaged host rock, an example from Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Structural Geology*.
- Erambert, M. & Austrheim, H., 1993. The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 204-214.
- Ernst, W. G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, **16**, 1081-1084.

- Ernst, W. G., 1999. Metamorphism, partial preservation, and exhumation of ultrahigh-pressure belts. *The Island Arc*, **8**, 125-153.
- Ernst, W. G., 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices - implications for arcs and continental growth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **127**, 253-275.
- Ernst, W. G., Maruyama, S. & Wallis, S., 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **94**, 9532-9537.
- Ernst, W. G. & Peacock, S. M., 1996. A thermotectonic model for preservation of ultrahigh-pressure phases in metamorphosed continental crust. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, **96**, 171-178.
- Escartin, J., Hirth, G. & Evans, B., 2001. Strength of slightly serpentized peridotites: Implications for the tectonics of ocean lithosphere. *Geology*, **29**, 969-1064.
- Escher, A. & Beaumont, C., 1997. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, **19**(7), 955-974.
- Eshelby, J. D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. Roy. Soc.*, **A241**, 376-396.
- Essex, R. M., Gronet, L. P., Andréasson, P. G. & Albrecht, L., 1997. Early Ordovician U-Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, northern Scandinavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 665-676.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L. & Rosseti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, **145**, 809-820.
- Famin, V., Nakashima, S., Jolivet, L. & Philippot, P., 2004a. Behaviour of metamorphic fluids inferred from Infrared microspectroscopy on natural fluid-inclusions. An example from Tinos Island (Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 736-749.
- Faure, M., Lin, W., Schärer, U., Liangshu, S., Sun, Y. & Arnaud, N., 2003. Continental subduction and exhumation of UHP rocks. Structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China). *Lithos*, **70**, 213-241.
- Fisher, G. W., 1978. Rate laws in metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1035-1050.
- Fliervoet, T. F., White, S. H. & Drury, M. R., 1997. Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in greenschist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, **19**(12), 1495-1520.
- Foreman, R., Andersen, T. B. & Wheeler, J., 2005. Eclogite facies polyphase deformation of the Drøsdal eclogite, Western Gneiss Complex, Norway, and implications for exhumation. *Tectonophysics*, **398**(1-2), 1-32.
- Foreman, R., Wheeler, J. & Prior, D. J., in prep. Inherited omphacite crystallographic fabrics within eclogite facies folds - implications for seismic and rheological analysis.
- Fornieris, J. F. & Holloway, J. R., 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H₂O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters*, **214**, 187-201.
- Forsyth, D. W. & Uyeda, S., 1975. On the relative importance of driving forces on plate motion. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**, 163-200.
- Fossen, H., 1986. Structural and metamorphic development of the Bergen area, West Norway. *Unpub. PhD Thesis, University of Bergen*.

- Fossen, H., 1988b. The Ulriken gneiss complex and the Rundemanen Formation: a basement-cover relationship in the Bergen Arcs, West Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, **412**, 67-86.
- Fossen, H., 1988c. Metamorphic history in the Bergen Arcs, Norway, as determined from amphibole chemistry. *Norsk geologisk Tidsskrift*, **68**(4), 223-239; 2; 3.
- Fossen, H., 1989. Geology of the Minor Bergen Arc, West Norway. *Bull Nor geol unders*(416), 47-62; 1.
- Fossen, H., 1992. The role of extensional tectonics in the Caledonides of south Norway. *Journal of structural geology*, **14**(8-9), 1033-1046.
- Fossen, H., 2000. Extensional tectonics in the Caledonides : Synorogenic or postorogenic ? *Tectonics*, **19**(2), 213-224.
- Fossen, H. & Austrheim, H., 1988a. Age of the Krossnes Granite, West Norway. *Bull Nor geol unders*(413), 61-65; 1.
- Fossen, H. & Dallmeyer, R. D., 1998. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dates from the nappe region of southwestern Norway: Dating extensional deformation in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, **285**, 119-133.
- Fossen, H. & Dunlap, W. J., 1998. Timing and kinematics of Caledonian thrusting and extensional collapse, southern Norway: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Journal of structural geology*, **20**(765-781).
- Fossen, H. & Rykkelid, E., 1990. Shear zone structures in the Øygarden area, West Norway. *Tectonophysics*, **174**(3-4), 385-397.
- Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B. & Dubois, R., 1991. The Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, **10**, 1173-1186.
- François, D., Pineau, A. & Zaoui, A., 1995a. *Comportement mécanique des matériaux tome 1*. Hermès, Paris.
- François, D., Pineau, A. & Zaoui, A., 1995b. *Comportement mécanique des matériaux tome 2*. Hermès, Paris.
- Froidevaux, C. & Isacks, B. L., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **71**, 305-314.
- Fulai, L., Zhiqin, X., Liou, J. G., Katayama, I., Masago, H., Maruyama, S. & Jingsui, Y., 2002. Ultrahigh-pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *European Journal of Mineralogy*, **14**(3), 499-512.
- Fullsack, P., 1995. An arbitrary Lagrangian-Eulerian formulation for creeping flows and applications in tectonic models. *Geophysical Journal International*, **120**, 1-23.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. & Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geol. Soc. Special Publication*, **17**, 687-699.
- Gandais, M. & Willaime, C., 1984. Mechanical properties of feldspars. In: *Feldspars and Feldspathoids* (ed Brown, W. L.), pp. 207-246, D. Reidel Publishing Company.
- Gasparik, T. & Lindsley, D. H., 1980. Phase equilibrium at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: *Pyroxenes Rev. Mineral. vol 7* (ed Prewitt, C. T.), pp. 309-336.
- Gautier, P. & Brun, J. P., 1994. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evia island). *Tectonophysics*, **238**, 399-424.
- Gee, D. G., 1975. a tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, **275A**, 468-515.

- Gee, D. G., 1978. Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, **47**, 393-419.
- Gee, D. G., 1986. Early Caledonian tectonothermal activity in the Scandes-the Finnmarkian and Trondheimian episodes (extended abstract). *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **109**, 343-345.
- Gee, D. G. & Sturt, B. A., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas*, J Wiley, Chichester.
- Gerya, T. V. & Stöckhert, B., 2002b. Exhumation rates of high-pressure metamorphic rocks in subduction channels: the effect of rheology. *Geophysical research letters*, **29**(8), doi:10.1029/2001GL014307.
- Gerya, T. V., Stöckhert, B. & Perchuk, A. L., 2002a. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics*, **21**(6), doi:10.1029/2002TC001406.
- Ghiorso, M. S., 1990. Thermodynamic properties of hematite-ilmenite-geikielite solid solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 645-667.
- Ghiorso, M. S., 1997. Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the FeTi cubic and rhomboedral oxide minerals and the FeTi oxide geothermometer. *Phys. Chem. Minerals*, **25**, 28-38.
- Ghiorso, M. S. & Sack, R. O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 485-510.
- Gibbons, W., C. C. W. & Warburton, J., 1986. The blueschist facies schistes lustrés of Alpine Corsica: a review. *Geol. Soc. Am. memoir*, **164**, 301-311.
- Gibbons, W. & Horak, J., 1984. Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschists facies Schistes Lustrés nappe of NE Corsica. *J. Metamorphic Geol.*, **2**, 95-113.
- Gilotti, J. A. & Ravna, E. J. K., 2002. First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism in the northeast Greenland Caledonides. *Geology*, **30**, 551-554.
- Glodny, J., Kühn, A. & Austrheim, H., 2002. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites, Bergen Arcs, Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**(15A), A280.
- Godard, G. & van Roermund, H. L. M., 1995. Deformation-induced clinopyroxene fabrics from eclogites. *Journal of Structural Geology*, **17**(10), 1425-1443.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P. & Le Pichon, X., 2003. Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 123-141.
- Goffé, B. & Chopin, C., 1986. High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **66**, 41-52.
- Goodier, J. N., 1937. On the integration of the Thermo-Elastic Equations. *Phil. Mag.Ser. 7*, **23**, 1017-1033.
- Gorbatshev, R., 1985. Precambrian basement of the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 197-212, J Wiley, Chichester.
- Greiling, R. O., Garfunkel, Z. & Zachrisson, E., 1998. The orogenic wedge in the central Scandinavian Caledonides: Scandian structural evolution and possible influence on the foreland basin. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **120**, 181-190.
- Griffin, W. L., Austrheim, H., Brastad, K., Bryhni, I., Krill, A. G., Krogh, E. J., Mørk, M. B. E., Qvale, H. & Tørudbakken, B., 1985. High-pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related*

- Areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 783-801, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK.
- Griffin, W. L. & Brueckner, H. K., 1980. Caledonian Sm-Nd ages and a crustal origin for Norwegian eclogites. *Nature*, **285**, 319-321.
- Grønlie, A. & Roberts, D., 1989. resurgent strike-slip duplex developpment along the Hitra-Smøla and Verran faults, Møre-Trondelag Fault Zone, central Norway. *Journal of structural geology*, **11**, 295-305.
- Gueydan, F., Leroy, Y. M. & Jolivet, L., 2001. Grain size sensitive flow and shear stress enhancement at the brittle-ductile transition of the continental crust. *International Journal of Earth Sciences*, **90**(1), 181-196.
- Gueydan, F., Leroy, Y. M., Jolivet, L. & Agard, P., 2003. Analysis of midcrustal strain localization induced by reaction-softening and microfracturing. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B2), doi:10.1029/2001JB000611.
- Guillot, S., Hattori, K. H., de Sigoyer, J., Nägler, K. & Auzende, A.-L., 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 115-127.
- Hacker, B. R., Abers, G. A. & Peacock, S. M., 2003d. Subduction factory 1: Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B1), doi:10.1029/2001JB001127.
- Hacker, B. R., Andersen, T. B., Root, D. B., Mehl, L., Mattinson, J. M. & Wooden, J. L., 2003c. Exhumation of high-pressure rocks beneath the Solund Basin, Western Gneiss Region of Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 613-629.
- Hacker, B. R., Calvert, A., Zhang, R. Y., Ernst, W. G. & Liou, J. G., 2003b. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metaedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan. *Lithos*, **70**, 61-75.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A. & Holloway, S. D., 2003a. Subduction factory 2: Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research*, **108**(1), doi:10.1029/2001JB001129.
- Hacker, B. R. & Wang, Q. C., 1995. Ar/Ar geochronology of ultrahigh-pressure metamorphism in central China. *Tectonics*, **14**, 994-1006.
- Hacker, B. R., Wang, X., Eide, E. A. & Ratschbacher, L., 1996. Qinling-Dabie ultrahigh-pressure collisional orogen. In: *The Tectonic Evolution of Asia, Rubey IX* (eds Yin, A. & Harrison, T. M.), pp. 345-370, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hasegawa, A., Umino, N. & Takagi, A., 1978. Double-planned seismic zone and upper mantle structure in the northeast Japan arc. *Geophys. J. R. astr.Soc.*, **54**(281-296).
- Hatzfeld, D., Karagianni, A., Kassaras, I., Kiratzi, A., Louyari, E., Lyon-Caen, H., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Bock, G. & Priestley, K., 2001. Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 30737-30754.
- Hemingway, B. S., Bohlen, S. R., Hankins, W. B., Westrum, E. F. & Kuskov, O. L., 1998. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite, reexamination of the quartz-coesite equilibrium boundary. *American Mineralogist*, **83**, 409-418.
- Henry, C., Michard, A. & Chopin, C., 1993. Geometry and structural evolution of ultra-high-pressure and high-pressure rocks from the Dora Maira massif, Western Alps, Italy. *Journal of Structural Geology*, **15**, 965-981.
- Heuret, A. & Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **149**, 31-51.

- Hirajima, T., Wallis, S., Zhai, R. & Ye, K., 1993. Eclogitized metagranitoid from the Su-Lu ultrahigh-pressure (UHP) province, eastern China. *Proceedings of the Japan Academy, Section B*, **69**, 249-254.
- Hirn, A., Lepine, J.-C., Jobert, G., Sapin, M., Wittlinger, G., Xin, X. Z., Yuan, G. E., Jing, W. X., Wen, T. J., Bai, X. S., Pandey, M. R. & Tater, J. M., 1984. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, **307**, 23-25.
- Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A., 1991. Interlinked system of ductile strike-slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in NE Greenland. *Geology*, **19**, 510-513.
- Holland, T. J. B., 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*, **65**, 129-134.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Holness, M. B. & Graham, C. M., 1995. P-T-X effects on equilibrium carbonate-H₂O-CO₂-NaCl dihedral angles: constraints on carbonate permeability and the role of deformation during fluid infiltration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 301-313.
- Hossack, J. R., 1984. The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *Journal of the Geological Society, London*, **141**, 629-637.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. & Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergence belts. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 6,115-6,132.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. & Hasegawa, A., 2001. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, **106**(B2), 2177-2191.
- Jamtveit, B., Austrheim, H. & Malthe-Sørenssen, A., 2000. Accelerated hydration of the Earth's deep crust induced by stress perturbations. *Nature*, **408**, 75-78.
- Jamtveit, B., Bucher-Nurminen, K. & Austrheim, H., 1990. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **104**, 184-193.
- Ji, S. & Mainprice, D., 1987. Experimental deformation of sintered albite above and below the order-disorder transition. *Geodinamica Acta*, **1**(2), 113-124.
- Jin, Z. M., Zhang, S., Green II, H. W. & Jin, S., 2001. Eclogite rheology : Implications for subducted lithosphere. *Geology*, **29**(8), 667-670.
- Jolivet, L., 1995. *La déformation des continents*. Hermann, Paris.
- Jolivet, L., Dubois, R., Fournier, M., Goffé, B., Michard, A. & Jourdan, C., 1990. Ductile extension in Alpine Corsica. *Geology*, **18**, 1007-1010.
- Jolivet, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M. & Worrall, D., 1999b. The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. In: *Continental Tectonics* (eds McNioacail, C. & Ryan, P. D.), pp. 21-53, Geological Society Special Publications, London.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J. P. & Parra, T., 1998. Mid-crustal shear zones in post-orogenic extension: the northern Tyrrhenian Sea case. *J. Geophys. Res.*, **103**(B6), 12123-12160.
- Jolivet, L., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., Hébert, R. & Philippot, P., 2004. Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea. In: *Gneiss domes in orogeny* (eds Whitney, D., Teysier, C. & Siddoway, C. S.), pp. 185-210, Geological Society of America Special Paper 380, Boulder, Colorado.

- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. & Bonneau, M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, **15**(6), 1129-1153.
- Jolivet, L. & Nataf, H. C., 1998. *Géodynamique*. Dunod, Paris.
- Jolivet, L. & Patriat, M., 1999a. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (eds Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M.), pp. 427-456, Geological Society Special Publications, London.
- Kamb, W. B., 1961. The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 259-271.
- Kanamori, H., 1986. Rupture process of subduction zone earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 293-322.
- Kao, H. & Chen, W. P., 1994. The double seismic zone in Kuril-Kamtchatka: the tale of two overlapping single zones. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 6913-6930.
- Karato, S.-I., Paterson, M. S. & Fitzgerald, J. D., 1986. Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 8151-8176.
- Katayama, I., Maruyama, S., Parkinson, C. D., Terada, K. & Sano, Y., 2001. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planet Science Letters*, **188**, 185-198.
- Kirby, S. H., 1995. Interslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *U.S. National Report to the International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1995, Review of Geophysics*, **33**(287-297).
- Krabbendam, M., 1997b. Structural and metamorphic evolution of eclogite gneisses during exhumation in SW Norway. *Unpub. PhD Thesis, University of Oxford*.
- Krabbendam, M. & Dewey, J. F., 1998. Exhumation of UHP rocks by transtension in the Western Gneiss Region, Scandinavian Caledonides. In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (eds Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. & Dewey, J. F.), pp. 159-181, Geological Society, Special Publications, London.
- Krabbendam, M. & Wain, A., 1997a. Late-Caledonian structures, differential retrogression and structural position of (ultra)high-pressure rocks in the Nordfjord-Stadlandet area, Western Gneiss Region. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, **432**, 127-139.
- Krabbendam, M., Wain, A. & Andersen, T. B., 2000. Pre-Caledonian granulite and gabbro enclaves in the Western Gneiss Region, Norway: Indications of incomplete transition at high pressure. *Geol. Mag.*, **137**, 235-255.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277-279.
- Krogh, E. G., Oh, C. W. & Liou, J. G., 1994. Polyphase and anticlockwise P-T evolution for the Franciscan eclogites and blueschists from Jenner, California, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 121-134.
- Krogh, E. J., 1977. Evidence of Precambrian continent-continent collision in Western Norway. *Nature*, **267**, 17-20.
- Krogh, E. J., 1988. The garnet-clinopyroxene geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 44-48.
- Krogh Ravn, E. J., 2000. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 211-219.
- Kühn, A., 2002a. The influence of fluid on the granulite to eclogite and amphibolite facies transition: a study in the anorthositic rocks from the Lindås Nappe, Bergen Arcs, West Norway. *Unpub. PhD Thesis, University of Oslo*.

- Kühn, A., Glodny, J., Austrheim, H. & Raheim, A., 2002b. The Caledonian tectono-metamorphic evolution of the Lindas Nappe: Constraints from U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr ages of granitoid dykes. *Nor. Geol. Tidsskr.*, **82**(1), 45-57.
- Kühn, A., Glodny, J., Iden, K. & Austrheim, H., 2000. Retention of Precambrian Rb/Sr phlogopite ages through Caledonian eclogite facies metamorphism, Bergen Arc Complex, W-Norway. *Lithos*, **51**(4), 305-330.
- Kyriakopoulos, K., Pezzino, A. & Del Moro, A., 1988. Rb-Sr chronological, petrological and structural study of the Kavala Plutonic complex (N. Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, **23**, 545-560.
- Labrousse, L., 2001. L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression: le cas des Calédonides de Norvège. *Unpub. Doctorate Thesis, Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Labrousse, L., Jolivet, L., Agard, P., Hebert, R. & Andersen, T. B., 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway. *Terra Nova*, **14**(4), 263-270.
- Labrousse, L., Jolivet, L., Andersen, T. B., Agard, P., Maluski, H. & Schärer, U., 2004. Pressure-temperature-time-deformation history of the exhumation of ultra-high-pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *GSA special paper*, **380**, 155-183.
- Lallemand, S., 1999. *La subduction océanique*. GIB Sci. Publ.
- Lallemand, S., Heuret, A. & Boutelier, D., submitted. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones.
- Laubscher, H., 1990. The problem of the Moho in the Alps. *Tectonophysics*, **182**, 9-21.
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661-3667.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation. *Geological Society of America, Special Paper*, **218**, 111-131.
- Leech, M. L., 2001. Arrested orogenic development: eclogitization, delamination and tectonic collapse. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**, 149-159.
- Lemoine, A., Madariaga, R. & Campos, J., 2002. Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **132**, 157-175.
- Lidaka, T. & Furukawa, Y., 1994. Double seismic zone for deep earthquakes in the Izu-Bonin subduction zone. *Science*, **263**(5150), 1116-1118.
- Liou, J. G., Zhang, R. Y., Eide, E. A., Maruyama, S., Wang, X. & Ernst, W. G., 1996. Metamorphism and tectonics of high-P and ultrahigh-P belts in Dabie-Sulu Regions, eastern central China. In: *The Tectonic Evolution of Asia, Rubey IX* (eds Yin, A. & Harrison, T. M.), pp. 345-370, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Lutro, O., Robinson, P. & Solli, A., 1997. Proterozoic geology and Scandian overprinting in the Western Gneiss Region. *Norges Geologiske Undersøkelse, Report*, **97**(132), 86.
- Mancktelow, N. S., 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *Journal of geophysical research*, **100**(B1), 571-583; 1.
- Margheriti, L., Lucente, F. P. & Pondrelli, S., 2003. SKS splitting measurements in the Apenninic-Tyrrhenian domain (Italy) and their relation with lithospheric subduction and mantle convection. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2002JB001793.
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I. & Balanya, J. C., 2004. Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain). In: *Gneiss Domes*

- in Orogeny* (eds Whitney, D., Teyssier, C. & Siddoway, C. S.), pp. 391, The Geological Society of America.
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I. & Balanyá, J. C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, **21**, DOI 10.1029/2001TC001283.
- Maruyama, S., Liou, J. G. & Terabayashi, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation. *International geology review*, **38**, 458-594.
- Massone, H.-J. & Schreyer, W., 1989. Stability field of the high-pressure assemblage talc+phengite and two new phengite barometers. *European Journal of Mineralogy*, **1**, 391-410.
- Mattauer, M., Malavieille, J. & Monié, P., 1987. Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sesia n'est pas d'origine sud-alpine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 43-48.
- Mattey, D., Jackson, D. H., Harris, B. W. & Kelly, S., 1994. Isotopic constraints on fluid infiltration from an eclogite facies shear zone, Holsnøy, Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 311-325.
- Mauler, A., Godard, G. & Kunze, K., 2001. Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics*, **342**, 81-112.
- McDougall, I. & Harrison, T. M., 1988. *Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method*. Oxford University Press & Clarendon Press.
- McEnroe, S. A., Harrison, R. J., Robinson, P. & Langenhorst, F., 2001. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of 'lamellar magnetism' with implications for planetary magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.*, **151**, 890-912.
- McKenzie, D. P. & Parker, D. L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, **216**, 1276-1280.
- McKerrow, W. S., Mac Niocaill, C. & Dewey, J. F., 2000. The Caledonian Orogeny redefined. *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 1149-1154.
- Mezger, K. & Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 127-140.
- Milnes, A. G., Wennberg, O. P., Skår, Ø. & Koestler, A. G., 1997. Contraction, extension and timing in the South Norwegian Caledonides: the Sognefjord transect. In: *Orogeny through time* (eds Burg, J.-P. & Ford, M.), pp. 123-148, Geological Society Special Publications.
- Molnar, P. & Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Special Paper*, **218**, 179-207.
- Molnar, P. & Lyon-Caen, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, **99**, 123-153.
- Mooney, W. D., Laske, G. & Masters, T. G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5°X5°. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 727-747.
- Morgan, W. J., 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1959-1982.
- Mørk, M. B. E., Kullerud, K. & Stabell, A., 1988. Sm-Nd dating of Sveve eclogites, Norbotten, Sweden-evidence for Early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **99**, 344-351.
- Mørk, M. B. E. & Mearns, E. W., 1986. Sm-Nd isotopic systematics of a grabbro-eclogite transition. *Lithos*, **19**, 255-267.
- Morley, C. K., 1986. The Caledonian thrust front and palinspastic restorations in the southern Norwegian Caledonides. *Journal of Structural Geology*, **8**, 753-766.

- Mosenfelder, J. L. & Bohlen, S. R., 1997. Kinetics of the coesite to quartz transformation. *Earth and Planetary Science Letters*, **153**(133-147).
- Mrozowski, C. L. & Hayes, D. E., 1979. The evolution of the Parece Vela basin, eastern Philippine sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 49-67.
- Muret, G., 1960. Partie S.E. de la culmination de Romsdal, Chaîne Calédonienne, Norvège. In: *International Geological Congress*, pp. 28-32, Norden 19.
- Nakashima, S., 1995. Diffusivity of ions in pore water as a quantitative basis for rock deformation rate estimates. *Tectonophysics*, **245**, 185-203.
- Nasdala, L. & Massonne, H. J., 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: in situ micro-Raman characterization. *European Journal of Mineralogy*, **12**, 495-498.
- Nelson, K. D., Zhao, W., Brown, L. D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klemperer, S. L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A. G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W. S. F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C., Sandvol, E. & Edwards, M., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*, **274**, 1684-1688.
- Nemat-Nasser, S. & Hori, M., 1993. *Micromechanics: overall properties of heterogeneous materials*. Elsevier Science Publishers B.V., North-Holland-Amsterdam.
- Newton, R. C., 1990. Fluid and shear zones in the deep crust. *Tectonophysics*, **182**, 21-37.
- Nicolas, A., Boudier, F. & Boullier, A. M., 1973. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *American Journal of Science*, **273**, 853-876.
- Nicolas, A. & Christensen, N. I., 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - a review. In: *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System* (eds Fuchs, K. & Froidevaux, C.), pp. 111-123, American Geophysical Union, Washington.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., Polino, R. & Group, E.-C. W., 1990. Lithospheric wedge in the western Alps inferred from the ECORS-PROP traverse. *Geology*, **18**, 587-590.
- Nordgulen, Ø., Bickford, M. E., Nissen, A. L. & wortman, G. L., 1993. U-Pb zircon ages from the Bindal Batholith, and the tectonic history of the Helgeland Nappe Complex, Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, 771-783.
- Norton, M. G., 1987. The Nordfjord-Sogn Detachment, W. Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **67**, 93-106.
- Nowlan, E. U., Schertl, H.-P. & Schreyer, W., 2000. Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, **52**, 197-214.
- Nystuen, J. P., 1983. Nappe and thrust structures in the Sparagmite region, southern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, **292**, 67-83.
- Oliver, N. H. S., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 477-492.
- Osmundsen, P. T., 1996. Late-orogenic structural geology and Devonian Basin formation in Western Norway: a study from the hanging-wall of the Nordfjord-Sogn Detachment in the Sunnfjord region. *Unpub. Dr Scient thesis Thesis, University of Oslo*.
- Osmundsen, P. T. & Andersen, T. B., 1994. Caledonian compressional and late extensional deformation in the Staveneset area, Sunnfjord, Western Norway. *Journal of Structural Geology*, **16**(10), 1385-1401.
- Osmundsen, P. T. & Andersen, T. B., 2001. The middle Devonian basins of western Norway: sedimentary response to large-scale transtensional tectonics ? *Tectonophysics*, **332**, 51-68.

- Osmundsen, P. T., Andersen, T. B., Markussen, S. & Svendby, A. K., 1998. Tectonics and sedimentation in the hanging wall of a major extensional detachment: the Kvamshesten Devonian Basin, Western Norway. *Basin Research*, ???
- Oxburgh, E. R. & Turcotte, D. L., 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 1315-1327.
- Parkinson, C. D., 2000. Coesite inclusions and prograde compositional zonation of garnet in whiteschist of the HP-UHPM Kokchetav massif, Kazakhstan: a record of progressive UHP metamorphism. *Lithos*, **52**, 215-233.
- Parson, L. M. & Hawkins, J. W., 1994. Two-stage ridge propagation and the geological history of the Lau backarc basin. In: *Proc. ODP, Sci. Results* (eds Hawkins, J., Parson, L. & Allan, J.), pp. 819-828, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1998. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Peacock, S. M., 1992. Blueschist-facies metamorphism, shear heating, and P-T-t paths in subduction shear zones. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 17693-17707.
- Peacock, S. M., 1995. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks and the thermal evolution of continent collision belts. *The Island Arc*, **4**, 376-383.
- Peacock, S. M. & Wang, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- Pedersen, R. B. & Furnes, H., 1991. Geology, magmatic affinity and geotectonic environment of some Caledonian ophiolites in Norway. *Journal of Geodynamics*, **13**, 183-203.
- Pedersen, R. B., Furnes, H. & Dunning, G. R., 1988. Some Norwegian ophiolite complexes reconsidered. *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, **3**, 80-85.
- Pedersen, R. B., Larsen, Ø. & Langeland, K., 1999. U-Pb and Rb-Sr dates of late Caledonian fracturing. *Geonytt*, **26**, 81-82.
- Perchuk, A. L., 2002. Eclogites of the Bergen Arcs complex, Norway : petrology and mineral chronometry. *Petrologiya*, **10**(2), 115-137.
- Petrini, K. & Podladchikov, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 67-77.
- Pfiffner, O. A., Ellis, S. & Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insight from geodynamic modeling. *Tectonics*, **19**(6), 1065-1094.
- Piepenbreier, D. & Stöckhert, B., 2001. Plastic flow of omphacite in eclogites at temperatures below 500°C - implications for interplate coupling in subduction zones. *International Journal of Earth Sciences*, **90**, 197-210.
- Platt, J. P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological society of America Bulletin*, **97**, 1037-1053.
- Platt, J. P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concept and processes. *Terra Nova*, **5**, 119-133.
- Platt, J. P. & England, P., 1994. Convective removal of lithosphere beneath mountain belt: thermal and mechanical consequences. *American Journal of Science*, **294**, 307-336.
- Poli, S. & Schmidt, M. W., 1995. H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B11), 22299-22314.
- Poliakov, A. N. B., Podladchikov, Y. & Talbot, C., 1993. Initiation of salt diapirs with frictional overburden: numerical experiments. *Tectonophysics*, **228**, 199-210.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1985. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 1. Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 327-342.

- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 173-204.
- Prior, D. J. & Wheeler, J., 1999. Feldspar fabrics in a greenschist facies albite-rich mylonite from electron backscatter diffraction. *Tectonophysics*, **303**, 29-49.
- Prior, D. J., Wheeler, J., Brenker, F. E., Harte, B. & Matthews, M., 2000. Crystal plasticity of natural garnet: new microstructural evidence. *Geology*, **28**(1003-1006).
- Prior, D. J., Wheeler, J., Peruzzo, L., Spiess, R. & Storey, C., 2002. Some garnet microstructures: an illustration of the potential of orientation maps and misorientation analysis in microstructural studies. *Journal of Structural Geology*, **24**, 999-1001.
- Qvale, H. & Stigh, J., 1985. Ultramafic rocks in the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 693-716, John Wiley & Sons Ltd.
- Ragnhildsveit, J. & Helliksen, D., 1997. Geologisk kart over Norge, begrunnskart Bergen, 1:250000, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Raimbourg, H., Goffe, B. & Jolivet, L., submitted-a. Garnet reequilibration in the eclogite facies : differential behavior of Ca, Fe and Mg. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., Labrousse, L., Leroy, Y. M. & Avigad, D., 2005. Kinematics of syneclogite deformation in the Bergen Arcs, Norway: implications for exhumation mechanisms. In: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere* (eds Gapais, D., Brun, J. P. & Cobbold, P. R.), pp. 175-192, Geological Society, London, Special Publications.
- Raimbourg, H., Jolivet, L., Leroy, Y. & Labrousse, L., submitted-b. Consequences of progressive eclogitisation on crustal exhumation, a mechanical study. *Geophysical Journal International*.
- Ranalli, G., Pellegrini, R. & D'Offizi, S., 2000. Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. *Journal of Geodynamics*, **30**, 539-555.
- Rawling, T. J. & Lister, G. S., 2002. Large-scale structure of the eclogite-blueschist belt of New Caledonia. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1239-1258.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O. & Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B4), doi:10.1029/2002JB001943.
- Rey, P., Burg, J.-P. & Casey, M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: *Orogeny Through Time* (eds Burg, J.-P. & Ford, M.), pp. 179-200, Geological Society Special Publication, London.
- Rey, P., Fountain, D. M. & Boundy, T. M., 1999. Kinematic indicator in eclogite-facies shear zones. In: *Fault-related rocks - A Photographic Atlas* (ed Snoke, A. W., Tullis, J.A., and Todd, V.R. Editors), pp. 629 pp, Princeton University Press.
- Ricard, Y., Vigny, C. & Froidevaux, C., 1989. Mantle heterogeneities, geoid and plate motions. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 13739-13754.
- Roberts, D., 1980. Petrochemistry and palaeogeographic setting of the Ordovician rocks of Smøla, central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, **359**, 43-60.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, **6848**, 1-17.
- Roberts, D. & Gee, D. G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 55-68, J Wiley, Chichester.
- Root, D. B., Hacker, B. R., Gans, P. B., Ducea, M. N., Eide, E. A. & Mosenfelder, J. L., 2005. Discrete ultrahigh-pressure domains in the Western Gneiss Region, Norway:

- implications for formation and exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 45-61.
- Root, D. B., Hacker, B. R., Mattinson, J. M. & Wooden, J. L., 2001. U/Pb zircon geochronology of High- and Ultrahigh-pressure eclogites of the Western Gneiss Region, Norway. In: *11th Annual V.M. Goldschmidt Conference, abstract 3883* (ed Institute, L. a. P.), Houston.
- Ross, J., Bauer, S. & Hansen, F., 1987. Textural evolution of synthetic anhydrite-halite mylonites. *Tectonophysics*, **140**, 307-326.
- Rubatto, D. & Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, **29**(1), 3-6.
- Rubie, B. C., 1990b. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In: *Eclogite Facies Rocks* (ed Carswell, D. A.), pp. 111-140, Chapman and Hall, New York.
- Rubie, D. C., 1984. A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *Journal of Geology*, **92**, 21-36.
- Rubie, D. C., 1990a. Mechanisms of reaction-enhanced deformability in minerals and rocks. In: *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks* (eds Barber, D. J. & Meredith, P. G.), pp. 262-295, Unwin-Hyman, London.
- Rumble, D. & Spear, F. S., 1983. Oxygen-isotope equilibration and permeability enhancement during regional metamorphism. *Journal of the Geological Society of London*, **140**, 619-628.
- Russo, R. M. & Silver, P. G., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. *Science*, **263**, 1105-1111.
- Rutter, E. H. & Brodie, K., 1995. Mechanistic interactions between deformation and metamorphism. *Geological Journal*, **30**, 227-240.
- Rybacki, E. & Dresen, G., 2000. Dislocation and diffusion creep of synthetic anorthite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B11), 26,017-26,036.
- Saleeby, J., Ducea, M. & Clemens-Knott, D., 2003. Production and loss of high-density batholithic root, southern Sierra Nevada, California. *Tectonics*, **22**, doi:10.1029/2002TC001374.
- Savage, M. K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Review of Geophysics*, **37**, 65-106.
- Schärer, U., 1980. U-Pb and Rb-Sr dating of a polymetamorphic nappe terrain: the Caledonian Jotun Nappe, southern Norway. *Earth and Planet Science Letters*, **49**, 205-218.
- Schärer, U. & Labrousse, L., 2003. Dating the exhumation of UHP rocks and associated crustal melting: the Norwegian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **144**, 758-770.
- Schärer, U., Wilmart, E. & Duchesne, J. C., 1996. The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, **139**, 335-350.
- Schertl, H. P., Schreyer, W. & Chopin, C., 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora-Maira Massif, western Alps: Detailed petrography, mineral chemistry and P-T paths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 1-21.
- Schmid, R., Altenberger, U. & Oberhänsli, R., 1998. Polyphase tectonometamorphic evolution of the northwestern Lindås Nappe on Holsnøy, Bergen Arcs, Caledonides, S-W Norway. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1-2**, 1-18.
- Schmidt, M. W. & Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 361-379.

- Seidel, E., 1978. Zur petrologie des Phyllit-Quartzit Serie Kretas. *Unpub. Thèse, Thesis, Braunschweig*.
- Seidel, E., Kreuzer, H. & Harre, W., 1982. The late Oligocene/early Miocene high pressure in the external hellenides. *geol. Jb.*, **E23**, 165-206.
- Seno, T. & Yamanaka, Y., 1996. Double seismic zones, compressional deep trench - outer rise events, and superplumes. In: *Subduction, top to bottom* (eds Bebout, I. & Gray, E.), pp. 347-355, American Geophysical Union, Washington.
- Séranne, M., 1992. Late Paleozoic kinematics of the Møre-Trondelag fault zone and adjacent areas. *Norges Geologiske Tidsskrift*, **72**, 141-158.
- Seranne, M. & Seguret, M., 1987. The Devonian basins of western Norway : tectonics and kinematics of an extending crust. In: *Continental Extensional Tectonics* (eds Conrad, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.), pp. 537-548, Geological Society Special Publication.
- Shapiro, N. M. & Ritzwoller, M. H., 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle. *Geophys. J. Int.*, **151**, 88-105.
- Shreve, R. L. & Cloos, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, **91**(10), 10.229-10.245.
- Simon, G. & Chopin, C., 2001. Enstatite-sapphirine crack-related assemblages in ultrahigh-pressure pyrope megablasts, Dora-Maira massif, Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 422-440.
- Simon, G., Chopin, C. & Schenk, V., 1997. Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira massif, western Alps. *Lithos*, **41**, 37-57.
- Smith, D. C., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- Smith, D. C., 1988. A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian Coesite Eclogite Province", with crystal-chemical, petrological, geochemical, and geodynamical notes and an extensive bibliography. In: *Eclogites and Eclogite-Facies Rocks* (ed Smith, D. C.), pp. 1-206, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, D. C., 1995. Microcoesites and microdiamonds in Norway: a brief review. In: *Ultrahigh Pressure Metamorphism* (eds Coleman, R. G. & Wang, X.), pp. 299-355, Cambridge University Press.
- Spakman, W., Wortel, M. J. R. & Vlaar, N. J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 60-63.
- Spear, F. S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America.
- Steel, R., Siedleka, A. & Roberts, D., 1985. The Old Red Sandstone basins of Norway and their deformation : a review. In: *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), John Wiley & Sons Ltd.
- Stephens, M. B. & Gee, D. G., 1989. Terranes and polyphase accretionary history in the Scandinavian Caledonides. In: *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens* (ed Dallmeyer, R. D.), pp. 17-30, Geological Society of America Special Paper 230.
- Stöckhert, B., 2002. Stress and deformation in subduction zones - insight from the record of exhumed high pressure metamorphic rocks. In: *Deformation Mechanisms, Rheology, and Tectonics: Current Status and Future Perspectives* (ed al., S. d. M. e.), pp. 255-274, Geological Society Special Publications.
- Stöckhert, B., Massone, H.-J. & U, N. E., 1997. Low differential stress during high-pressure metamorphism : The microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps. *Lithos*, **41**, 103-118.

- Stöckhert, B. & Renner, J., 1998. Rheology of crustal rocks at ultrahigh pressure. In: *When Continents Collide : Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks* (ed Hacker B.R., L. J. G.), pp. 57-95, Kluwer Academic Publishers.
- Stöckhert, B., Wachmann, M., Kuster, M. & Bimmermann, S., 1999. Low effective viscosity during high pressure metamorphism due to dissolution precipitation creep: the record of HP-LT metamorphic carbonates and siliciclastic rocks from Crete. *Tectonophysics*, **303** (1-4), 299-319.
- Stockmal, G. S. & Chapple, W. M., 1981. Modelling accretionary wedge deformation using a rigid-perfectly plastic rheology (abstract). *Eos Transactions AGU*, **62**, 397-398.
- Straume, A. K. & Austrheim, H., 1999. Importance of fracturing during retro-metamorphism of eclogites. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 637-652.
- Sturt, B. A., Pringle, I. R. & Ramsay, D., 1978a. The Finnmarkian phase of the Caledonian Orogeny. *Journal of the Geological Society, London*, **135**, 597-610.
- Sturt, B. A. & Roberts, D., 1991. Tectonostratigraphic relationships and obduction histories of Scandinavian ophiolitic terranes. In: *Ophiolite genesis and evolution of the ocean lithosphere* (ed Peters, T.), pp. 745-769, Min. Petrol. Mineral., Sultanate of Oman.
- Sturt, B. A. & Thon, A., 1978b. Caledonides of Southern Norway. In: *Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region, IGCP project 27*, pp. 39-47, Geol. Survey of Canada, paper 78-13.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Banks, D. A. & Austrheim, H., 2001. Halogen contents of eclogite facies fluid inclusions and minerals: Caledonides, western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 165-178.
- Tabata, H., Yamauchi, K. & Maruyama, S., 1998. Tracing the extent of a UHP terrane: mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabie Shan. In: *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks* (eds Hacker, B. R. & Liou, J. G.), pp. 261-273, Kluwer, Dordrecht.
- Takeda, Y.-T., 1998. Flow in rocks modelled as multiphase continua: Application to polymineralic rocks. *Journal of Structural Geology*, **20**, 1569-1578.
- Terry, M. P. & Robinson, P., 2004. Geometry of eclogite-facies structural features: Implications for production and exhumation of ultrahigh-pressure and high-pressure rocks, Western Gneiss Region, Norway. *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2002TC001401.
- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. & Jercinovic, M. J., 2000b. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordøyane; Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1651-1664.
- Terry, M. P., Robinson, P. & Krogh Ravn, E. J., 2000a. Kyanite eclogite thermobarometry and evidence for thrusting of UHP over HP metamorphic rocks, Nordøyane, Western Gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1637-1650.
- Thon, A., 1985. The Gullfjellet ophiolite complex and the structural evolution of the major Bergen arc, west Norwegian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 671-677, J Wiley, Chichester.
- Tirel, C., Brun, J.-P. & Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: *Gneiss domes in orogeny* (eds Whitney, D., Teyssier, C. & Siddoway, C. S.), pp. 380, Geological Society of America Special Paper, Boulder, Co.
- Tommasi, A., Tikoff, B. & Vauchez, A., 1999. Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 173-186.
- Torsvik, T. H., 1998. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **120**, 109-118.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., van der Voo, R., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. & Walderhaug, H. J., 1996. Continental break-up and collision in

- the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, **40**, 229-258.
- Toussaint, G., Burov, E. & Avouac, J.-P., 2004a. Tectonic evolution of a continental collision zone: a thermomechanical numerical model. *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2003TC001604.
- Toussaint, G., Burov, E. & Jolivet, L., 2004b. Continental plate collision: unstable vs. stable slab dynamics. *Geology*, **32**, 33-36.
- Tucker, R. D. & McKerrow, W. S., 1995. Early Paleozoic chronology-a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**, 368-379.
- Tullis, J. & Yund, R. A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**, 238-241.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Uyeda, S. & Kanamori, H., 1979. Backarc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, **84**(1), 1049-106.
- Van Roermund, H. L. M., 1985. Eclogites of the Seve nappe, central Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 871-886, J Wiley, Chichester.
- Van Roermund, H. L. M., Carswell, D. A., Drury, M. R. & Heijboer, T. C., 2002. Microdiamonds in a megacrystic garnet websterite pod from Bardane on the island of Fjortoft, western Norway: Evidence for diamond formation in mantle rocks during deep continental subduction. *Geology*, **30**(11), 959-962.
- van der Hilst, R., Engdahl, E. R., Spakman, W. & Nolet, G., 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature*, **353**, 37-43.
- van Roermund, H. L. M. & Drury, M. R., 1998. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in Western Norway : exhumation of mantle rocks from > 185 km. *Terra Nova*, **10**, 295-301.
- van Roermund, H. L. M., Drury, M. R., Barnhoorn, A. & De Ronde, A. A., 2000. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (> 6 GPa) origin. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 135-147.
- Vigneresse, J. L., Barbey, P. & Cuney, M., 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology*, **37**(6), 1579-1600.
- Voegelé, V., Cordier, P., Sautter, V., Sharp, T. G., Lardeaux, J. M. & Marques, F. O., 1998. Plastic deformation of silicate garnets II. Deformation microstructures in natural samples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108**, 319-338.
- Wain, A., 1997a. Ultrahigh-pressure metamorphism in western Norway: a tectonic or kinetic problem? In: *EUG*, Terra Nova 9, 94.
- Wain, A., 1997b. New evidence for coesite in eclogite and gneisses : Defining an ultra-high pressure province in the Western Gneiss region of Norway. *Geology*, **25**(10), 927-930.
- Wain, A., 1998. Ultrahigh pressure metamorphism in the Western Gneiss Region of Norway. *Unpub. PhD Thesis, Oxford*.
- Wain, A., Waters, D., Jephcoat, A. & Olijnyk, H., 2000. The high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite transtion in the Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, **12**, 667-687.
- Wain, A., Waters, D. J. & Austrheim, H., 2001. Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 607-623.

- Wakabayashi, J., 1990. Counterclockwise P-T-t paths from amphibolites, Franciscan Complex, California: Relics from the early stages of subduction zone metamorphism. *Journal of Geology*, **98**, 657-680.
- Wallis, S. R., Ishiwatari, A., Hirajima, T., Ye, K., Guo, J., Nakamura, D., Kato, T., Zhai, M., Enami, M., Cong, B. & Banno, S., 1997. Occurrence and field relationships of UHP meta-granitoid and coesite eclogite in the Su-Lu terrane, eastern China. *Journal of the Geological Society of London*, **154**, 45-55.
- Warburton, J., 1986. The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe in Alpine Corsica: a model for the emplacement of ophiolites that have suffered HP/LT metamorphism. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **164**, 313-331.
- Waters, D. J. & Martin, H. N., 1993. Geobarometry of phengite bearing eclogites. *Terra Abstracts*, **5**, 410-411.
- Watts, A. B., 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, United Kingdom.
- Wawzenitz, N. & Krohe, A., 1998. Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S'Rhodope, Greece): structural and geochronological constraints. *Tectonophysics*, **285**, 301-332.
- Wennberg, O. P., 1996. Superimposed fabrics due to reversal of shear sense : an example from the Bergen Arc Shear Zone, western Norway. *Journal of Structural Geology*, **18**(7), 871-889.
- Wennberg, O. P. & Milnes, A. G., 1994. Interpretation of kinematic indicators along the northeastern margin of the Bergen Arc System : a preliminary field study. *Nor. Geol. Tidsskr.*, **74**, 166-173.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.* (eds Burchfiel, B., PW, L. & ML, Z.), pp. 553-581, Geol. Soc. Am., The Geology of North America, Boulder, Colorado.
- White, S. H. & Knipe, R. J., 1978. Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society of London*, **20**, 513-516.
- Wibberley, C., 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology*, **21**, 1219-1227.
- Wijbrans, J. R., van Wees, J. D., Stephenson, R. A. & Cloethingh, S. A. P. L., 1993. Pressure-temperature-time evolution of the high-pressure metamorphic complex of Sifnos, Greece. *Geology*, **21**, 443-446.
- Wilks, W. J. & Cuthbert, S. J., 1994. The evolution of the Hornelen Basin detachment system, western Norway : implications for the style of late orogenic extension in the southern Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, **238**, 1-30.
- Winkler, W. & Bernoulli, D., 1986. Detrital high-pressure/low temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. *Geology*, **14**, 598-601.
- Yamaji, A., Sakai, T., Arai, K. & Okamura, Y., 2003. Unstable forearc stress in the eastern Nankai subduction zone for the last 2 million years. *Tectonophysics*, **369**, 103-120.
- Ye, K., Yao, Y. P., Katayama, I., Cong, B., Wang, Q. & Maruyama, S., 2000. Large areal extent of 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*, **52**, 157-164.
- Zhang, R. Y. & Liou, J. G., 1997. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from the Yangkou, the Sulu terrane, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 183-202.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Ernst, W. G., Coleman, R. G., Sobolev, N. V. & Shatsky, V. S., 1997. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the

- Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 479-496.
- Zhang, S., Paterson, M. S. & Cox, S. F., 1994. Porosity and permeability evolution during hot isostatic pressing of calcite aggregates. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 15741-15760.
- Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insights into deep Earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 3-34.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19909-19928.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Kanamori, H., 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22313-22329.
- Zhao, W., Nelson, K. D. & INDEPTH, 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, **366**, 557-559.
- Ziegler, P. A., 1985. Late Caledonian framework of western and central Europe. In: *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas* (eds Gee, D. G. & Sturt, B. A.), pp. 3-18, John Wiley & Sons Ltd.