HAL
open science

Structure des croûtes profondes à déformation syn-magmatique en contexte extensif

Marie Bidault

To cite this version:

Marie Bidault. Structure des croûtes profondes à déformation syn-magmatique en contexte extensif. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0021 . tel-02463105

HAL Id: tel-02463105

https://theses.hal.science/tel-02463105

Submitted on 31 Jan 2020

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

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

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE / SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : Géosciences marines

Par
Marie BIDAULT

Structure des croûtes profondes à déformation syn-magmatique en contexte extensif

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 4 mars 2019
Unité de recherche : LGO UMR6538

Rapporteurs avant soutenance :

Gianreto MANATSCHAL	Professeur des universités, IPG Strasbourg
Laurent GERNIGON	Chercheur, NGU, Norvège

Composition du Jury :

Président :	
Jean-Paul CALLOT	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour
Examinateurs :	
Gianreto MANATSCHAL	Professeur, IPG Strasbourg
Laurent GERNIGON	Chercheur, NGU
Ernest RUTTER	Professeur Emérite, Université de Manchester
Bernard LE GALL	Chercheur, CNRS UMR6538
Frank DESPINOIS	Géologue sénior, Total Pau
Directeur de thèse :	
Laurent GEOFFROY	Professeur, Université de Bretagne Occidentale
Co-directeur de thèse :	
Laurent ARBARET	Maître de Conférences HDR, Université d'Orléans
Invité(s)	
Geoffroy MOHN	Maître de Conférences, Université de Cergy-Pontoise
François CHAUVET	Chargé de recherche, SEDISOR
Jean-Claude RINGENBACH	Expert Géologue, Total Pau

« Il se produit sur Terre bien plus d’histoires fantastiques que nous ne l’imaginons. Il suffit seulement de savoir regarder, de savoir suivre le véritable fil des événements, sans pour autant rejeter ce qui nous paraît stupéfiant, sans dénaturer les faits et sans leur imposer nos interprétations. »

Тэ́ффи, Наде́жда Алекса́ндровна Лохви́цкая
Teffi, Nadejda Alexandrovna Lokhvitskaïa,
mon arrière-arrière-grand-tante

Remerciements

Merci d'abord à Gianreto Manatschal et Laurent Gernigon d'avoir accepté de rapporter mon travail et de faire le déplacement jusqu'à la pointe Finistère.
Merci également à Ernest Rutter, Frank Despinois, Jean-Claude Ringenbach et Jean-Paul Callot d'avoir accepté de faire partie de mon jury.
Merci à Bernard Le Gall, pour le jury, le gâteau et ta gentillesse !

Merci à Laurent Arbaret d'avoir accepté d'encadrer le volet expérimental de cette thèse, d'être venu sur le terrain avec Laurent et moi. Merci pour les moments de patience (et de joie) passés devant cette Presse Paterson. Merci aussi pour ta gentillesse. Merci Rémi Champallier, d'avoir eu un œil attentif sur les expériences, d'être passé tard le soir pour voir si la Presse et moi on survivait, merci de m'avoir fait rectifier pour la 3ème fois certains spacers, merci aussi pour les spacers neufs que tu m'as donné (je vais faire des jaloux je sais !). Merci à la Presse Paterson, la reine, de m'avoir appris la patience et l'indulgence !
Merci à Geoffroy Mohn (et Benoit Petri) pour les conseils, la gentillesse, l'humour et surtout merci Geoffroy de te montrer toujours enthousiaste !
Merci à François Chauvet pour la thèse en entier, les 10 jours de terrain, les corrections (si si je te jure), ta façon toujours franche de dire les choses. Tu as énormément participé, directement ou indirectement sans le savoir, à cette thèse et je t'en remercie vraiment.
Merci à Charles Aubourg de m'avoir accueilli à Pau plusieurs fois, d'avoir participé à la partie ASM de cette thèse et de mon stage de master aussi ! Merci pour les discussions, ta gentillesse, ta bienveillance.
Merci à Sidonie Révillon d'avoir chapotée la partie chimie de cette thèse et de m'avoir aidé dans les moments de doute, de stress, de déprime et j'en passe.
Merci à Jean-Pierre pour les lames minces et ta gentillesse incroyable. Merci à Pascal pour les lames et le carottage en Italie !
Merci à Elisabeth, Elodie et Catherine pour les conseils de l'ED et les discussions permanentes, vous êtes incroyables et vous faites vraiment un travail de fou !
Merci à tous les gens du labo avec qui j'ai pu rire, discuter et parfois pleurer pendant ces 3 ans et demi ; je pense notamment à Christophe, Philippe, Julie, Carole, Arnaud, Margot, Stéphane, Aurélie, Jean-Alix, Charlotte, Véronique et tous les autres que j'ai, sans faire exprès, oublié.

Tellement de gens à remercier encore, ça va être long.
Merci aux gens qui ont participé à cette thèse sans le vouloir, Béatrice pour ton aura de bienveillance et tes cours incroyables. Merci à Ludivine, mon amie depuis si longtemps maintenant, et pour encore très longtemps ! Merci à Lisa, pour beaucoup de choses ; pour nos rêves d'évasion, nos discussions psycho-philosophiques, nos thés au Beaj, et ton amitié. Vraiment merci. Tu m'as permis de souffler plusieurs fois par semaine et je veux vraiment te remercier pour ça.
Grazie Mille a Massimo (del Alpe Quaggione), à Oriana et Giorgio pour ces moments passés en Italie.
Merci à Stig et Pedro pour le séjour à Seiland.
Merci à mes compères de galère, génération 2015/2018-2019 (aight') : Maxence, Marie (c'était mal barré), Ruth, Charles, Caroline, Alden, Marion, Gaspard, David. On en a vécu des choses. Heureusement qu'on était ensemble à la fin. Qu'est-ce que ça aurait été bien nul sans vous. Merci aux co-bureau du -1 : Huixin et Rémi ! Merci aux co-bureau (malgré eux) du -2 : Deno et Mass ! Merci merci ! Vraiment ! Merci aux générations suivantes : Sabibi (pour m'avoir évitée d'aller à Emmaus trop souvent), Jean (pour tes blagues nulles), Maëlle (pour le camping oui oui oui, les baignades dans une

eau à -2°C, j'exagère à peine), Judith (pour ton attention et ta bienveillance). Merci à Houda aussi d'avoir partagée tout ce fun avec moi !
Merci aux autres (vieux, voir, très vieux) anciens thésards : Virgil, Jean-Mi, Manu, Mumu, Ana, Laurine, Marco, Romain (compère de yoga et d'Irlande).
Merci à Gaspard, mon copain de galère de fin de thèse ! Merci pour toutes ces discussions, philosophiques, psychologiques, les balades de fin de journée pendant ces week-ends de travail. Tu ne m'as pas toujours aidé à travailler efficacement mais ces moments passés ensemble étaient vraiment chouettes. Tu y es presque.
Merci à Benoît pour toutes les conversations qu'on a eu quand j'étais à Orléans ! Merci à Gaetan, pour ton caractère difficile, ta gentillesse et ton intelligence. Je pense aussi à Yack, ça y est ça fait 8 ans, dont 5 ans dans la même classe. Vancouver me voilà !
Merci à RéjRéj pour cette première année et demi de thèse. On s'est découvertes tardivement mais l'expression « mieux vaut tard que jamais » fonctionne vraiment pour nous. Je suis vraiment heureuse de ce que l'avenir t'avais réservé (et te réserve encore) après ta thèse.

Merci Deno, de m'avoir supporté pendant cette dernière année et de me supporter encore aujourd'hui. Tu m'as énormément aidé, directement et indirectement, pour cette thèse et pour tout le reste. Merci pour la remise au rap, la philosophie (parfois de bas étage) et les réponses aux questionnements pas toujours très intéressants que je te posais.
Merci à Marion, mon amie-reuse (c'est nul mais j'avais quand même envie de le mettre). Tu es réellement ma plus belle rencontre pendant cette thèse. Tu es incroyable. Vraiment. Je ne sais pas ce que l'avenir te réserve mais je sais que tu es entourée de gens qui t'aiment et que quoique tu choisisses tu auras une vie épanouie et heureuse. Voilà.

Merci à Julien de m'avoir accompagné pendant ces années de thèse et de m'avoir fait grandir.
Merci à Jasper d'avoir été un compagnon poilu patient et pacifiste.
Merci à ma famille toute entière, qui même si elle est un peu cabossée, est une très jolie famille.
Merci à Laurent d'avoir été là dans les moments difficiles ces derniers mois, merci pour les jeux de société en famille les week-ends et les discussions philosophiques.
Merci à mes parents pour l'amour, pas forcément classique, qu'ils m'ont donné. C'est aussi grâce à vous que j'en suis ici aujourd'hui.
Merci à Aloys et Pablo, mes petits frères, qui me rendent vraiment fière tous les jours. Vous grandissez, vous vous épanouissez et vous devenez des personnes bienveillantes, gentilles et attentionnées, et c'est tout ce dont une grande sœur peut rêver. Je vous aime.

Merci Laurent,

Merci d'avoir été mon directeur de thèse et mon ami. J'ai bien conscience que je n'ai pas été un cadeau tous les jours pendant ces quatre dernières années (et les années d'avant non plus), merci d'avoir tenu bon. Merci aussi d'avoir essayé de me transmettre ta passion à travers des missions de terrain incroyables, des discussions enrichissantes. Merci aussi (mais un peu moins quand même) de m'avoir mis la pression (et de m'en mettre encore maintenant quand j'écris ces lignes), merci de m'avoir poussé au (à ?) bout. De moi-même. De la thèse.
J'écris ces remerciements après qu'on ait pris la décision de reporter le rendu du manuscrit et j'espère, vraiment, que malgré les déceptions, tu es fier de cette thèse, et de moi.
Cette thèse a changé beaucoup de choses en moi, m'a appris beaucoup, autant sur moi-même, sur les autres, que sur la science. Je ne te remercierais jamais assez pour ça. Je sais que tu as hâte que ça se termine pour pouvoir souffler et j'espère que cette fin de thèse sera autant une satisfaction qu'un soulagement.

Sommaire général

Introduction 11

Chapitre I : Etat des connaissances 17
- I- Rifts volcaniques et marges passives volcaniques 20
- II- Caractéristiques des croûtes profondes des RVs et MPVs 28
- III- Effet du magmatisme mafique : approche théorique 36

Choix des zones d'étude et méthodologie 50

Chapitre II : Synthèse bibliographique des zones d'étude 59
- I- La Zone d'Ivrée 62
- II- La Province magmatique de Seiland 78

Chapitre III : Déformation ductile – Histoire des croûtes profondes 91
- I- La déformation ductile de la Zone d'Ivrée 95
- II- La déformation ductile de Seiland 142

Chapitre IV : Magmatisme et déformation 163
- I- Le magmatisme mafique de la Zone d'Ivrée 167
- II- La suite granitique permienne d'Ivrée 196
- III- Le magmatisme de Seiland 204

Chapitre V : Etude rhéologique de la Zone d'Ivrée – Déformation expérimentale en Presse Paterson 227
- I- Expériences et méthodologie 230
- II- Matériaux de départ 238
- III- Rhéologie 246
- IV- Echantillons déformés 262
- V- Discussion 272

Chapitre VI : Discussion 277
- I- Nature et structure des croûtes inférieures de RVs et MPVs 280
- II- Rhéologie des croûtes inférieures de RVs et MPVs 287
- III- Implication pour l'évolution des MPVs 307

Conclusion 309

Liste bibliographique 312

Annexes 324

INTRODUCTION

La surface de la Terre telle qu'on la connait aujourd'hui est le résultat de la répétition d'un ensemble de processus tectoniques depuis probablement plus de 2,5 milliards d'années. Chaque processus modifie de manière plus ou moins profonde l'architecture de la lithosphère continentale : certains façonnent les chaînes de montagnes tandis que d'autres forment les océans. Une seule répétition de ces processus forme le cycle de Wilson.

L'apparition de la première croûte océanique ne peut ainsi pas s'étudier sans comprendre les processus en amont : construction et démantèlement de la chaîne, rifting et rupture continentale.
L'extension lithosphérique est l'un des moteurs essentiels à la tectonique des plaques. Elle s'exprime, au stade précoce, par une phase de rifting qui peut aboutir à la rupture continentale et à l'océanisation. Depuis plus de cinquante ans les études géophysiques, géologiques et de modélisation se multiplient pour essayer de comprendre l'origine et les processus associés à ce moteur. Ces études ont montré, en outre, la complexité des systèmes extensifs et également la difficulté à contraindre l'influence de certains paramètres.

Les rifts volcaniques et Marges Passives Volcaniques (MPVs) sont associés à d'importants volumes de magma, ils correspondent à des contextes extensifs où la décompression asthénosphérique a été précoce (rifting actif).

Bien qu'elle soit maintenant nettement admise, l'influence du magmatisme sur la déformation est pourtant souvent négligée dans les calculs de taux d'extension ou dans les modèles numériques car elle n'est pas assez contrainte, notamment dans la croûte inférieure.

Cette thèse a été proposée dans le cadre du programme GRI Marges Volcaniques entre TOTAL et l'UBO dont l'objectif est d'étudier la structure finie et l'évolution thermo-mécanique des MPVs à partir, notamment, de l'observation de profils sismiques réflexion à l'échelle de la croûte (ION Geophysical). Ces profils révèlent la présence de réflecteurs particuliers dans la croûte inférieure. L'organisation de ces réflecteurs suggère qu'il existe une contribution et une influence importante du magmatisme sur la déformation en extension.

Il est crucial, dans l'interprétation des marges, de contraindre la signification de ces réflecteurs et de leur déformation lors de l'extension continentale. De leur nature dépendent notamment les estimations d'amincissement des croûtes étirées : si ces croûtes inférieures sont intrudées, et si le magmatisme est au moins en partie contemporain de l'extension, alors les marges ne se déforment plus à volume constant, ce qui change profondément les calculs de subsidence syn-rift et post-rift. En outre, le comportement de cette croûte inférieure conditionne de manière déterminante la rhéologie et la déformation de la lithosphère continentale.

Ce travail a ainsi pour objectif l'étude de la structure et de la déformation d'une croûte ductile en extension, dont la déformation est synchrone de la fusion mantellique et de la mise en place de magmas mafiques.
Il s'articule donc autour de la problématique suivante :

Quelles sont les conséquences thermiques et rhéologiques de l'intrusion de magma mafique pendant l'allongement et l'amincissement de la croûte inférieure ?

Pour répondre à cette problématique la thèse s'est portée sur l'étude de l'évolution de deux croûtes inférieures aujourd'hui à l'affleurement dont la déformation en extension a été accompagnée par la mise en place de magma.

Dans la zone d'Ivrée, une croûte tardi-varisque exhumée a été reprise par l'extension syn-magmatique Permienne d'Europe. La durée et l'importance de l'extension sont faibles mais un volume significatif de magma mafique a été mis en place lors de cette déformation. Ce site d'étude permet d'illustrer l'influence thermique et compositionnelle des magmas mafiques dans une section entière de croûte inférieure en extension.

Dans la Province de Seiland, la base de la croûte d'un ancien rift ou d'une marge volcanique pré-caledonienne est exposée, permettant d'observer l'interface entre le manteau et la croûte continentale la plus profonde.

En plus d'une approche de terrain structuraliste, les données ont été complétées par des analyses chimiques (éléments majeurs et traces, isotopes Sm/Nd) et par une approche expérimentale (Presse Paterson) dont l'objet était de contraindre les contrastes rhéologiques d'une croûte inférieure en extension (Zone d'Ivrée).

Le manuscrit s'articule autour de 6 chapitres :

Le **premier chapitre** rappelle les notions de rifts volcaniques et de marges passives volcaniques en mettant l'accent sur la croûte inférieure (partie I). Il discute des interprétations proposées pour expliquer les réflecteurs et les vitesses sismiques caractéristiques des bases de croûte (partie II). Puis dans une dernière partie il synthétise les effets possibles du magma mafique sur la thermicité et la rhéologie de la lithosphère (partie III).

Le **second chapitre** présente une synthèse bibliographique de l'histoire tectonique et magmatique des deux zones d'étude (la Zone d'Ivrée et Seiland).

Les 3 chapitres suivants correspondent aux résultats de la thèse :

Le **troisième chapitre** présente l'évolution de la déformation ductile en extension des croûtes profondes d'Ivrée (partie I) et de Seiland (partie II), sans traiter du magmatisme. Cette évolution est contrainte à partir de l'étude de terrain (couplée à de l'ASM) de la fabrique et de la déformation des roches métasédimentaires. Des analyses chimiques (majeurs et traces et isotopie Sr-Nd) complètent cette étude en contraignant la chronologie relative de la déformation.

Le **quatrième chapitre** présente l'histoire magmatique (essentiellement mafique) des 2 zones d'étude (Zone d'Ivrée : Parties I et II; Seiland : Partie III). Celle-ci est contrainte à partir d'une étude des roches magmatiques et plus particulièrement de leur fabrique et déformation par observation de terrain, de lames minces et par ASM, ainsi que de leurs chronologies relatives de mise en place (terrain et géochimie).

Le **cinquième chapitre** concerne l'étude rhéologique de la Zone d'Ivrée réalisée à partir d'expériences de déformation en Presse Paterson sur des échantillons naturels. Il présente d'abord (Partie I) la méthodologie associée aux expériences (préparation, déroulement, traitement) puis la description des

matériaux de départ (les échantillons naturels d'Ivrée ; Partie II). Les résultats des expériences sont ensuite décrits dans la Partie III, confrontés aux observations directes des échantillons déformés (partie IV) et discutés dans la partie V.

Dans le **sixième chapitre**, l'ensemble des résultats est discuté. Dans une première partie, les résultats sont synthétisés afin de proposer une structure globale des croûtes inférieures de rifts volcaniques et marges passives volcaniques qui est confrontée aux observables sismiques des MPV (réflecteurs et vitesses). La Partie II présente la rhéologie d'une croûte inférieure en extension associée à la mise en place de magma mafique. Ce dernier chapitre inclut également un article en préparation.

Cette thèse a fait l'objet de 2 présentations orales dans des congrès internationaux :

« Ductile extension of syn-magmatic lower crusts, with application to volcanic passive margins: the Ivrea Zone (Southern Alps, Italy) » ; EGU 2017; *Session TS6.3 -Young narrow rift margins, failed rift basins and their ancient analogues*.

« Mafic magmatism VS strain localization in in-extension lower crusts: the Ivrea Zone (Italian Alps) » AGU 2017; *Session T41E- Breaking up is never easy: Why do some rifts fail and others succeed ?.*

CHAPITRE I : ETAT DES CONNAISSANCES

Sommaire

I. Rifts volcaniques et marges passives volcaniques 20
1. Les rifts volcaniques 20
a. Exemple d'un rift avorté : le rift d'Oslo 20
- Architecture du rift 21
- Magmatisme du rift en relation avec l'extension 22
- Développement du rift 23
b. Dispositif général des rifts volcaniques 23
2. Structure des marges passives volcaniques 25
a. Caractéristiques 25
b. Evolutions des MPVs conjuguées 26

II. Caractéristiques des croûtes profondes des Rifts Volcaniques et Marges Passives Volcaniques 28
1. Réflecteurs lités parallèles 28
a. Géométrie 29
b. Interprétations 30
2. Vitesses sismiques élevées 30
a. Géométrie des HVLC en contexte extensif 31
b. Interprétations 32
3. Interprétation des croûtes inférieures de MPVs 33

III. Effet du magmatisme mafique : approche théorique 36
1. Conséquences des intrusions magmatiques sur la thermicité de la croûte 36
a. Perturbation du gradient géothermique 36
- Effet de la température de la croûte 37
- Effet de la composition de la croûte 38
- Effet lié à la nature de l'intrusion 39
- Effet du taux d'intrusion et de l'accumulation de magma 40
b. Variation de la conductivité de la croûte 41
c. Conséquences sur la production radiogénique 43
2. Conséquences de l'intrusion de magma mafique sur la rhéologie de la lithosphère 44
a. Effet thermique 44
b. Effet compositionnel 46

Liste des figures

Figure 1 : Contexte tectonique du NW de l'Europe à la fin du Carbonifère, les grandes structures compressives Varisques sont replacées ainsi que le front Calédonien. Le Rift d'Oslo se situe sur le craton Baltique (ou Fennoscandien) au nord du système de failles de Tornquist (Larsen et al., 2008). 20
Figure 2 : (a) Les grabens, failles majeures, structures accommodantes et failles de transfert du Rift d'Oslo 21
Figure 3 Coupe montrant les différents domaines de Vp à travers le Graben d'Oslo (Thybo et Artemieva, 2013 ; d'après Stratford et Thybo, 2011). Le domaine hautes Vp (7,3-7,4 km/s) dans la croûte inférieure, transparent sismiquement, a été interprété comme une chambre magmatique à refroidissement lent (Stratford et Thybo, 2011). 22
Figure 4 : Evolution d'un rift dans la croûte supérieure de Bosworth (1985). (a) Stade initial et (b) stade plus évolué. (AZ : Zone d'accomodation ; T : faille de transfer). 24
Figure 5 : Répartition des marges passives continentales volcaniques (en rouge) et a-magmatiques (en gris) connues dans le monde. Figure modifiée de Geoffroy (2005) d'après Clerc et al., (2017). 25
Figure 6 : Schéma conceptuel des marges passives volcaniques conjuguées au stade initial (Geoffroy et al., soumis) 26
Figure 7 : Evolution schématique d'une MPV réalisé à partir des résultats de la modélisation numérique (Geoffroy et al., 2015). La description des différents stades (a), (b) et (c) et donné dans le texte. 27
Figure 8 : Profils sismiques interprétés (a) du bassin de Paris (Bois et al., 1989) et (b) des Pyrénées (Choukroune et al., 1989) Dans les 2 cas la croûte inférieure est marquée par des réflecteurs lités. 28
Figure 9 : Profils sismiques interprété du Graben du Rhin (Thybo et Artemieva, 2013 d'après Brun et al., 1992). 29
Figure 10 : Géométrie des domaines de hautes Vp dans la croûte inférieure 31
Figure 11 : Interprétations possibles du « LCB » observé dans la MPV de VØring (Gernigon et al., 2004) : (a) intrusion d'un complexe mafique majeur ; (b) intrusion de sills mafiques ; (c) manteau serpentinisé et (d) roche métamorphique HP-HT 33
Figure 12 : (a) Profil de sismique réflexion interprété PS1-0090 (ION Geophysical) réalisé dans le bassin de Pelotas au Brésil dans la MPV de l'Atlantique Sud (Geoffroy et al., 2015). (b) Zoom sur la partie la plus interne de la marge, correspondant aux déformations du stade rift (c) Zoom sur les réflecteurs de la croûte inférieure 34
Figure 13 : Modèle de vitesse des ondes P de la marge passive volcanique de Namibie (Atlantique Sud) figure de Maystrenko et al. (2013) d'après Bauer et al. (2000). 35
Figure 14 : Petford et Gallagher, 2001. Evolution du flux thermique à chaque éponte d'un sill basaltique (1 km d'épaisseur) qui refroidit de manière conductive depuis sa mise en place (temps 0). 37
Figure 15 : Perturbation du géotherme dans la croûte lors de l'intrusion d'un sill de 5 km d'épaisseur, en fonction de sa profondeur de mise en place (Pavlis, 1996). 38
Figure 16 : Annen et Sparks (2002). Profils de température (ligne continue) et fraction de liquide de fusion partielle (ligne discontinue) à travers la croûte après 0,8 Ma et 1,6 Ma pendant lesquelles un sill (basalte hydraté ou non) de 50m d'épaisseur se met en place tous les 10 000 ans jusqu'à un total de 8km d'épaisseur de magma. 38
Figure 17 : Annen (2011). Evolution de la température dans la croûte pendant la mise en place de sills mafiques à raison d'un sill de 50 m d'épaisseur tous les 10 000 ans. 39
Figure 18 : Annen et Sparks (2002). Evolution de la température dans une croûte intrudée de 8km de magma : une accumulation pendant 1,6 Ma de 8km de magma sous-forme de sills (figure gauche, les profils de température de 2,6 Ma ; 4,6 Ma et 6,6 Ma représentent la relaxation de la croûte après l'intrusion) et une intrusion instantanée (au temps 0) de 8 km d'épaisseur. 40
Figure 19 : Conductivité thermique en fonction de la température (en Kelvin) de plusieurs domaines et minéraux de la croûte . L'ensemble des références et des calculs utilisés se trouvent dans Whittington et al., 2009). 41
Figure 20 : Diagrammes de conductivité thermique en fonction de la température obtenus par des analyses au « laser-flash » réalisées sur plusieurs type de roches à pression ambiante.. 42
Figure 21 : Hasterok et Webb (2017). Production radiogénique des roches plutoniques (bleu) et volcanique (jaune) en fonction de leur teneur en silice. 43
Figure 22 : (a) Force tectonique nécessaire pour initier l'extension (croûte de 30km d'épaisseur) avec ou sans magma (méga-dyke) en fonction du flux de chaleur de surface. 44
Figure 23 : Liu et Furlong (1994). Evolution de la rhéologie de la lithosphère 1 Ma ; 5 Ma et 20 Ma après la mise en place d'un sill mafique de 4 km d'épaisseur.Les lignes en pointillées représentent le profil rhéologique avant l'intrusion. 45
Figure 24 : Callot et al., 2001. Résultats de la modélisation analogique d'une lithosphère à 4 couches 46
Figure 25 : Figures de Kusnzir et Park (1987) illustrant l'effet de la composition de la croûte inférieure sur la rhéologie de la lithosphère. 47

I- Rifts volcaniques et marges passives volcaniques

Le rifting actif caractérise un mode d'extension continentale associé à une décompression et à une fusion asthénosphérique précoce relativement à l'extension (e.g Neumann et Ramberg, 1978 ; Sengör et Burke, 1978 ; Morgan, 1983). Il s'exprime par la formation initiale d'un rift volcanique qui peut aboutir ou non à la formation de Marges Passives Volcaniques (MPVs) conjuguées. Dans ces contextes, il est proposé que l'extension est non seulement contrôlée par des forces aux limites mais aussi par les forces de volume de la lithosphère (de type « ridge-push-forces ») qui est amincie par érosion thermique et advection de matériel dans l'asthénosphère (Turcotte and Emermen, 1983). L'extension est accompagnée par la mise en place d'une quantité importante de magma dont le volume peut excéder le volume de lithosphère déplacé par l'extension (e.g Olsen et Morgan, 1995). Les taux d'extrusion de magma excèdent généralement, avant et pendant l'extension lithosphérique, 1 km^3/an (e.g Coffin et Eldholm, 1994).

1. Les rifts volcaniques

a. Exemple d'un rift avorté : le rift d'Oslo

La formation du rift d'Oslo, dans le sud de la Norvège, s'inscrit dans l'histoire tectonique extensive post-orogénique varisque qui affecte tout le NW de l'Europe (*figure I-1* ; e.g Ramberg et Larsen, 1978). Il marque l'initiation de la période de rifting et de magmatisme mafique qui débuta en Europe à la fin du Carbonifère et se prolongea, dans certaines régions comme le rift d'Oslo, pendant tout le Permien (Sundvoll et al., 1990 ; Heeremans et al., 1997).

L'érosion des premiers kilomètres de la croûte (1-3 km d'épaisseur ; Oftedahl, 1952) a permis de mettre au jour les structures tectoniques et le système magmatique plutonique profond du rift. Son évolution s'inscrit dans la même histoire régionale que la Zone d'Ivrée c'est également pourquoi il est présenté ici.

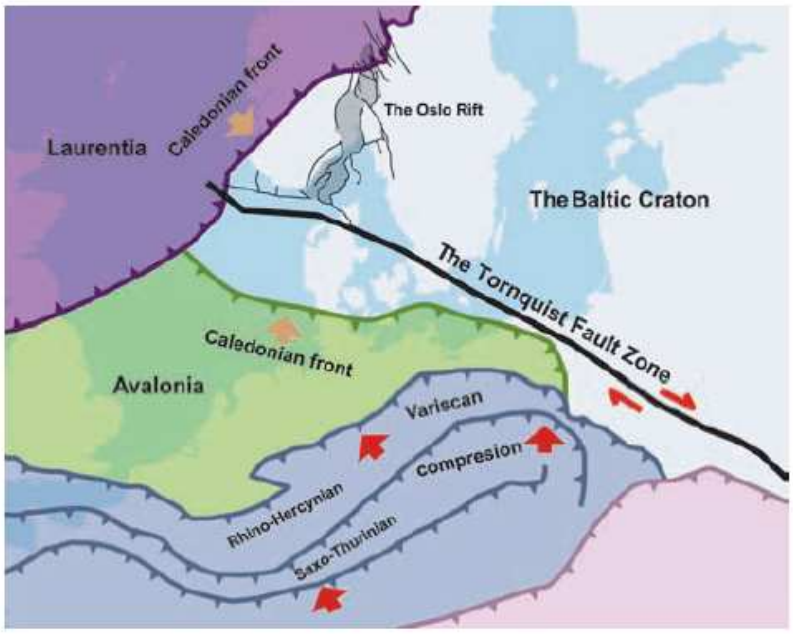


Figure I-1 : Contexte tectonique du NW de l'Europe à la fin du Carbonifère, les grandes structures compressives varisques sont replacées ainsi que le front calédonien. Le Rift d'Oslo se situe sur le craton Baltique (ou Fennoscandien) au nord du système de failles de Tornquist (Larsen et al., 2008).

Le rift d'Oslo s'est initié en contexte d'avant-pays de la chaîne varisque au nord de la zone de failles de Tornquist, au sein de la lithosphère épaisse, stable et résistante du craton Fennoscandien (*figure I-1* ; Heeremans et al., 1997) et plus précisément au niveau de la lithosphère la plus jeune du craton protérozoïque (orogène svéconorvégienne). Une variation latérale d'épaisseur de la croûte et de la lithosphère précambrienne expliquerait la localisation et l'étroitesse (~60 km) du rift (e.g. Pascal et al., 2002 ; 2004).

- Architecture du rift

Le rift d'Oslo (~500km de long) est formé d'une série d'hémigrabens (grabens de Rendalen, Akershus, Vesfold et Skagerrak, *figure I-2a)* alignés le long de l'axe NNE-SSW du rift et reliés par des zones d'accommodation de la déformation dont l'orientation semble fortement dépendante de l'héritage structural de la croûte (Rosendahl, 1987).

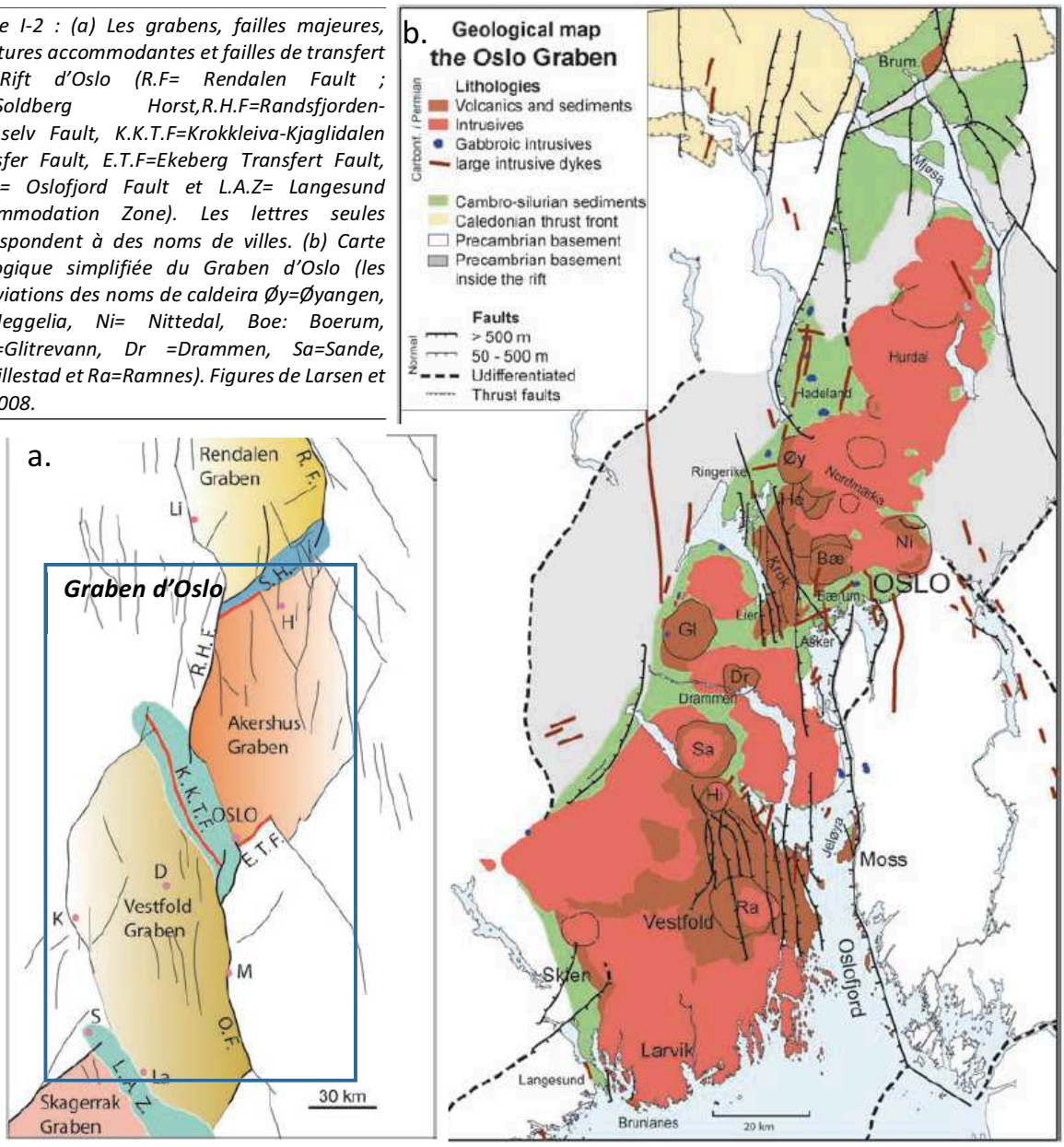


Figure I-2 : (a) Les grabens, failles majeures, structures accommodantes et failles de transfert du Rift d'Oslo (R.F= Rendalen Fault ; S.H=Soldberg Horst,R.H.F=Randsfjorden-Hunnselv Fault, K.K.T.F=Krokkleiva-Kjaglidalen Transfer Fault, E.T.F=Ekeberg Transfert Fault, O.F = Oslofjord Fault et L.A.Z= Langesund Accommodation Zone). Les lettres seules correspondent à des noms de villes. (b) Carte géologique simplifiée du Graben d'Oslo (les abréviations des noms de caldeira Øy=Øyangen, He=Heggelia, Ni= Nittedal, Boe: Boerum, Gl =Glitrevann, Dr =Drammen, Sa=Sande, Hi=Hillestad et Ra=Ramnes). Figures de Larsen et al., 2008.

Le grand graben d'Oslo (220 x 60 km) est formé de 2 segments de rift dont les failles bordières sont à vergence opposée : l'hémigraben d'Akershus dont la faille (R.H.F, *figure I-2a*) est à vergence vers l'E et l'hémigraben de Vestfold dont la faille bordière présente une vergence vers l'W (Ramberg et Larsen, 1978).

Le rift est marqué par une anomalie gravimétrique de Bouguer positive et de relativement forte amplitude, avec un maximum de 40 mgal dans le graben de Skagerrak, ainsi que par des vitesses sismiques élevées (Vp= 7,3-7,4 km/s) dans la croûte inférieure (*figure I-3 ;* e.g Neumann et al., 1992 ; Stratford et Thybo, 2011). Ces caractéristiques géophysiques ont été interprétées comme la présence de roches magmatiques mafiques (e.g Neumann et al., 2004 ; Stratford et Thybo, 2011).

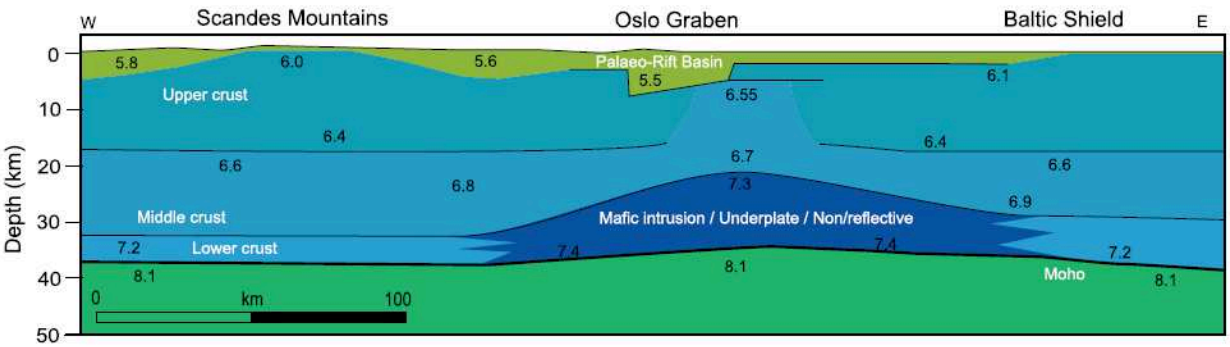


Figure I-3 Coupe montrant les différents domaines de Vp à travers le Graben d'Oslo (Thybo et Artemieva, 2013 ; d'après Stratford et Thybo, 2011). Le domaine hautes Vp (7,3-7,4 km/s) dans la croûte inférieure, transparent sismiquement, a été interprété comme une chambre magmatique à refroidissement lent (Stratford et Thybo, 2011).

La présence de ce « sous-plaquage » expliquerait ainsi la profondeur du Moho importante (~35km) incompatible avec l'amincissement de la croûte dans un modèle de déformation en cisaillement pur et avec déformation homogène en profondeur (Stratford et Thybo, 2011 ; Thybo et Artemieva, 2013). Ceci montre que contrairement aux rifts non-volcaniques, l'amincissement crustal des rifts volcaniques est beaucoup moins important que l'amincissement lithosphérique à cause de l'injection permanente de magma (déformation non-isovolumique), ce qui rend ainsi beaucoup plus difficile l'estimation du taux d'amincissement (e.g Ziegler et al., 2006 ; Thybo et Artemieva, 2013).

- Magmatisme du rift en relation avec l'extension

Le graben d'Oslo est le segment du rift qui présente le volume le plus important de magma (Larsen et Sundvoll, 1984). Il se traduit notamment par la présence de nombreux volcans (basaltiques à rhyolitiques) associés ou non à des caldeiras et intrudés par des batholites granitiques à dioritiques et des corps gabbroïques mineurs (*figure I-2b*). L'ensemble est associé à un important réseau de dykes parallèles à l'axe du rift (e.g Neumann et al., 1992). Les roches magmatiques recouvrent une surface de plus de 6500 km^2 et leur volume représenterait, sans compter la partie érodée, environ 300 km^3 pour les roches volcaniques et pourrait représenter plus de 25 000 km^3 pour les roches intrusives (Ramberg, 1976).

- Développement du rift

Le pré-rift d'Oslo, au Carbonifère supérieur, est associé à une faible dépression (bassin de type sag) liée à un dépôt sédimentaire fluvial à lacustre (~30m d'épaisseur, datés à 312-300 Ma ; Olaussen et al., 1994). Les prémices de l'activité magmatique se traduisent par l'intrusion de sills syénitiques (~308-305 Ma ; Sundvoll et al., 1992 ; Ziegler et al., 2006 ; Larsen et al., 2008).

La formation du rift débute réellement il y a 304 Ma (e.g Ramberg et Larsen, 1978) par la mise en place d'importants volumes de magma basaltique (sous forme de coulées, sills et dykes, issus d'une source mantellique enrichie) et de mouvements verticaux le longs de failles normales de direction NNW-SSE à N-S. Ces magmas se mettent en place sous forme de volcans boucliers et d'éruptions fissurales (e.g Neumann et al., 1992 ; 2004). Certaines failles se développeraient le long de systèmes de fractures précambriens (Neumann et al., 1992). Ce qui suggère que les structures héritées contrôlent au moins partiellement la déformation et l'architecture initiales du rift.

Le rifting atteint son paroxysme au début du Permien (~295 Ma) avec le développement des failles normales bordières majeures et une intense fracturation associée à des dykes d'orientation NNW-SSE à N-S (Ramberg et al., 1977). La déformation le long des failles bordières majeures est associée à un réseau de failles mineures au cœur du rift (*figure I-2b*). Le paroxysme du rifting est accompagné par une augmentation importante du volume de magma (de source mantellique appauvrie) notamment des éruptions fissurales de magma trachyandésitique de 295 à 285 Ma (Neumann et al., 1992) puis des intrusions syénitiques à 281-276 Ma (Dahlgreen et al., 1996).

La déformation et le magmatisme semblent se localiser ensuite progressivement vers le centre du rift avec la formation de volcans basaltiques centraux le long de l'axe du rift (Ramberg et Larsen, 1978), qui pour la plupart finiront par former des caldeiras. Des intrusions gabbroïques, datées à 265 Ma se mettent également en place le long de structures de direction N-S (Neumann et al., 1985).
L'avortement du rift est précédé et accompagné par la mise en place de larges batholites syénitiques et granitiques datés de 265 à 245 Ma (Sundvoll et Larsen, 1990).

L'évolution du rift d'Oslo est ainsi marquée par une localisation progressive de la déformation et du magmatisme, vers l'axe du rift, abandonnant progressivement les structures marginales. L'ensemble semble se concentrer ainsi là où les isothermes se resserrent et remontent c'est-à-dire le lieu de la future rupture continentale et le lieu de formation initiale des futures marges passives volcaniques conjuguées.

b. Dispositif général des rifts volcaniques

Le dispositif général axial observé dans le rift d'Oslo, avec modification de la vergence des failles bordières dans l'axe du rift et avec zones d'accommodation, est commun à tous les rifts, qu'ils soient magmatiques ou non (comme le rift Rhénan par exemple, e.g Bosworth, 1985 ; Brun et al., 1992 ; Logatchev et Florensov, 1978).

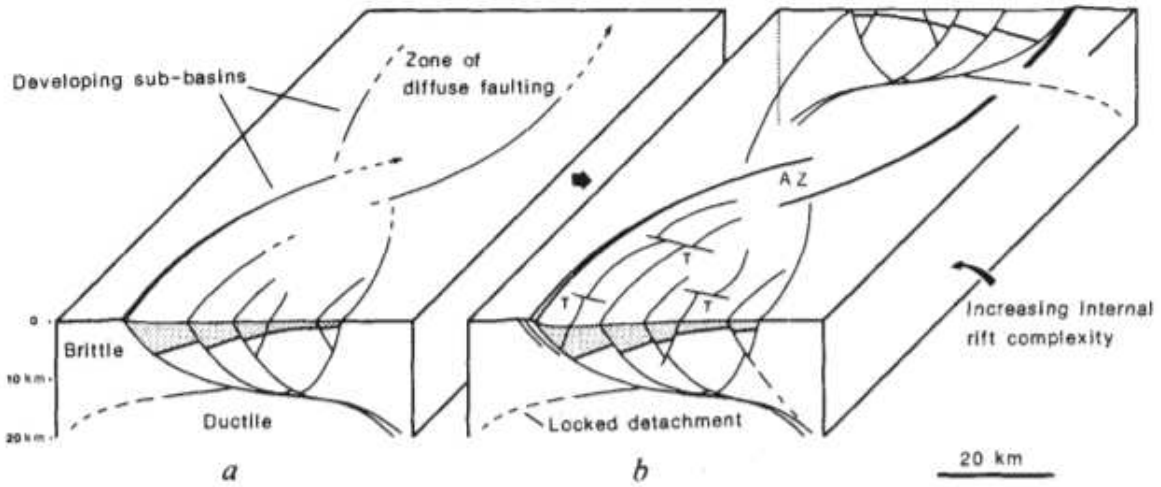


Figure I-4 : Evolution d'un rift dans la croûte supérieure de Bosworth (1985). (a) Stade initial et (b) stade plus évolué. (AZ : Zone d'accommodation ; T : faille de transfert).

La *figure I-4* de Bosworth (1985) est inspirée du rift Est-Africain (volcanique), mais s'applique aussi parfaitement au Rift Rhénan :

- La déformation s'initie de manière symétrique sur une zone étendue, elle est associée à des failles de détachement à pendage opposé. Les failles normales bordant les blocs basculés s'enracinent dans ces détachements (*figure I-4a*).
- La déformation devient ensuite asymétrique avec le « verrouillage » d'un des détachements. Le détachement encore actif se propage le long de l'axe du rift vers le centre du rift et ainsi vers le lieu de la future rupture continentale.
- Le remplissage (sédimentaire et/ou magmatique) syn-tectonique est contrôlé par la géométrie des grandes failles normales listriques bordières et par les failles synthétiques et antithétiques internes.
- Un second système de détachements finit par se former, il est lié au premier dans le centre du rift, dans la zone d'accommodation (AZ ; *figure I-4b*). Si deux détachements se sont formés alors, l'un des deux peut se verrouiller, et le détachement qui reste actif peut être à vergence opposée au tout premier formé et l'asymétrie du rift est ainsi inversée (comme c'est le cas sur la *figure I-4b*).
- Les failles qui accommodent la déformation à vergence opposée sont appelées « failles de transfert » (« T » ; *figure I-4b*), elles ont une cinématique et un rôle similaire à la zone d'accommodation mais à plus petite échelle.

Le centre du rift accumule ainsi la déformation associée à l'initiation du rift par le premier détachement et la déformation associée au second système, c'est la zone de déformation la plus complexe.

Les détachements qui contrôlent la géométrie des rifts s'enracinent au toit ou se propagent à l'intérieur de la croûte inférieure, ils sont ainsi co-structurés avec celle-ci. La déformation de cette croûte inférieure va ainsi avoir un contrôle majeur sur la géométrie des rifts.

2. Structure des marges passives volcaniques

Les marges passives volcaniques correspondent au développement ultérieur des rifts volcaniques et caractérisent les domaines de transition entre croûte continentale et croûte océanique associés à une fusion catastrophique de l'asthénosphère (e.g Mutter et al., 1984 ; White et McKenzie, 1989 ; Eldholm et al., 1995). Elles formeraient plus de 50% des marges passives continentales (*figure I-5 ;* Eldholm et al., 2000) et font aujourd'hui actuellement l'objet d'études très actives (e.g. Geoffroy et al., 2015 ; Gernigon et al., 2015 ; Clerc et al., 2015 ; 2017 ; Paton et al., 2017 ; Quirk et al., 2014 ; Bauer et al., 2010 ; Blaich et al., 2013, Koopman et al., 2013 ; Stica et al., 2014).

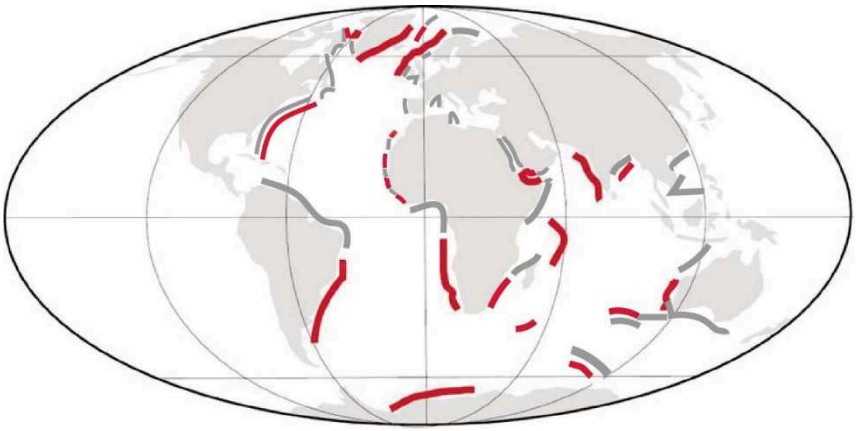


Figure I-5 : Répartition des marges passives continentales volcaniques (en rouge) et a-magmatiques (en gris) connues dans le monde. Figure modifiée de Geoffroy (2005) d'après Clerc et al., (2017).

a. Caractéristiques

Elles se distinguent des marges passives non-volcaniques (e.g Manatschal, 2004 ; Mohn et al., 2012 ; 2015) par plusieurs caractéristiques (*figure I-6 ;* e.g. Geoffroy, 2005 ; Geoffroy et al., 2001 ; 2015 ; Franke, 2013 ; Quirk et al., 2014) :

(1) Elles sont le lieu d'intrusion de volumes considérables de magma (essentiellement mafique) avant et pendant l'extension (e.g Planke et al., 1991 ; Holbrook et Kelemen, 1993). Une part notable de la marge est associée à un processus d'accrétion magmatique avec dilatation aussi bien verticale qu'horizontale (e.g. thèse Guan, 2018).

(2) Elles sont généralement plus étroites (zone d'étranglement<100 km ; White et al., 1987) que les marges passives a-magmatiques (ou sédimentaires) qui sont hyper-étirées avec parfois la disparition quasi-totale de la croûte inférieure dans la partie distale et l'exhumation de manteau serpentinisé (e.g. Manataschal, 2004 ; Lavier et Manastchal, 2006 ; Peron-Pinvidic et al., 2013).

(3) La subsidence tectonique pendant l'extension continentale n'est pas associée à un enfoncement lithosphérique isostatique sous le niveau 0 (extrusion aérienne des laves pré- et syn-rift ; Skogseid, 1994).

(4) La déformation dans la croûte supérieure est associée à des détachements à pendage vers le continent au niveau des 2 marges conjuguées (*figure I-6*) ; ces détachements se développent dans le temps depuis la partie externe de la marge vers la partie interne. Ils

contrôlent la géométrie des prismes de laves syn-tectoniques à pendage vers l'océan (SDRs).

(5) La vitesse de déformation a été estimée localement à 10^{-14} s^{-1} par Lenoir et al. (2003) en datant des dykes mis en place avant et après les flexures de croûte supérieure situées sous les SDRs.

(6) Elles sont associées à une croûte inférieure de haute vitesse sismique (appelée HVLC : « High Velocity Lower Crust » ou HVZ : « High Velocity Zones » ou LCB : « Lower Crustal Bodies ») pouvant parfois être divisée en 2 domaines distincts (cf. Partie I-2- b de ce chapitre). Les nombreuses interprétations proposées pour expliquer ces vitesses sont décrites dans la partie suivante.

(7) Ces marges sont associées à une déformation globale en cisaillement pur et donc à une géométrie symétrique (en marges conjuguées), contrairement aux marges non-volcaniques qui sont majoritairement asymétriques (e.g Lavier et Manatschal, 2006 ; Reston et McDermott, 2011).

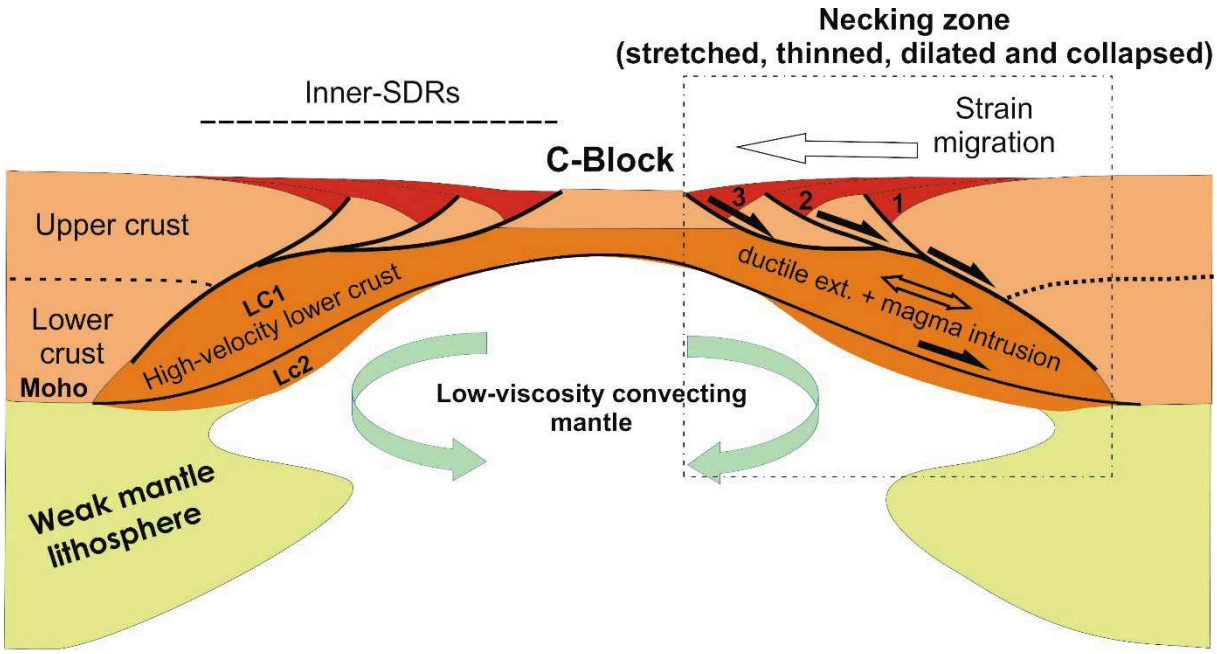


Figure I-6 : Schéma conceptuel des marges passives volcaniques conjuguées au stade initial (Geoffroy et al., soumis)

b. Evolution des MPVs conjuguées

La modélisation numérique de Geoffroy et al. (2015 ; *figure I-7*) montre que les conditions *sine qua non* pour le développement des 2 premières failles normales à faible pendage sont un manteau lithosphérique faible et une croûte inférieure résistante. Ces conditions seraient réunies par la mise en place de roches mafiques (froides et visqueuses) dans la croûte inférieure aux premiers stades du LIP et une anomalie de température positive dans le manteau lithosphérique. Dans cette modélisation l'extension est associée à l'intrusion de magma en continu.

Le stade initial (*figure I-7a*) est donc associé à peu de structures tectoniques en extension mais à une dilatation extrême de la croûte associée à la mise en place de magma sous forme de dykes (croûte

supérieure) et de sills (croûte inférieure) ainsi qu'à la mise en place de coulées basaltiques en surface et probablement d'un sous-plaquage mafique au Moho.

Les 2 failles de détachement conjuguées qui se développent ensuite délimitent un bloc de croûte continentale (« Bloc C » ; *figure I-7b*) qui est isolé en moins d'1 Ma après le début de l'extension. La mise en place des premiers SDRs internes est probablement contemporaine (Lenoir et al., 2001). Le développement de ces failles est associé à l'affaiblissement du manteau lithosphérique qui flue de part et d'autres du bloc C (rendu résistant par les roches mafiques) et en érode la partie inférieure. Au bout de 2 Ma il ne subsiste que la croûte supérieure fragile du Bloc C.

La fusion partielle du bloc crée un mélange de matériel mafique rigide et de roches felsiques ductiles qui va fluer de chaque côté du bloc et localiser les failles normales à faible pendage qui contrôlent le développement des SDRs (*figures I-7b et c*).

Le magma produit par la fusion asthénosphérique flue également de part et d'autre du bloc et emprunte les failles formées. La formation des SDRs résulterait ainsi de la destruction progressive du bloc C et le basculement des failles résulterait purement d'un effondrement gravitaire associé au contraste de densité entre la croûte continentale non-déformée dense et le mélange peu dense de magma et de matériel recyclé du bloc C (*figure I-7c*).

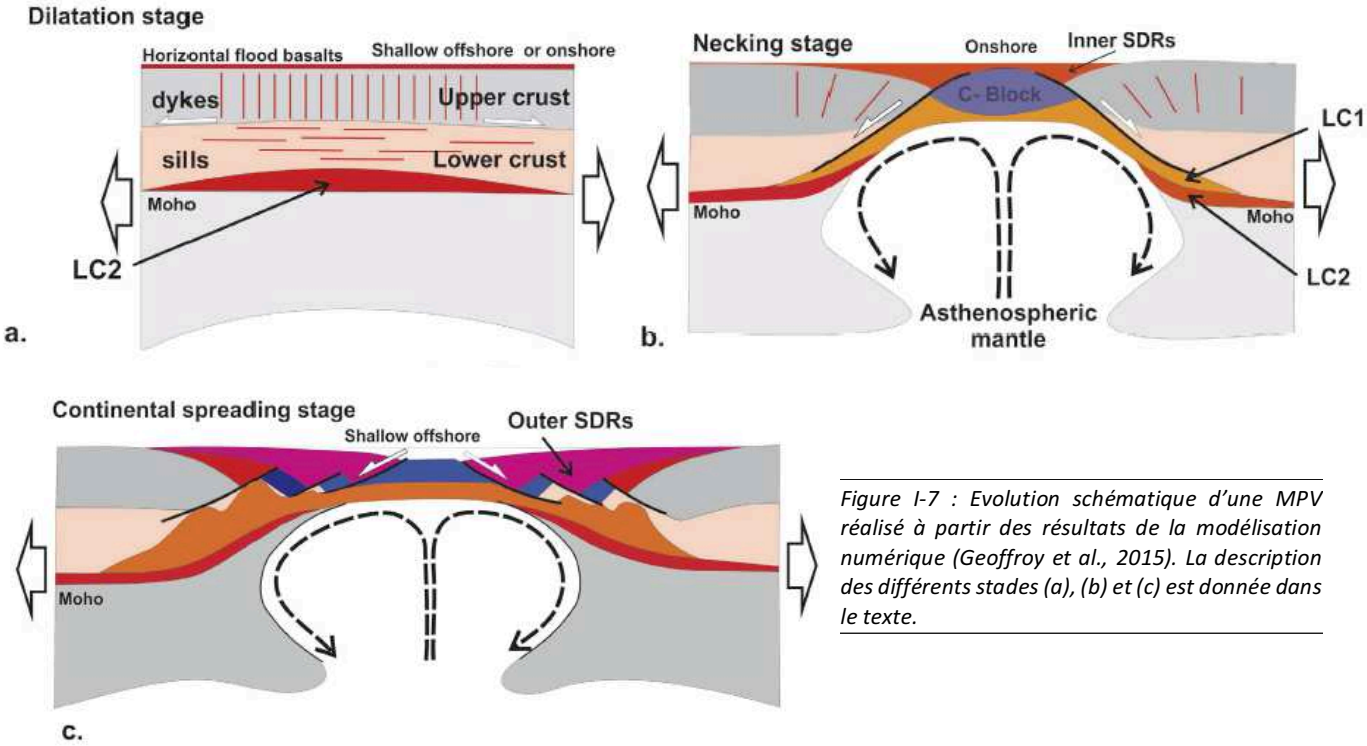


Figure I-7 : Evolution schématique d'une MPV réalisé à partir des résultats de la modélisation numérique (Geoffroy et al., 2015). La description des différents stades (a), (b) et (c) est donnée dans le texte.

Geoffroy et al. (2001) montrent que deux gradients de déformation augmentent de la partie proximale vers la zone de rupture ; l'intensité de la déformation par faille et le nombre de dykes. Ces gradients sont associés à la migration de la déformation vers la partie externe de la marge (*figure I-6*). Les structures préservées dans la partie interne des Marges Passives Volcaniques correspondent ainsi aux stades les plus précoces de la déformation et donc probablement à l'initiation du rifting.

La transition du stade rift volcanique au stade marge passive volcanique est très mal connue et l'étude des domaines proximaux des MPVs pourrait ainsi donner d'importantes contraintes sur cette transition.

Dans ces contextes d'extension lithosphérique associée à la mise en place de volumes importants de magma, la déformation de la croûte supérieure est relativement bien contrainte et les mécanismes principaux de déformation associés à la mise en place de magma sont compris. La croûte inférieure, peu comprise, a surtout été étudiée de manière indirecte par imagerie géophysique. Ses caractéristiques particulières en sismique ont fait l'objet de nombreuses interprétations qui sont présentées dans la partie suivante.

II- Caractéristiques des croûtes profondes des Rifts Volcaniques et Marges Passives Volcaniques

Les observations sismiques des croûtes inférieures de Rifts Volcaniques et de Marges Passives Volcaniques suggèrent la présence commune de deux caractéristiques particulières : des réflecteurs lités supra-Moho et de très hautes vitesses sismiques (ondes P). La première caractéristique est toujours associée à la seconde alors qu'il existe des zones de hautes vitesses sismiques qui ne sont pas réflectives.

1. Réflecteurs lités parallèles

Les réflecteurs lités de base de croûte (LLC :« Layered Lower Crust ») s'observent dans tous les contextes tectoniques (*figure I-8*) mais sont surtout communs en contexte extensif (mais variable à l'échelle d'un rift ; *figure I-9*). Ces réflecteurs ont fait l'objet de nombreuses interprétations (e.g Matthews, 1986 ; Warner, 1990 ; Mooney et Meissner, 1992 ; Christensen et Mooney, 1995).

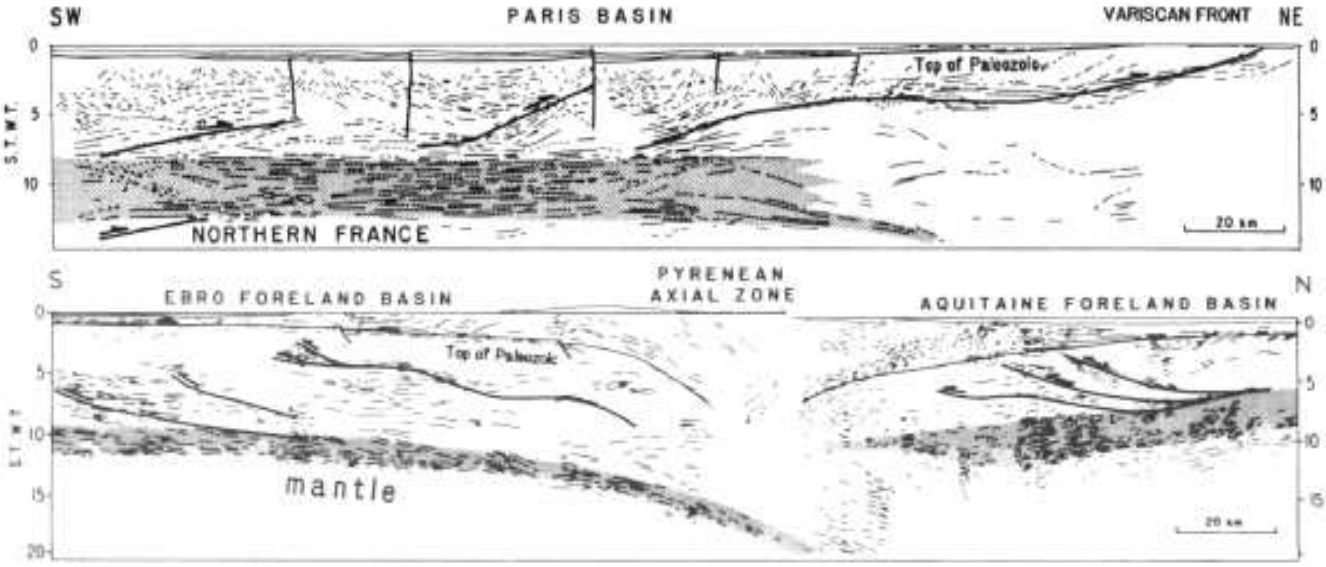


Figure I-8 : Profils sismiques interprétés (a) du bassin de Paris (Bois et al., 1989) et (b) des Pyrénées (Choukroune et al., 1989) Dans les 2 cas la croûte inférieure est marquée par des réflecteurs lités.

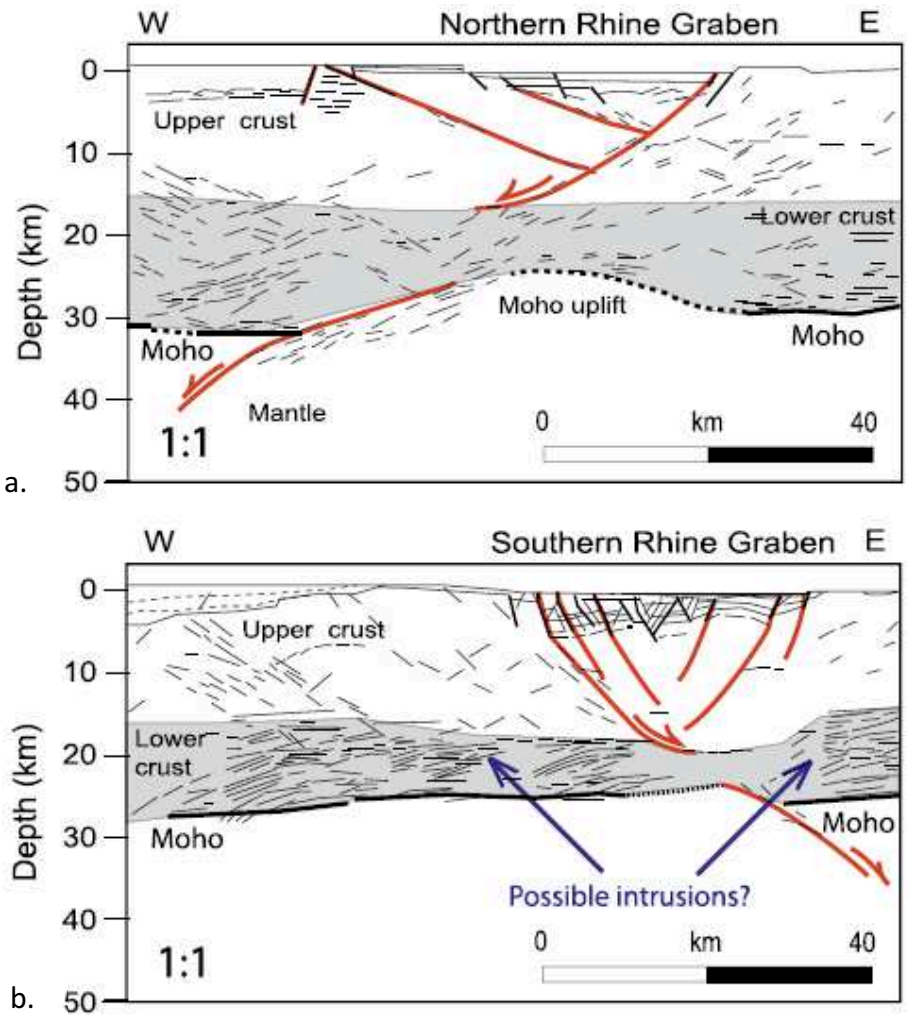


Figure I-9 : Profils sismiques interprétés du Graben du Rhin (Thybo et Artemieva, 2013 d'après Brun et al., 1992). Le profil nord (a) présente une croûte inférieure peu réflective associée à une remontée du Moho localisée sous le graben tandis que le profil sud (b) présente une croûte inférieure marquée par des réflecteurs lités et un Moho plat. La croûte inférieure réflective a été interprétée ici comme un sous-plaquage de sills mafiques compensant l'amincissement de la croûte néanmoins il n'existe pas de volcanisme syn-rift significatif dans le graben du rhin.

a. Géométrie

Ces réflecteurs lités sont généralement parallèles entre eux et sub-parallèles au Moho. Ils s'observent dans la partie la plus profonde de la croûte inférieure et forment parfois un domaine de près de 10 km d'épaisseur (e.g Collier et al., 1994). Ils forment généralement des réflecteurs individuels. Leur longueur semble très variable, de 3-5 km (e.g Collier et al., 1994) à plusieurs dizaines de km et leur épaisseur est par contre limitée à quelques centaines de mètres tout au plus (e.g *figures I-12b et c* ; profil en annexe 1 ; Geoffroy et al., 2015 ; Clerc et al., 2015 ; 2017).

b. Interprétations

Les interprétations proposées pour expliquer ces réflecteurs lités de base de croûte sont multiples et leur diversité suggère probablement une origine multiple et variable selon les contextes tectoniques (e.g Mooney et Meissner, 1992).

- Variation lithologique et litage minéralogique : certains auteurs (e.g Fountain et Christensen, 1989 ; Holliger et Levander, 1994) suggèrent qu'une simple variation lithologique, associée à une ancienne alternance sédimentaire par exemple, peut être la cause d'une réflectivité importante. Le litage minéralogique qu'il soit métamorphique, migmatitique ou magmatique pourrait également être à l'origine d'un important litage sismique (e.g Christensen, 1989).

- Intrusions magmatiques planaires : c'est probablement l'interprétation la plus communément admise. Les réflecteurs seraient associés à des intrusions mafiques planaires de type sill dans un encaissant plus felsique (e.g Beach et al., 1987 ; Hinze et al., 1992 ; Deemer et Hurich, 1994).

- Anisotropie structurale : plusieurs auteurs (Meissner et Kusznir, 1987) suggèrent qu'une anisotropie structurale associée à une déformation ductile en extension peut être à l'origine de réflecteurs horizontaux importants.
  Les zones de cisaillement ne seraient, par contre, pas des réflecteurs importants en elles-mêmes, mais seulement si elles juxtaposent des lithologies différentes.
  En effet l'anisotropie de fabrique induite par une déformation pénétrative ne serait qu'un facteur secondaire de réflectivité (e.g Shaocheng et al., 1993) par rapport à la variation lithologique.

- Fluides libres : plusieurs auteurs ont proposé que l'existence de fluides hydriques libres pouvait expliquer le litage sismique observé (e.g Matthews, 1986 ; Meissner et Wever, 1992). Cette interprétation n'est a priori possible que dans le cas d'une croûte de marge active affectée par un métamorphisme prograde qui libérerait des fluides par réaction de déshydratation (s'il y a présence de minéraux hydratés). Cependant ces litages s'observent également dans des contextes de croûte équilibrée dans laquelle les fluides seraient forcément consommés dans des réactions métamorphiques rétrogrades (Yardley et Valley, 1997).

Ces réflecteurs lités de base de croûte peuvent également être associés à des vitesses des ondes P supérieures à 7,0 km/s.

2. Vitesses sismiques élevées

Les zones de vitesses élevées de la croûte inférieure ont été nommées plusieurs fois : « High Velocity Lower Crust » (HVLC), : « High Velocity Zone » (HVZ) ou encore « Lower Crustal Body » (LCB). Elles sont caractérisées par des vitesses des ondes P supérieure à 7 km/s et allant jusqu'à parfois 7,8 km/s (e.g Forsyth et al., 1986 ; Eldholm et al., 2000 ; Funck et al., 2001) alors que les vitesses de croûtes continentales équilibrées sont de l'ordre de 6,2-6,8 km/s (e.g Rudnick et Fountain, 1995). Elles sont communes en contexte extensif associé à la mise en place de magma mais elles sont également localement observées dans les rifts et marges passives non-volcaniques, dans les cratons archéens et en contexte compressif (e.g McCarthy et Parsons, 1994 ; Lizzaralde et al., 2002 ; Gorman et al., 2002, Contrucci et al. 2004, Unternehr et al., 2010).

a. Géométrie des HVLC en contexte extensif

La géométrie des domaines de hautes Vp est variable (e.g Thybo et Artemieva, 2013).

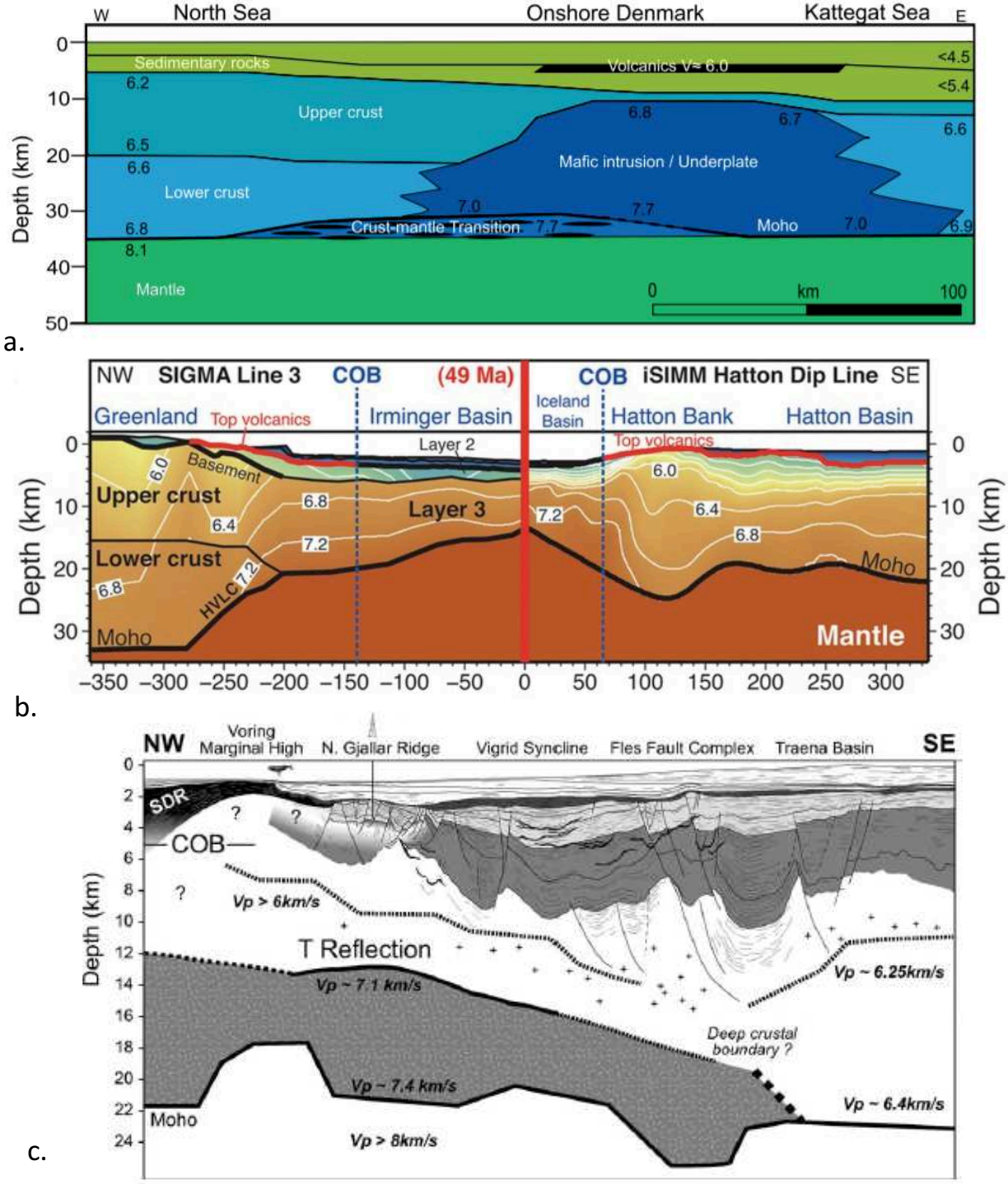


Figure I-10 : Géométrie des domaines de hautes Vp dans la croûte inférieure (a) Coupe montrant les différents domaines de Vp dans le bassin Norvégo-Danois (Thybo et Artemieva, 2014 ; d'après Thybo et Nielsen, 2012) ; deux domaines de hautes Vp : un corps de 6,7 à 7,7 km/s (sismiquement transparent, voir Thybo et Nielsen, 2012) et de de 20 km d'épaisseur interprété comme une intrusion mafique majeure et une zone longitudinale d'environ 7,7 km/s (formée de réflecteurs lités, voir Thybo et Nielsen, 2012) comme des intrusions de type sills. (b) Coupe montrant les différents domaines de Vp des marges conjuguées E-Groenland/Hatton Bank (Funck et al., 2017) ; les corps de hautes Vp se situent dans la zone de flexure de la croûte sous les SDRs.(c) Coupe sismique interprétée de la marge interne de Vøring (Gernigon et al., 2004). Le « LCB » se situe sous les SDR et sous les sédiments.

Le premier type de domaine de hautes Vp correspond à de grands corps de géométrie pseudo-circulaire ou lenticulaire au centre des rifts volcaniques ou dans la zone de flexure des MPVs (*figures I-10a-c*). Ces corps font plusieurs centaines de km de long et jusqu'à parfois 25km d'épaisseur. Leur contour supérieur est parfois limité par des réflecteurs plus ou moins prononcés (par exemple le réflecteur « T » de Gernigon et al., 2003). Ils sont parfois sismiquement transparents (e.g Thybo et Artemieva, 2013).

Ces corps peuvent également se retrouver à seulement une dizaine de km de profondeur (*figure I-10a*) ou sous-plaqués au niveau du Moho (*figures I-10b-c*). Ils marquent souvent un contact intrusif avec un contour oblique (à perpendiculaire) aux réflecteurs de la croûte.

Le second type de domaine de hautes Vp correspond à une géométrie longitudinale horizontale supra-Moho. Ces domaines sont généralement longs (plusieurs centaines de km), peu épais (1-5 km) et marqués par d'importants réflecteurs lités qui correspondent à la « layered lower crust » (*figure I-10a*). Ils sont souvent associés aux Vp les plus élevées (7,4-7,8 km/s).

b. Interprétations

Les interprétations pour expliquer ces vitesses sismiques élevées sont multiples et dépendent souvent des contextes dans lesquels elles ont été observées (*figure I-11*).

- Manteau serpentinisé (*figure I-11c*) : les Vp d'un manteau serpentinisé s'échelonnent de 5 à 7,5 km/s (O'Reilly et al., 1996) et sont caractérisés par des rapports Vp/Vs élevés (>1,8). Ces caractéristiques sont communes aux « HVZ » et ainsi certains auteurs (Ren et al., 1998 ; Contrucci et al., 2004) ont proposé qu'un dôme mantellique serpentinisé pouvait expliquer les zones de hautes Vp. Cependant l'observation de ces roches est surtout commune en contexte de marge hyper-étirée (e.g Boillot et al., 1989) à des profondeurs maximum inférieures à ~15km et ainsi cette interprétation ne serait pas valable pour les « HVLC » plus profondes comme dans les rifts volcaniques et MPVs.

- Roches granulitiques/éclogitiques (*figure I-11d*) : plusieurs auteurs (e.g Fountain et al., 1994 ; Contrucci et al., 2004) suggèrent que ces domaines de hautes Vp pourraient s'expliquer par des roches métamorphiques de HP des faciès granulitiques et/ou éclogitiques. Ces faciès sont effectivement ceux attendus aux profondeurs où certaines « HVZ » sont observées (~30-35km de profondeur) et les roches granulitiques et éclogitiques présentent souvent des Vp élevées comprises entre 7,2 et 8,5 km/s (Fountain et al., 1994). Cette interprétation peut ainsi être valable pour les zones de Vp élevées profondes supra-Moho mais probablement pas pour des corps moins profonds (au-dessus de 20 km de profondeur).

- Magma mafique (*figures I-11a-b*) : de nombreux auteurs (e.g Fowler et al., 1989 ; White et McKenzie, 1989 ; Mjelde et al., 1997 ; Berndt et al., 2000 ; Eldholm et al., 2000 ; Thybo et Nielsen, 2012) s'accordent à dire que les « HVZ » pourraient être associées à des roches magmatiques mafiques à ultramafiques puisque celles-ci présentent toujours des Vp élevées. Dans ce cas-là, le magma pourrait prendre la forme de grand corps mafiques à ultramafiques ou se mettre en place sous forme de sills ce qui expliquerait le second type d' « HVZ » (à réflecteurs lités). S'ils sont associés à une transparence sismique celle-ci pourrait s'expliquer

par une chambre magmatique refroidissant lentement (plusieurs millions d'années ; e.g Thybo et Artemieva, 2013).

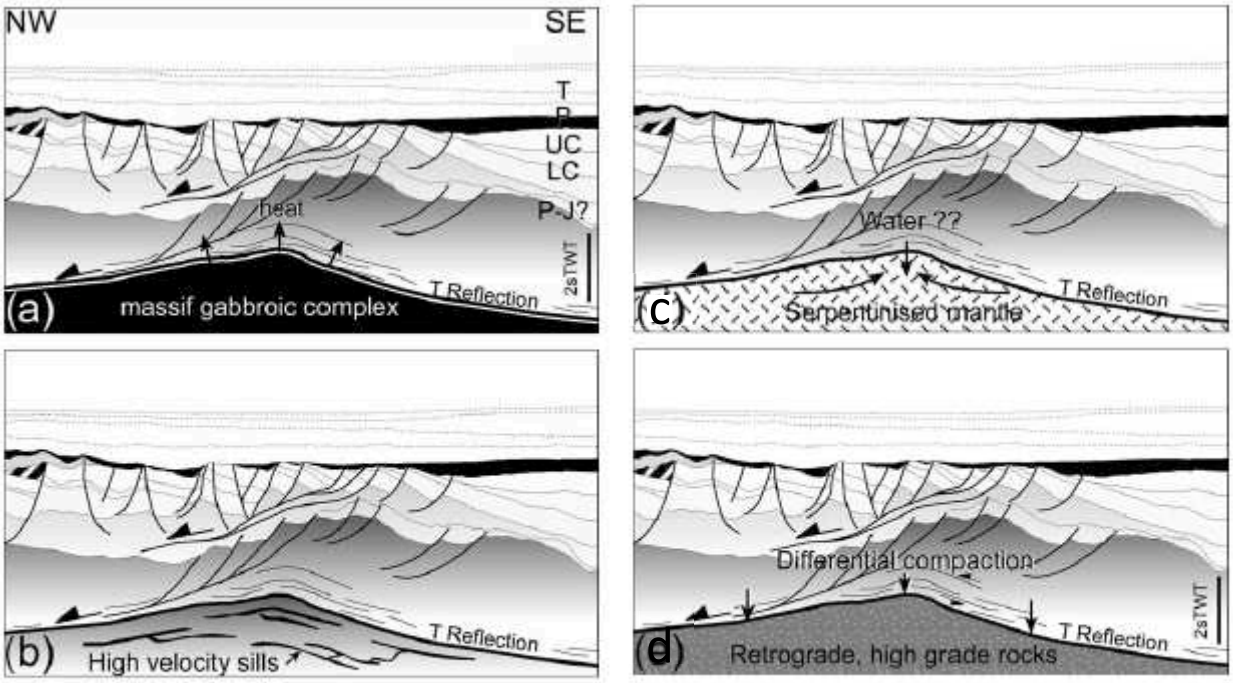


Figure I-11 : Interprétations possibles du « LCB » observé dans la MPV de Vøring (Gernigon et al., 2004) : (a) intrusion d'un complexe mafique majeur ; (b) intrusion de sills mafiques ; (c) manteau serpentinisé et (d) roche métamorphique HP-HT

3. Interprétation des croûtes inférieures de MPVs

La croûte inférieure des MPVs est généralement caractérisée, dans sa partie interne, par 2 domaines distincts : LC1 et LC2. Ces deux domaines sont marqués par des réflecteurs particuliers et des vitesses sismiques Vp élevées (*figures I-12 et I-13 ;* e.g. Geoffroy et al., 2015 ; Clerc et al., 2015 ; 2017).

- **LC1** est un domaine de croûte moyenne épais (jusqu'à 18 km) qui est caractérisé par des réflecteurs d'apparence plissés et/ou cisaillés (apparentes structures S/C), relativement désorganisés.
  D'après la *figure I-13* de Maystrenko et al. (2013) LC1 est associé à des vitesses des ondes P homogènes de 7,2 à 7,3 km/s (Bauer et al., 2000 ; White et al., 2008).
  Les failles normales à faible pendage qui structurent les MPVs sont enracinées dans ce domaine ce qui suggère que leur évolution est synthétique de la déformation de LC1 (*figure I-12*a).

- **LC2** est un domaine de croûte profonde peu épais (<5 km) qui est caractérisé par des réflecteurs très marqués, plats et parallèles au Moho. LC2 tend à diminuer et disparaitre dans la partie distale de la marge.
  Il est associé à des vitesses des ondes P très élevées de 7,3 à 7,8 km/s (*figure I-13;* e.g White et al., 2008 ; Maystrenko et al., 2013) et est souvent référé à l'HVLC (« High Velocity Lower Crust ») et à la LLC (« Layered Lower Crust »).

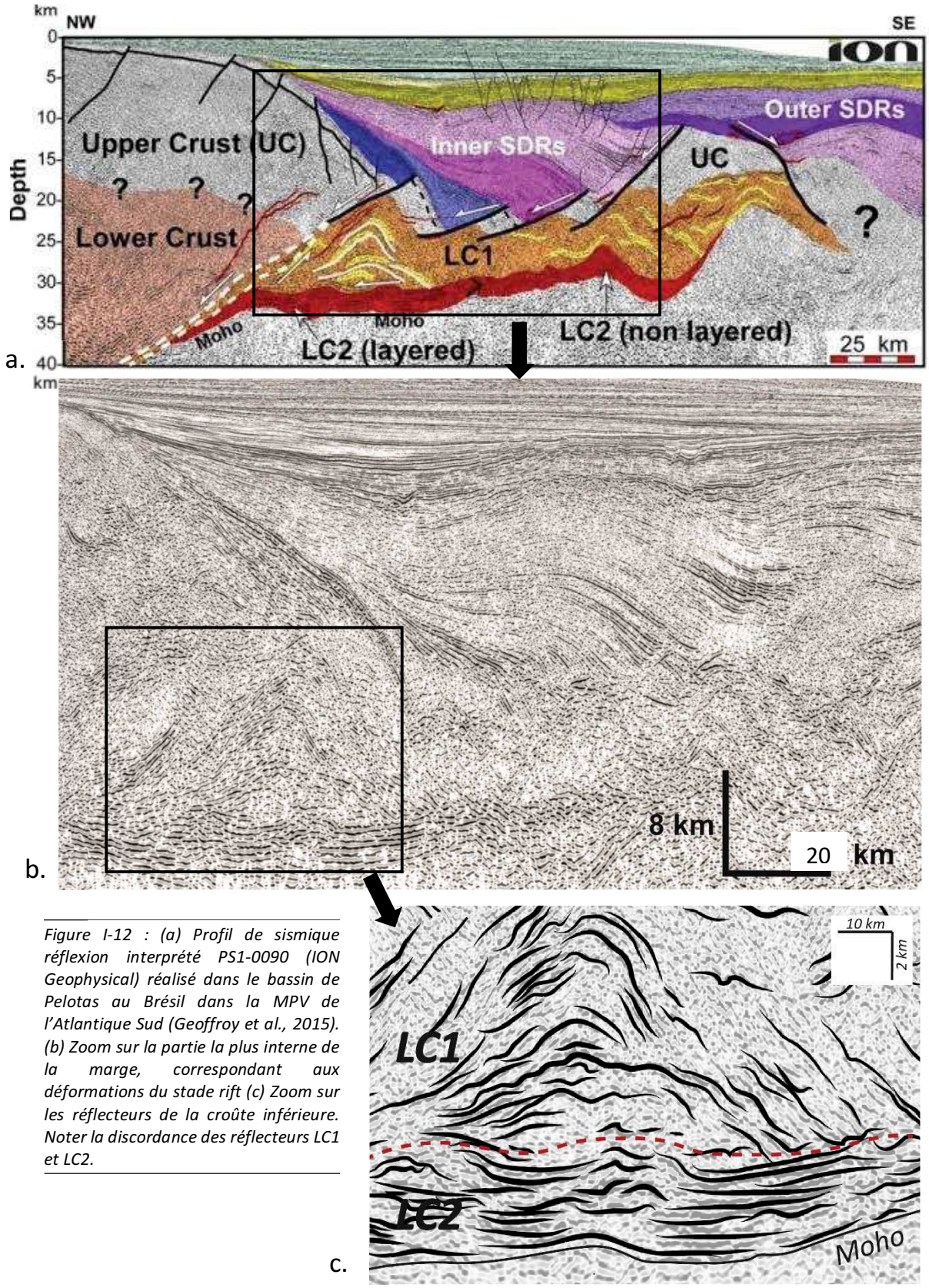


Figure I-12 : (a) Profil de sismique réflexion interprété PS1-0090 (ION Geophysical) réalisé dans le bassin de Pelotas au Brésil dans la MPV de l'Atlantique Sud (Geoffroy et al., 2015). (b) Zoom sur la partie la plus interne de la marge, correspondant aux déformations du stade rift (c) Zoom sur les réflecteurs de la croûte inférieure. Noter la discordance des réflecteurs LC1 et LC2.

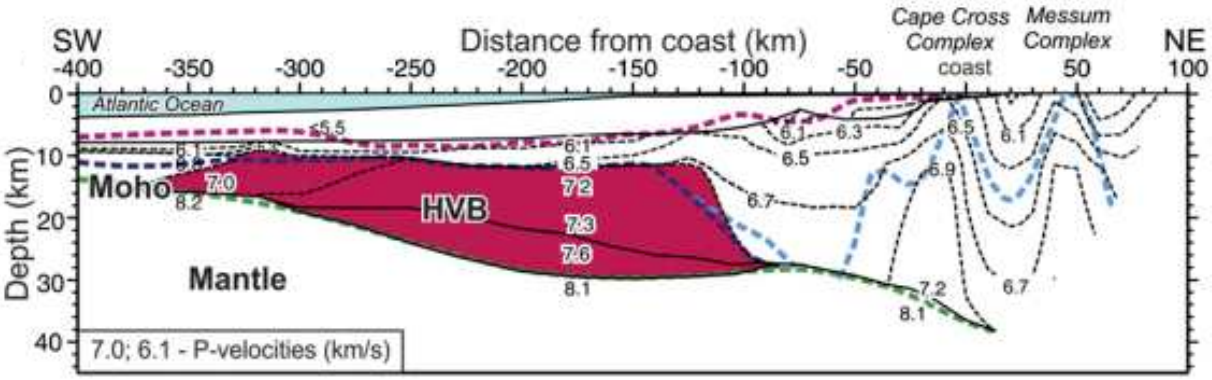


Figure I-13 : Modèle de vitesse des ondes P de la marge passive volcanique de Namibie (Atlantique Sud) figure de Maystrenko et al. (2013) d'après Bauer et al. (2000).

Les réflecteurs particuliers des domaines LC1 et LC2 ont été interprétés comme des intrusions mafiques de type sills par de nombreux auteurs (e.g White et al., 2008 ; Geoffroy et al., 2015 ; Clerc et al., 2015).

LC1 correspondrait ainsi à une croûte métasédimentaire, probablement amphibolitique à granulitique, intrudée par des sills mafiques, associée à un fluage important contemporain de la formation de la marge. Ces intrusions seraient ainsi antérieures ou contemporaines de la déformation ductile de la croûte inférieure.

LC2 correspondrait à de nombreux sills mafiques précoces « sous-plaqués » ou intrudés dans la croûte la plus profonde (probablement granulitique).

De plus le découplage tectonique apparent de LC1 et LC2 (*figure I-12c*) suggère également que ces deux domaines ont des comportements différents avec un domaine LC2 précoce et rigide et un domaine LC1 beaucoup plus ductile.

Ces interprétations suggèrent qu'il existe ainsi un très important contrôle de la déformation et de l'évolution des MPVs par le magmatisme mafique, potentiellement même s'il est antérieur à la formation de la marge.

Il est donc essentiel de comprendre quels peuvent être les effets du magma mafique, à l'état magmatique et à l'état solide, sur la croûte afin de contraindre au mieux l'évolution de la déformation des MPVs.

III- Effet du magmatisme mafique: approche théorique

Les conséquences du magmatisme mafique sur la croûte sont doubles : thermiques et rhéologiques.

1. Conséquences des intrusions magmatiques sur la thermicité de la croûte

Les conséquences liées à la mise en place du magma sur la thermicité de la croûte ont fait l'objet de nombreuses modélisations (e.g Liu et Furlong, 1994 ; Pavlis, 1996 ; Barboza et Bergantz, 1996 ; Petford et Gallagher, 2001 ; Annen et Sparks, 2002 ; Dufek et Bergantz, 2005 ; Annen, 2011 ; Sinigoi et al., 2011 ; Karakas et Dufek, 2015, Lavecchia et al., 2016). Ces conséquences sont variées et complexes : modification du géotherme, fusion partielle de la croûte, modification de la conductivité thermique moyenne de la croûte et de sa production radiogénique (ces 2 dernières ont été peu étudiées).

Il faut cependant garder en tête que ces effets sont relativement mineurs par rapport à l'importance de l'influence thermique au long terme du flux mantellique. Ce sont plutôt des conséquences locales et à court terme à l'échelle de la croûte.

a. Perturbation du gradient géothermique

L'influence d'une intrusion magmatique sur la thermicité de la croûte est contrôlée par les températures initiales de chacune, la taille et la géométrie de l'intrusion, la conductivité de la croûte et par l'existence possible d'une convection magmatique active à l'intérieur de l'intrusion et/ou d'une convection hydrothermale dans la croûte (Annen, 2011). Le taux d'intrusion et la répartition spatiale des intrusions dans la croûte ont également une influence importante dans le cas d'injections multiples.

La convection magmatique dans l'intrusion est effective tant que le magma reste fluide (<50% de cristallisation ; Lejeune et Richet, 1995). Cette convection a pour effet d'augmenter le transfert de chaleur et ainsi d'accélérer le refroidissement de l'intrusion. Huppert et Sparks (1988) ont montré qu'il ne faut que 270 ans pour que la convection cesse dans un sill basaltique de 1500 m d'épaisseur intrusif dans une croûte à 500°C.

Une fois le seuil de cristallisation dépassé, le refroidissement se fait par conduction. Dans le cas d'une intrusion à injection unique, le temps de refroidissement de l'intrusion dépend uniquement de sa taille et de la diffusivité thermique de son encaissant.

A titre d'exemple Petford et Gallagher (2001) ont calculé l'évolution du flux thermique (qui dépend de l'écart de température et de la conductivité, selon la loi de Fourier, 1822) à chaque bordure d'une intrusion basaltique de 1km d'épaisseur qui se met en place instantanément à 1300°C à la base

de la croûte (pour simuler un « sous-plaquage » ; *figure I-14*), en négligeant la convection au début du refroidissement. Ils montrent que la perte de chaleur des deux bordures suit la même tendance et que globalement après une décroissance dramatique dans les 500 premières années, la décroissance devient stable jusqu'à atteindre moins de 700 mWm^{-2} au bout de 15 000 ans (fin de la modélisation). Le flux de chaleur induit deviendrait nul au bout de 25 000 ans. Cette perte de chaleur est rapide mais elle n'est ici valable que pour une intrusion isolée d'1 km d'épaisseur alors que les volumes estimés de « sous –plaquage » sont gigantesques, ce qui laisse supposer une perte de chaleur beaucoup plus importante et beaucoup plus longue (e.g Waters, 1990).

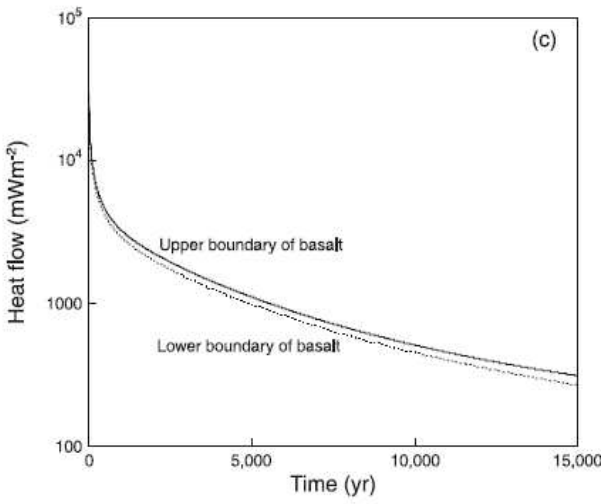


Figure I-14 : Petford et Gallagher, 2001. Evolution du flux thermique à chaque éponte d'un sill basaltique (1 km d'épaisseur) qui refroidit de manière conductive depuis sa mise en place (temps 0).

La perte de chaleur associée à l'intrusion de magma a pour effet d'entrainer une perturbation (positive) du gradient thermique de la lithosphère et potentiellement de provoquer la fusion partielle de l'encaissant. Cette perturbation est surtout localisée de part et d'autre de l'intrusion. En dessous de celle-ci le géotherme est inversé (*figure I-15*, e.g Pavlis, 1996 ; Lavecchia et al., 2016). L'importance de la perturbation et le temps nécessaire au rééquilibrage du géotherme dépendent de plusieurs paramètres détaillés ci-dessous.

- Effet de la température de la croûte

Pavlis (1996) montre que l'écart de température entre la croûte et le magma (et donc la profondeur de mise en place) contrôle l'amplitude de l'anomalie (*figure I-15*). Pour cela il modélise l'injection d'un sill mafique de 1000°C et 4 km d'épaisseur dans une croûte dont le géotherme est de 30°C/km, à différentes profondeurs (10, 14 et 20km). Le gradient thermique de la croûte encaissante est perturbé de part et d'autre de l'intrusion mais l'amplitude de la perturbation diminue avec la profondeur d'intrusion. Dans tous les cas, l'amplitude de la perturbation est réduite de plus de moitié au bout de 2 Ma. Cela indique que la diffusion de chaleur est relativement rapide, elle est cependant assez importante pour avoir une conséquence rhéologique localisée (découplage possible par diminution de la viscosité).

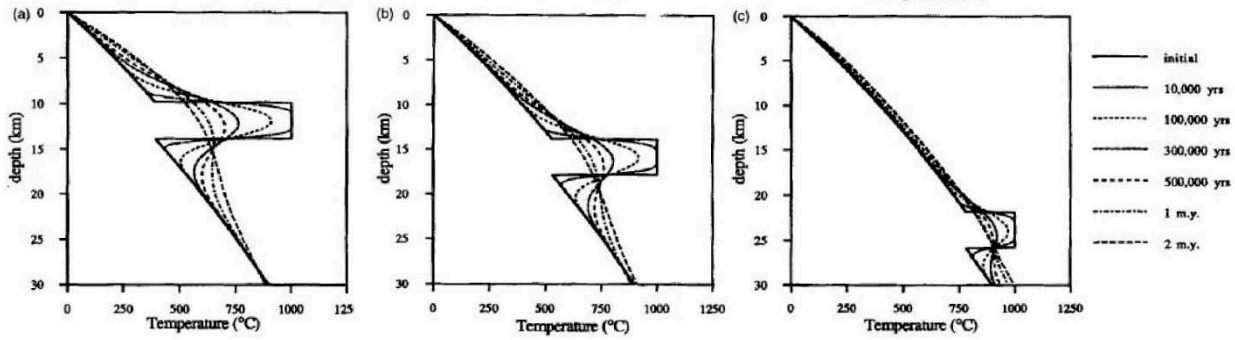


Figure I-15 : Perturbation du géotherme dans la croûte lors de l'intrusion d'un sill de 5 km d'épaisseur, en fonction de sa profondeur de mise en place (Pavlis, 1996).

- Effet de la composition de la croûte

Annen et Sparks (2002) montrent que lors de l'injection de sills basaltiques (un sill de 50m d'épaisseur, injecté tous les 10 000 ans pendant 1,6 Ma, pour un total de 8km de magma) entre 20 et 28 km de profondeur dans la croûte, la composition de cette dernière (pélitique ou granodioritique) a peu d'effet sur la perturbation thermique (dans les 2 cas la perturbation est d'environ 400°C) mais énormément sur le taux de fusion partielle qui est plus important dans la croûte pélitique (car son solidus est moins élevé) que dans la croûte granodioritique (*figure I-16*).

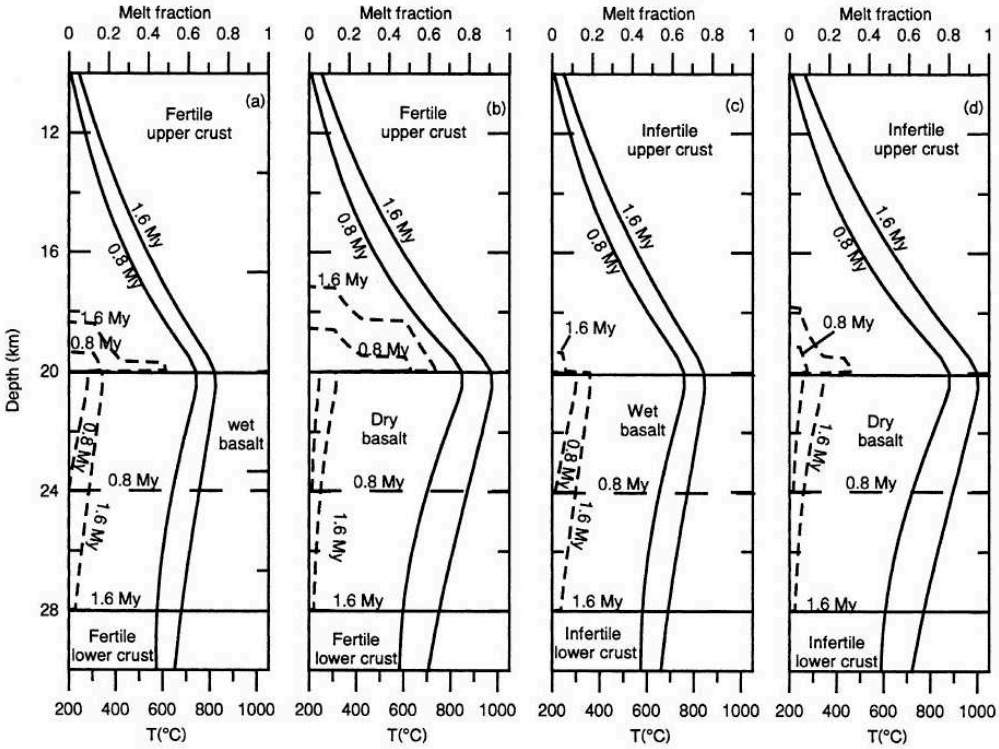


Figure I-16 : Annen et Sparks (2002). Profils de température (ligne continue) et fraction de liquide de fusion partielle (ligne discontinue) à travers la croûte après 0,8 Ma et 1,6 Ma pendant lesquelles un sill (basalte hydraté ou non) de 50m d'épaisseur se met en place tous les 10 000 ans jusqu'à un total de 8km d'épaisseur de magma. Les premiers sills se mettent en place au niveau de la croûte moyenne (~20 km de profondeur) et les derniers en base de croûte (~28 km)(intrusion en « underaccretion »).
Les deux premiers profils concernent une croûte « fertile » (pélitique) dans laquelle du basalte à 1100°C et 2% d'eau (1ère figure « wet basalt ») et du basalte à 1300°C et 0,3% d'eau (2ème figure « dry basalt ») sont injectés.
Les deux profils de droite concernent une croûte « infertile » (granodioritique) dans laquelle les deux mêmes types de basalte s'injectent.

- Effet lié à la nature de l'intrusion

Annen et Sparks (2002) testent également l'influence importante de la concentration en eau et de la température de l'intrusion basaltique sur la fusion partielle de la croûte (même *figure I-16*). Les sills basaltiques sont injectés à 20km de profondeur. Leur température et leur hydratation sont soit de 1300°C avec 0,3% d'eau (« basalte sec ») soit de 1100°C avec 2% d'eau (« basalte hydraté »). Les conditions optimales pour une fusion partielle efficace sont atteintes quand le basalte sec se met en place à la base d'une croûte pélitique (fertile). La fusion partielle affecte dans ce cas une plus grande partie de la croûte.

- Effet du taux d'intrusion et de l'accumulation de magma

Annen (2011) montre que plus le taux d'intrusion est fort et plus l'anomalie thermique sera importante (*figure I-17*).

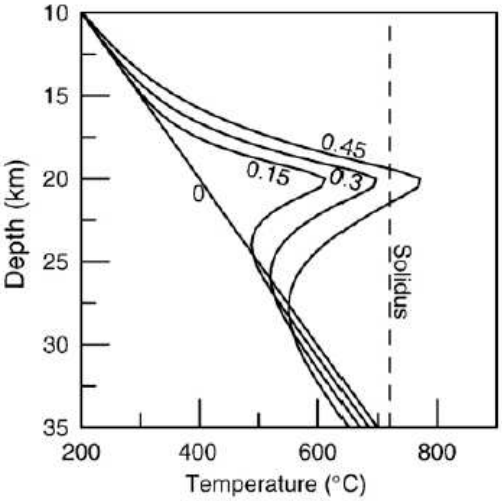


Figure I-17 : Annen (2011). Evolution de la température dans la croûte pendant la mise en place de sills mafiques à raison d'un sill de 50 m d'épaisseur tous les 10 000 ans.

Petford et Gallagher (2001) définissent un terme R qui correspond au rapport entre la période d'intrusion τ_i et le temps nécessaire à la diffusion de toute la chaleur τ_d ($=L^2/\kappa$ avec L l'épaisseur d'une seule intrusion et κ la diffusivité thermique). Ils montrent alors que quand R<1 ($\tau_i < \tau_d$), l'apport de chaleur est plus important que la perte de chaleur par diffusion et de manière générale que plus R est faible et donc plus la période d'intrusion est courte et plus l'apport de chaleur et l'anomalie thermique seront importants.

Annen et Sparks (2002) montrent également que pour un volume égal de magma (8 km d'épaisseur) l'anomalie thermique est plus importante dans la croûte supérieure dans le cas d'une accumulation de 160 sills (par « over-accretion ») pendant 1,6 Ma alors qu'elle est plus importante dans la croûte inférieure pour une intrusion instantanée d'un corps de 8km d'épaisseur (*figure I-18*). Dans le premier cas l'anomalie positive la plus importante est atteinte à la fin de la mise en place des sills (1,6 Ma) et dans le deuxième cas 800 ka après la mise en place de l'intrusion massive.

L'injection successive de sills basaltiques serait également plus efficace pour provoquer l'anatexie qu'une seule intrusion massive (Annen et Sparks, 2002).

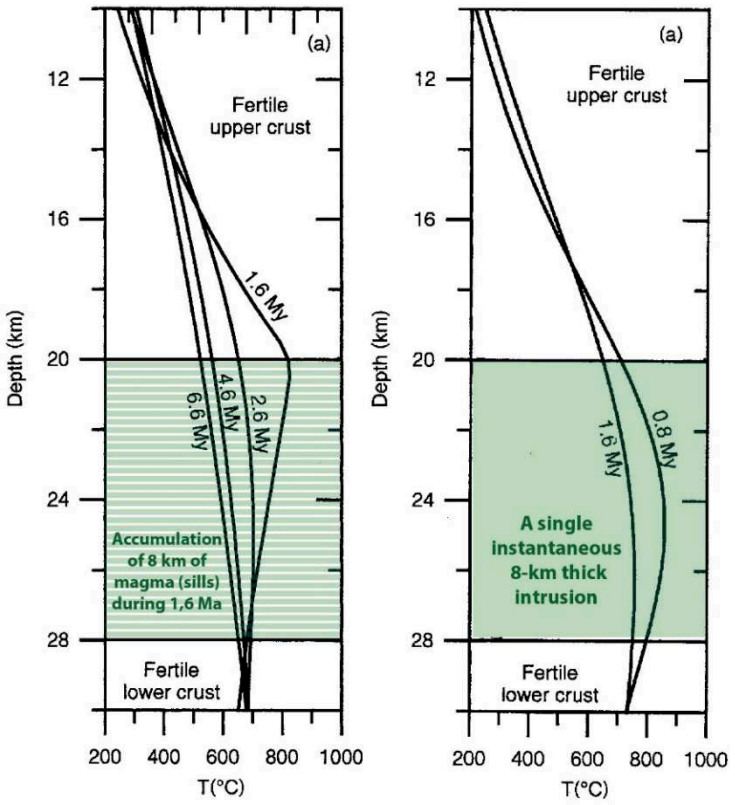


Figure I-18 : Annen et Sparks (2002). Evolution de la température dans une croûte intrudée de 8km de magma : une accumulation pendant 1,6 Ma de 8km de magma sous-forme de sills (figure gauche, les profils de température de 2,6 Ma ; 4,6 Ma et 6,6 Ma représentent la relaxation de la croûte après l'intrusion) et une intrusion instantanée (au temps 0) de 8 km d'épaisseur.

Remarque : La majorité de ces modélisations ne prennent pas en compte certains paramètres :
-la chaleur latente de cristallisation pendant le refroidissement de l'intrusion qui viendrait accroître l'apport de chaleur ;
- la migration vers la croûte supérieure des magmas secondaires formés par fusion partielle est presque systématique et cela a probablement pour effet de réduire la chaleur de la croûte inférieure, ce qui peut induire un refroidissement plus rapide des intrusions mafiques restantes dans la croûte inférieure ;
- l'incorporation de restites et leur assimilation chimique dans le magma mafique auraient également pour effet de le refroidir plus rapidement
-l'évolution de la conductivité thermique de la croûte liée à la cristallisation et au refroidissement des magmas mafiques ;
-l'évolution de la production radiogénique et donc du flux thermique liée à la cristallisation et au refroidissement des magmas mafiques.

b. Variation de la conductivité de la croûte

La conductivité d'une roche (en $W/m^{-1}.K^{-1}$) représente la quantité de chaleur qu'elle peut transmettre par unité de temps et de surface sous un gradient de 1°K. Elle se calcule par :

$$k=\rho\kappa C_p$$

avec κ sa diffusivité thermique (sa capacité à « conduire » la chaleur à travers le matériau)
ρ sa densité
C_p sa capacité calorifique spécifique (sa capacité à « stocker » la chaleur)

Ces 3 paramètres sont très dépendants de la composition de la roche. Ils sont également fonction de la température. La diffusivité et la conductivité thermiques diminuent quand on augmente la température jusqu'à ~570°C ou ~850°K (transition quartz α – quartz β). Au-delà elles deviennent quasi-indépendantes de la température (*figure I-19*). Au contraire la capacité calorifique spécifique augmente d'abord puis devient quasi-stable au-delà de 850°K (*figure I-19*).

En prenant en compte uniquement la dépendance à la température, on peut alors dire que pour une même composition, la croûte supérieure est plus conductrice que la croûte inférieure qui est plus isolante. C'est ce qu'ont montré Whittington et al. (2009) en calculant la conductivité pour une croûte moyenne avec la composition qui suit : 30% de quartz, 60% d'albite, 5% de phlogopite et 5% d'annite (« average crust » *figure I-19*).

Ceci dépend de la composition réelle des roches. D'après Whittington et al. (2009) la croûte supérieure (« upper crust » *; figure I-19*) est plus conductrice que la croûte inférieure (« lower crust », *figure I-19*) seulement aux températures les plus basses (<100°C).

Les données existantes sur la conductivité des roches mafiques ne permettent pas de conclure de manière claire si l'ajout de gabbro ou de basalte dans la croûte inférieure aurait pour effet d'augmenter sa conductivité ou de la réduire.

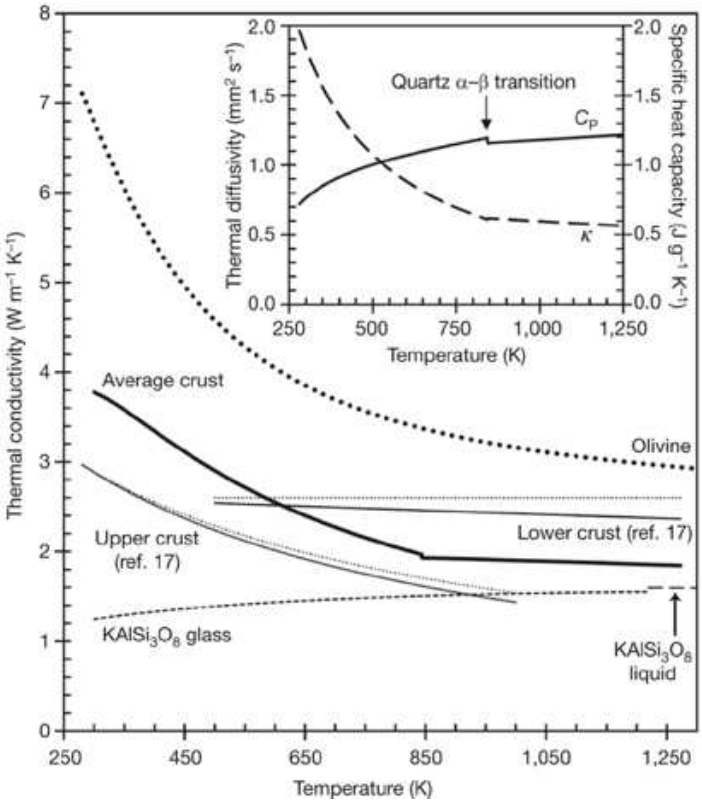


Figure I-19 : Conductivité thermique en fonction de la température (en Kelvin) de plusieurs domaines et minéraux de la croûte . L'ensemble des références et des calculs utilisés se trouvent dans Whittington et al., 2009).

Aux plus hautes températures (>800°K), le gabbro de Miao et al. (2013 ; *figure I-20a*) est moins conducteur que la croûte inférieure de Whittington et al. (2009 ; *figure I-19 :* « lower crust ») et que la granulite de Merriman et al. (2013 ; *figure I-20b*) alors qu'il a une conductivité similaire à celle de l'amphibolite à grenat de Miao et al. (2013 ; *figure I-20a*).

Cela pourrait indiquer que dans la partie la plus profonde de la croûte inférieure, en faciès granulitique, la mise en place de gabbros pourrait avoir pour effet de réduire la conductivité moyenne de base de croûte et donc de créer un réservoir de chaleur longue durée.

Cependant l'olivine a une conductivité très forte (largement supérieure aux autres roches ; *figures I-19 et I-20b*). Ainsi si un gabbro est riche en olivine sa conductivité sera plus importante et pourra potentiellement dépasser celle de la croûte inférieure. De même la présence de péridotites en base de croûte aurait pour effet de largement augmenter sa conductivité thermique.

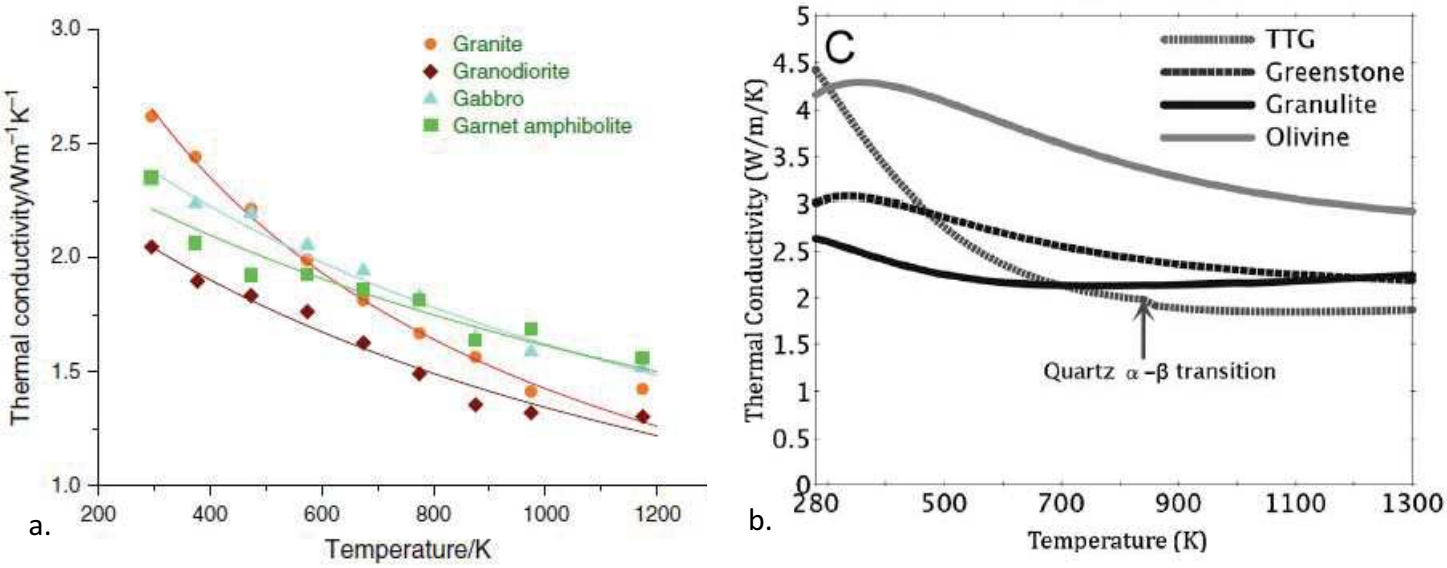


Figure I-20 : Diagrammes de conductivité thermique en fonction de la température obtenus par des analyses au « laser-flash » réalisées sur plusieurs type de roches à pression ambiante. (a): Miao et al., 2014. (b) : Merriman et al., 2013.

Le magma mafique qui se met en place pourrait également avoir un effet indirect sur la conductivité de la croûte en provoquant l'anatexie. En effet, il a été montré qu'un verre produit par fusion partielle (*figure I-19*, $KAlSI_3O_8$ verre ou liquide, Pertermann et al., 2008) a une conductivité très faible et donc est très « isolant » thermiquement. Whittington et al. (2009) en concluent donc qu'il existe un feedback positif entre l'apport de chaleur lié à la mise en place de basalte dans la croûte inférieure, qui permet d'accentuer l'effet isolant (puisqu'il y a augmentation de température), et la fusion partielle qui résulte de cet apport de chaleur, qui a elle-même un effet isolant. Ce feedback positif aurait pour effet de réduire le flux de basalte nécessaire à la fusion partielle. Ainsi la fusion partielle aurait donc un effet « d'autoalimentation ». Par contre cela n'est vrai que tant que les magmas anatectiques sont liquides.

Par ailleurs leur migration vers la croûte supérieure peut également avoir pour effet de réduire la conductivité de celle-ci pendant la durée de cristallisation du magma.

Ainsi il est très difficile d'estimer la conductivité de la croûte inférieure en raison de la complexité des processus en jeu. Une croûte « basale » très mafique et/ou ultramafique (associée à des Vp très élevées, cf. Partie II-2 de chapitre), analogue à la croûte LC2 des MPVs (cf. Partie I-2-b), est probablement plus conductrice des flux mantelliques qu'une croûte granulitique. Mais il faut dans ce cas-là qu'elle soit précoce, car lors de sa formation progressive, les effets thermiques des intrusions et la mise en place de jus différenciés peuvent au contraire créer un effet de réservoir de chaleur à la

base de la croûte qui pourrait fortement influer sur la rhéologie de la croûte continentale inférieure (cf Partie III-2-a de ce chapitre).

c. Conséquences sur la production radiogénique

Hasterok et Webb (2017) montrent que la production radiogénique des roches plutoniques et volcaniques peut être corrélée à leur concentration en SiO_2 (*figure I-21*) qui est-elle-même corrélée positivement à la présence de phases contenant des isotopes radiogéniques. Les roches ignées les moins radiogéniques sont les roches plutoniques mafiques et ultramafiques car elles contiennent peu d'éléments radiogéniques (HPE : « Heat-Producing Elements » ; U-Th-K ; e.g Rudnick et Fountain, 1995).

La concentration en HPE et donc la production radiogénique diminuerait avec la profondeur et l'augmentation du grade métamorphique (Rudnick et Fountrain, 1995). Les roches métamorphiques granulitiques, qui composent la croûte inférieure la plus profonde, seraient donc les moins radiogéniques.

La mise en place de roches mafiques dans la croûte inférieure, puisqu'elles sont elles-mêmes très peu radiogéniques et qu'elles vont en plus s'équilibrer dans le facies granulitique, aurait donc pour effet de diminuer encore la production radiogénique moyenne de la croûte.

Le flux thermique à la surface de la terre dépend à la fois de la production radiogénique et de la conductivité thermique qui sont toutes deux très sensibles aux compositions des roches. C'est pourquoi il est absolument nécessaire quand on cherche à étudier les flux thermiques des rifts volcaniques ou marges passives volcaniques de contraindre le plus possible la composition de l'ensemble de la croûte et surtout l'évolution dans le temps et dans l'espace des volumes de magma injectés.

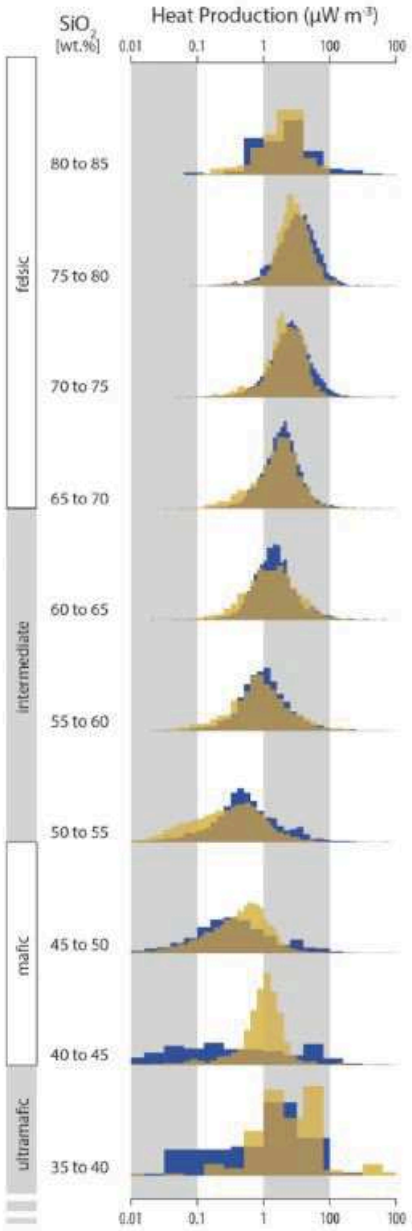


Figure I-21 : Hasterok et Webb (2017). Production radiogénique des roches plutoniques (bleu) et volcanique (jaune) en fonction de leur teneur en silice.

2. Conséquences de l'intrusion de magma mafique sur la rhéologie de la lithosphère

La mise en place de magma a un effet direct sur la rhéologie de la lithosphère. D'une part, quand il se met en place, il est chaud, très peu visqueux et il peut former de manière directe ou indirecte des zones de faible résistance ce qui peut avoir pour effet de localiser l'extension (e.g Lynch et Morgan, 1987, Chery et al 1989). A contrario, les roches intrusives mafiques sont moins déformables ductilement (à l'état solide) que les roches acides, plus riches en silice. Les roches mafiques ont ainsi un effet « durcissant » sur la croûte ce qui peut introduire des contrastes rhéologiques importants qui peuvent également avoir pour effet de relocaliser l'extension.

a. Effet thermique

Arzi (1978) montre que même la percolation d'une petite quantité de magma dans la porosité d'une roche solide va avoir pour effet de réduire considérablement sa résistance et ainsi créer une hétérogénéité rhéologique pouvant induire une localisation de la déformation. Cette localisation est à la fois liée au contraste de viscosité qui existe entre le magma et son encaissant mais également à l'amollissement de l'encaissant par l'effet thermique de l'intrusion. Plus le contraste thermique entre le magma et la roche encaissante est grand plus cet effet de localisation est important.

A titre d'exemple, pour une croûte continentale avec un flux de chaleur de surface d'environ 40mW/m^2 il faudrait une force tectonique d'au moins 30 TeraNt/m pour initier le rifting sans présence de magma alors que si l'ensemble de la lithosphère était intrudé par des volumes conséquents de magma (méga-dyke dans ce modèle) la force tectonique nécessaire serait d'un ordre de grandeur plus faible *(figure I-22* ; Buck, 2004).

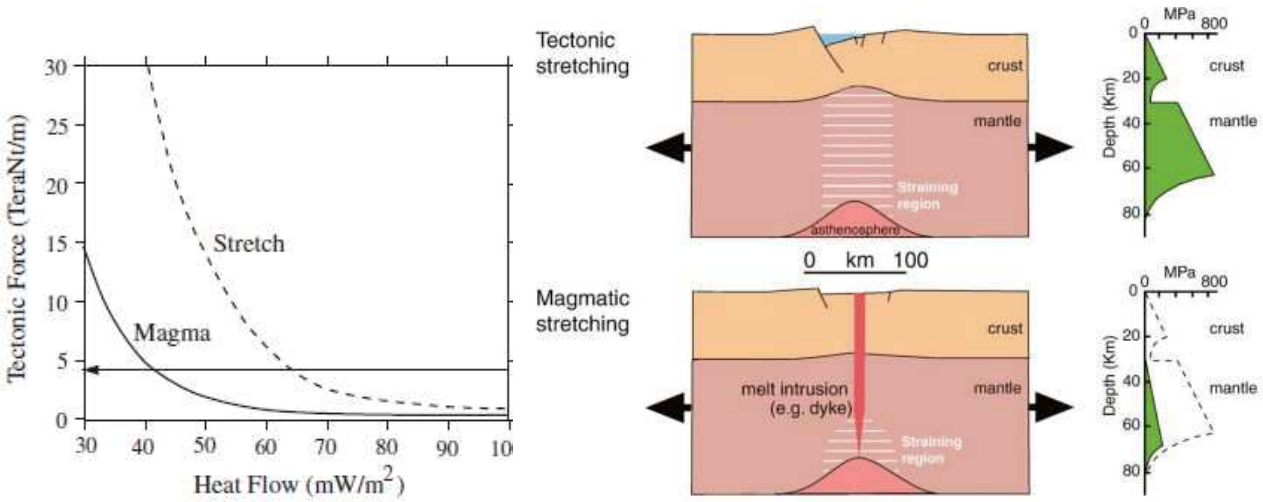


Figure I-22 : (a) Force tectonique nécessaire pour initier l'extension (croûte de 30km d'épaisseur) avec ou sans magma (méga-dyke) en fonction du flux de chaleur de surface. La ligne horizontale noire est la valeur estimée des forces tectoniques extensives (Buck, 2004). (b) Ebinger (2005) d'après Buck (2004). Modèles conceptuels de rhéologie de la lithosphère pendant l'extension dans le cas d'un rifting sans magmatisme (par failles) et dans le cas d'un rifting avec une intrusion magmatique et l'apport de chaleur associé. La localisation de la déformation et l'affaiblissement de la lithosphère sont associés à la mise en place de magma.

Il faut néanmoins souligner que les modèles de lithosphère récoupée par un « méga-dyke » sont strictement théoriques et ne se reposent sur aucune observation ni géologique, ni géophysique.

Liu et Furlong (*figure I-23* ; 1994) ont montré, par modélisation numérique, qu'un silll mafique (1200°C) de 4 km d'épaisseur qui se met en place en base de croûte a pour effet de réduire considérablement la résistance de la lithosphère sous-jacente. Celle-ci atteint sa résistance minimale 1 Ma après la mise en place du sill. Le sill est cependant plus résistant que la croûte inférieure dès 1 Ma après sa mise en place et sa résistance augmente graduellement au fur et à mesure que sa chaleur se diffuse. Après 20 Ma il devient par contre plus résistant que la croûte supérieure (cf sous-partie III-2-b.).

A plus grande échelle, un sous-plaquage magmatique peut perturber le profil rhéologique d'une lithosphère stable, par exemple en introduisant un corps ductile dans un manteau supérieur cassant ou à l'interface croûte-manteau. Une hétérogénéité locale comme celle-ci peut alors perturber ou changer le mode de déformation sur une région latéralement importante et provoquer une localisation très forte de la déformation au-dessus du corps sous-plaqué (e.g Callot et al., 2001 ; 2002 ; Yamasaki et Gernigon, 2009). Ce processus pourrait notamment contrôler le développement des MPVs qui sont souvent plus étroites que les MPNV (e.g White et McKenzie, 1989 ; Callot et al., 2001).

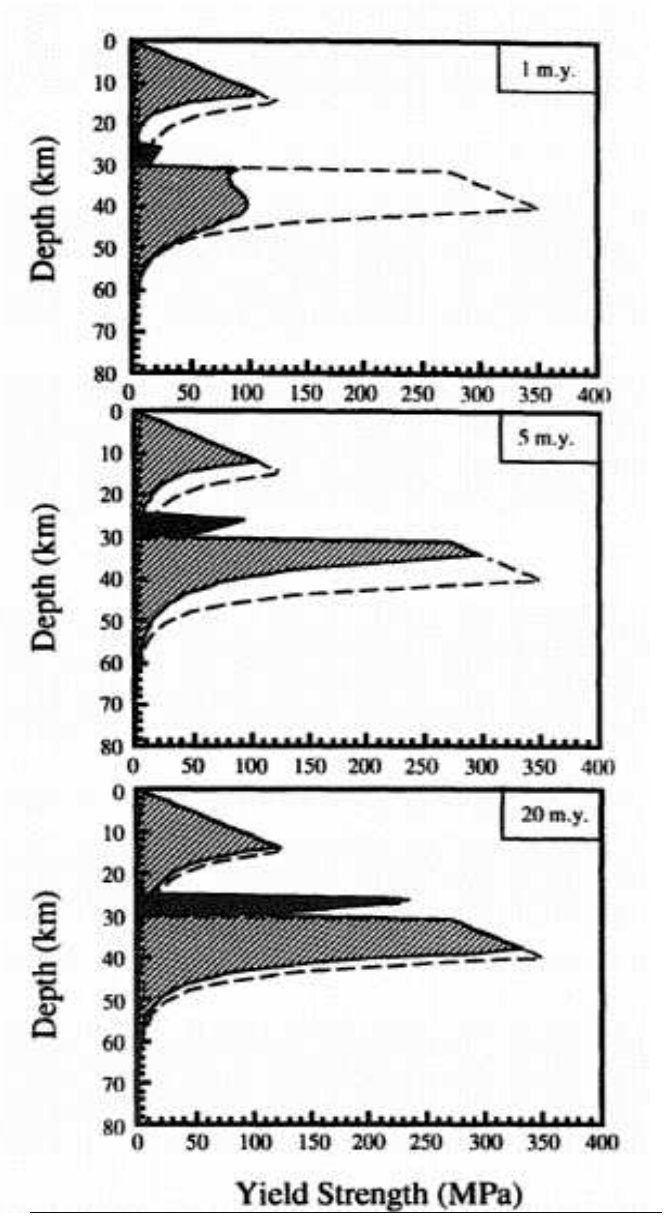


Figure I-23 : Liu et Furlong (1994). Evolution de la rhéologie de la lithosphère 1 Ma ; 5 Ma et 20 Ma après la mise en place d'un sill mafique de 4 km d'épaisseur.Les lignes en pointillées représentent le profil rhéologique avant l'intrusion.

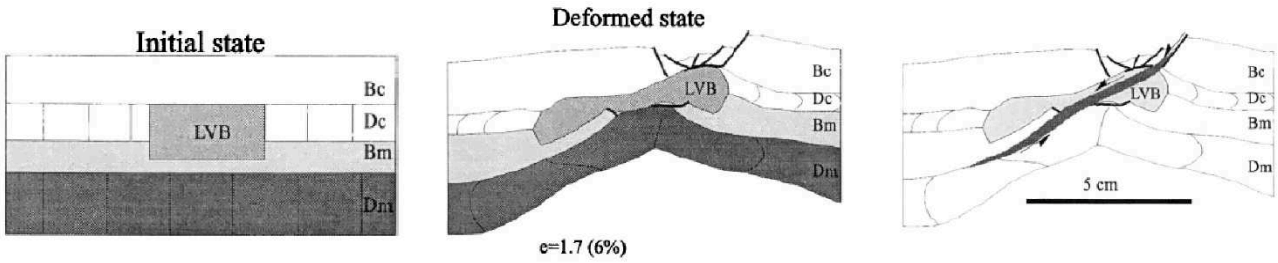


Figure I-24 : Callot et al., 2001. Résultats de la modélisation analogique d'une lithosphère à 4 couches (Bc : Brittle crust ; Dc : Ductile crust ; Bm : Brittle mantle ; Dm : Ductile mantle) dont la croûte inférieure et une partie du manteau sont récoupées par un corps sous-plaqué (LVB : Low Viscosity Body ; en silicone). Noter la localisation de la déformation d'abord au –dessus du LVB puis le développement d'un détachement à travers le LVB et le développement d'une zone de rifting relativement étroite.

L'effet thermique du magma intrusif peut également provoquer le fluage de la croûte inférieure ce qui peut induire une contrainte cisaillante (découplage rhéologique) entre la croûte inférieure ductile et la croûte supérieure fragile et ainsi réorienter les contraintes principales (Yin, 1989). Dans ce cas, le magma va avoir pour effet de transformer des failles normales Andersoniennes avec un angle de 45-70° en failles beaucoup plus plates, avec des angles de moins de 30° (Morley, 1999).

De plus l'intrusion de magma peut localiser ou relocaliser les failles normales ou les détachements associés à l'extension (e.g Morley, 1999, Laurent et al., 2015).

Le fluage de la croûte inférieure lié à l'effet thermique d'un corps intrusif ou d'un corps sous-plaqué, peut également provoquer une protrusion de la croûte inférieure « en dôme » qui compense l'espace créé par l'extension dans la croûte supérieure (e.g Brune et Ellis, 1997). C'est le cas en contexte de » core complex ». Certains auteurs (Lister et Baldwin, 1993 ; Hill et al., 1995) ont même proposé que l'activité plutonique acide, liée à un sous-plaquage mafique, pourrait être le processus principal qui contrôle la déformation dans ce contexte.

Outre les contrastes rhéologiques liés à la viscosité et à l'effet thermique amollissant, les magmas, pendant leur mise en place et pendant au moins une partie de leur refroidissement, peuvent provoquer l'anatexie de l'encaissant et ainsi la formation de nouveau magma qui auront également des effets importants sur la croûte. L'intrusion de magma peut également provoquer un changement de phases minéralogiques (métamorphisme de contact) de l'encaissant. Pour des intrusions de dimension « géologique » ces effets liés à ces changements de phases sont souvent très limités car très locaux et sont donc de second-ordre (e.g Lavecchia et al., 2016).

b. Effet compositionnel

Lorsque le magma est complétement cristallisé l'effet lié aux modifications de la composition crustale devient prépondérant. Cet effet dépend principalement du contraste rhéologique qui existe entre la roche mafique et son encaissant.

Le mécanisme de déformation qui domine à haute température (dans la croûte inférieure) et à contrainte différentielle importante est le fluage de dislocation; il est très peu dépendant de la taille de grain et sa loi s'écrit :

$$\dot{\varepsilon} = A\sigma^n \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)$$

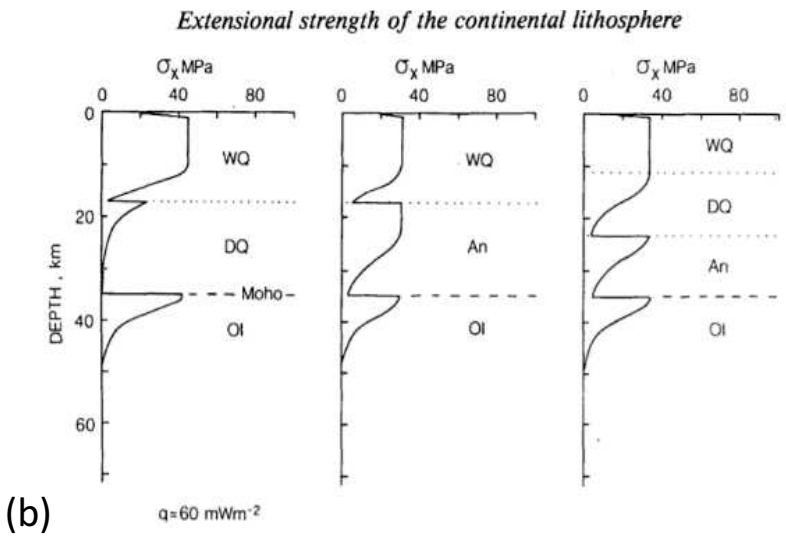
Avec $\dot{\varepsilon}$ le taux de déformation, A le facteur préexponentiel, σ la contrainte différentielle, n l'exposant de contrainte, R la constante des gaz parfaits, T la température (en K) et Q l'énergie d'activation (J/mole).

La loi de fluage est très dépendante de la lithologie car n, Q et A dépendent de la composition minéralogique (*figure I-25a et b).*

Ainsi Kusznir et Park (1987 ; *figure I-25b*) montrent qu'une croûte inférieure formée d'anorthosite (riche en plagioclase, ce qui est le cas des roches mafiques par opposition aux roches felsiques) est 2 fois plus difficile à déformer qu'une croûte inférieure de composition de type « quartz déshydraté ».

Rock/mineral	A (MPa^{-n} s^{-1})	n	Q (kJ mol^{-1})	Comments
Wet Quartzite	10^{-4}	2.4	160	Brace and Kohlstedt, 1980; Kirby and Kronenberg, 1987; Kohlstedt et al., 1995
Wet Quartzite	1.1×10^{-4}	4	223	Gleason and Tullis, 1995 (Fig. 3b)
Dry Quartzite	6.3×10^{-6}	2.4	156	Ranally and Murphy, 1987
Dry diabase	$10^{-3.7}$	3.4	260	Kirby, 1983
Dry diabase	2.0×10^{-4}	3.4	260	Kirby, 1983
Columbia diabase (weak)	190 ± 110	4.7 ± 0.6	485 ± 30	Mackwell et al., 1998 (Fig. 3b)
Maryland diabase (strong)	8 ± 4	4.7 ± 0.6	485 ± 30	Mackwell et al., 1998
Granite(wet)	2×10^{-4}	1.9	140	Mackwell et al., 1998
Wet diorite	3.2×10^{-2}	2.4	212	Ranally, 1995
Dry mafic granulite	1.4×10^{4}	4.2	445	Wilks and Carter, 1990
Undried Adirondac granulite	3.18×10^{-4}	3.1	243	Wilks and Carter, 1990
Undried Pikwitonei granulite	1.4×10^{4}	4.2	445	Wilks and Carter, 1990 (Fig. 3b)
Dry Olivine	10^{4}	3	520	Chopra and Paterson, 1984
Dry Olivine	4.8	3.0	502	Evans and Kohlsted, 1995
Dry Dunite	4.85×10^{4}	3.5	535	Hirth and Kohlstedt, 1996
Microgabbro	5×10^{9}	3.4	497	Wilks and Carter, 1990
Wet Olivine (dunite)	275.6	4.45	498	Chopra and Paterson, 1981
Wet Olivine	4.876×10^{6}	3.5	515 + -30	Hirth and Kohlstedt, 1996
Wet Aheim dunite	2.6	4.5	498	Evans and Kohlstedt, 1995
Dry Anita Bay dunite	4.5	3.6	535	Chopra and Paterson, 1981
Wet Synthetic San Carlos olivine	1.5×10^{6}	3	250	Karato et al., 1986
Dry Synthetic olivine	5.4	3.5	540	Karato et al., 1986
Wet Synthetic olivine	3.3	3.0	420	Karato et al., 1986
Wet Anita Bay dunite	955	3.4	444	Chopra and Paterson, 1984
Wet Aheim dunite	417	4.48	498	Chopra and Paterson, 1984, Fig. 3b
Dry olivine	4.85×10^{4}	3.5	535	Chopra and Paterson, 1981, Fig. 3b
Olivine (Dorn's dislocation glide) at $\sigma_1 - \sigma_3 \geq 200$ MPa)		$\dot{\varepsilon}_0 = 5.7 \times 10^{11}$ s^{-1}, $\sigma_0 = 8.5 \times 10^{3}$ MPa; $H^* = 535$ kJ mol^{-1}		

(a)



(b)

Figure I-25 : (a) Tableau de Burov (2011) illustrant la variété et la dépendance à la lithologie des paramètres n, Q et A (toutes les références sont dans Burov, 2011). (b) Figure de Kusnzir et Park (1987) illustrant plusieurs profils rhéologiques de la lithosphère avec différentes compositions (cas extrêmes, non réalistes) de croûte inférieure. La première correspond à une croûte inférieure faible formée de quartz (DQ : « Dry quartz ») alors que les deux suivantes illustrent la possibilité d'une croûte inférieure formée entièrement ou partiellement d'anorthosite (An) et donc difficile à déformer avec potentiellement, plusieurs niveaux de découplage tectonique possibles.

Si en plus la roche mafique est au moins partiellement formée d'olivine alors sa résistance à la déformation augmente et le contraste rhéologique avec l'encaissant sera d'autant plus important.
Il en va de même pour l'ajout de phase comme du pyroxène ou toutes autres inclusions résistantes (oxydes etc.). Mackwell et al., 1998 montrent qu'un gabbro formé de 70% de plagioclase est significativement moins résistant qu'un gabbro formé de 56% (donc avec plus d'inclusions).

Pearce et al. (2011) montrent que la taille de grain n'est pas nécessairement négligeable dans la croûte inférieure, ils montrent que les roches mafiques peuvent être plus faibles que les métagranitoïdes au faciès amphibolite si leur taille de grain est suffisamment petite.

Les effets du magma mafique dépendent ainsi surtout du temps depuis sa mise en place : son effet thermique est prédominant jusqu'à ce qu'il soit entièrement cristallisé, l'effet compositionnel est ensuite prépondérant. Les conséquences sur la rhéologie peuvent être similaires ou opposées.

Par exemple, un corps mafique sous-plaqué sera toujours moins résistant que le manteau supérieur encaissant, d'abord à cause de sa température plus élevée, puis une fois cristallisé, parce que sa composition est possiblement moins résistante à la déformation que celle du manteau. Dans tous les cas le corps sous-plaqué aura pour effet de localiser la déformation.

Par contre, si le magma mafique s'injecte dans la croûte inférieure le résultat est différent : tant que l'anomalie de température est importante il localisera la déformation, par contre dès qu'il aura cristallisé, sa résistance sera beaucoup plus importante que celle de son encaissant et la déformation sera alors localisée ailleurs.

Ce chapitre a souligné le fait que la déformation de la croûte inférieure des Marges Passives Volcaniques était probablement associée à la mise en place, précoce et synchrone de sills et corps mafiques et que ces intrusions avaient potentiellement une influence importante sur l'évolution et la localisation de la déformation.

La troisième partie du chapitre a montré que les effets des magmas mafiques sur la croûte étaient multiples et complexes et qu'ils dépendaient essentiellement de l'état -magmatique ou cristallisé- des roches mafiques.

Ce chapitre montre ainsi que pour comprendre les effets du magmatisme mafique sur la déformation de la croûte inférieure et l'évolution des MPVs il est nécessaire de répondre à plusieurs problématiques de second ordre en amont :

- **Quelles sont la nature et la géométrie des intrusions magmatiques dans la croûte inférieure ?**
- **Quelle est leur chronologie de mise en place en relation avec la déformation de l'encaissant ?**
- **Quel est le lien entre les structures développées et le magma ?**

CHOIX DES ZONES D'ETUDE ET METHODOLOGIE

1. Les zones d'étude

L'objectif premier de cette thèse est de comprendre les mécanismes de la déformation en relation avec l'intrusion de magma dans la croûte inférieure des marges passives volcaniques. Cette dernière n'a été étudiée jusqu'à présent qu'indirectement, par imagerie sismique. Cette thèse propose de l'étudier à partir d'analogues de terrain.

Il n'existerait cependant pas de marges passives volcaniques complètes « fossilisées » à l'affleurement dont la conservation permet d'étudier ces mécanismes. Seuls des SDRs et de la croûte supérieure sont accessibles (au Groënland essentiellement). La structure des MPVs est cependant associée, au moins en partie, dans la zone la plus interne, à la déformation au stade du rift volcanique (cf. Chapitre I-Partie I-2).

Ainsi les deux zones d'études proposées dans le cadre de cette thèse sont un rift volcanique avorté (La Zone d'Ivrée) et *possiblement* la partie profonde d'une MPV (Seiland). Leurs structures extensives sont exceptionnellement bien préservées car elles n'ont été que très peu affectées par les orogenèses postérieures.

Ce qui suit a pour but d'expliquer l'intérêt de ces zones pour notre étude. Leurs histoires magmatiques et tectoniques sont détaillées dans le chapitre suivant.

a. La zone d'Ivrée

La Zone d'Ivrée est une croûte inférieure continentale de la plaque Apulie qui a été en extension de la fin du Carbonifère jusqu'au Jurassique. Elle a été basculée d'environ 90° pendant l'orogenèse alpine en même temps que la croûte supérieure appelée la Zone de Strona-Ceneri. Toutes les structures qui étaient horizontales sont aujourd'hui verticales et il est ainsi possible de, littéralement, marcher de la croûte la plus profonde à la croûte supérieure. Elle n'a été que très peu affectée par l'orogenèse alpine (à part le basculement) et elle conserve donc l'histoire de sa déformation syn-extension.

L'intérêt premier de cette croûte inférieure est qu'elle a été intrudée par d'importants volumes de magmas, mafiques à acides, pendant son histoire extensive. Ces magmas se sont mis en place de manière variable dans le temps, et dans l'espace, de la croûte la plus profonde à la croûte superficielle. Le magma mafique s'est mis en place à la fois sous formes de sills mais également sous forme d'un important corps mafique ce qui permet d'étudier la déformation associée à la mise en place de chacun de ces systèmes intrusifs.

Additionnellement la Zone d'Ivrée est affectée par 2 structures majeures : une grande faille normale (« Pogallo Fault ») et une zone de cisaillement de croûte moyenne (« CMB line »). La première pourrait être un bon analogue des grandes failles normales qui bordent les SDRs car comme elles, elle s'enracine dans la croûte moyenne à inférieure.

Par ailleurs, la Zone d'Ivrée a été très étudiée (études géochronologiques, géochimiques, structurales, etc.) ce qui a permis, déjà en partie, de contraindre l'histoire magmatique et tectonique, ce qui en fait un atout pour diriger de manière plus précise et spécifique cette étude.

Enfin, Rutter et al. (1999 ; *figure 1*) ont construit un profil sismique synthétique de la Zone d'Ivrée au Trias à partir de mesures de vitesses des ondes P et S dans des échantillons de 23 lithologies différentes. Ces mesures ont été réalisées à des conditions HP-HT (jusqu'à 600°C- 550 Mpa), représentatives, au mieux de ce qui se faisait à la fin des années 90, le plus possible des conditions subies par les roches.

Ce profil sismique montre dans la croûte inférieure plusieurs domaines particuliers. Le premier est formé par l'intrusion majeure mafique (« Mafic Complex »), il est relativement transparent sismiquement (à l'exception de zones de cisaillement internes et d'une transition lithologique gabbro/diorite) et affiche des Vp de plus de 7 km/s.

Le second domaine est formé de réflecteurs arqués associés à des vitesses moyenne de 6,5 à 7 km/s. Le troisième domaine est celui de la croûte la plus profonde, il est marqué par l'abondance de réflecteurs horizontaux et peut être associé à ce qui est souvent appelé la « layered lower crust » (cf. Partie II-1 du Chapitre I) mais aussi la « high velocity lower crust » (cf. Partie II-2 du Chapitre I) puisque celui-ci a des vitesses sismiques plus rapides, de 7 à 7,5 km/s.

Ces deux derniers domaines ne sont pas sans rappeler les domaines LC1 et LC2 décrits dans la croûte inférieure des MPVs (cf. Partie II-3 du Chapitre I).

Cette comparaison entre vitesses expérimentales et vitesses sismiques ne devraient cependant pas être considérée comme immédiate et établie. En effet les premières sont obtenues dans des gammes de fréquences très hautes (ultrasoniques) tandis que les vitesses sismiques sont obtenues à de bien plus basses fréquences (e.g Adelinet et al., 2010).

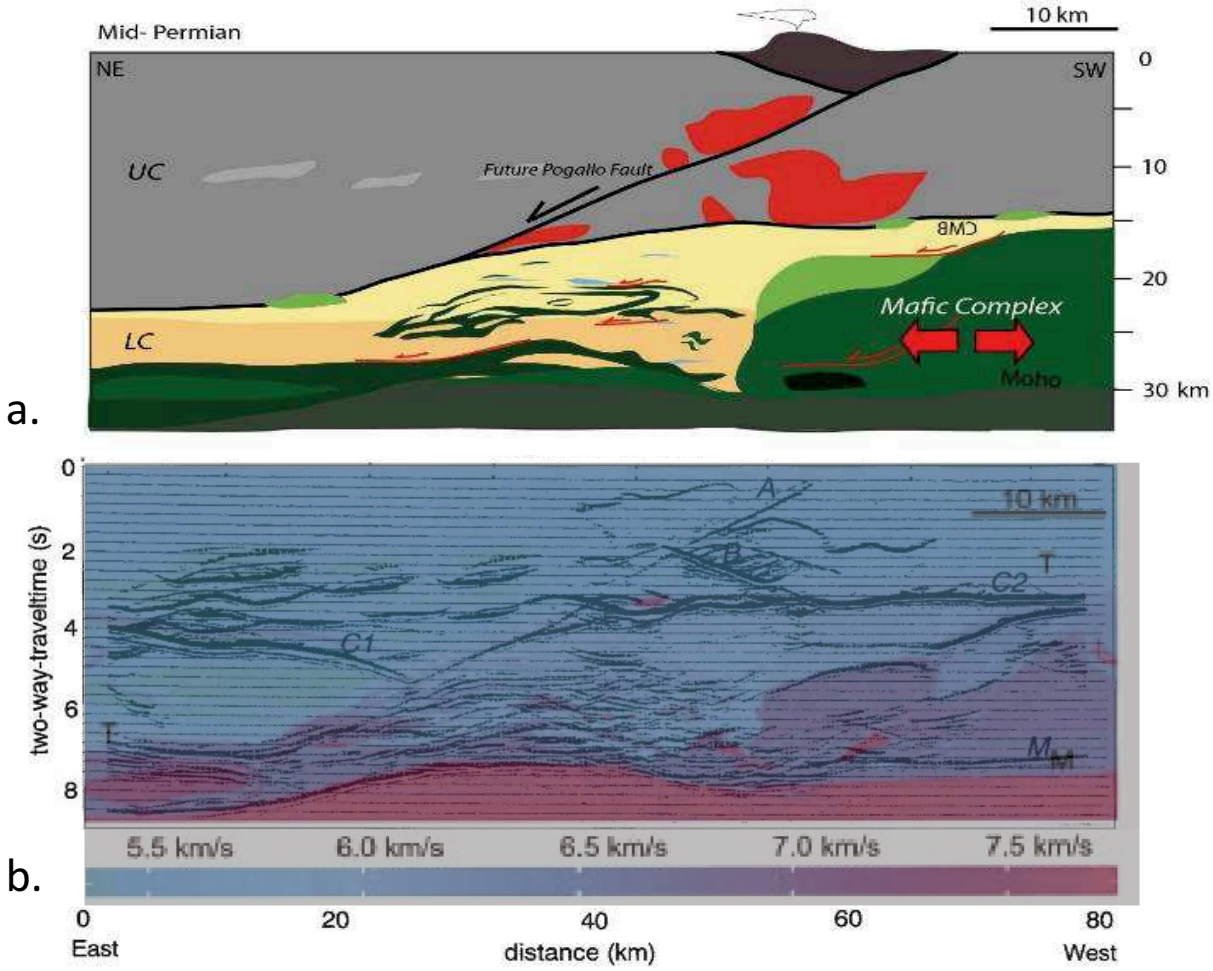


Figure 1 : (a) Reconstitution Permienne de la Zone d'Ivrée, modifiée d'après Schaltegger et Brack (2007 ; d'après Rutter et al., 1999). (b) Superposition de 2 figures de Rutter et al. (1999). La figure de couleur donne la vitesse moyenne des ondes P dans chacune des 23 roches échantillonnées qui varie en fonction de la pression et de la température également. La seconde figure est un profil sismique migré compilé.

Il faut par contre préciser que le manteau n'affleure pas dans la Zone d'Ivrée, il n'est donc pas possible d'y étudier les relations manteau-croûte pendant l'extension.

La Zone d'Ivrée n'est évidemment pas une MPV et ne pourra donc pas refléter de manière directe l'évolution de la déformation dans ces contextes. Elle en présente tout de même beaucoup de caractéristiques et pourra par contre permettre de contraindre les mécanismes de déformation associés à la mise en place de magma qui pourraient très certainement être analogues à ceux des MPVs.

b. Seiland

Seiland est une province magmatique située dans le Nord de la Norvège. Elle s'est mise en place au Cambrien en contexte extensif. Elle fait partie du Complexe de Nappes de Kalak qui a été chevauché pendant l'orogenèse calédonienne au Silurien.

Sur le terrain, la partie conservée de cette province magmatique est la partie la plus inférieure, elle comprend : de nombreux gabbros, des complexes ultramafiques, quelques roches alcalines et carbonatitiques et des roches métasédimentaires du faciès amphibolitique à granulitique (*figure 2*).

Cela n'est pas encore admis, mais il est possible que la province magmatique de Seiland représente en réalité la partie profonde d'une MPV (cf. Chapitre VI- Partie I).

L'ensemble n'a été que très peu perturbé par la déformation compressive calédonienne et préserve donc l'histoire de sa déformation avant et pendant la mise en place du magma. Le pendage actuel des structures pourrait ainsi être le même que lors de la mise en place de la SIP.

Au contraire de la Zone d'Ivrée, Seiland présente une interface croûte inférieure – manteau. L'étude de ce terrain permet donc d'une part de comprendre comment la croûte inférieure se déforme en rapport à la mise en place de corps gabbroïques mais également lors de la mise en place d'un corps magmatique ultramafique.

Les deux zones d'études sont complémentaires, elles permettent d'étudier les déformations ductiles associées à la mise en place de roches mafiques et ultramafiques, de diverses formes et compositions, de la croûte la plus profonde à la transition avec la croûte supérieure.

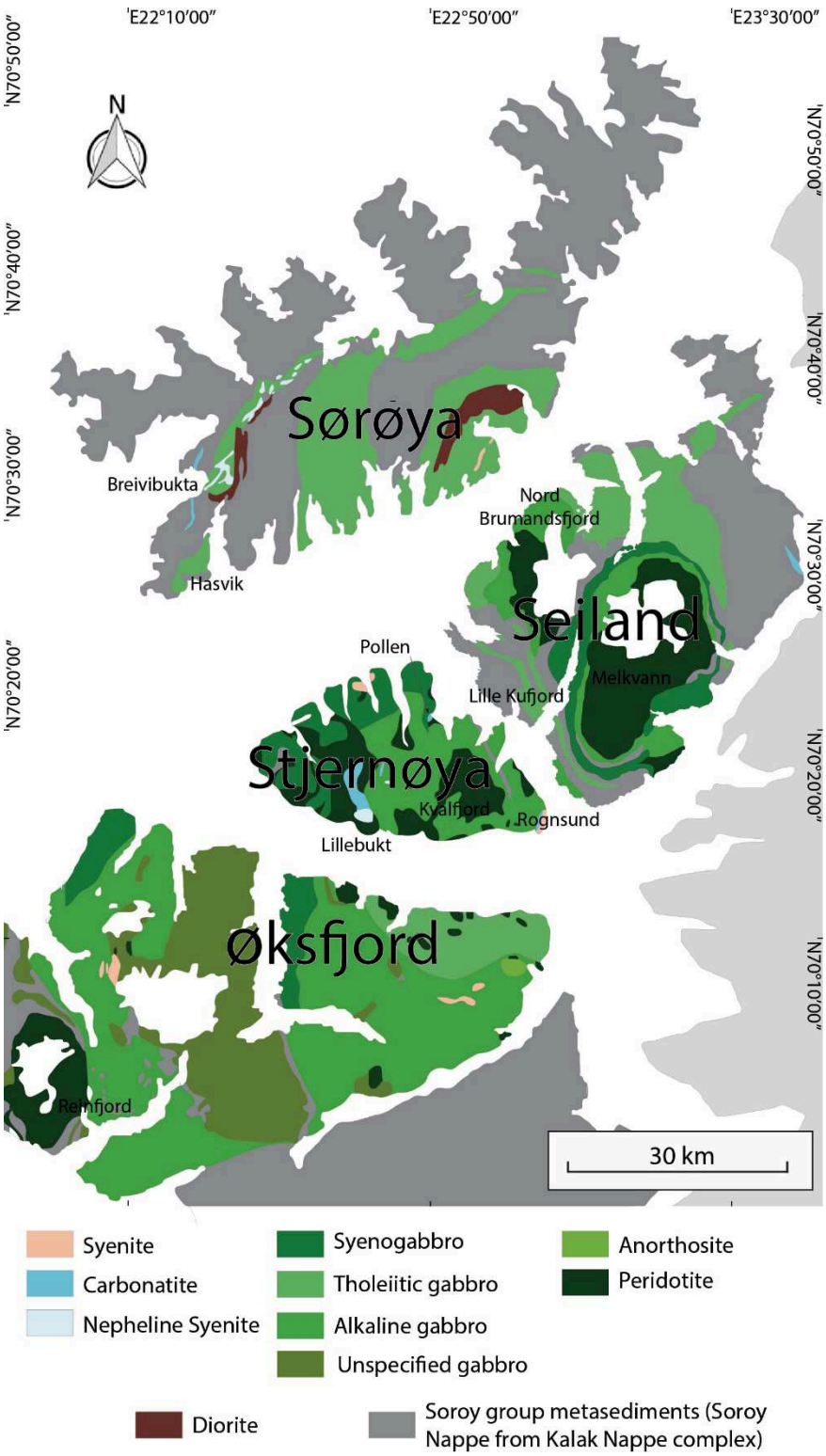


Figure 2 : Carte géologique de la Seiland Igneous Province d'après Roberts et al. (2006).

2. Méthodologie

Le cœur de ce travail de thèse est l'étude réalisée sur le terrain. Cette étude a été complétée par des analyses d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) et des analyses chimiques (majeurs et traces, isotopie Sr-Nd). Le second volet majeur de la thèse est l'étude rhéologique réalisée par des expériences en Presse Paterson.

a. Etude de terrain

La thèse s'est organisée autour de plusieurs campagnes de terrain : 3 missions dans la Zone d'Ivrée (15 jours en juillet 2015 ; 15 jours en octobre 2015 et 2 mois de septembre à novembre 2016) et 1 mission à Seiland (10 jours en août 2017).

Dans la Zone d'Ivrée l'étude de terrain a été réalisée principalement dans 3 vallées (Val d'Ossola, Val Strona et Val Sesia). Les observations et mesures structurales ont été effectuées essentiellement dans les lits des rivières et sur les bords de route.

Dans la Province Magmatique de Seiland, l'ensemble des mesures et observations a été réalisé dans le sud de l'île de Seiland le long de la côte et le long de transects partant de la côte et allant vers le cœur de l'île (*figure 2*).

Les mesures à la boussole réalisées dans la Zone d'Ivrée ne nécessitaient pas de correction car l'inclinaison magnétique y est faible tandis que celles réalisées à Seiland ont été corrigées de +11°. L'ensemble des mesures a été projeté dans des stéréogrammes de Wullf en hémisphère inférieur. Les mesures de foliations et de linéations sont toujours notées par rapport à l'est comme par exemple : N50 80S (direction de 50° vers l'est associée à un pendage de 80° vers le sud).

L'étude réalisée sur le terrain a été associée à un important échantillonnage afin, d'une part, de faire des lames minces, et d'autre part, de réaliser des analyses chimiques.

b. ASM

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) est communément utilisée comme outil structural sur des roches magmatiques ou sédimentaires. Au-delà d'une étude microtectonique « classique », cette méthode permet de travailler sur des échantillons faiblement déformés, sur lesquels les marqueurs structuraux sont peu exprimés macroscopiquement ou en trop faible quantité. Dans le cadre de cette thèse cette méthode a été privilégiée pour mettre en évidence, notamment, l'axe d'allongement (linéation) quand celui-ci n'était pas observable sur le terrain.

Ainsi la campagne de terrain réalisée dans la Zone d'Ivrée a été complétée par 2 campagnes de carottage. La première campagne a eu pour objectif de compléter les mesures structurales de terrain, notamment pour les roches dont la fabrique était peu exprimée sur le terrain (sills mafiques). La seconde campagne a permis de déterminer la fabrique magmatique du cortège de granites associé aux structures majeures (CMB et faille de Pogallo).

La stratégie de carottage a été dans le premier cas, de réaliser plusieurs carottes par site et par lithologie présente, à intervalle régulier (~2m) et, dans la mesure du possible, perpendiculairement à la foliation.

Pour les granites, la stratégie de carottage a été essentiellement dépendante de la qualité d'affleurement des roches : certains granites affleurent peu et/ou sont très altérés. Dans la mesure du

possible les carottages ont été réalisés à intervalles réguliers courts sur les bordures des plutons (1 km en moyenne) et de manière plus éparse au cœur. Les carottes ont été doublées, voire triplées sur chaque site.

Les principes de la méthode et la méthodologie ainsi que les tableaux des résultats sont présentés en annexe.

c. Analyses chimiques

Les analyses chimiques avaient pour but de contraindre l'origine de marbres, de boudins granitiques et de roches mafiques (sources) et dans les deux derniers cas de donner une chronologie relative d'intrusion. En effet les roches mafiques et les boudins granitiques étaient difficilement datables de manière absolue : les zircons y sont très rares et les autres systèmes de datations ont probablement été réouverts par les épisodes de métamorphisme.

Les analyses en éléments traces et majeurs ont été réalisées par le SARM (Service d'Analyse Roche et Minéraux) du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy (pour les boudins granitiques), par Jean-Alix Barrat (LGO, pour les marbres, traces uniquement) et par Sidonie Revillon (SEDISOR, pour les roches mafiques). Les analyses isotopiques en Sr-Nd ont uniquement été réalisées par Sidonie Revillon.

Méthodologie pour l'analyses des éléments traces dans les marbres : 100 mg de poudre sont pesés puis mis en solution par attaque acide ($HF+HNO_3$) sur plaque chauffante pendant 48 à 72h à 130°C. Les solutions sont ensuite évaporées à sec puis reprises en HCl 6N puis 3N afin de constituer une solution mère. Environ 1 ml de la solution-mère est prélevé, pesé puis spiké avec ~70µl de Tm. Après évaporation les résidus secs sont repris en HNO_3 2.5%. Les mesures ont été effectuées par HR-ICP-MS Element XR au PSO (Pôle de Spectrométrie Océan) de Brest selon la méthode de « bracketing » de Barrat et al., (1996).

Méthodologie pour l'analyses des éléments majeurs et traces dans les roches mafiques : La mesure des concentrations en éléments majeurs a été réalisée par ICO-OES (Horiba Jobin Yvon Ultima 2, PSO, Brest) suivant un protocole adapté de celui de Cotten et al. (1995). Chaque échantillon est mis en solution dans des bechers en téflon dans un mélange HF 32N et HNO_3 14.4N.Les résidus secs sont ensuite repris dans une solution de H_3BO_3. Les standards internationaux WSE et ACE sont utilisés comme standards internes et externes La précision des mesures est habituellement <1% pour SiO_2 et TiO_2, 2% pour Al_2O_3 et Fe_2O_3, et < 4% pour les autres éléments.

Pour les éléments traces, 100 mg de poudre sont pesés puis mis en solution par attaque acide ($HF+HNO_3$) sur plaque chauffante pendant 48 à 72h à 130°C. Les solutions sont ensuite évaporées à sec puis reprises en HCl 6N puis 3N afin de constituer une solution-mère. Environ 1 ml de la solution mère est prélevé, pesé puis spiké avec ~70µl de Tm. Après évaporation les résidus secs sont repris en HNO_3 2.5%. Les mesures ont été effectuées par HR-ICP-MS Element XR au PSO (Pôle de Spectrométrie Océan) de Brest selon la méthode de « bracketing » de Barrat et al., (1996).

Méthodologie pour les analyses isotopiques en Sr-Nd: environ 200 mg d'échantillon sont pesés et mis en solution dans des béchers en téflon dans un mélange de HF (24N) et HNO_3 (14N) pendant 4 jours à une température de 160°C sur une plaque chauffante. Après évaporation complète, les résidus sont repris en HNO_3 1N. La séparation chimique du Sr et du Nd est faite sur colonne en utilisant des résines

spécifiques selon un protocole décrit en détails dans Revillon et al., (2011). Les compositions isotopiques de Sr et de Nd sont mesurées en mode statique par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS) sur Thermo Triton au PSO (Pôle de Spectrométrie Océan) à Brest, France. Tous les rapports mesurés de Sr et de Nd sont normalisés à $^{88}Sr/^{86}Sr$ = 0.1194 et $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.7219 respectivement. Pendant la durée des analyses, la moyenne des compositions isotopiques de Sr du standard NBS987 mesurées est de $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710246 ± 8 (n=4, valeur recommandée 0.710250) et celle du standard de Nd La Jolla est de $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.511854 ± 4 (n=5, valeur recommandée 0.511850).

Barrat, J. A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R. N., Nesbitt, R. W., & Hirata, T., 1996, Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. Geostandards Newsletter, v.20(1), p.133-139.

Revillon, S., Jouet, G., Bayon, G., Rabineau, M., Dennielou, B., Hémond, C., & Berné, S., 2011, The provenance of sediments in the Gulf of Lions, western Mediterranean Sea, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 12(8).

d. Expériences en Presse Paterson

Les expériences de déformation ont eu pour objectif d'estimer la rhéologie des roches de la Zone d'Ivrée et de contraindre les découplages rhéologiques possibles.

Onze expériences ont été réalisées sur 4 lithologies différentes. J'ai réalisé la préparation et le montage de l'ensemble des échantillons ainsi que l'ensemble des expériences en presse. Celles-ci ont été effectuées avec une presse « Paterson » (1970, Australian Scientific Instruments) à l'ISTO à Orléans, sous l'œil attentif de Rémi Champallier et de Laurent Arbaret.

Les expériences ont été réalisées à 850°C et 300 MPa avec des vitesses de déformation allant de 10^{-6} à 10^{-3} s^{-1}.

La méthodologie de préparation, de montage de la colonne-échantillon et des expériences est détaillée dans le Chapitre V.

CHAPITRE II : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES ZONES D'ETUDE

Sommaire

I- La Zone d'Ivrée 62
1. Contexte général 62
2. Série métamorphique 64
3. Description et origine des corps magmatiques 66
a. Corps ultramafiques 67
b. Magmatisme mafique antérieur au Complexe mafique 67
c. Complexe mafique 67
d. Appinites 71
e. Granites des Lacs 72
f. Supercaldera de Sesia 72
g. Modèle de Sinigoi et al. (2016) 72
4. Evolution P-T-t 73
5. Evolution tectonique 75
a. Extension du Carbonifère au Mésozoïque 75
b. Basculement alpin 77

II- La Province magmatique de Seiland 78
1. Contexte général 78
2. Le complexe de Nappes de Kalak 79
3. Histoire et description du cortège magmatique (figure 15) 81
a. Chronologie magmatique 81
b. Détails des roches 82
c. Géométrie de la SIP 85
4. Synthèse des relations métamorphisme/déformation 87
a. Evolution P-T 87
b. Déformation de l'encaissant 88
c. Déformation des roches magmatiques 89

Liste des figures

Figure 1 : Coupe géologique et tectonique des Alpes basée sur le profil NFP 20-West « Deep Structure of Switzerland » (. 62
Figure 2 : Carte tectonique des Alpes montrant les intrusions mafiques Permiennes et Triasiques. Simplifiée d'après Petri et al. (2018). 63
Figure 3 : Modèle tomographique 3D des ondes P de Diehl et al. (2009) à 20 km de profondeur. L 64
Figure 4 : (a) Carte géologique de la Zone d'Ivrée et de la Série des Lacs. Compilée et modifiée d'après Rutter et al. (2007) et Quick et al. (2003). (b) Carte de localisation de la Zone d'Ivrée avec les grands domaines alpins. Modifiée d'après Petri et al. (2014). 65
Figure 5 : Diagramme présentant les paléo températures et pressions (métamorphiques) enregistrées par les sédiments le long du transect du Val Strona puis à l'est du granite de Baveno. Il existe un contraste important entre les pressions de la ZI et de la SDL. (Rutter et al., 2007) 66
Figure 6 : Carte des linéations et foliations dans le Complexe Mafique (Quick et al., 1992). Une carte plus détaillée existe dans Quick et al., 1994. 68
Figure 7 : Modèles proposés pour la formation du Mafic Complex d'Ivrée. (a) Modèle du « gabbro glacier » Quick et al., 1994 ; (b) Modèle du « gonflement de sill » de Rutter et al. (1993). 70
Figure 8 : Carte géologique du sud de la Zone d'Ivrée, réorientée pour placer le MC dans sa position subhorizontale d'origine, présentant les différents âges existants pour l'ensemble du système magmatique (à l'exception des granites de Baveno, Mt Orfano, Quarna et Pedemonte qui ne se trouvent pas sur la carte). Carte de compilation de données réalisée par Quick et al., (2009). 71
Figure 9: Modèle schématique des transferts de masses dans le Système Magmatique de Sesia (Sinigoi et al., 2016). 73
Figure 10: Trajets P-T-t des métasédiments les plus profonds de la Zone d'Ivrée : (a) à 5 km du MC dans le Val Strona, (b) à proximité immédiate du MC, dans le Val Mastallone. Le rouge représente l'intrusion de magma dans la croûte. Compilation de données d'après Henk et al., 1997 ; Handy et al., 1999, Redler et al., 2012 ; Ewing et al., 2013. 74
Figure 11 : Evolution de la Zone d'Ivrée jusqu'à l'Eocène (Siegesmund et al., 2008) .Les courbes représentent les fermetures des différents chronomètres isotopiques au cours du temps. PRZ= « Partial Retention Zone » de l'Argon et PAZ : « Partial Annealing Zone » des traces de fission. 77
Figure 12 : Carte géologique simplifiée des différentes nappes qui composent la chaîne calédonienne norvégienne (Corfu et al., 2007). 78
Figure 13: Coupe schématique illustrant les relations de chevauchement entre les unités du nord du Finnmark (Corfu et al., 2014). La trace de la coupe est localisée sur la figure 14. 79
Figure 14 : Carte géologique du Finnmark. Le complexe de nappes de Kalak est détaillé. (Gasser et al., 2015) 80
Figure 15 : Carte géologique de la SIP. Modifié d'après Roberts et al., 2006. 81
Figure 16 : (a) Métasédiments migmatitiques de la succession de Sørøy. (b) Gabbro lité. (c) Filon pegmatitique de syénite intrudant un gabbro lité. (d) Peridotite du complexe de Melkvann intrudé par un dyke de picrite. Les photos ont été prises sur Seiland. 84
Figure 17 : Profils de densité de la SIP dérivés d'un modèle 3D de gravité . La localisation de chaque profil est donnée sur la carte géologique et sur la carte d'anomalie de Bouguer (Pastore et al., 2016). La figure montre clairement que la SIP (densité la plus importante « igneous rocks ») semble se prolonger le plus en profondeur sur les sections 5, 6 et 9, c'est-à-dire sous Sørøya et Seiland. 86
Figure 18: Diagramme P-T des roches qui composent la SIP. 87

I- La Zone d'Ivrée

La Zone d'Ivrée est une croûte continentale inférieure complète et basculée. C'est une croûte en extension formée au Paléozoïque supérieur qui n'a été que très peu affectée par la phase orogénique alpine et qui préserve donc ses structures d'extension.

Cette présentation se focalise sur le sud de la Zone d'Ivrée (plus particulièrement sur le Val Strona, le Val d'Ossola et le Val Sesia) et traite plus particulièrement de la période syn-magmatique (du Carbonifère au Permien).

1. Contexte général

La Zone d'Ivrée se situe dans la Zone Interne Sud des Alpes, au nord-ouest de l'Italie (figure II-1). Elle s'étale sur environ 120 km de long, et représente la partie profonde d'une croûte continentale de la plaque Adriatique dont la partie supérieure est formée de la Zone de Strona-Ceneri (appelée également Série des Lacs ; *figure II-1* ; Mehnert, 1975 : Fountain, 1976 ; Quick et al., 1995 ; 2003). L'ensemble aurait été basculé d'environ 90° lors de l'orogenèse Alpine lui donnant ainsi son orientation actuelle subverticale (Siegesmund et al., 2008 et Wolff et al., 2012, *figure II-1)*.

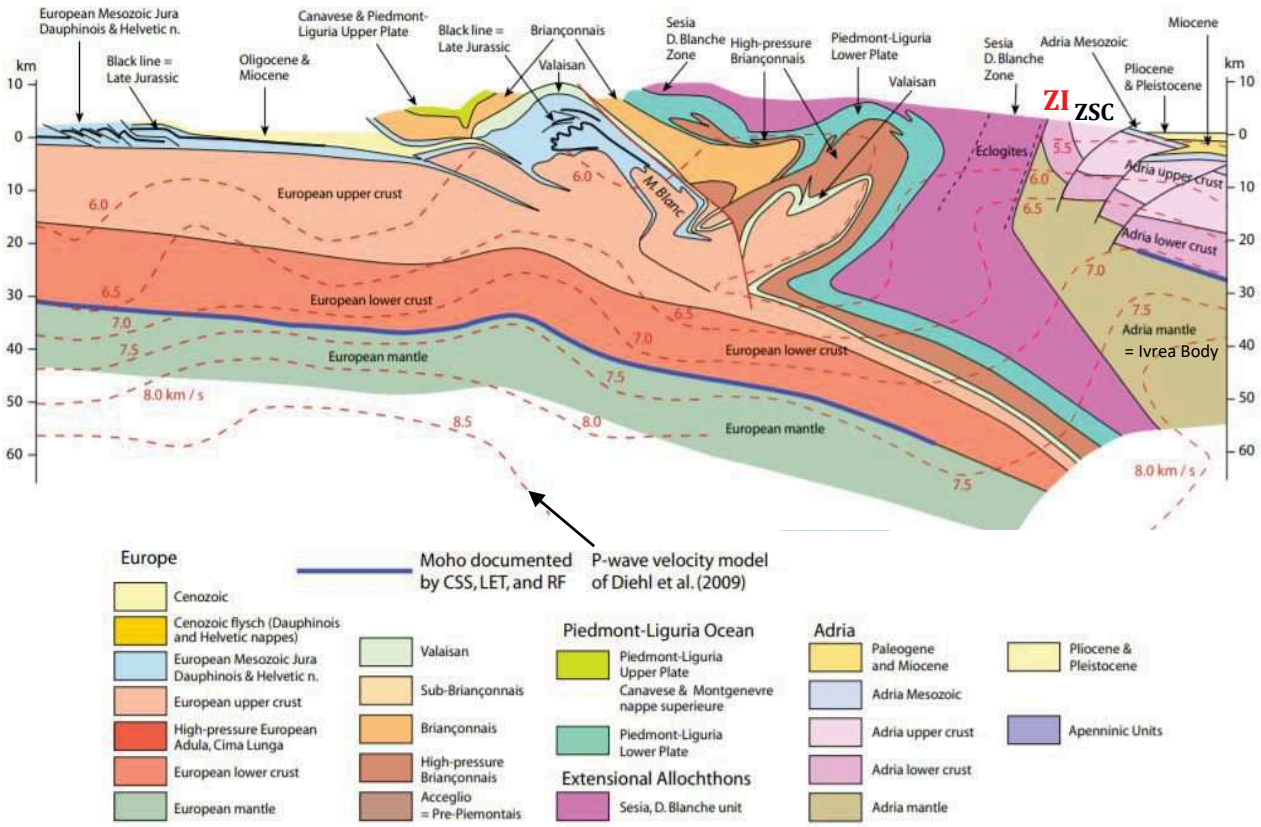


Figure II-1 : Coupe géologique et tectonique des Alpes basée sur le profil NFP 20-West « Deep Structure of Switzerland » (Pfiffner et al., 1997) réalisée par Schmid et al. (2017). Les lignes rouges représentent les vitesses des ondes P (Diehl et al., 2009), la ligne bleue le Moho (à partir de données sismologiques et tomographiques ; voir références dans Schmid et al. (2017). ZI : Zone d'Ivrée ; ZSC : Zone de Strona-Ceneri.

Elle est séparée à l'ouest de la Zone de Sesia par la ligne insubrienne, structure alpine majeure le long de laquelle elle a été basculée (Schmid et al., 1987). De manière plus générale, cette structure sépare la Zone interne Austro-Alpine de la Zone interne Sud-Alpine (*figures II-1 et 4* ; Niggli and Zwart, 1973 ; Frey et al., 1974) et marquerait la limite SE de la surimpression des déformations alpines (Schmid et al., 1987).

A l'est, elle est séparée de la Zone de Strona-Ceneri (ou Série des Lacs) par 2 structures majeures : le CMB (Cossato-Mergozzo-Brissago) et la faille de Pogallo (*figure II-4* ; elles sont détaillées plus loin dans ce chapitre).

Comme dans l'ensemble de l'Europe de l'ouest la Zone d'Ivrée a été affectée par une extension tardi à post-orogénique Varisque à la fin du Carbonifère, qui a probablement continué jusqu'au début du Permien (Burg et al., 1994 ; Wilson et al., 2004).

Cette extension est associée à un événement métamorphique régional HT ainsi qu'à une activité magmatique intense avec la mise en place de nombreuses intrusions mafiques majeures dont le Complexe mafique d'Ivrée (*figure II-2 ;* e.g Wilson et al., 2004 ; Schaltegger et Brack, 2007 ; Petri et al., 2017 ; 2018). L'ensemble de ces intrusions s'est mis en place du Permien au Trias (voir références dans Schaltegger et Brack, 2007) et la majorité sont la source de roches plutoniques et/ou volcaniques plus évoluées.

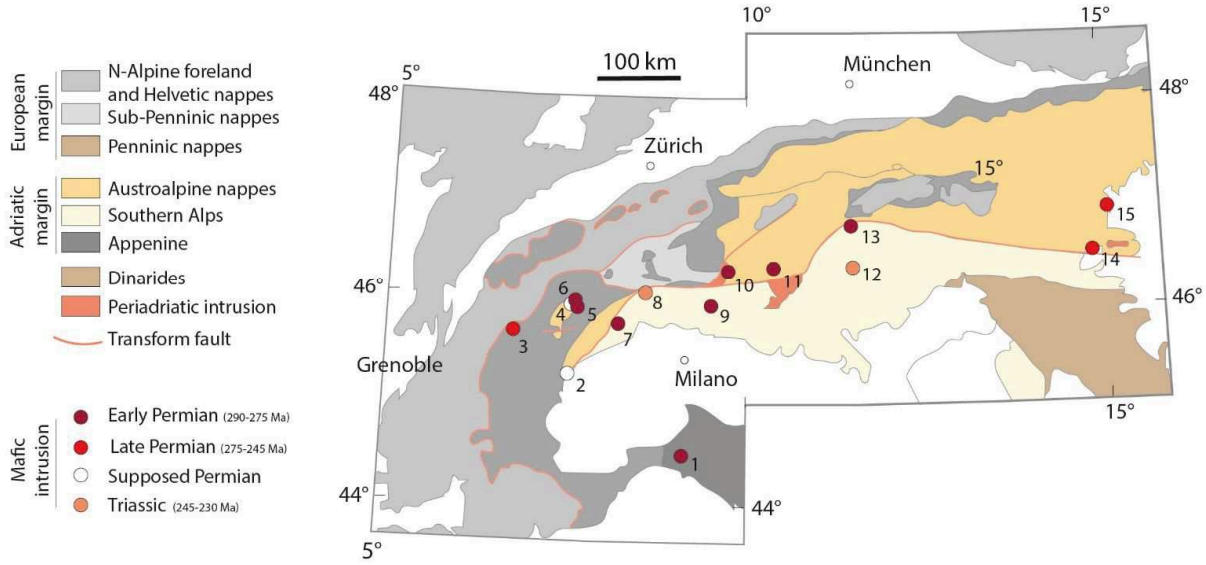


Figure II-2 : Carte tectonique des Alpes montrant les intrusions mafiques Permiennes et Triasiques. Simplifiée d'après Petri et al. (2018). 1-Monte Ragola ; 2-Corio/Monastero ; 3-Versoyen unit ; 4-Sassa ; 5-Sermenza ; 6-Mt Collon ; 7-Complexe Mafique d'Ivrée ; 8-Finero ; 9-Val Biandino ; 10-Fedoz-/Braccia ; 11-Sondalo ; 12-Monzoni-Predazzo ; 13-Bressanone/Brixen ; 14-Eisenkappel ; 15-Bärofen/Gressenberg. Toutes les références sont dans Petri et al., 2018.

La Zone d'Ivrée est également liée à une importante anomalie géophysique entre 10 et 20 km de profondeur (« Ivrea body » *figure II-1* ; e.g Closs et Labrouste, 1963 ; Berckhemer, 1968 ; Paul et al., 2001). Celle-ci est associée à une très forte anomalie de Bouguer positive (Berckhemer, 1968), à des très hautes vitesses sismiques (~7,5 km.s^{-1} ; *figure II-3* ; Closs et Labrouste, 1963) ainsi qu'à une forte signature magnétique (Lanza, 1982).

Ces anomalies géophysiques particulièrement propres aux roches ultramafiques, associées à l'occurrence de péridotite en surface, ont menés les auteurs à interpréter le corps d'Ivrée comme un

lambeau de manteau adriatique (« coin ») coincé dans la lithosphère (e.g Schmid et al., 2017 et références à l'intérieur).

Celui-ci aurait joué le rôle de zone rigide "butoir" entre la plaque Europe et la plaque Adriatique pendant la collision alpine (Schmid et Kissling, 2000).

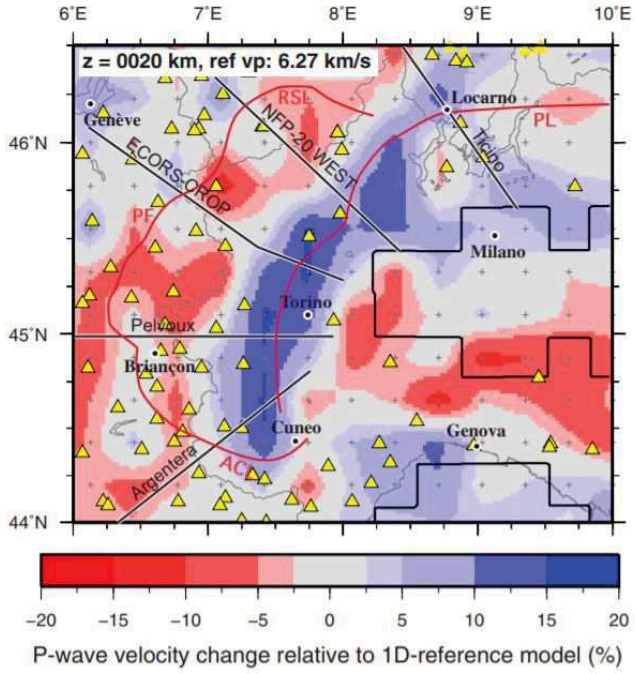


Figure II-3 : Modèle tomographique 3D des ondes P de Diehl et al. (2009) à 20 km de profondeur. Les triangles jaunes indiquent les stations sismiques utilisées pour l'inversion. Les 5 profils sismiques les plus importants sont localisés. La vitesse sismique est représentée par un pourcentage de différence par rapport au modèle 1D initial (voir Dielh et al., 2009). Le corps d'Ivrée a une signature positive en forme de croissant centré sous Turin. Figure de Schmid et al. (2017). RSL : Rhone-Simplon Line, PL Periadriatic Line, PF Penninic Front, ACL: Argentera-Cuneo Line. Le corps d'Ivrée semble être décalé par une faille dextre au NE de Turin, cependant cette faille ne laisse aucune trace sur le terrain (Schmid et al., 2017).

2. Série métamorphique

La série métamorphique (*figure II-4*) de la Zone d'Ivrée est formée de métapélites, de calcsilicates, de marbres et de métabasites (ou amphibolites). Le grade métamorphique de ces roches augmente du SE au NW, du faciès amphibolitique (formation des **Kinzigites**) au faciès granulitique (formation des **Stronalites**) (*figure II-4 ;* Zingg, 1980 ; Henk et al., 1997, Redler et al., 2013). Redler et al. (2012 ; Zingg, 1980 ; Henk et al., 1997) montrent un gradient continu de 650°C et 3,5-6,5 kbar allant jusqu'à plus de 900°C et 10-12 kbar (*figure II-5*). Celui-ci contraste avec le gradient P-t° de la série adjacente, la Zone de Strona-Ceneri ce qui confirme qu'elles ont eu une histoire métamorphique en partie différente.

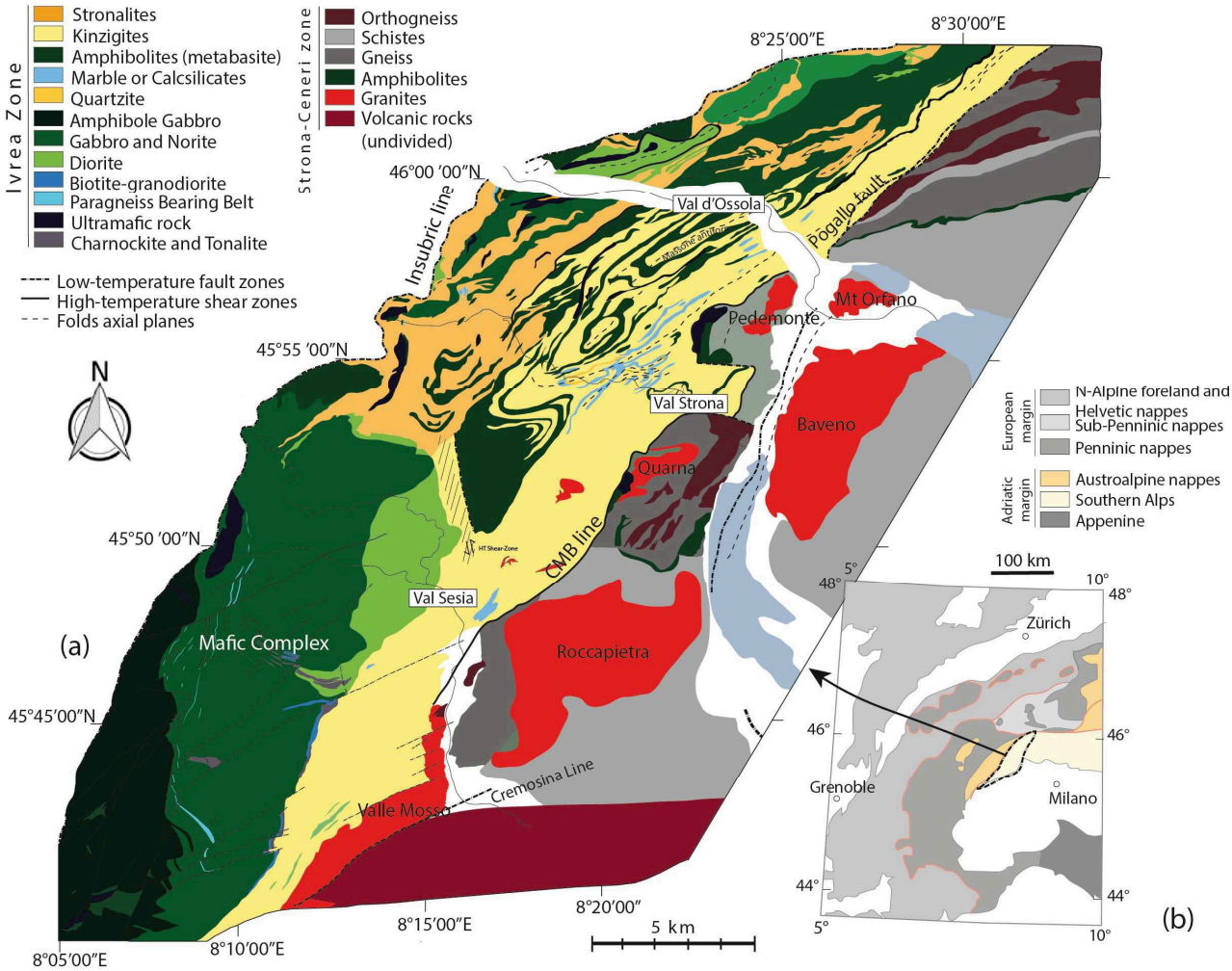


Figure II-4 : (a) Carte géologique de la Zone d'Ivrée et de la Série des Lacs. Compilée et modifiée d'après Rutter et al. (2007) et Quick et al. (2003). (b) Carte de localisation de la Zone d'Ivrée avec les grands domaines alpins. Modifiée d'après Petri et al. (2014).

Les formations des Kinzigites (faciès amphibolitique) et des Stronalites (faciès granulitique) sont formées principalement de métapélites alumineuses (Barboza et Bergantz, 2000) : de schistes (Kinzigites ; biotite-plagioclase-quartz±muscovite±sillimanite), au SE, à des gneiss lités migmatitiques à texture granoblastique (Stronalites ; grenat-feldspathK-rutile±sillimanite), au NW. Cette évolution est le résultat du remplacement progressif des micas (muscovite et biotite) par du feldspath potassique et du grenat ainsi que de la sillimanite fibrolitique par de la sillimanite prismatique (Schmid & Wood, 1976 ; Zingg, 1980 ; Barboza et al., 1999 ; Rutter et al., 2007). Dans les métabasites intercalées parmi les métapélites, le changement de faciès se traduit par l'apparition du clinopyroxène puis de l'orthopyroxène dans le faciès granulitique (Kunz et al., 2014).

Dans le Val Strona l'ensemble de la série métamorphique montre des évidences de fusion partielle avec la formation de métatexites pour les grades les moins élevés à des diatexites dans le faciès granulite (Henk et al., 1997 ; Redler et al., 2012). Schnetger (1994) et Redler et al. (2013) concluent par bilan de masse qu'un large volume de magma granitique (20-40%) a été généré et a migré vers la croûte supérieure, laissant ainsi un résidu granulitique appauvri en éléments hautement incompatibles.

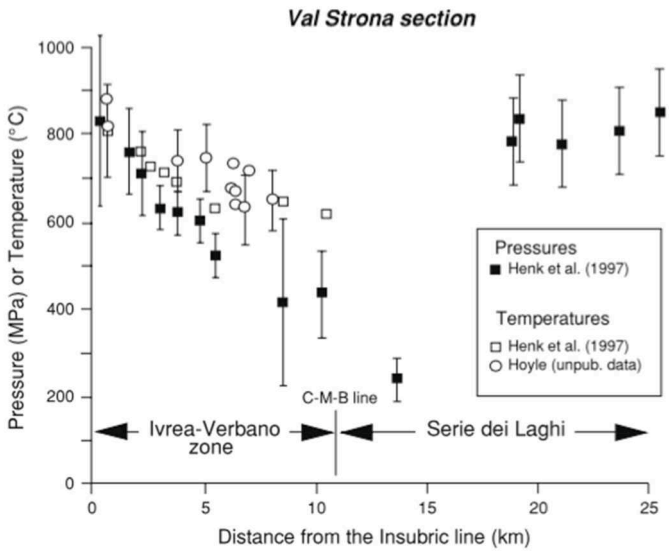


Figure II-5 : Diagramme présentant les paléo températures et pressions (métamorphiques) enregistrées par les sédiments le long du transect du Val Strona puis à l'est du granite de Baveno. Il existe un contraste important entre les pressions de la ZI et de la ZCS (ou SDL). (Rutter et al., 2007)

Dans la partie Sud de la Zone d'Ivrée (Val Sesia), la formation des stronalites est quasi-absente, seul un septa de paragneiss granulitique (PBB : « Paragneiss Bearing Belt » ; *figure II-4*) est observable dans le complexe gabbroïque (Sinigoi et al., 1996). Dans la même zone, une paragenèse liée à un métamorphisme de contact associé à la mise en place du Complexe Mafique se sur-impose au faciès du métamorphisme régional (Barboza et Bergantz, 2000 ; Redler et al., 2012). Cet impact thermique est cependant limité à une auréole d'environ 2km (Barboza et Bergantz, 2000).

La Zone de Strona-Ceneri, la croûte supérieure de cette coupe crustale, est quant à elle formée de schistes, paragneiss et orthogneiss métamorphisés dans le facies amphibolite (Pinarelli and Boriani, 2007). Il n'est pas clair si la Zone de Strona- Ceneri et la Zone d'Ivrée ont toujours formé une coupe crustale complète ou si ce sont des fragments de croûtes juxtaposés tectoniquement. Une partie de leur histoire est commune c'est certain (mise en place du cortège magmatique au Permien), mais une partie diverge (histoire de la déformation et âge des roches en partie différents). Cette thèse n'a pas pour but de répondre à ce problème.

3. Description et origine des corps magmatiques

L'ensemble de la croûte est intrudé par un cortège magmatique complet appelé **le Système Magmatique de Sesia** : depuis des roches ultramafiques à mafiques dans la croûte la plus inférieure, des roches intermédiaires dans la croûte moyenne, à des roches acides dans la croûte supérieure ainsi qu'à du volcanisme en surface. L'ensemble présente une fenêtre parfaite sur la plomberie magmatique d'une croûte continentale en extension.

Les roches décrites ci-dessous, comme le reste de la synthèse, se concentrent au sud de la Zone d'Ivrée. Il est important de le rappeler ici car il existe une différence d'âge entre le complexe mafique de Finero, au nord (225-208 Ma ; *figure II-2* ; e.g Peressini et al., 2004) et le Complexe mafique qui est bien plus vieux, au sud (e.g Peressini et al., 2007). Cela pourrait suggérer une migration du magmatisme vers le nord.

Hormis les roches ultramafiques et les roches mafiques les plus anciennes, le reste s'est mis en place de manière contemporaine et est co-génétique. Le modèle proposé par Sinigoi et al. (2016) est décrit à la suite des descriptions succinctes des roches magmatiques, ci-dessous.

a. Corps ultramafiques

Au coeur du Val Sesia, dans le sud de la Zone d'Ivrée, le massif de Balmuccia forme une lentille péridotitique d'environ 1km de large sur quelques kilomètres de long dans le Complexe Mafique. Celle-ci est composée majoritairement de lherzolite mais également de manière moins abondante, d'harzburgite et de dunite (Sills, 1984, Quick et al., 2003, Boriani et Giobbi, 2004). Une étude isotopique (Sm-Nd) récente suggère un âge supérieur à 400 Ma (Mazzucchelli et al., 2009). Cette suggestion est étayée par l'observation d'une foliation héritée dans le corps mantellique (Quick et al., 1995). Balmuccia a ainsi été interprété comme un fragment de lithosphère mantellique subcontinentale (eg. Handy et al., 1999). Par ailleurs, il n'existe sur le terrain, aucune connexion avec un corps ultramafique plus important mais l'anomalie gravimétrique positive sous Ivrée pourrait suggérer que des roches mantelliques similaires pourraient être présentes à proximité sous la surface (Giese et al., 1982). En plus de Balmuccia, de rares dykes et corps ultramafiques s'observent dans la Zone d'Ivrée.

b. Magmatisme mafique antérieur au Complexe mafique

La génération magmatique mafique la plus ancienne pourrait être représentée par les métabasites observées dans les Kinzigites et Stronalites. Ces métabasites sont de dimension métriques à hectométriques et sont toujours parallèles à la foliation des métasédiments (e.g Sills et Tarney, 1984). Sills et Tarney (1984) montrent que ces « amphibolites » sont effectivement d'origine magmatique et non sédimentaire. Grâce à des analyses en éléments traces et majeurs ils montrent qu'elles peuvent être divisées en 2 groupes : un premier groupe tholéiitique à affinité de MORB de type N, et un second groupe avec des compositions plus variées, correspondant à des MORB plus enrichis (de type basalte océanique, E-MORB).

Au moins une partie de ces métabasites montre des assemblages minéralogiques cohérent avec les assemblages minéralogiques métamorphiques des métasédiments encaissants et l'ensemble aurait donc subi la même histoire métamorphique, mais également le même épisode de fusion partielle associé (Kunz et al., 2014).

Klötzli et al. (2014) suggèrent que le début du magmatisme, qui aboutira entre autre à la mise en place du Complexe mafique, pourrait avoir débuté épisodiquement à partir de 314 Ma à la fois dans la croûte inférieure et dans la croûte moyenne.

Il est cependant possible qu'au moins une partie des métabasites soient plus âgées et qu'elles se soient mises en place pendant la formation de la pile sédimentaire en contexte de marge active (Handy et al., 1999).

c. Complexe mafique

Le Complexe mafique forme un corps gabbroïque et dioritique de >8 km d'épaisseur et >30 km de long intrudé dans les formations métasédimentaires profondes du sud de la Zone d'Ivrée (*figure*

II-4 ; Zingg, 1980 ; Henk et al., 1997). Son étendue vers le nord, notamment dans le Val Strona di Omegna et le Val d'Ossola n'est pas évidente (*figure II-4)*. D'après Kunz et al. (2014) la plupart des roches mafiques rencontrées dans le Val Strona di Omegna se seraient mises en place avant ou pendant le métamorphisme régional et ne devraient donc pas être interprétées comme faisant parties du Complexe mafique (sous-partie b).

Structure et mise en place

Le gabbro se serait mis en place entre 15 et 25km de profondeur comme le suggère des études thermobarométriques (Demarchi et al., 1998 ; Barboza et Bergantz, 2000). Sa foliation (magmatique et localement plastique) subverticale ainsi que l'augmentation de la pression d'équilibration d'E en W indiquent qu'il aurait été simplement basculé de 90° à l'alpin (Demarchi et al., 1998).

Au centre de l'intrusion la foliation est généralement parallèle à la base et au toit du corps mais elle définit une forme arquée caractéristique sur les flancs nord et sud (*figure II-6*).

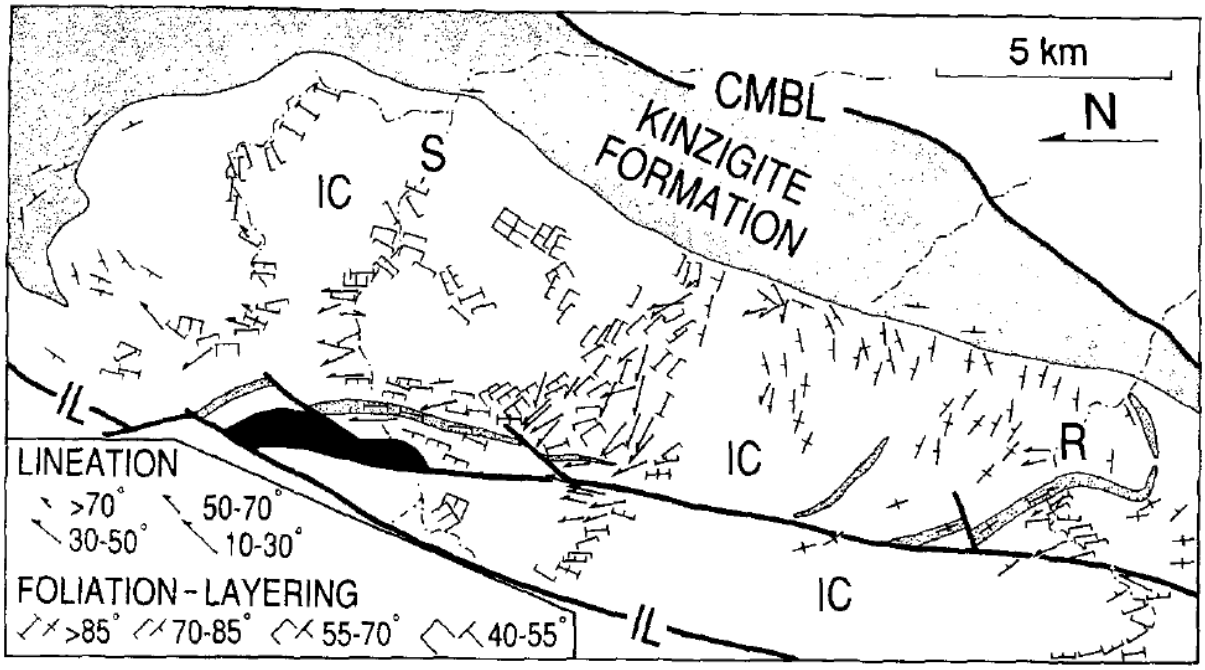


Figure II-6 : Carte des linéations et foliations dans le Complexe Mafique (Quick et al., 1992). Une carte plus détaillée existe dans Quick et al., 1994.

Quick et al. (1994) montrent également que des structures magmatiques (xénolithes et enclaves) sont préservées essentiellement dans la partie supérieure de l'intrusion. La foliation, le boudinage syn-magmatique, les plis isoclinaux et les failles normales seraient plus développés dans la partie inférieure indiquant une déformation plus importante vers la base de l'intrusion. L'ensemble résulterait d'une importante déformation extensive parallèle au litage magmatique pendant la mise en place de l'intrusion, depuis une déformation purement magmatique à une déformation ductile HT.

Deux modèles de mise en place ont été proposés pour expliquer l'ensemble de ces caractéristiques :

- Modèle de « gabbro glacier » (Quick et al., 1992)

Quick et al., (1992) suggèrent que le gabbro se serait formé tel un glacier, par une subsidence des cumulats formés à partir d'une chambre magmatique au toit de l'intrusion (*figure II-7a*) :
(A) Le magma se serait mis progressivement en place dans la croûte inférieure. (B, C) A un moment donné il se serait localisé au toit de l'intrusion en formation (et aurait formé la chambre magmatique). Ce magma aurait ensuite incorporé des septas de Kinzigites et Stronalites. (D) Les cumulats formés à partir de la chambre magmatique et les septas auraient migré vers le bas et sur les côtés par subsidence associée à la déformation en extension du complexe mafique. Cette déformation en cisaillement pur aurait ainsi permis la formation de la foliation (magmatique et plastique) arquée et une linéation magmatique d'étirement. (E,F) Le magma aurait ensuite évolué jusqu'à former de la diorite, et le complexe aurait grandi jusqu'à pouvoir faciliter le transport des Kinzigites au-dessus par cisaillement simple. (F,G) Le toit du complexe se serait ensuite effondré au NE.

-Gonflement de sills (Rutter et al., 1993)

Rutter et al. (1993) proposent que la mise en place du Mafic Complex d'Ivrée débute par l'emplacement de sills le long de l'anisotropie mécanique préexistante dans la croûte inférieure (*figure II-7b*). La propagation d'un des sills se serait stoppée, probablement à cause d'un refroidissement prématuré du magma et le sill aurait continué à être alimenté et gonfler jusqu'à prendre la forme d'un laccolithe de plus de 10km d'épaisseur. La surpression à la base de l'intrusion, associée à l'affaiblissement des roches encaissantes aurait permis l'effondrement gravitaire des flancs et du centre du corps mafique, qui, associé à un détachement aurait permis le transport du lobe principal vers le nord.

Dans les deux cas les modèles proposent une mise en place en contexte extensif avec des détachements au toit du complexe mafique.

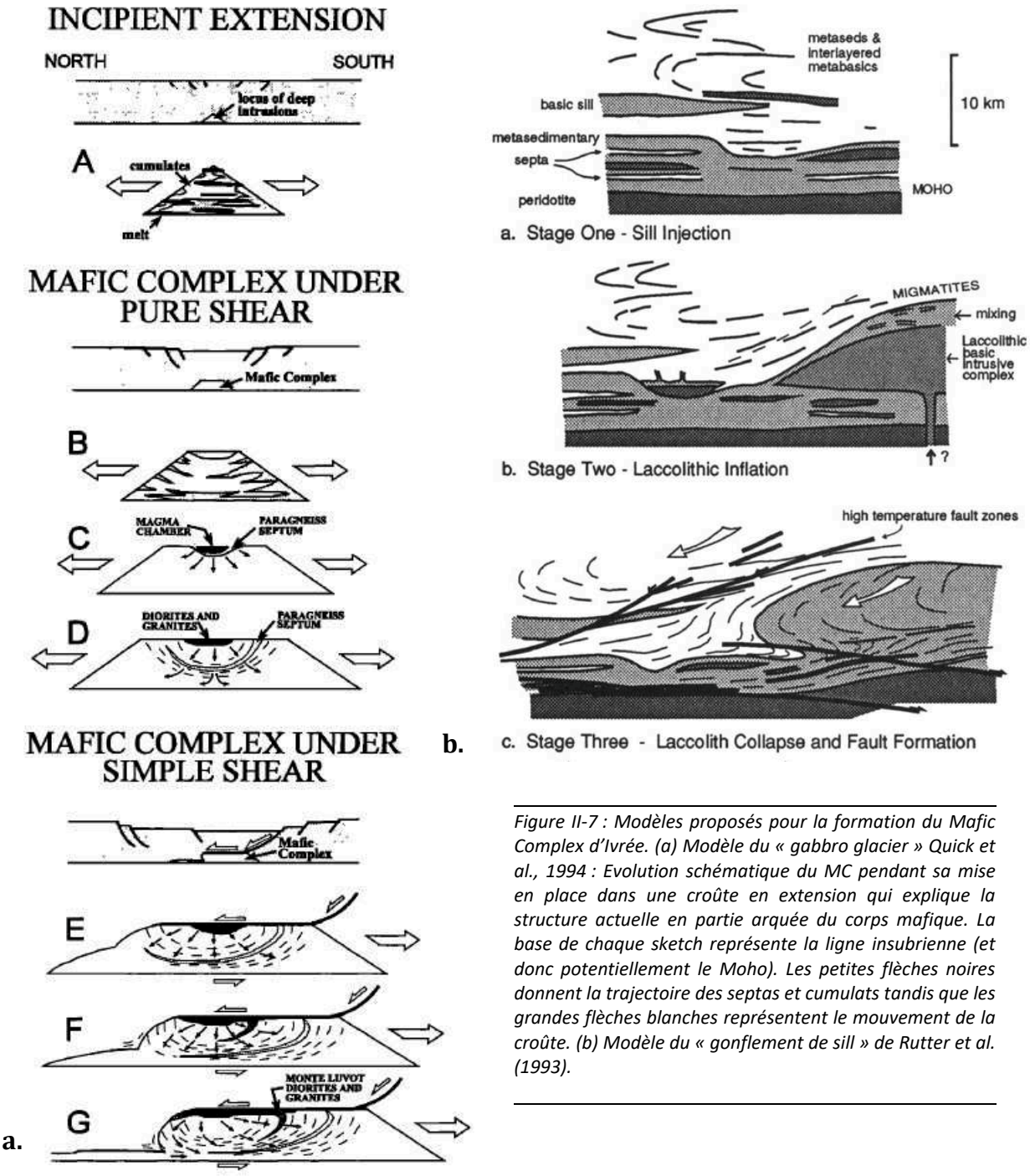


Figure II-7 : Modèles proposés pour la formation du Mafic Complex d'Ivrée. (a) Modèle du « gabbro glacier » Quick et al., 1994 : Evolution schématique du MC pendant sa mise en place dans une croûte en extension qui explique la structure actuelle en partie arquée du corps mafique. La base de chaque sketch représente la ligne insubrienne (et donc potentiellement le Moho). Les petites flèches noires donnent la trajectoire des septas et cumulats tandis que les grandes flèches blanches représentent le mouvement de la croûte. (b) Modèle du « gonflement de sill » de Rutter et al. (1993).

Pétrologie et âge de l'intrusion

Quick et al. (1992) et Sinigoi et al. (1996) subdivisent le Complexe mafique en 2 unités (*figure II-8*) : une unité inférieure (~3 km d'épaisseur) accolée à la ligne Insubrienne et formée de gabbros à amphibole, et une unité supérieure, la plus étendue, formée de 2 sous-unités ; une sous-unité majeure formée essentiellement de gabbronorite (5-7 km d'épaisseur) et une sous-unité plus superficielle de diorite (1-2 km d'épaisseur).

La limite entre l'unité inférieure et l'unité supérieure est marquée par l'abondance des septas paragneissiques de la « paragneiss bearing belt » parfois associés à des charnockites produites par fusion partielle des métasédiments (Quick et al., 1992 ; Sinigoi et al., 1995).

L'intrusion des gabbros et diorites de l'unité supérieure a été datée de manière précise à un âge de 288±4 Ma (et localement 292 Ma) alors que l'unité inférieure donnent des âges variés de 295 à 285 Ma avec très localement des âges hérités de plus de 350 Ma (*figure II-8* ; e.g Vavra et al., 1999 ; Peressini et al., 2007). Avec la méthode Sm-Nd, Peressini et al. (2007) montrent également qu'il a fallu 10-15 Ma pour que le complexe refroidisse jusqu'à passer la température de fermeture du système Sm-Nd.

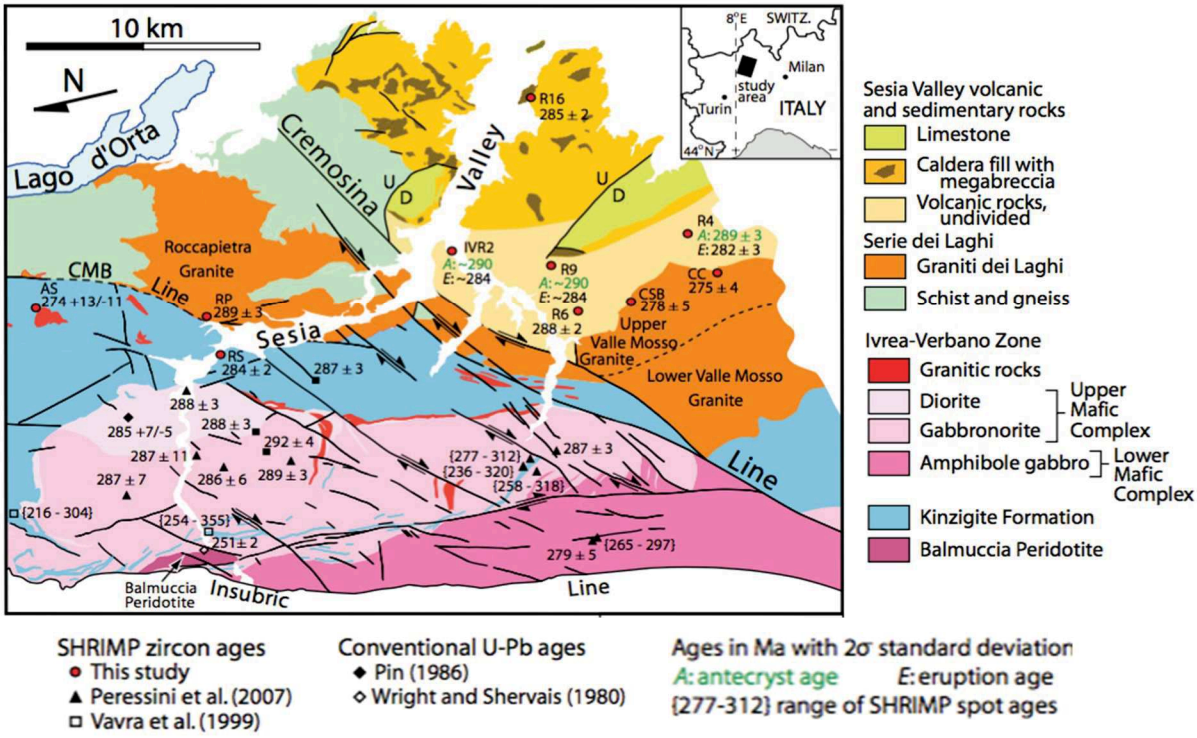


Figure II-8 : Carte géologique du sud de la Zone d'Ivrée, réorientée pour placer le MC dans sa position subhorizontale d'origine, présentant les différents âges existants pour l'ensemble du système magmatique (à l'exception des granites de Baveno, Mt Orfano, Quarna et Pedemonte qui ne se trouvent pas sur la carte). Carte de compilation de données réalisée par Quick et al., (2009).

d. Appinites

La limite entre la Zone d'Ivrée et la Zone de Strona-Ceneri (CMB, *figures II-4 et II-8*) est marquée par l'abondance d'intrusions mineures (décamétriques) de composition variable : ce sont les Appinites, (Boriani et Sacchi, 1973). Elles sont associées au CMB (mais pas à la faille de Pogallo) et sont souvent reconnues comme les précurseurs des granites permiens (Boriani et al., 1990). En effet leur mise en place semble s'étaler de la fin du Carbonifère au début du Permien, de 311 à 280 Ma (Klötzli et al., 2014).

Elles sont formées majoritairement de diorite et granite, plus rarement de gabbro, et contiennent souvent des enclaves mafiques et présentent parfois un faciès de brèche magmatique (Boriani et al., 1974). Localement, certaines appinites sont légèrement foliées ce qui suggère une mise en place pendant la déformation ductile le long du CMB (Boriani et Giobbi, 2004).

e. Granites des Lacs

La majorité des corps intrusifs acides et l'ensemble des dépôts volcaniques s'observent dans la croûte moyenne et superficielle de la Zone de Strona-Ceneri. Les granitoïdes permiens, dit « des lacs » (Graniti dei Laghi, *figures II-4 et II-8*), correspondent aux intrusions majeures de Montorfano, Baveno, Roccapietra, Valle Mosso et à des corps de volume plus petit (Quarna et Pedemonte) (Köppel, 1974 ; Boriani et al., 1988 ; Pinarelli et al., 1988 ; Schaltegger et Brack, 2007 ; Quick et al., 2009). La géométrie 3D de ces intrusions est mal connue mais leur mise en place semble en relation avec la faille de Pogallo et le CMB (e.g Boriani et al., 1989)

Leurs faciès sont variables, souvent même au sein d'un même pluton : leucogranite, monzogranite, syenogranite, granodiorite et un faciès rose associé au feldspath-K. Le granite de Baveno présente localement une texture miarolitique (Boriani et al., 1988).

Leur mise en place, par incrémentations successives de magma, s'étale de ~290 à ~275 Ma (*figure II-7* ; Schaltegger et Brack, 2007 ; Quick et al., 2009) et a provoqué le développement d'une auréole de métamorphisme de contact très limitée dans l'encaissant de la Série des Lacs (Boriani et al., 1988).

A l'exception du granite de Baveno (alumineux et alcalin) ils présentent tous les caractéristiques d'un magma métalumineux avec des particularités pétrographiques et géochimiques typiques d'une série calco-alcaline (Boriani et al., 1988). Ils se seraient ainsi formés par cristallisation fractionnée d'un magma hybride produit par interaction de magma d'origine mantellique et de matériel crustal (Boriani et al., 1988 ; Pinarelli et al., 2002 ; Sinigoi et al., 2016).

f. Supercaldera de Sesia

Les roches volcaniques affleurent au sud de la Zone de Strona-Ceneri, dans le Val Sesia. Elles forment une série bimodale dominée par des tuffs rhyolitiques riches en cristaux et lithoclastes associées à une mégabrèche qui viennent remplir une caldera de plus de 13 km de diamètre. Les éléments de la mégabrèche comprennent des rhyolites pauvres en cristaux, des ignimbrites, des andésites, des basaltes andésitiques et des schistes de la Zone de Strona-Ceneri (Quick et al., 2009).

L'activité volcanique aurait duré 8 ans de 290 à 282 Ma, contemporainement à la mise en place des Granites des Lacs et du Complexe mafique (*figure II-8* ; Quick et al., 2009). Le début de l'activité est marqué par l'effusion de magmas andésitiques et d'andésites basaltiques (288±2 Ma ; Quick et al., 2009).

g. Modèle de Sinigoi et al. (2016)

La mise en place du magmatisme acide et du volcanisme est donc contemporaine et co-génétique de la mise en place du Complexe Mafique. Ainsi le magmatisme Permien représenterait en réalité « la plomberie » de la caldeira et l'ensemble formerait ainsi le Système Magmatique de Sesia (Sinigoi et al., 2011). Sa mise en place se serait étalée de 290 à 270 Ma (Quick et al. 2009 ; Sinigoi et al., 2016).

Cette hypothèse est étayée par une étude très récente (*figure II-9* ; Sinigoi et al., 2016) qui montre que le magmatisme acide et le volcanisme résultent du mélange d'un magma formé par fusion partielle de la croûte (kinzigites) et du magma dioritique de l'unité supérieure du Complexe mafique. L'ensemble a pu se former grâce à une chambre magmatique au toit du complexe mafique, en contact direct avec les schistes des Kinzigites, créant ainsi une zone d'anatexie localisée mais importante dans l'encaissant.

L'unité supérieure du complexe mafique est elle-même le résultat d'un magma mantellique ayant assimilé ~30% d'une croûte qui a déjà subi de la fusion partielle. Un taux aussi important d'assimilation n'a pu être atteint que si la croûte était déjà fertile et chaude. Les auteurs proposent que cet état favorable aurait été atteint grâce à une extension importante et à la mise en place de magma précoce dans la partie la plus profonde de la croûte (unité inférieure du complexe) et à des niveaux plus superficiels (Sinigoi et al., 2011 ; Klötzli et al., 2014).

Il faut noter qu'il n'existe pas, ou très peu, de magmatisme post-Permien (Handy et al., 1999 ; Mulch et al., 2002).

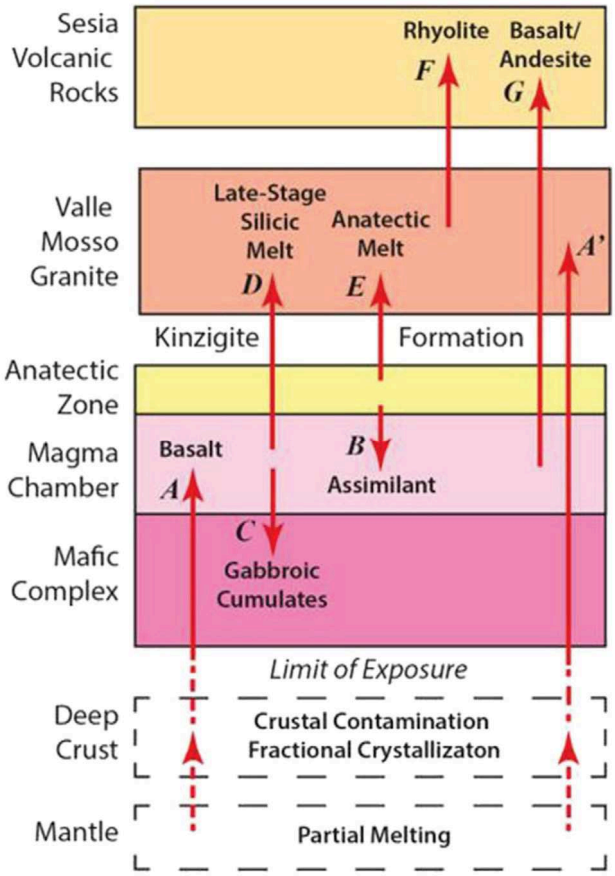


Figure II-9: Modèle schématique des transferts de masses dans le Système Magmatique de Sesia (Sinigoi et al., 2016). Le complexe mafique inférieure n'est pas explicité dans cette figure. (A) La chambre magmatique est remplie par un magma basaltique (déjà contaminé). (A') Ce magma vient aussi alimenter directement une partie des granites. (B) Cette chambre assimile en plus du matériel crustal. (C) Des cumulats cristallisent dans la chambre et fluent de part et d'autre et en bas de la chambre à la manière du « Gabbro glacier ». (D et E) Le mélange créé dans la chambre ainsi que les fluides anatectiques alimentent les granites de la série des lacs et les rhyolites (F). (G) La chambre magmatique alimente aussi directement le début de l'activité volcanique.

4. Evolution P-T-t

Il n'existe pas de données d'âge significatives sur la période avant le Carbonifère dans la Zone d'Ivrée alors que la Zone de Strona-Ceneri conserve les traces d'événements métamorphiques et magmatiques Ordoviciens (Borghi, 1988 ; Zurbiggen et al., 1997 ; Handy et al., 1999).

Dans les métasédiments de la Zone d'Ivrée les zircons les plus vieux ont été datés à 355±6 Ma (Vavra et al., 1996). La forme prismatique de ces zircons serait caractéristique d'un magmatisme calco-alcalin et son occurrence dans les métapélites pourrait être indicatrice d'un dépôt sédimentaire dans un environnement volcanique (Vavra et al., 1996 ; Handy et al., 1999). Handy et al. (1999) proposent ainsi que les sédiments de la Zone d'Ivrée se sont déposés sur une marge active entre 355 et 320 Ma.

Des indices d'un métamorphisme de HP antérieur au métamorphisme régional sont préservés dans la Zone d'Ivrée (Bertolani, 1959 ; Boriani et Peyronel Pagliani, 1968 ; Boriani et Sacchi, 1973). Ces reliques d'éclogite, probablement indicatrices d'une subduction, s'observent essentiellement au

SE de la Zone d'Ivrée, à la limite avec la Zone de Strona-Ceneri (le CMB). Cette proximité pourrait suggérer que ce contact était, à l'origine, une suture hercynienne (Handy et al., 1999). Ce métamorphisme n'a pas été daté.

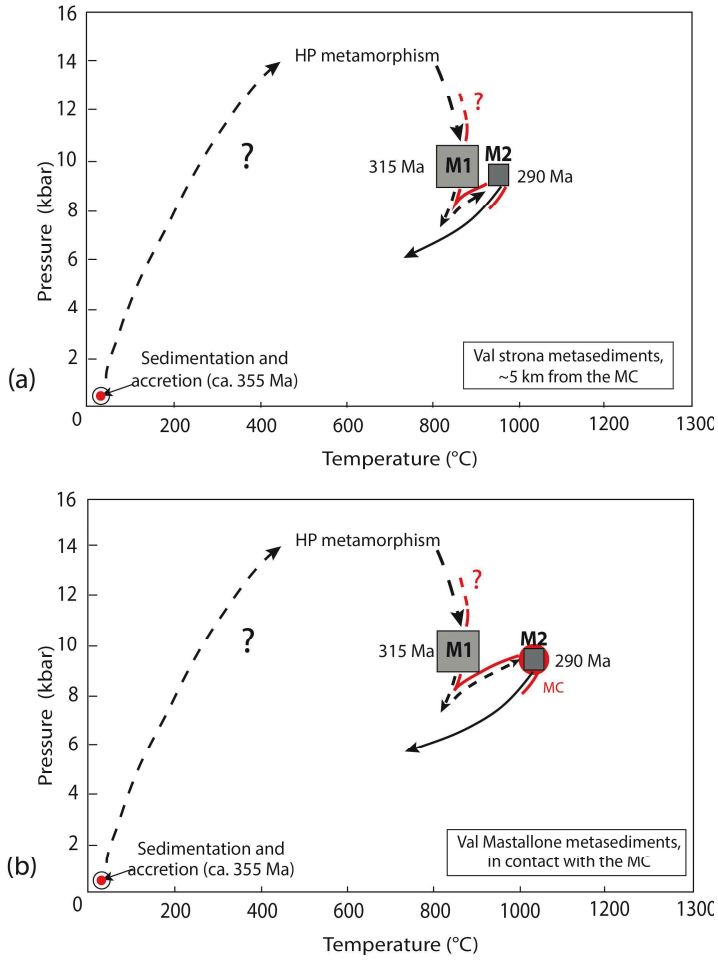


Figure II-10: Trajets P-T-t des métasédiments les plus profonds de la Zone d'Ivrée : (a) à 5 km du MC dans le Val Strona, (b) à proximité immédiate du MC, dans le Val Mastallone. Le rouge représente l'intrusion de magma dans la croûte. Compilation de données d'après Henk et al., 1997 ; Handy et al., 1999, Redler et al., 2012 ; Ewing et al., 2013.

Le métamorphisme régional principal **M1** préservé dans la zone d'Ivrée est de type Barrovien (*figure II-10*). Il augmente du SE, d'un facies amphibolite moyen (650°C et 3,5-6,5 kbar), vers le NW, jusqu'à un facies granulitique (900°C-1000°C et 10-12 kbar) le long de la Ligne Insubrienne (Zingg, 1980 ; Henk et al., 1997, Redler et al., 2013). Ce métamorphisme a été daté de la fin du Carbonifère, vers ~315 Ma (Henk et al., 1997 ; Handy et al., 1999 ; Peressini et al., 2007 ; Ewing et al., 2013). L'épaisseur maximale de la croûte associée aux conditions de M1 devait être d'environ 35-40 km (Henk et al., 1997). Ce métamorphisme régional est également contemporain de l'anatexie étendue de la croûte (Handy et al., 1999 ; Redler et al., 2012 ; Kunz et al., 2013).

Henk et al. (1997) ainsi que Ewing et al. (2013) suggèrent, à partir de l'étude de zircons et monazites, que la croûte a subi un refroidissement au moins partiel entre M1 et la mise en place du complexe mafique au sud.

Le métamorphisme **M2** est clairement un métamorphisme de contact limité qui se surimpose à M1 (Barboza et al., 1999 ; Barboza et Betgantz, 2000). Il est associé à la mise en place du Complexe Mafique il y a ~288 Ma. L'effet thermique de l'intrusion semble relativement limité malgré la recristallisation de zircon et monazites dans le Val Strona plus au nord (Ewing et al., 2013). Le pic de température enregistré dans les métasédiments de la « paragneiss bearing belt » est de ~1100°C tandis que celui enregistré dans les métasédiments à quelques kilomètres du complexe mafique est de ~900°C (*figure II-10* ; Ewing et al., 2013). L'emplacement du Complexe a par ailleurs provoqué la fusion partielle des Kinzigites en son toit.

D'après ces mêmes auteurs le refroidissement depuis le pic de température associé à la mise en place du Complexe s'est fait d'abord rapidement (~200°C en 10 Ma pour la « paragneiss bearing belt »), puis beaucoup plus lentement ensuite. La température n'était plus que de 750°C-800°C vers 260 Ma (Ewing et al., 2013).

Par ailleurs les conditions de pression de mise en place du complexe mafique suggèrent que la croûte n'avait pas subie d'exhumation importante entre M1 et M2 (Rivalenti et al., 1981 ; Sills, 1984 ; Demarchi et al., 1998).

Pour finir, le métamorphisme alpin n'a que très peu affecté la Zone d'Ivrée et la Série des Lacs. Son effet se limite aux roches adjacentes à la ligne insubrienne sur environ 2 km et se manifeste sous forme d'un métamorphisme rétrograde du faciès schistes verts (Schmid et al., 1987).

5. Evolution tectonique

a. Extension du Carbonifère au Mésozoïque

Handy et al. (1991 ; 1999) et Rutter et al. (2007) proposent une évolution tectonique très complète de la Zone d'Ivrée. Dans cette thèse cette évolution tectonique a été complétée, voire réinterprétée, à partir de nouvelles observations et mesures structurales (Chapitre III- Partie I).

Il n'existe pas de traces claires de structures antérieures à M1 (collisionnelles). Elles ont probablement été complètement effacées par la déformation contemporaine à M1. Les structures sont ici décrites dans leur position horizontale d'origine.

- Handy et al. (1999) décrivent une première schistosité **S1** planaire subhorizontale (parallèle à la S0) qui se serait formée avant ou pendant **M1** et l'anatexie associée, il y a ~315 Ma. Rutter et al. (2007) associent à cette même déformation **D1** une génération de plis isoclinaux couchés **P1** dont la schistosité S1 est plan axial ainsi qu'une linéation NE-SW d'étirement parallèle à l'axe des plis. Ces plis sont également décrits par Handy et al. (1999). Des plis de plus grandes longueurs d'ondes y aurait été associés également (Rutter et al., 2007).

- La déformation **D2** correspondrait à une seconde génération de plis (**P2**) décrite par Rutter et al. (2007) et Handy et al. (1999). Ces plis replissent les leucosomes formés pendant l'épisode d'anatexie. Ils sont isoclinaux, couchés et se seraient formés dans des conditions P-T similaire à D1. Ils seraient, eux aussi, au moins en partie contemporains du métamorphisme régional M1 (Handy et al., 1999). Cet épisode de plis est majeur pour Rutter et al. (2007), il replisserait la S1 à très grande échelle également (« Massone antiform »). D'après ce dernier, cet épisode de plis

serait également associé au développement d'une forte crénulation, particulièrement dans les Kinzigites.

Rutter et al. (2007) décrivent également un troisième épisode de plis mineur, ayant affecté lesmétasédiments avant la mise en place du Complexe mafique. Ces plis ouverts à serrés pourraient s'être formés de manière progressive pendant la formation de l'antiforme de Massone (**D2**), ou alternativement, être associés au mouvement sur le CMB (**D3**) qui semble cohérent avec le déversement de ces plis.

- La mise en place du Système Magmatique de Sesia au Permien (~290 Ma), et plus particulièrement la mise en place du complexe mafique, est associée au développement de plusieurs zones de cisaillement majeures (d'épaisseur décamétrique à kilométrique) dont le CMB (**D3**). Cette dernière, dont la nature est débattue, a été décrite essentiellement par la présence de rares mylonites, d'un alignement d'appinites et de migmatites (e.g Boriani et al., 2004). Elle serait indicatrice d'un fort raccourcissement perpendiculaire à la schistosité préexistante (S1) associé à une composante de cisaillement top-vers-le-NE parallèle à une linéation NE (Handy et al., 1999). Le CMB pourrait être associé à une décompression d'au moins 1,3 kbar (à partir du gradient P-T de la ZI et de la ZSC ; *figure II-5 ;* Henk et al., 1997 ; Handy et al., 1999). Des datations récentes ont montré que des appinites (~311 Ma) s'étaient mises en place avant l'activité supposée de la CMB ce qui pourrait indiquer que cette zone de cisaillement est finalement plus vieille que ce qui était supposé jusqu'à présent (Klötzli et al., 2014).
  D'autres zones de cisaillement sont également attribuées à la déformation permienne. Snoke et al. (1999) décrivent un cisaillement majeur (non-coaxial) au toit du Complexe mafique, à l'interface Kinzigites anatectiques/gabbro. Ces auteurs ne décrivent pas, par contre, sa relation au CMB sus-jacent.
  La zone de cisaillement de Rosarolo (Siegesmund et al., 2008), située plus en profondeur (au milieu du Val Strona), décrit un mouvement cisaillant top-vers-le-NE, et a été datée à la même époque. Une autre zone de cisaillement (« Anzola shear-zone »), décrite par Brodie et Rutter (1990), pourrait également dater du même épisode de déformation.
  L'activité de ces zones de cisaillement a probablement perduré pendant plusieurs millions d'années après la mise en place du système magmatique du Sesia, pendant et après son refroidissement (Mulch et al., 2002).

- L'histoire de la déformation post-magmatique **D4** débuterait avec la faille de Pogallo qui serait responsable d'environ 3km d'amincissement (Handy et Zingg, 1991). Elle est associée à de la cataclase et interprétée comme une faille normale de faible pendage (Hodges et Fountain, 1984). Elle représenterait le continuum de la déformation plus profonde engendrée par les zones de cisaillement de D3, mais à un niveau plus superficiel et plus tard, de 230 à 170 Ma (Zingg et al., 1990). Elle serait également initiatrice du rifting mésozoïque et responsable de la diminution rapide des conditions métamorphiques (Handy, 1987) jusqu'au faciès schistes verts. Les zones de cisaillement permiennes D3 ont également pu être réactivées (Siegesmund et al., 2008).
  La faille de Cremosina, qui recoupe le CMB et le granite de Valle Mosso, pourrait également dater de cette époque et aurait été réactivée à l'alpin en faille décrochante (e.g Boriani et al., 1990).
  Il n'existe, a priori, pas d'autres structures néo-formées mésozoïques dans la Zone d'Ivrée.

b. Basculement alpin

Bien que débattu (voir Boriani et al., 1990 pour une position contraire), le basculement de la Zone d'Ivrée est aujourd'hui largement attribué à l'orogenèse alpine (originalement proposé par Schmid et al., 1987). Il se serait effectué le long de la ligne insubrienne de la fin de l'Oligocène au début du Miocène (Schmid et al., 1987) ou à l'Eocène (Siegesmund et al., 2008 ; *figure II-11*).

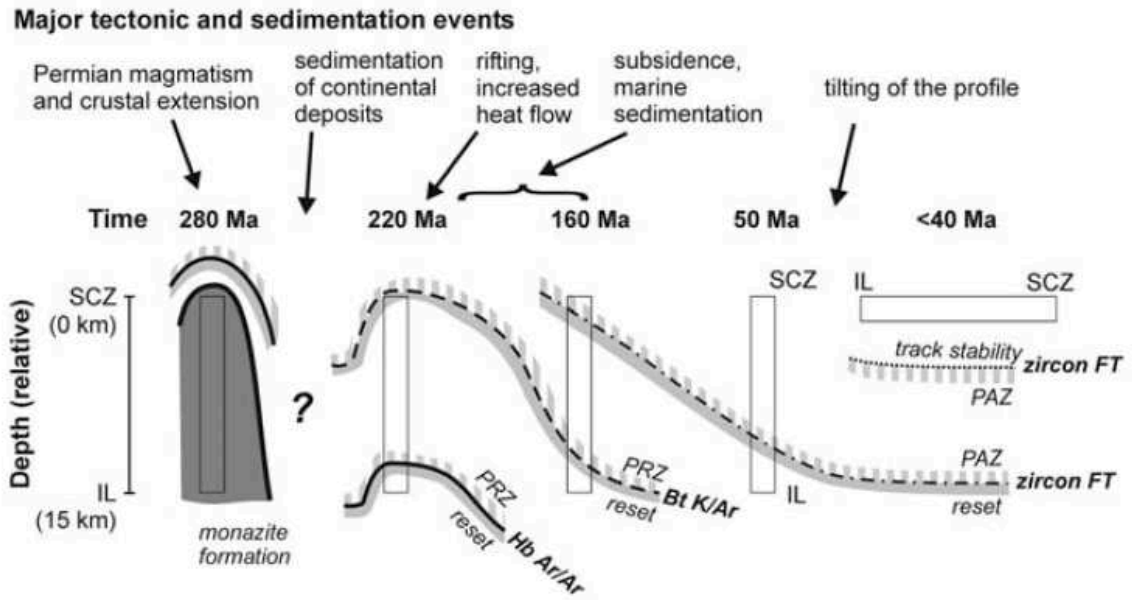


Figure II-11 : Evolution de la Zone d'Ivrée jusqu'à l'Eocène (Siegesmund et al., 2008) .Les courbes représentent les fermetures des différents chronomètres isotopiques au cours du temps. PRZ= « Partial Retention Zone » de l'Argon et PAZ : « Partial Annealing Zone » des traces de fission.

De manière générale l'orogenèse alpine n'affecte que très peu la Zone d'Ivrée (e.g Rutter et al., 2007), la ligne insubrienne est limitée à une bande de mylonites du faciès schistes vert d'environ 2 km d'épaisseur (Schmid et al., 1987 ; Schmid et Kissling, 2000), et des structures majeures antérieures auraient été réactivées (Zone de cisaillement de Rosarolo, faille de Cremosina ; e.g Siegesmund et al., 2008).

II- La Province magmatique de Seiland

La province de Seiland (SIP) est formée d'un cortège de roches magmatiques mafiques à ultramafiques intrudé dans une croûte inférieure. Elle peut être associée temporellement et géochimiquement à un essaim de dykes qui s'étend dans l'ouest du Groenland et dans le nord-est de l'Amérique. L'ensemble forme la « Central Iapetus Magmatic Province » (CIMP, e.g Higgins et van Breemen, 1998) qui s'est formée principalement de 575 à 560 Ma.

La SIP s'étend sur 3 îles et 1 péninsule en Norvège (Seiland, Sørøya, Stjernøya et Øksfjord) sur plus de 100 km de long en SW-NE et 5000 km^2. Elle serait formée de plus de 17 000 km^3 de magma (Pastore et al., 2016).

Sa mise en place rapide en ~10 Ma (570-560 Ma ; Roberts et al., 2006) amène la plupart des auteurs à être favorable à une théorie d'emplacement de la SIP dans un contexte de rifting intracontinental (Roberts et al., 2006 ; 2010), sans doute pendant l'ouverture de l'océan Iapetus. Cette hypothèse avait déjà été proposée il y a quelques décennies (Krill and Zwaan, 1987 ; Daly et al., 1991). L'ensemble pourrait être associé à la mise en place d'un plume mantellique à l'Ediacarien sous la lithosphère Rodanienne (marge proté-rozoïque ; e.g Elvevold et al., 1994 ; Andréasson et al., 1998 ; Roberts et al., 2006 ; 2010 ; Grant et al., 2016b).

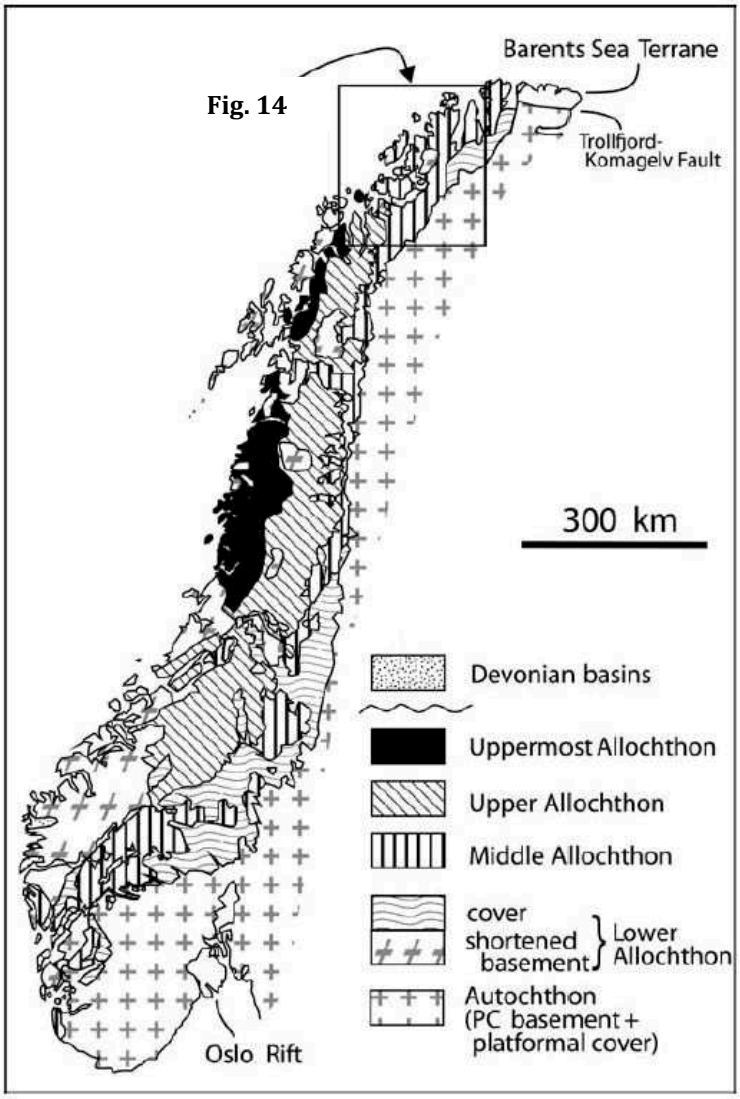


Figure II-12 : Carte géologique simplifiée des différentes nappes qui composent la chaîne calédonienne norvégienne (Corfu et al., 2007).

1. Contexte général

La SIP se situe au NW de la Norvège dans les Calédonides Scandinaves et plus particulièrement dans la région du Finnmark (*figure II-12*). Les Calédonides Scandinaves sont constituées d'une série de nappes chevauchantes formées suite à la fermeture de l'océan Iapetus et à la collision des

continents Laurentia et Baltica pendant l'orogenèse Scandienne (~420 Ma). La succession de nappes des Calédonides s'est construite sur le bouclier Précambrien par chevauchement de terrains originaires de la marge de Baltica (allochtones inférieur et moyen), de domaines océaniques (allochtone supérieur) et probablement de terrains Laurentiens (allochtone le plus supérieur ; Stephens et Gee, 1989). Ces chevauchements successifs ont ainsi également amené à la surface des sections de croûtes inférieures dont la SIP.

Quatre complexes de nappes différents s'observent dans le Finnmark, du bas vers le haut de la pile :

- Le complexe de Gaissa, formé de métasédiments de bas grade métamorphique d'âge Néoprotérozoïque à Ordovicien inférieur appartenant à l'allochtone inférieur (Sundvoll et Roberts, 2003).
- Le complexe de Laksefjord, formé de métasédiments allant du faciès schiste vert à amphibolite, possiblement de la fin du Néoprotérozoïque au début du Cambrien (Roberts, 1985 ; Sundvoll et Roberts, 2003). Il forme le complexe inférieur de l'allochtone moyen.
- Le complexe de Kalak (KNC ; *détaillé ci-dessous*), dans lequel est intrudée la SIP, qui domine l'extrême ouest du Finnmark.
- Le complexe de nappes de Magerøy/Reisa, qui fait partie de l'allochtone supérieur ou de l'allochtone le plus supérieur (Andersen, 1981).

2. Le complexe de Nappes de Kalak

Le KNC chevauche à l'est les nappes sédimentaires de Laksefjord et Gaissa qui elles-mêmes chevauchent la couverture autochone Néoprotérozoïque à Cambrienne du socle Baltique. Il est chevauché à l'ouest par le complexe de nappes de Mageroy/Reisa (*figure II-13* ; Chapman et al., 1985 ; Gayer et al., 1987).

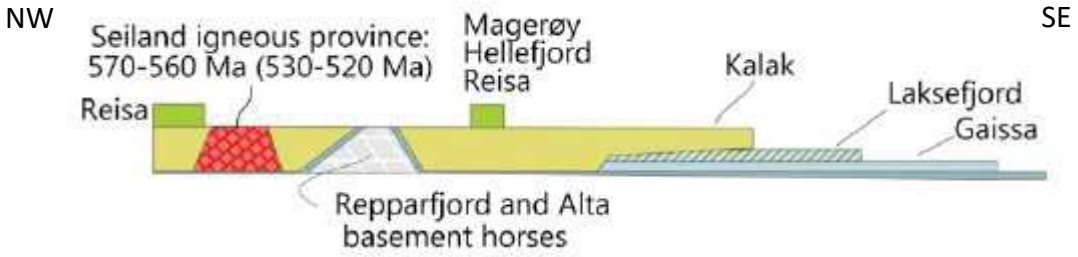


Figure II-13: Coupe schématique illustrant les relations de chevauchement entre les unités du nord du Finnmark (Corfu et al., 2014). La trace de la coupe est localisée sur la figure 14.

Il est lui-même constitué d'un ensemble d'unités chevauchantes vers l'E-ESE, et qui s'étendent sur environ 400 km (*figure II-14 ;* Townsend et al., 1989 ; Roberts, 1974 ; Akelsen, 1982 ; Ramsay et al., 1985 ; Kirkland et al., 2007, 2008) :

- Une nappe inférieure, la Succession de Svaerholt formée des schistes de Hårvikneset et des Psammites de Smørfjord. Les sédiments dateraient de 980 à 1030 Ma (Kirkland et al., 2007).

- Une nappe supérieure, le groupe de Sørøy, formée des psammites de Klubben et des schistes de Storelv. L'ensemble s'est déposé il y a 840 à 910 Ma (Kirkland et al., 2007). Cette nappe comprendrait également un ensemble paragneissique (Eidvågeid Sequence,) qui serait l'équivalent du reste du Sørøy group mais plus migmatisé et de plus haut grade métamorphique (photo *figure II-16a* ; Kirkland et al., 2008). De plus son âge correspond à ceux déterminés pour le Sørøy group (Kirkland et al., 2006).

- Une unité métasédimentaire formée de marbres et calcsilicates de la formation Falkenes, déposée entre 760 et 710 Ma (Slagstad et al., 2006)

Deux unités de socle sont observables sous le KNC (« undifferentiated » dans la *figure II-14*) : le complexe de Fagervik (orthogneiss tonalitique) et le « Supergroupe » de Raipas (séquence volcano-sédimentaire ; Undersoekelse et al., 1983). Le premier, daté à 1948-1796 Ma, est en contact tectonique avec le KNC (Kirkland et al., 2008). Le second, plus vieux, qui daterait de 2,45 à 1,88 Ga (Hanski et al., 2001), n'affleure que sous forme de deux fenêtres tectoniques (Pharaoh, 1985).

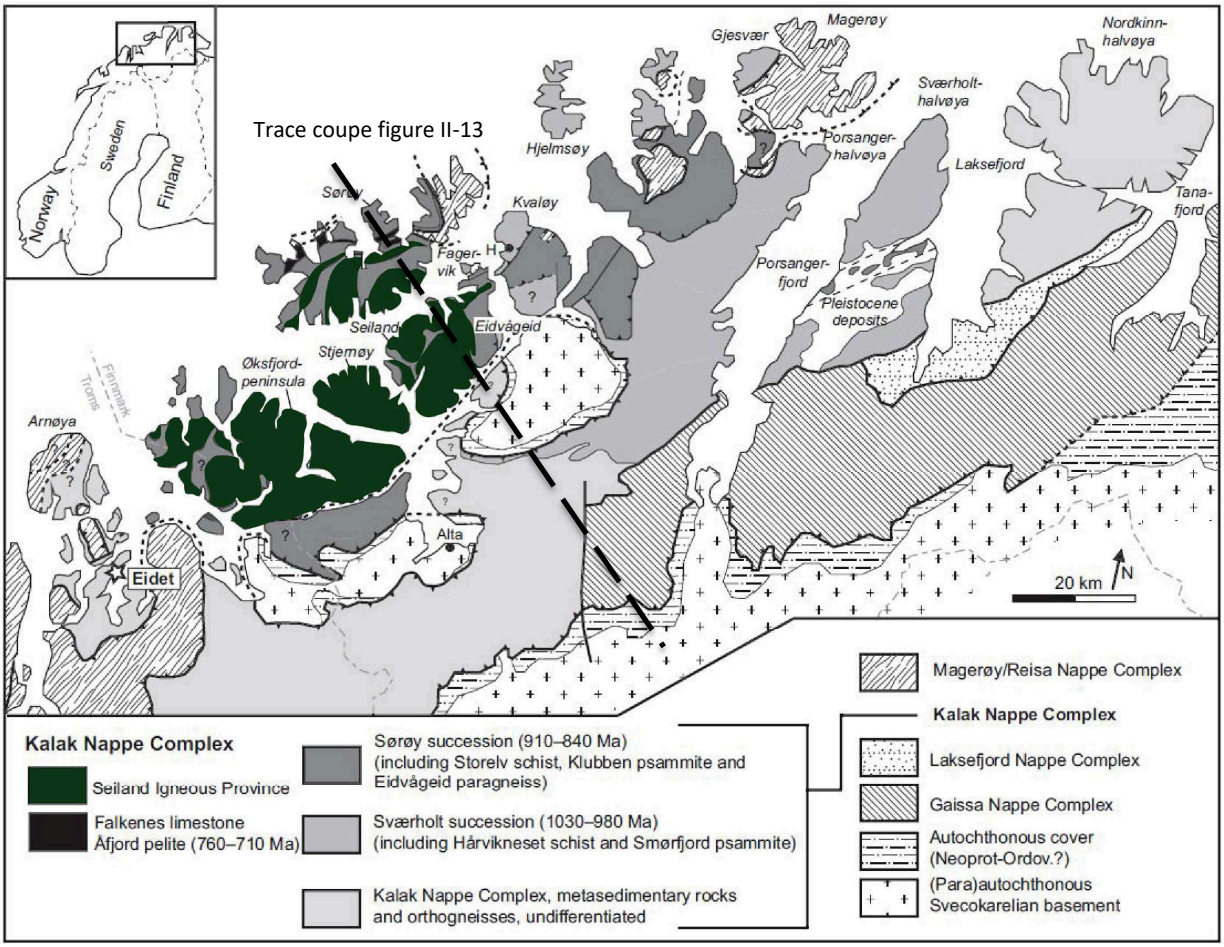


Figure II-14 : Carte géologique du Finnmark. Le complexe de nappes de Kalak est détaillé. (Gasser et al., 2015)

En plus de la SIP le KNC comprend, localement, quelques plutons granitiques et dykes mafiques généralement métamorphisés et déformés. Plusieurs de ces plutons ont été datés et donnent des âges de mise en place de 980-970 Ma, 840-820 Ma et 709 Ma (Daly et al., 1991 ; Kirkland et al., 2006 ; Corfu et al., 2007). Ces granites sont majoritairement d'origine crustale et résulteraient de plusieurs épisodes successifs de fusion partielle (Corfu et al., 2007).

Des veines granitiques et pegmatitiques tardives (Kirkland et al., 2009 ; Corfu et al., 2011) ont également été observées et datées à 440-420 Ma.

L'origine du KNC avait d'abord été attribuée à l'allochtone moyen et donc à la marge de Baltica (Roberts, 1985). Ce n'est que plus récemment qu'elle a été interprétée comme un complexe de nappes provenant soit de la partie SE de la marge de Laurentia, soit de Siberia ou encore du Péri-Gondwana (Kirkland et al., 2006 ; Corfu et al., 2007). Tous ces domaines ont en commun des terrains semblables à ceux du KNC ainsi que des épisodes magmatiques granitiques contemporains (Corfu et al.,2007). La juxtaposition du KNC avec Baltica aurait eu lieu lors de l'orogenèse Scandienne (Corfu et al., 2007).

Par ailleurs, la juxtaposition des nappes qui composent le KNC est une histoire complexe sur laquelle de nombreux auteurs se sont penchés (e.g Daly et al., 1991 ; Kirkland et al., 2006) et qui ne sera pas abordée dans cette thèse.

3. Histoire et description du cortège magmatique (*figure II-15*)

a. Chronologie magmatique

Les roches magmatiques les plus vieilles de la SIP, situées à Breivikbotn, sont **alcalines et carbonatitiques** [(1)]. Elles se sont mise en place essentiellement il y 580 Ma et jusqu'à 560 Ma (Roberts et al., 2010). Les **gabbros**[(2)] se mettent en place à la suite, sur une fenêtre de temps très étroite, de 570 à 560 Ma (Roberts et al., 2006). Ils donnent tous les mêmes âges qu'ils soient déformés ou non (Roberts et al., 2006). Cette mise en place est suivie de près par celle des **roches ultramafiques**[(3)]. Elles n'ont pas été datées de manière absolue mais la fusion partielle, l'assimilation importantes et les contacts diffus avec les gabbros qu'elles intrudent montrent que ces derniers étaient proches de leur solidus quand les roches ultramafiques se sont mises en place (e.g Yeo, 1984 ; Griffin et al., 2013 ; Grant et al., 2016). Des **dykes de picrite-ankaramite et de lamprophyre**[(4)] (pas de datation absolue) recoupent les complexes ultramafiques et sont donc postérieurs, ils sont eux-mêmes recoupés par des pegmatites

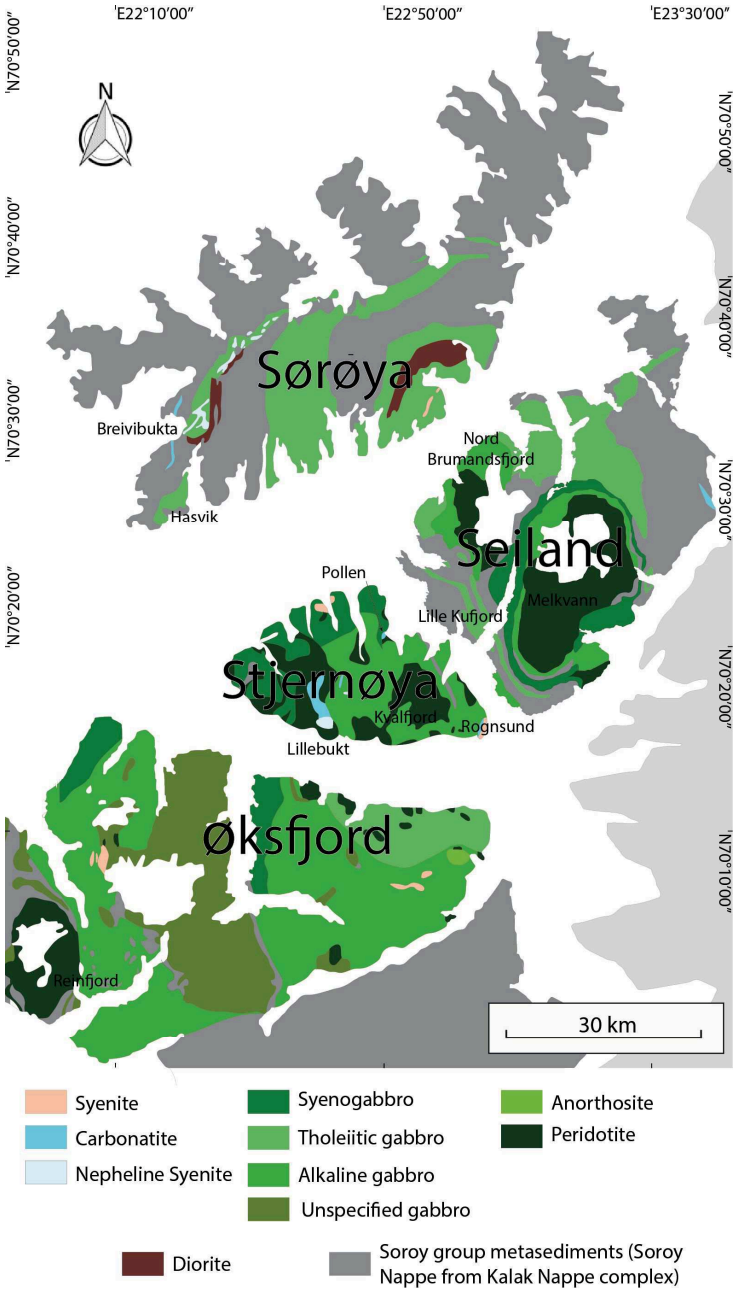


Figure II-15 : Carte géologique de la SIP. Modifié d'après Roberts et al., 2006.

syénitiques et néphéliniques (e.g Larsen et al., 2018). Ces dernières sont les roches les plus jeunes du SIP, elles s'observent sur Seiland et Stjernøya (Pedersen et al., 1989). Ainsi de petits volumes de roches plus alcalines et carbonatitiques se mettraient en place en clôture de cette histoire magmatique. Les données d'âge récoltées ces dernières années ont tendance à montrer que la mise en place de tout ce magmatisme fut rapide, sur une durée restreinte à environ 10 Ma, dont plus de 90% en 4 Ma, à l'Ediacarien (Roberts et al., 2006 ; 2010)

b. Détails des roches

(1)**Les complexes alcalins** (Carbonatites, Syénites, Néphélines), qui débutent et terminent le cortège magmatique, ne représentent que 2 à 5% du volume magmatique de la SIP (Larsen et al., 2018). Ils s'observent sous la forme de larges complexes (plutons + filons) à l'W de Sørøya (Breivibukta) et au S (Lillebukta) et NW (Pollen Carbonatite) de Stjernøya et de filons pegmatitiques sur Seiland (*figure II-16c*) et à l'E de Stjernøya. Les filons, ainsi que l'un des plutons (Lillebukta), sont les roches magmatiques les plus jeunes de la SIP, ils sont datés respectivement à 531 et 523 Ma (Pedersen et al., 1989). Les complexes de Sørøya sont les plus vieux, datés à 579-570 Ma (Roberts et al., 2010).

Les complexes les plus anciens (Breivibukta) sont formés, par ordre de mise en place, de gabbros à néphéline, syénites néphéliniques et silico-carbonatites. Le complexe de Lillebukta est quant à lui formé d'une suite de syénite néphélinique, syénite et roches alcalino-pyroxénitiques puis de carbonatites et celui de Pollen de syénites, gabbros et carbonatites extrêmement déformés.
Les roches alcalines sont composées d'augite aegerine – amphibole hastingsitique – feldspath alcalin ± grenat – apatite – monazite – zircon et les carbonatites, de calcite – biotite – apatite (e.g Roberts et al., 2010).

(2)**Les gabbros** représentent 85% du volume de la SIP (Larsen et al., 2018). Robins et Gardner (1975) en distinguent 3 types selon leur minéralogie : les gabbros tholéiitiques(i), les gabbros alcalins(ii) et les syénogabbros(iii).

Tous les gabbros contiennent de manière assez fréquente des septas d'encaissant métasédimentaire déformés et parfois migmatisés (Robins et Gardner, 1975). Ces septas font de quelques cm à plusieurs dizaines de m et sont généralement abondamment présents en bordures des gabbros mais aussi plus profondément dans les corps magmatiques. Ce sont généralement des grès pélitiques, arkosiques ou quartziques appartenant à la formation de Klubben. Ils sont formés d'un assemblage minéralogique typique de quartz – feldspath potassique – plagioclase – grenat – biotite – sillimanite (Robins et Gardner, 1975). Ces enclaves sont à l'origine d'une contamination variable des gabbros. L'intrusion des gabbros a également causé un métamorphisme de contact étendu sur parfois plusieurs kilomètres dans l'encaissant métasédimentaire, provoquant une augmentation de la température d'un faciès amphibolite à un facies granulite.

(i)Les gabbros tholéiitiques, dont les exemples les plus significatifs sont ceux d'Hasvik (Sørøya) et de Lille Kufjord (Seiland), montrent une séquence de cristallisation typique. Ils sont représentés par des gabbronorites, gabbronorites à olivine et gabbros à olivine (plagioclase – pyroxène – olivine). L'ensemble est souvent lité et se retrouve essentiellement sous forme de cumulats stratifiés ou d'unités macrorythmiques.

(ii)Les gabbros alcalins représentent l'autre extrême. L'intrusion alcaline la plus étudiée est celle de Rognsund (Stjernøya et Seiland ; *figure II-16b* ; Robins, 1982). Ils se caractérisent par l'absence d'orthopyroxène (en cumulat) et de néphéline normative ce qui suggère que leur magma parent était un basalte alcalin à olivine (Robins et Gardner, 1975). Ils forment généralement des séries litées.

(iii)Les syénogabbros représentent un mélange entre les gabbros tholéiitiques et alcalins (Larsen et al., 2018). Leur partie inférieure est essentiellement formée d'une séquence de cristallisation tholéiitique classique (réactions olivine-orthopyroxène et présence de 2 pyroxènes) alors que leur partie supérieure est plus évoluée et formée de cumulats de feldspath alcalin – plagioclase albitique – ferro-pyroxène (Robins et Gardner, 1975). Sur l'île de Seiland ils forment de larges corps jusqu'à 2 km d'épaisseur qui affleurent sous forme d'anneaux de plus de 20 km de diamètre.

Les teneurs en forsterite des olivines, les concentrations en Cr et Ni ainsi que les Mg# des gabbros suggèrent que les magmas mantelliques ont dû subir une importante cristallisation fractionnée avant leur mise en place dans la croûte. Le degré de contamination crustale des roches est variable, leur signature isotopique allant de valeurs typiques de manteau appauvri à celles de roches hautement contaminées (Tegner et al., 1999). A contrario les spectres de Terres Rares sur roche totale sont homogènes et montrent une signature typique des OIB (Ocean Island Basalts ; Roberts et al., 2010). Larsen et al. (2018) proposent, pour réconcilier les données, que les éléments traces illustrent le caractère premier des magmas (pétrogenèse), qui est mantellique, alors que les isotopes sont plus sensibles à la contamination crustale et montrent donc les différents degrés de contamination.

(3)**Les roches ultramafiques** s'organisent en 4 complexes : Melkvann et Nord Brumandsfjord (Seiland, *figure II-16d*), Kvalfjord (Stjernøya), Reinfjord (Øksfjord).

Des zones marginales sont observées entre les gabbros intrudés et les roches ultramafiques intrusives (e.g Sturt et al., 1980 ; Griffin et al., 2013). Ces zones larges (jusqu'à 300m) contiennent des roches hybrides issues de la contamination des magmas ultramafiques par des magmas issus de la fusion partielle des gabbros encaissants. Celles-ci sont, de l'encaissant vers le complexe ultramafique : des leucogabbros à olivine, des gabbros à olivine, des melagabbros à olivine et des clinopyroxénites à olivine (Yeo, 1984 ; Svensen, 1990). Des complexes de dykes ultramafiques recoupent ces zones et leur nombre augmente vers le centre du complexe. Les enclaves de gabbros sont nombreuses dans les complexes ultramafiques et leur absorption est variable, les moins affectées conservant leur litage initial. La présence de ces enclaves indique clairement que ces complexes se sont mis en place sous forme magmatique.

Les cœurs des complexes sont formés de volumes variables et successifs de clinopyroxénite à olivine, wehrlite, lherzolite, lherzolite à feldspath et dunite. Cette séquence inverse de cristallisation fractionnée peut s'expliquer par une mise en place répétitive de magma et de dissolutions : la chambre magmatique était formée initialement de magma dominé par le clinopyroxene et les roches intermédiaires et dunites se sont formées au fur et mesure par dissolution des clinopyroxènes et agrégation d'olivine en cumulats (Grant et al., 2016).

De plus la variation de composition du magma, de mafique à ultramafique peut s'expliquer par un flux important et continu de magma dans un encaissant gabbroïque qui permet de maintenir sa température (contrairement à une intrusion dans des métasédiments qui, entre autre, contaminerait le magma ; Grant et al., 2016).

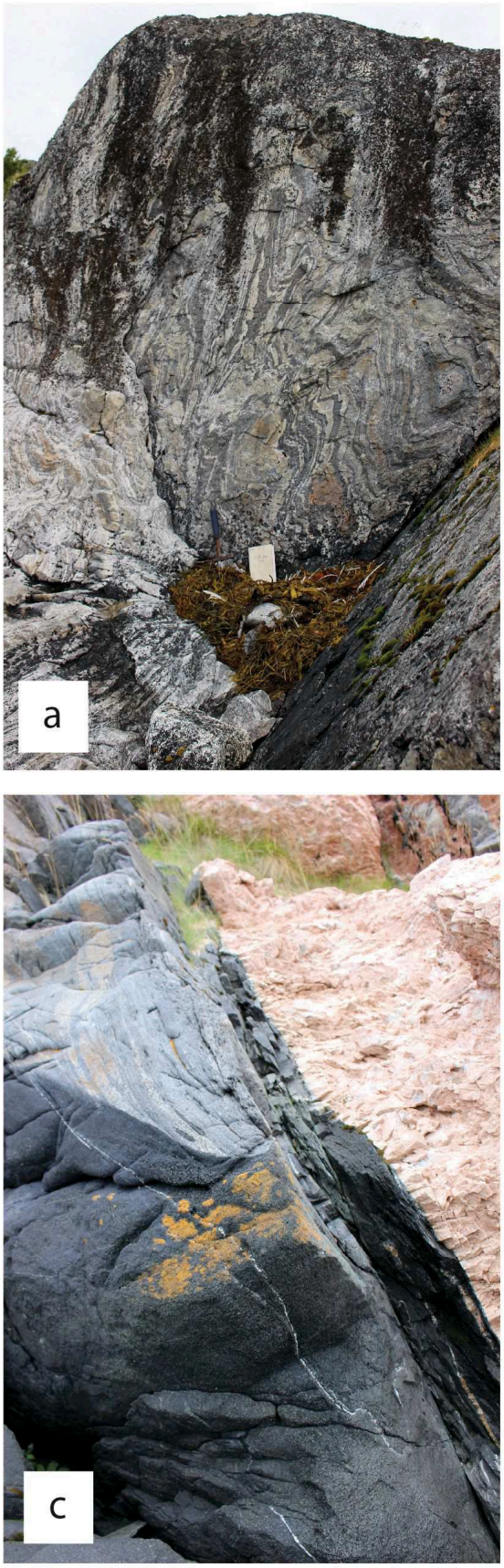


Figure II-16 : (a) Métasédiments migmatitiques de la succession de Sørøy. (b) Gabbro lité. (c) Filon pegmatitique de syénite intrudant un gabbro lité et recoupant un dyke mafique. (d) Peridotite du complexe de Melkvann intrudé par un dyke de ultramafique. Les photos ont été prises sur Seiland.

(4)**Les dykes de picrite-ankaramite et de lamprophyre** s'observent principalement sur Seiland, Stjernøya et Øksfjord. Dans les complexes ultramafiques ils occupent 40 à 50% du volume avec des épaisseurs allant de quelques cm à quelques dizaines de cm (*figure II-16d* ; Reginiussen et al., 1995). Ils recoupent la majorité des roches mafiques et ultramafiques. Ils sont par contre eux-mêmes recoupés par les pegmatites syénitiques (*figure II-16c*) c'est pourquoi leur âge inférieur limite est 523 Ma (Robins et Takla, 1979 ; Leaver et al., 1989). Les dykes montrent des contacts variables avec leur encaissant, certains montrent des contacts francs, indiquant que les roches avaient eu le temps de refroidir de manière significative avant leur mise en place, d'autres ont des contacts diffus avec des grains moyens à grossiers vers leurs épontes indiquant un encaissant encore chaud et pas complètement consolidé.

Les dykes picritiques sont formés de plagioclase – clinopyroxène – amphibole et une partie d'entre eux présente un litage magmatique avec une séquence de cristallisation similaire à celles des roches ultramafiques. Bennett et al. (1986) ont ainsi suggéré que les dykes les plus primitifs et les intrusions ultramafiques étaient cogénétiques. Leur signature chimique est celle de magma plutôt juvénile et certains pourraient même être des magmas primaires issus directement du manteau. Leurs spectres de terres rares sont similaires aux OIB et donc cohérents avec un contexte intra-plaque (Grant et al., 2016). Leur composition en éléments traces est également très similaire à la composition calculée du magma parent des roches ultramafiques de Reinfjord (Grant et al., 2016) ce qui supporte l'hypothèse de Bennett et al. (1986).

Les dykes de lamprophyre ont des compositions chimiques plus évoluées et ont ainsi dû subir un certain degré de cristallisation fractionnée avant leur mise en place. Leur signature suggère également qu'ils pourraient être formés de 40 à 50% de cristallisation de magma identique à celui qui a formé le complexe de Reinfjord (Grant et al., 2016). Ils sont formés d'amphibole – biotite – plagioclase – oxydes Fe-Ti – apatite (Reginiuissen et al., 1995).

c. Géométrie de la SIP

La SIP se caractérise par une anomalie gravimétrique de Bouguer positive, la plus forte du Nord de la Scandinavie (*figure II-17* ; Pastore et al., 2016 ; Larsen et al., 2018). A travers une compilation de données gravimétriques terrestres et marines, Pastore et al. (2016) montrent que l'anomalie la plus importante se situe sous l'île de Sørøya et que 2 autres anomalies positives significatives s'observent sous Seiland et Sterjnøya. Ils interprètent ces anomalies comme provenant de roches mafiques et ultramafiques denses (3100-3300 kg/m^3) intrudées dans un encaissant métasédimentaire moins dense (2700 kg/m^3), et donc comme la continuité des corps intrusifs de la SIP en profondeur. Cela se vérifie sur Seiland et Sterjnøya où ces anomalies peuvent être corrélées à des roches ultramafiques affleurantes. Sur Sørøya par contre, aucunes roches ultramafiques n'affleurent mais un ensemble gabbroïque est par contre observable ce qui pourrait indiquer que l'anomalie gravimétrique est liée à un complexe ultramafique associé, plus en profondeur (Pastore et al., 2016 ; Larsen et al., 2018).

Les racines magmatiques de la SIP atteignent des profondeurs de 9 km sous Sørøya et Seiland. Les anomalies deviennent de plus en plus étroite avec la profondeur et l'ensemble s'organisent selon une structure annulaire d'environ 40 km de diamètre (Pastore et al., 2016). La forme en entonnoir des anomalies suggère des corps cylindriques profonds associés à des intrusions latérales plus superficielles.

L'ensemble de la structure en profondeur représenterait ainsi le système d'alimentation des complexes mafiques et ultramafiques de la SIP.

Pastore et al. (2016) suggèrent également que la profondeur maximale de l'anomalie (9 km) représente l'épaisseur minimale du KNC.

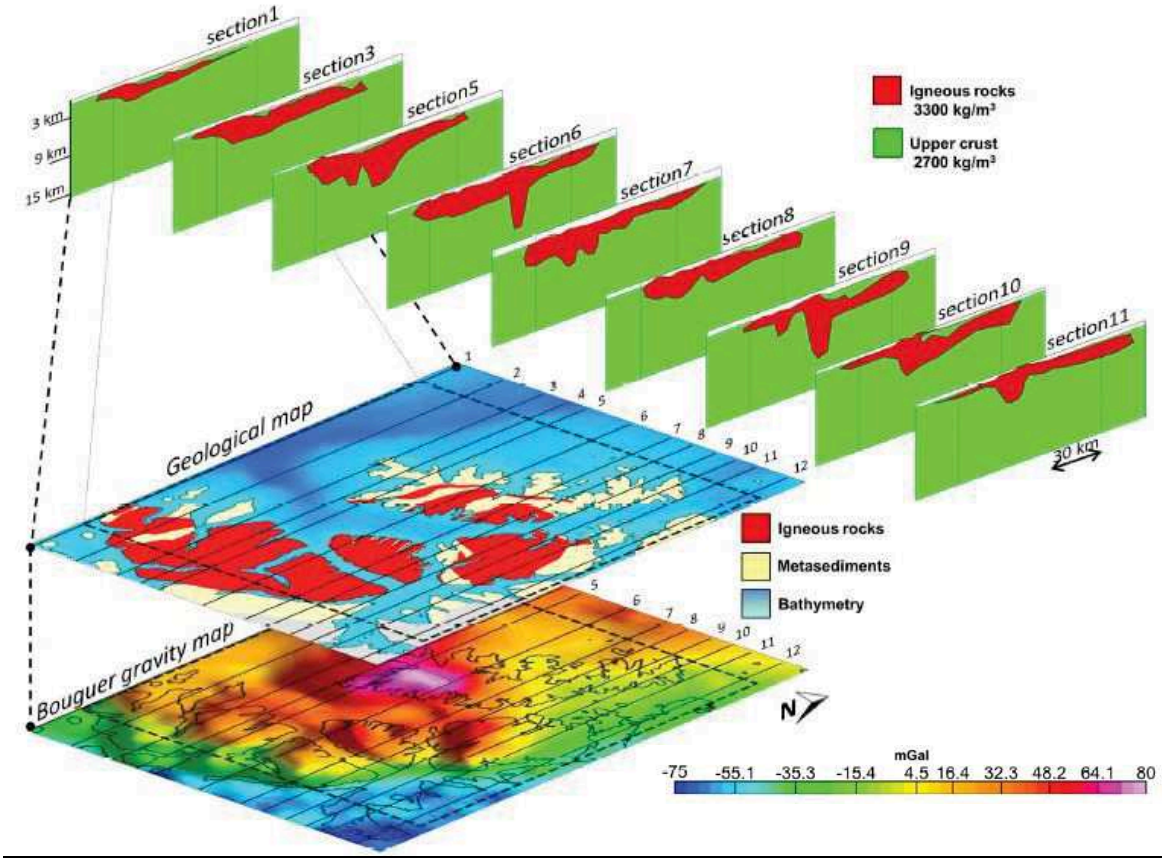


Figure II-17 : Profils de densité de la SIP dérivés d'un modèle 3D de gravité . La localisation de chaque profil est donnée sur la carte géologique et sur la carte d'anomalie de Bouguer (Pastore et al., 2016). La figure montre clairement que la SIP (densité la plus importante « igneous rocks ») semble se prolonger le plus en profondeur sur les sections 5, 6 et 9, c'est-à-dire sous Sørøya et Seiland.

4. Synthèse des relations métamorphisme/déformation

a. Evolution P-T

Les seules données existantes sur les conditions P-T des métasédiments de la SIP donnent, à 702 Ma, 752±22 °C et 8,05±1,75 kbar (Gasser et al., 2015) pour un leucosome dans des roches métasédimentaires qui appartiendraient (incertain) à la succession de Sørøy. Ces données datent le pic de métamorphisme **M1** (facies amphibolite à granulite, *figure II-18*) et la fusion partielle. La relative constance de la composition chimique des monazites associées à ces conditions P-T indique que la croûte est restée à une température élevée (>600 °C) pendant au moins 200 Ma, de 800 à 600 Ma (Gasser et al., 2015).

Plusieurs autres datations à d'autres endroits dans le KNC, donnent des âges sur zircons métamorphiques similaires (709±4 Ma, 710±12 Ma ; Kirkland et al., 2006 ; 2007). Ces âges correspondent également à l'âge d'intrusion de plusieurs plutons granitiques (Corfu et al., 2007 ; Kirkland et al., 2008).

Les gabbros et complexes ultramafiques, quand ils se mettent en place il y a ~550 Ma (Roberts et al., 2006), induisent un métamorphisme de contact **M2** dans l'encaissant (localisé autour des roches magmatiques) dont les conditions au pic sont 930-960°C et 5,55-7 kbar (Evevold et al., 1994). S'ensuit un rééquilibrage, et donc un refroidissement, jusqu'aux conditions d'un facies granulitique de plus bas grade (700-750°C ; 5-7 kbar) (Evevold et al., 1994 ;Menegon et al., 2011).

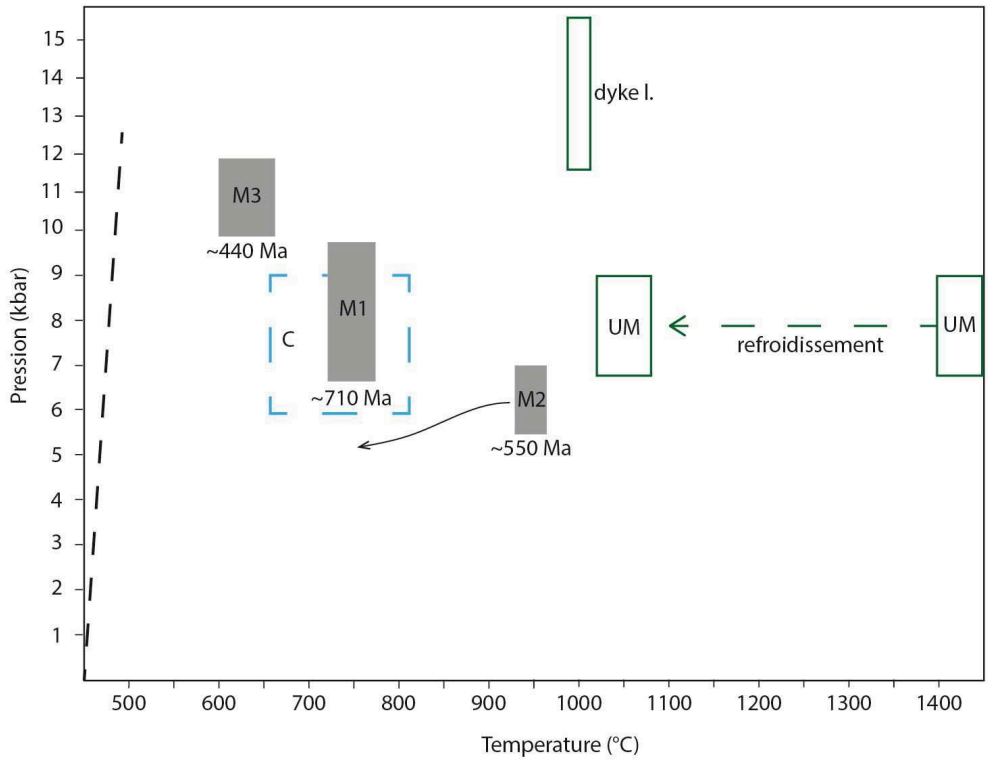


Figure II-18: Diagramme P-T des roches qui composent la SIP. En gris les conditions de métamorphisme des métasédiments de la succesion de Sørøy. En vert (UM) les conditions de mise en place et de refroidissement des roches ultramafiques et (dyke l.) les conditions de mise en place des dykes lamprophyriques tardifs. En noir hachuré, le conditions P-T des shear-zones qui recoupent ces dykes. En bleu tireté, condition de mise en place des carbonatites. Les tailles des boîtes représentent les gammes d'erreur. (D'après Larsen et al., 2018). La ligne en pointillé donne le gradient P-T d'une croûte continental équilibrée en supposant un gradient conductif normal.

Les conditions de cristallisation et de refroidissement des magmas ont été estimées grâce à un thermobaromètre de 2 pyroxènes (Griffin et al., 2013 ; Grant et al., 2016). Les températures de cristallisation sont de <800°C pour les carbonatites, et de 1450°C, jusqu'à parfois 1700°C pour les magmas mafiques à ultramafiques (Bennett et al., 1986 ; Griffin et al., 2013). La pression d'équilibration des magmas pendant leur refroidissement est donnée par les conditions de refroidissements des 2 pyroxènes : 7,9±1,1 kbar pour 1050±35 °C (Grant et al., 2016 ; Larsen et al., 2018).

Des analyses récentes réalisées sur les dykes lamprophyriques qui recoupent les complexes ultramafiques ont donné des températures de cristallisation de l'ordre de 1000°C et des pressions, plus importantes que le reste de la SIP, de 11,6 – 15,46 kbar (Larsen et al., 2018). Ces dykes sont par ailleurs recoupés par de très fines zones de cisaillement extensives qui donnent des températures légèrement plus basses (900°C-1000°C ; Larsen et al., 2018) aux mêmes pressions.

Cette pression élevée associée à la fin de mise en place de la SIP pourrait être liée au soulèvement ou au chevauchement Calédonien (Elvevold et al., 1994 ; Gasser et al., 2015). Elle pourrait également être associée à la mise en place de volumes importants de magma basaltique dans la croûte supérieure au-dessus de la SIP (Larsen et al., 2018) comme c'est le cas par exemple pour l'intrusion de Skaergaard dans l'est du Groenland qui est recouverte de 6-7 km d'épaisseur de coulée basaltique et qui a enregistré un pic de pression similaire (Larsen et Tegner, 2006).

Un dernier pic de métamorphisme **M3** est enregistré dans le KNC dans 2 localisations (Øksfjord et plus à l'est à Eidet) ; il indique des conditions P-t de 600-660°C et 10-12 kbar et pourrait correspondre au chevauchement Calédonien (Evevold et al., 1994 ; Gasser et al., 2015). Par ailleurs des analyses U-Pb réalisées sur rutile et titanite donnent des âges de refroidissement de 440-420 Ma qui correspondraient au trajet retrograde du pic de métamorphisme Calédonien (Gasser et al., 2015).

b. Déformation de l'encaissant

L'évolution de la déformation du KNC est mal connue et débattue (e.g Gayer et al., 1987 ; Corfu et al., 2014). Les observations réalisées sur les différentes îles dans la succession de Sørøy ne sont pas toujours cohérentes entre elles et l'influence de l'intrusion de la SIP parait être relativement locale.

A partir des différentes études existantes (e.g Gayer et al., 1987 ; Daly et al., 1991 ; Kirkland et al., 2006 ; Menegon et al., 20011 ; Gasser et al., 2015), une histoire de la déformation possible de la succession de Sørøy en 4 phases peut être proposée dans laquelle il existe cependant des hiatus importants :

- Elle aurait été déformée une première fois (**D0**) entre 910 et 820 Ma par l'orogenèse de Porsanger (Daly et al., 1991 ; Kirkland et al., 2006) juste après sa mise en place. Cette déformation n'est pas clairement exprimée. Elle n'est observable que très localement car effacée par les déformations postérieures. Elle serait cependant associée à une fusion partielle importante comme l'atteste la mise en place de granites au même âge (Daly et al., 1991 ; Kirkland et al., 2006).

- Elle aurait ensuite été affectée par l'évènement Snøfjord **D1** (Kirkland et al., 2006). Cet événement est marqué par le développement d'une foliation pénétrative **S1** marquée par la biotite et de nombreux leucosomes migmatitiques. Cet événement correspond également à

la mise en place du pic de métamorphisme M1 et de la fusion partielle enregistré il y a 710 Ma (Gasser et al., 2015). De grands plis iscolinaux couchés parallèles à la foliation à axes NNE-SSW seraient également associés à cette période (Kirkland et al., 2006).

- La mise en place de la SIP en **D2** (synchrone de M2) il y a 560 Ma aurait été accompagnée par le développement, dans les métasédiments et dykes anciens, de fusion partielle localisée et d'une foliation gneissique à mylonitique subverticale **S2** (>60°) à pendage vers l'WSW et d'une linéation à plongement fort à moyen vers le NW. Pendant le refroidissement depuis M2, l'ensemble aurait été affecté de manière continue par un cisaillement, dont la cinématique est top-vers-le-NW, marqué par des porphyroclastes et des bandes de cisaillement C' (Menegon et al., 2011).

- L'orogenèse Scandienne **D3** (synchrone de M3), qui marque le chevauchement calédonien du KNC sur Baltica, aurait été associée à des plis déversés à vergence E et une linéation E-W à ESE-WNW. L'ensemble est cohérent avec un chevauchement vers l'ESE (Sturt et al., 1980 ; Gayer et al., 1987 ; Kirkland et al., 2006). Une foliation métamorphique S3 subhorizontale associée se serait développée très localement (e.g à l'W d'øksfjord ; Gasser et al., 2015).

c. Déformation des roches magmatiques

Comme le souligne Larsen et al. (2018) les relations entre la déformation de l'encaissant et les gabbros sont contestées et relativement peu documentées.

3 points semblent cependant aujourd'hui être relativement acceptés :

- La majorité des roches magmatiques semble avoir échappée à la surimpression des déformations et du métamorphisme Calédonien (Menegon et al., 2011). Seules quelques intrusions auraient été déformées de manière variable pendant le chevauchement du KNC sur Baltica (eg Hasvik Layered Intrusion ; Roberts et al., 2006 ; Larsen et al., 2018).

- Les dykes mafiques les plus précoces sont clairement affectés par D2 et sont donc contemporains ou antérieurs, ils montrent une foliation plastique pénétrative, jusqu'à mylonitique, subverticale à pendage vers l'WSW et une linéation vers le NW, parallèle à leur encaissant métasédimentaire (Degli Alessandrini et al., 2017).

- La majorité des gabbros seraient par contre syn-D2 car leur litage magmatique et leur foliation plastique sont parallèles entre eux et parallèles à la foliation de l'encaissant (Elvevold et al., 1994). Leur layering magmatique est marqué par une alternance de niveaux feldspathiques et de niveaux mafiques (Elvevold et al., 1994).

CHAPITRE III : DEFORMATION DUCTILE – HISTOIRE DES CROUTES PROFONDES

Sommaire

I- La déformation ductile de la Zone d'Ivrée 95

1. Déformation finie 96
   a. Pétrologie 96
   b. Fabrique plano-linéaire 99
2. Carbonifère supérieur : Déformation homogène distribuée D1 104
3. Déformation hétérogène D2 107
   a. Domaine profond 108
   b. Croûte moyenne ductile 114
4. Les marbres de la Zone d'Ivrée 127
   a. Origine des marbres : magmatique ou sédimentaire ? 127
   b. Déformation des marbres 130

II- La déformation ductile de Seiland 142

1. Déformation finie 142
   a. Pétro-fabrique 142
   b. Fabrique déterminée sur le terrain 144
2. Déformation syn-foliation : D1 148
3. Déformation contemporaine de la SIP : D2 148
4. Déformation tardi-SIP : D3 153

Liste des figures

Figure 1 : (a) Carte géologique de la Zone d'Ivrée et la Zone de Strona-Ceneri, compilée et modifiée d'après Quick et al., 2003 et Rutter et al., 2007. (b) Localisation de la Zone d'Ivrée dans les Alpes, d'après Petri et al., 2017. 95
Figure 2 : Les Stronalites, roches du faciès granulitique : (a) Photo d'affleurement, la S1 du gneiss est marquée par les leucosomes. Les plis P1 et P2 sont décrits dans les sous-parties suivantes. (b) et (c) Photos de lames minces prises au microscope (b) et à la loupe binoculaire (c). 97
Figure 3 : Les Kinzigites, roches du faciès amphibolitique. (a) Photo d'affleurement dans la partie supérieure des Kinzigites, noter l'abondance des leucosomes. (b) et (c) Photos de lames minces, la foliation est marquée par l'alternance des lits quartzo-feldspathiques et des lits à biotite et sillimanite. 98
Figure 4 : Stéréogrammes des données structurales mesurées sur le terrain. Foliations (à gauche) et linéations minérales (à droite) 99
Figure 5 : cartes des mesures structurales réalisées sur le terrain dans la Zone d'Ivrée et dans la Zone de Strona-Ceneri 100
Figure 6 : Données ASM réalisées sur les métasédiments de la Zone d'Ivrée répartis en 4 groupes (stronalites, kinzigites, marbres et boudins granitiques, ces derniers ne sont pas détaillés ici). 102
Figure 7 : Cartes des données d'ASM mesurées dans les kinzigites, les stronalites et les marbres. 103
Figure 8 : Plis P1 (a) dans les Stronalites et (b) les Kinzigites. Les plis sont marqués par les leucosomes. 105
Figure 9 : (a) Schéma expliquant les plis parfois asymétriques associés à D1 qui ne sont en réalité que des flancs de plis P1 plissés de manière co-génétique. (b) Projection stéréographiques des plans axiaux et des axes de plis P1 mesurés sur le terrain. Noter la dispersion des axes de plis, similaire à celle de la linéation L. (b) Plis P1 dans les Stronalites, les axes des plis semblent parallèles à la linéation minérale de la roche. 106
Figure 10 : Coupe W-E de Rutter et al., (2007) du flanc nord de la Vallée d'Ossola (voir localisation figure 1). 107
Figure 11 : Carte géologique de la Zone d'Ivrée. Le domaine illuminé est celui de la croûte la plus profonde où D2 s'exprime de manière hétérogène et peu pénétrative. 108
Figure 12 : (a) Projection stéréographique des axes de plis P2 et du plan axial et axe du Pli de Massone. (b) Photo de l'apparent antiforme de Massone dans le Val d'Ossola (Rutter et al., 2007). (c) Bloc diagramme 3D de Rutter et al. (2007) montrant la géométrie 3D du pli de Massone. On y voit également les relations aux plis majeurs P1 ainsi qu'aux zones de cisaillement ou de faille. 109
Figure 13 : Plis P2 décrivant un cisaillement senestre dans la position actuelle de la croûte , dans les Kinzigites (a) et dans les Stronalites supérieures(b). 111
Figure 14 : Plis P2 dans les Kinzigites associées au développement d'une schistosité de crénulation S2 parallèle à S1 112
Figure 15 : Plis P2 replissant clairement des plis P1 marqués par les leucosomes, dans les Kinzigites . La photo n'est pas orientée car l'observation a été effectuée sur un bloc non en place. 113
Figure 16 : Localisation des zones de cisaillement affectant le domaine profond. Description dans le texte. 114
Figure 17 : (a) Localisation et étendue probable de la zone de cisaillement majeure impliquant la croûte moyenne pendant D2.(b) Projection stéréographique des données structurales (S1 et L) de terrain et magnétiques dans le domaine profond et la croûte moyenne 115
Figure 18 : (a) Photo satellite de la partie supérieure des Kinzigites dans le nord du Val d'Ossola, elle illustre l'abondance des boudins granitiques affectant cette zone. (b) et (c) Photo et schéma d'un boudin granitique reprenant des enclaves pré-structurés de Kinzigites. (d) Photo d'un boudin granitique clairement pris dans la foliation S1-2 des Kinzigites. (d) Projection en stéréogramme des axes de fabrique magnétique des boudins. 116
Figure 19 : Leucosomes cisaillés dans la croûte moyenn, les plis P1 sont complétement effacés par le cisaillement simple. 117
Figure 20 : (a) et (b) Leucosomes cisaillés vers le NE. (c) et (d) Lames minces orientées montrant un cisaillement simple associé au développement de bandes S-C. 118
Figure 21 : (a) Filon granitique légèrement boudiné dans la S1-2 (b) Filon complètement sécant à la S1-2. 119
Figure 22 : Carte de localisation des 3 boudins analysés. Les 2 granites les plus proches (Baveno et Mt Orfano) ont également été analysés. 120
Figure 23 : Tableau décrivant les caractéristiques des 3 boudins étudiés. 120
Figure 24 : Composition en éléments majeurs et traces sur roche totale de 3 boudins granitiques (CAN-E ; CAN-O ; LEI) ainsi que des deux granites les plus proches (BA-464 ; MO-366). Les analyses ont été doublées (CAN-O) ou triplées (CAN-E ; LEI). <L.D. indique des concentrations inférieures aux limites de détection des instruments. 121
Figure 25 : Diagrammes présentant les concentrations des Terres Rares normalisées aux valeurs de la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989). 123
Figure 26 : Tableau des résultats des analyses isotopiques en Sr-Nd réalisées sur les 3 boudins. 124
Figure 27 : Diagrammes présentant les résultats des analyses isotopiques Sr-Nd réalisées sur les 3 boudins granitiques. 125
Figure 28 : Localisation des 4 sites d'étude des marbres dans le Val Strona 127
Figure 29 : Composition en éléments traces sur roche totale des 4 échantillons de marbres récoltés sur 3 des 4 sites d'étude 128

Figure 30 : Spectres de Terres Rares des 4 échantillons de marbres analysés. Le calcaire moyen (Limestone ; Sen et Mishra, 2015) et la carbonatite de Miaoya (Xu et al., 2010) sont donnés pour comparaison. 129
Figure 31 : Projection en stéréogramme des axes de fabrique magnétique des marbres de la Zone d'Ivrée. 130
Figure 32 : Photo d'enclave métrique de Stronalites pris dans la foliation Sm des marbres du site 1. 131
Figure 33 : Marbres du site 1 : (a) Photo d'enclave stronalitique décimétrique anguleuse prise dans la Sm. (b)Photo de lame mince non orientée, noter les macles polysynthétiques très développées dans la calcite. (c) Photo de lame mine non orientée, noter l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine. 132
Figure 34 (page suivante): Planche de photos des marbres du Site 2, localisé dans les Stronalites. (a) Photo générale de l'affleurement, on y distingue clairement le boudin de pegmatite pris dans la foliation, et les diverses enclaves de Stronalites. La figure b y est localisée. (b) Photo et schéma montrant la quantité d'agrégats silicatés stronalitiques dans le marbre et l'apparence très « fluidale » de la déformation avec les plans axiaux des plis orientés dans toutes les directions. 133
Figure 35 : (a) et (b) Ecoulement fluide des marbres du site 2 exprimé par l'hétérogénéité des structures et notamment le déréglement des plans axiaux des plis. 135
Figure 36 : Photos de lames minces orientées des marbres du site 2. (a) Agrégat de silicates dans une matrice calcitique fine. (b) Développement d'une bande mylonitique dans la matrice calcitique. 136
Figure 37 : Photo et schéma des marbres du site 3 localisé dans les Kinzigites. Ces marbres sont affectés par un plis plurimétrique P_2 qui reprend des plis P_1 marqués par les lits silicatés. 137
Figure 38 : Carte de Rutter et al. (2007). Détails des plis P1 et P2 qui affectent les marbres de Strona. Les plis de Massone (F2, P2) montrent des axes à plongement vers le NE, ils reprennent une foliation précoce Sm/S1 plan axial de plis P1. 138
Figure 39 : Marbres du site 4 . (a) Litage compositionnel remarquable. (b) Photo et schéma d'un cisaillement dextre apparent scellé. Les niveaux d'apparence boudinée sont les lits silicatés. 139
Figure 40 : Marbres de Strona, site 4. (a) Cisaillements dextres apparents, scellés par des niveaux carbonatés. (b) Photo de lame mince non orientée montrant l'alternance des lits silicatés et des lits carbonatés, les macles polysynthétiques sont très exprimées dans la calcite. (c) Photo de la mince non orientée d'une zone mylonitique locale. 140
Figure 41 : Carte géologique de la Province Magmatique de Seiland, d'après Roberts et al., 2006 ; 2010. 143
Figure 42 : Les paragneiss de la séquence d'Eidvågeid (a) Paragneiss migmatitique, les grenats montrent des couronnes réactionnelles de plagioclase. (b) Lit quartzo-feldspathique boudiné à grenats (c) Grenat recristallisé (?). 145
Figure 43 : Cartes et stéréogrammes des foliations mesurées dans la série métasédimentaires de Seiland. La majorité des mesures ont été réalisées au sud de l'île (Zones 1, 2, 3 et 4) et 3 mesures isolées ont été effectuées dans l'est (Zone 5). 146
Figure 44 : Boudinage symétrique dans 2 plans d'observations perpendiculaires dans les paragneiss. 147
Figure 45 : (a) Plis isoclinaux P_1 syn-foliation dans les métasédiments du Soroy group au NE d'Hakkstabben. (b) Plis P_1 dans les métasédiments au NE d'Hakkstabben. 149
Figure 46 : Sill précoce plissé en P1 et boudiné (probablement en D2 voir la figure 49) . 150
Figure 47 : (a) et (b) Photo et schéma de plis migmatitiques au sud d'Altneset à proximité du gabbro alcalin. Malgré l'hétérogénéité et la dysharmonie des plis les plans axiaux sont parallèles à la foliation de l'encaissant. 151
Figure 48 : Bandes de cisaillement ductile dans les métasédiments au sud d'Altneset à proximité du gabbro alcalin. 152
Figure 49 : Intrusion mafique précoce plissé en P1 et probablement plissé et boudiné par un pli décimétrique P2. 153
Figure 50 : Carte et projections stéréograhiques des pegmatites alcalines tardives cisaillées ou non. 154
Figure 51 : Relations de recoupement des pegmatites et des zones de cisaillement dans le gabbro (a) et de 2 pegmatites cisaillées entre elles (b) 155
Figure 52 : (a) et (b) Zones de cisaillement senestres dans le gabbro alcalin . (c) Projection stéréographique des 4 zones de cisaillement observées dans le gabbro 156
Figure 53 : Zone de cisaillement affectant le gabbro et une pegmatite plurimétrique (a) pendant son intrusion, des éléments de la pegmatite s'observent dans la matrice mylonitique gabbroïque (b). 157
Figure 54 : Zoom sur la zone mylonitique de la figure 53 158

I- La déformation ductile de la Zone d'Ivrée

La Zone d'Ivrée constitue la partie inférieure d'une croûte continentale apulienne. Elle est formée d'une série métasédimentaire paléozoïque constituée de schistes amphibolitiques, de gneiss granulitiques et localement de marbres et calcsilicates. L'ensemble résulterait d'une histoire essentiellement extensive, depuis le Carbonifère jusqu'au Jurassique, étroitement liée à un épisode de métamorphisme régional et d'anatexie M1 au Carbonifère supérieur et à la mise en place d'un grand système magmatique au Permien (voir Chapitre II – Partie I).

Ce chapitre III traite uniquement de la déformation ductile des roches métasédimentaires et dans le cas de la Zone d'Ivrée il s'intéresse donc aux roches du faciès amphibolitique, les Kinzigites (en jaune pâle sur la *figure III-1*) jusqu'à celle du faciès granulitique, les Stronalites (en orange sur la *figure III-1*). Le gradient P-T de ces roches augmente du SE vers le NW (de ~650°C, ~3,5kbar à ~950°C, ~11kbar) où il est maximal au niveau de la ligne Insubrienne (e.g Zingg, 1980 ; Henk et al., 1997 ; *figure III-1*).

L'histoire tectonique polyphasée complexe de la Zone d'Ivrée a été étudiée par de nombreux auteurs dont Zingg et al. (1991), Handy et al. (1991 ;1999) et Rutter et al. (1993 ; 2007 ; voir Chapitre II).

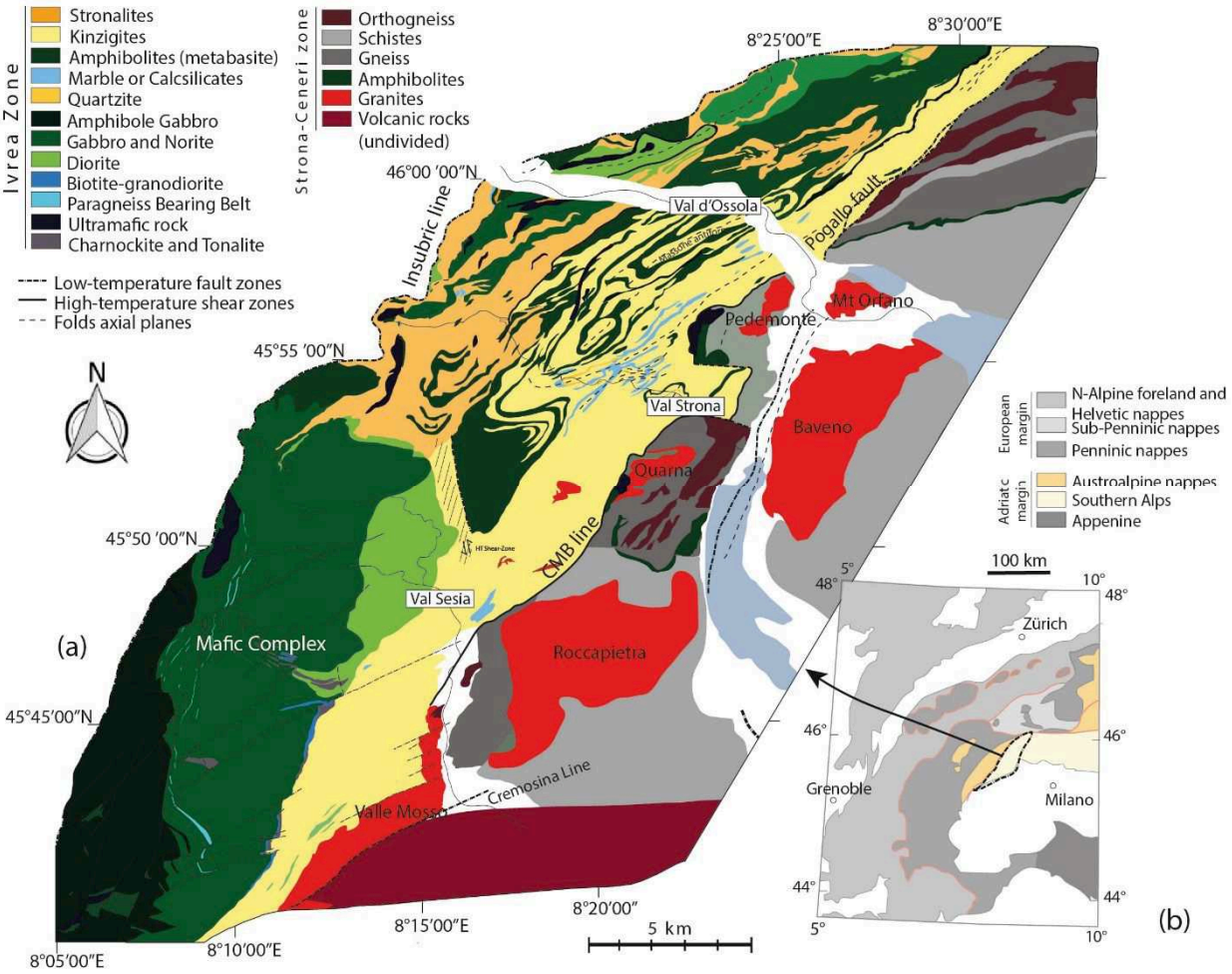


Figure III-1 : (a) Carte géologique de la Zone d'Ivrée et la Zone de Strona-Ceneri, compilée et modifiée d'après Quick et al., 2003 et Rutter et al., 2007. (b) Localisation de la Zone d'Ivrée dans les Alpes, d'après Petri et al., 2017.

Cette thèse vient enrichir les données structurales existantes de nouvelles mesures et propose une réinterpretation de la déformation ductile à l'échelle de la croûte inférieure du Carbonifère au Permien. Elle décrit notamment une zone de cisaillement majeure permienne qui n'avait été que partiellement décrite, interprétée comme une croûte moyenne ductile.
La déformation ductile des niveaux de marbres est traitée dans une sous-partie distincte (sous-partie 4) car l'expression de la déformation y est très différente.

1. Déformation finie

La déformation finie de la Zone d'Ivrée est le résultat d'une histoire essentiellement dominée par des phases de déformation extensive (D_1+D_2) depuis le paléozoïque. Elle se traduit par une fabrique plano-linéaire exprimée par une foliation S_1 (et localement S_{1-2}) très pénétrative et une linéation *L* dispersée.

a. Pétrologie

Le protolithe des roches métamorphiques de la Zone d'Ivrée est probablement une série sédimentaire formée au début du Carbonifère (~355 Ma) constituée d'une alternance de pélites (dominantes), grauwackes, carbonates et calcsilicates. La S_0 est parallèle à S_1 (anisotropie composite S_{0-1}) et indiscernable sur le terrain.

Les roches du faciès granulitique, les Stronalites, sont des gneiss migmatitiques à texture granoblastique (*figure III-2a*). Ils sont formés essentiellement de grenat, sillimanite prismatique, plagioclase, feldspath-K, quartz et de biotite (*figures III-2b et c*). Cette dernière est présente en proportions variables et de manière générale sa concentration décroit (jusqu'à disparition totale) avec l'augmentation du gradient P-T. Le rutile est accessoire et l'orthopyroxène se développe dans les métagrauwackes. Les phases minérales sont allongées dans une direction NE-SW et ne sont associées à aucune asymétrie ou développement de bandes S-C. Sur le terrain se sont les leucosomes qui marquent le mieux la S_1 dans les Stronalites (*figure III-2a*).

Les roches du faciès amphibolitique, les Kinzigites sont des schistes (*figure III-3a*), variablement migmatitisés, composés de biotite, muscovite, sillimanite fibrolitique, grenat, plagioclase et quartz (*figures III-3b et c*). Le feldspath-K apparait au plus haut grade du faciès amphibolitique. En lames minces les minéraux sont allongés dans la direction NE-SW (*figures III-3b et c*) et ils sont localement associés à de l'asymétrie et au développement de bandes S-C (voir sous-partie 3b).
Sur le terrain la foliation est clairement exprimée par l'alternance des lits quartzo-feldspathiques et des lits micacés. Les leucosomes ne sont pas toujours présents et sont cependant abondants dans la partie supérieure des Kinzigites à proximité du CMB et de la faille de Pogallo (*figure III-1, figure III-3a*).

Les phases minérales décrites ci-dessus sont syn-cinématiques et associées à l'épisode de métamorphisme régional et d'anatexie Carbonifère M1 (~315 Ma ; e.g Ewing et al., 2013). Les observations réalisées en lames minces suggèrent par ailleurs qu'il n'existe pas de relique d'un épisode métamorphique antérieur à M1 dans le centre de la zone d'étude (Val Strona et Val d'Ossola), contrairement au sud où des reliques éclogitiques avaient été observées par plusieurs auteurs (voir Chapitre II). Les paragenèses métamorphiques sont cependant localement affectées par : un métamorphisme de contact associé à la mise en place de l'intrusion majeure mafique au Permien, des rétromorphoses liées à des zones de cisaillement probablement permiennes également.

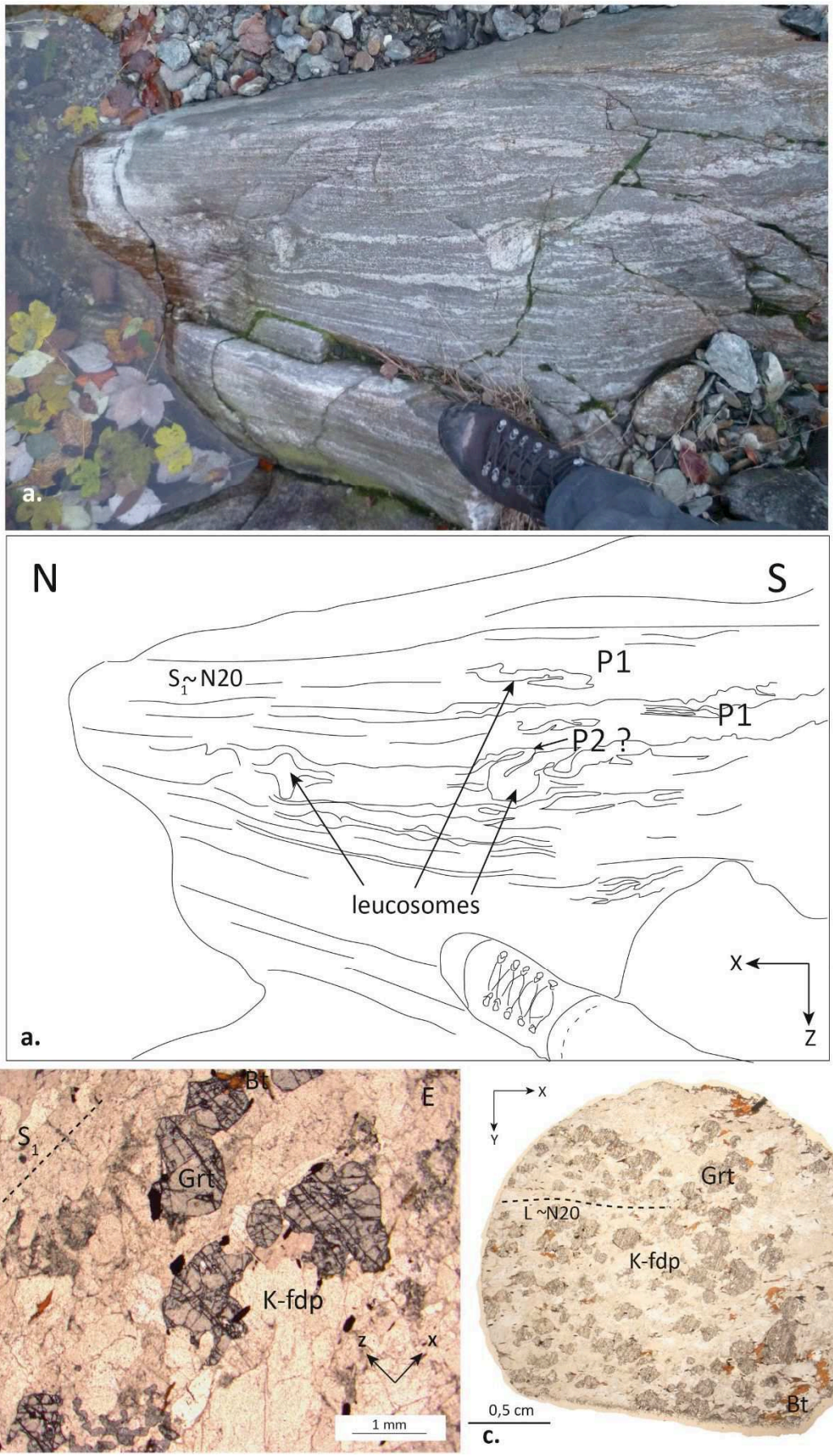


Figure III-2 : Les Stronalites, roches du faciès granulitique : (a) Photo d'affleurement, la S1 du gneiss est marquée par les leucosomes. Les plis P1 et P2 sont décrits dans les sous-parties suivantes. (b) et (c) Photos de lames minces prises au microscope (b) et à la loupe binoculaire (c). Noter l'orientation des minéraux dans la direction NE-SW et l'absence d'asymétrie et de bandes S-C. Les grenats sont également dénués d'ombre de pression. Le Z indique toujours la direction d'augmentation du gradient P-T et donc la direction du Moho.

Figure III- 3 : Les Kinzigites, roches du faciès amphibolitique. (a) Photo d'affleurement dans la partie supérieure des Kinzigites, noter l'abondance des leucosomes. (b) et (c) Photos de lames minces, la foliation est marquée par l'alternance des lits quartzo-feldspathiques et des lits à biotite et sillimanite.

b. Fabrique plano-linéaire

Les mesures structurales de terrain et les analyses d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique complémentaires montrent conjointement que la fabrique est marquée par un k>0 mais aussi <<1 avec une linéation marquée par une dispersion importante.

Fabrique déterminée sur le terrain

La fabrique a été déterminée sur le terrain à partir de 236 mesures de foliation et 65 mesures de linéation, présentées en projection stéréographique, *figure III-4* et en carte, *figure III-5*.

La foliation S_1 mesurée sur le terrain est sub-verticale (~67° en moyenne) de direction moyenne N45 dans sa position actuelle (*figure III-4*). La direction de pendage est variable, vers le SE ou le NW, et hormis quelques exceptions, le pendage est toujours supérieur à 50° (*figure III-4*).

La foliation est mieux réglée dans la partie supérieure des Kinzigites dans le Nord de la Zone d'Ivrée (Val Ossola et Val Strona, *figure III-5*).

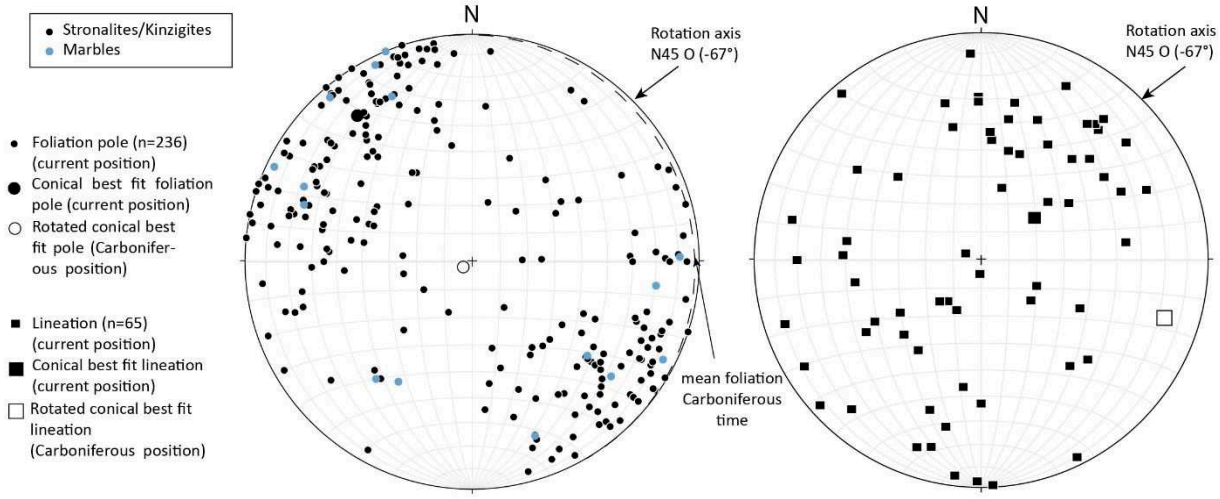


Figure III-4 : Stéréogrammes (Wulff, hémisphère inférieur) des données structurales mesurées sur le terrain. Foliations (à gauche) et linéations minérales (à droite). Les mesures moyennes sont données par les motifs de taille plus importante. Les motifs blancs représentent les mesures moyennes après débasculement de 67° le long d'un axe horizontal de direction N45. Les données en bleu sont les mesures réalisées dans les marbres (aucune linéation n'a pu être mesurée).

La linéation minérale L est relativement peu marquée sur le terrain et également très dispersée. Son azimuth moyen est N50E et son plongement est variable (*figure III-4*). Les mesures réalisées dans la partie supérieure des Kinzigites dans le Nord de la Zone d'Ivrée sont également plus homogènes (*figure III-5*).

Afin de déterminer la direction d'allongement Carbonifère les mesures structurales sont débasculées d'un angle équivalent au pendage moyen de la S_1 (67°) le long d'un axe horizontal parallèle à la direction de la S_1 moyenne (N45) dans un sens anti-horaire. La foliation retrouve ainsi son horizontalité d'origine et la L moyenne débasculée donne une direction d'allongement N109 similaire à celle de Rutter et al. (1993).

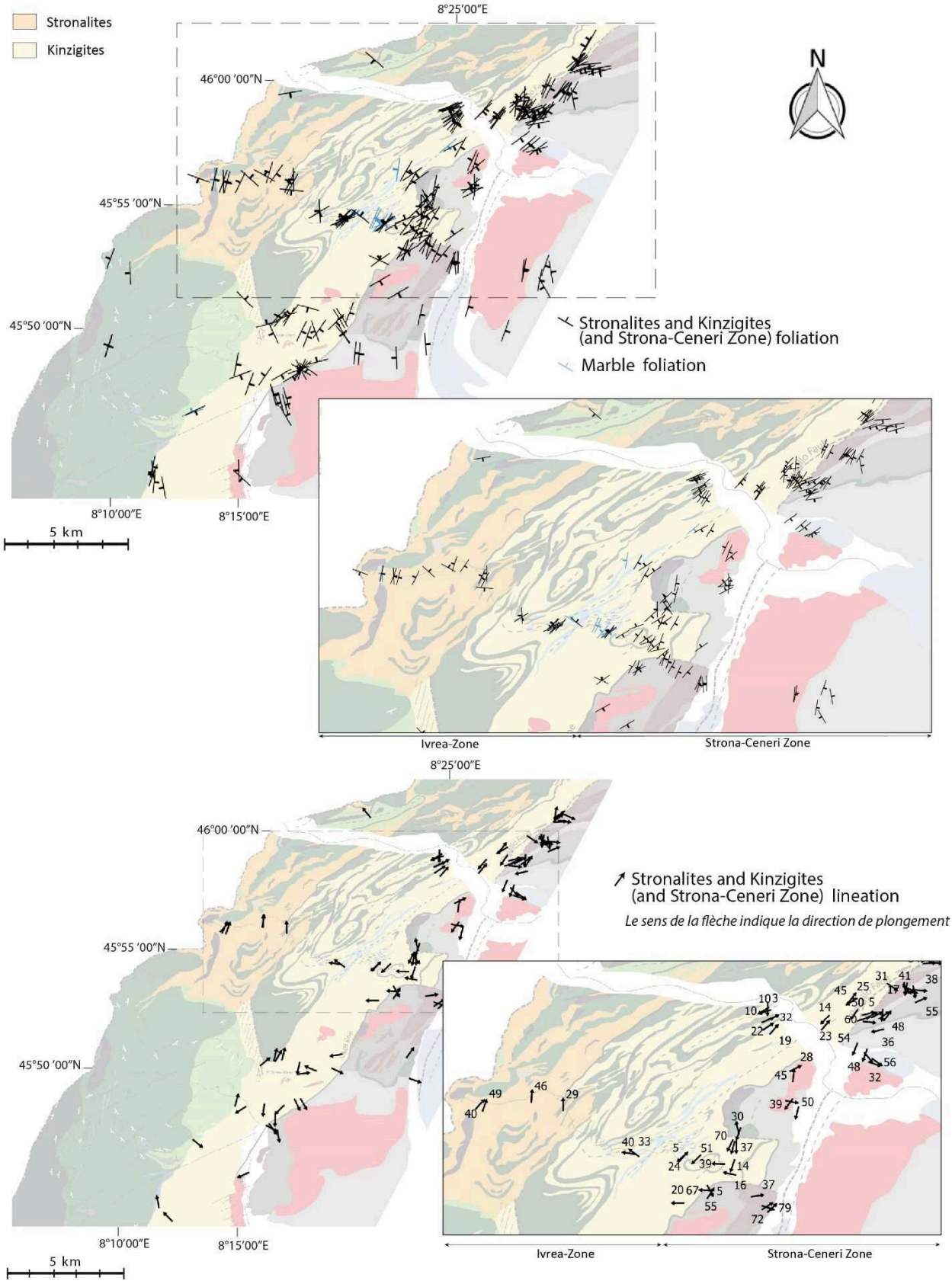


Figure III-5 : Cartes des mesures structurales réalisées sur le terrain dans la Zone d'Ivrée et dans la Zone de Strona-Ceneri. En haut, carte et zoom (du Val Strona et du Val d'Ossola) des foliations mesurées. En bas : carte et zoom (du Val Strona et du Val d'Ossola) des linéations mesurées. Notez l'homogénéité des mesures dans la partie supérieure des Kinzigites au nord de la zone.

Susceptibilité et fabrique magnétique

77 carottes ont été prélevées dans les métasédiments, les marbres et les boudins granitiques (décrit dans la sous-partie 3) afin de réaliser des analyses d'ASM là où la fabrique ne pouvait être mesurée directement (notamment la fabrique linéaire). De 3 à 5 carottes ont été prélevées par site (16 sites).
L'ensemble des résultats obtenus est reporté dans la figure de la page suivante (*figure III-6*) et sur deux cartes (*figure III-7*) et les tableaux de résultats sont donnés en annexes.

Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique *Km* des métasédiments (sans les boudins granitiques) de la Zone d'Ivrée est comprise entre 29 et 3594.10^{-6} SI (*figure III-6b et c*). La majorité des valeurs (67%) se situent cependant entre 250 et 1100.10^{-6} SI. L'importante distribution des valeurs atteste d'une contribution hétérogène de minéraux diamagnétiques et paramagnétiques ce qui est cohérent avec la pétrologie des Stronalites et des Kinzigites qui sont formées essentiellement de tectosilicates, phyllosilicates et inosilicates et plus rarement d'oxydes.
Les Kinzigites et Stronalites montrent des susceptibilités magnétiques moyennes du même ordre de grandeur (475.10^{-6} et 791.10^{-6} SI) tandis que les marbres (150.10^{-6}SI) et les boudins granitiques (35.10^{-6}SI) ont des valeurs de susceptibilité plus faibles attestant de l'abondance des phases diamagnétiques (calcite et/ou quartz et felspath) par rapport aux phases silicatés et phyllosilicatés paramagnétiques.

Paramètres de forme

L'anisotropie magnétique *Pj* ($=K_1/K_3$) est comprise entre 1,002 et 1,934 avec 3 valeurs seulement au-delà de 1,4 et une moyenne de 1,147 (*figure III-6a et b*). Les valeurs les plus fortes sont mesurées dans les Kinzigites (moyenne de 1,241) et dans les boudins granitiques (1,146).
Les Stronalites et les marbres ont des anisotropies magnétiques beaucoup plus faibles (1,054 et 1,060).
Les échantillons analysés montrent des paramètres de formes *T* très variés (*figure III-6b et c*). Les Stronalites, les boudins granitiques et les marbres montrent une distribution importante dans les deux domaines (planaires et linéaires) et donc des moyennes quasi nulles ou légèrement planaire (0,024 ; 0,143 et 0,141) tandis les mesures effectuées dans les Kinzigites sont nettement plus homogènes et clairement planaires (moyenne de 0,570).

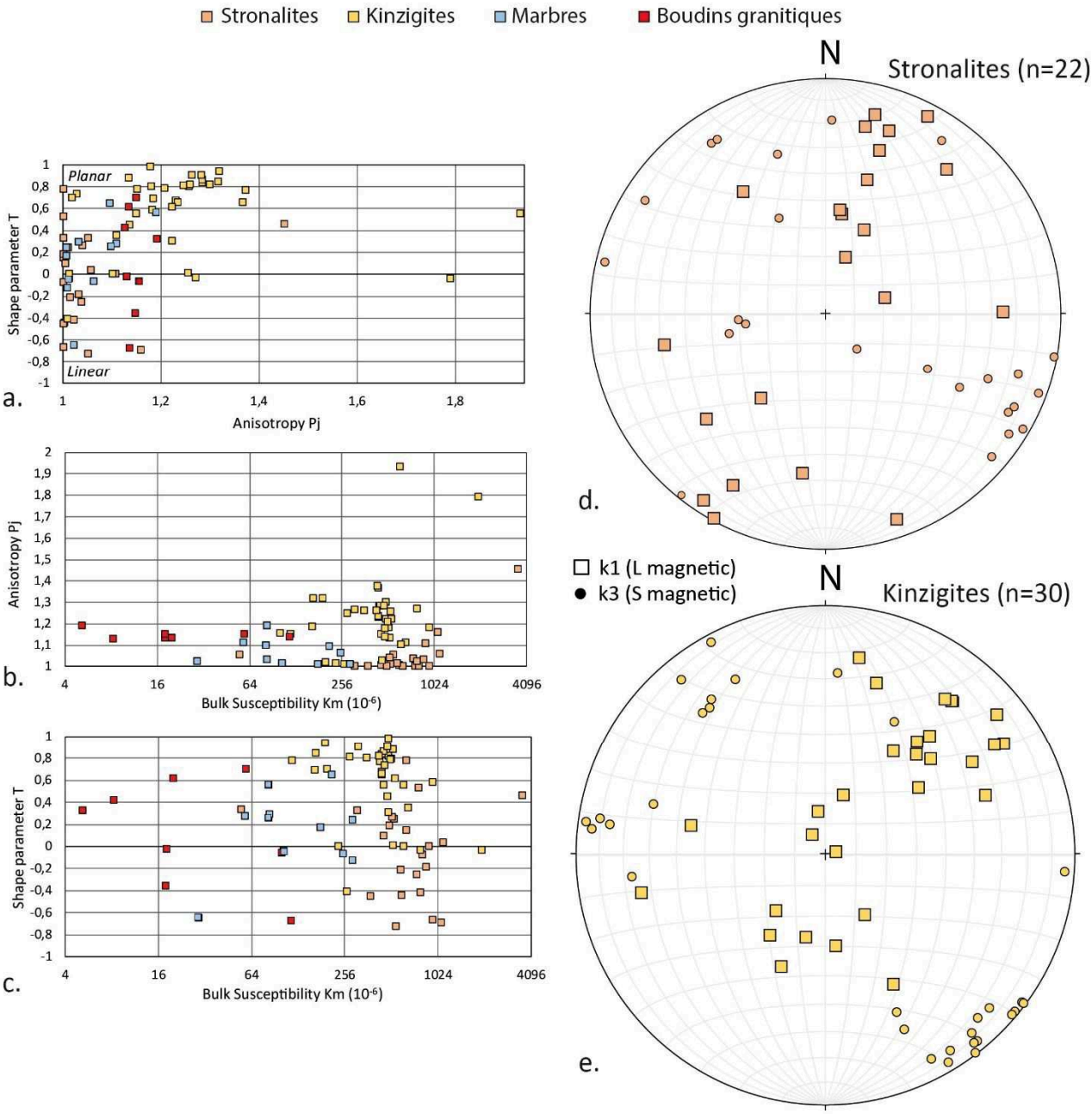


Figure III- 6 : Données ASM réalisées sur les métasédiments de la Zone d'Ivrée répartis en 4 groupes (stronalites, kinzigites, marbres et boudins granitiques, ces derniers ne sont pas détaillés ici). (a) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de l'anisotropie Pj. (b) Diagramme de l'anisotropie Pj en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (c) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (d) et (e) Projections stéréographiques des axes magnétiques k1 et k3 mesurées dans les Stronalites (d) et dans les Kinzigites (e).

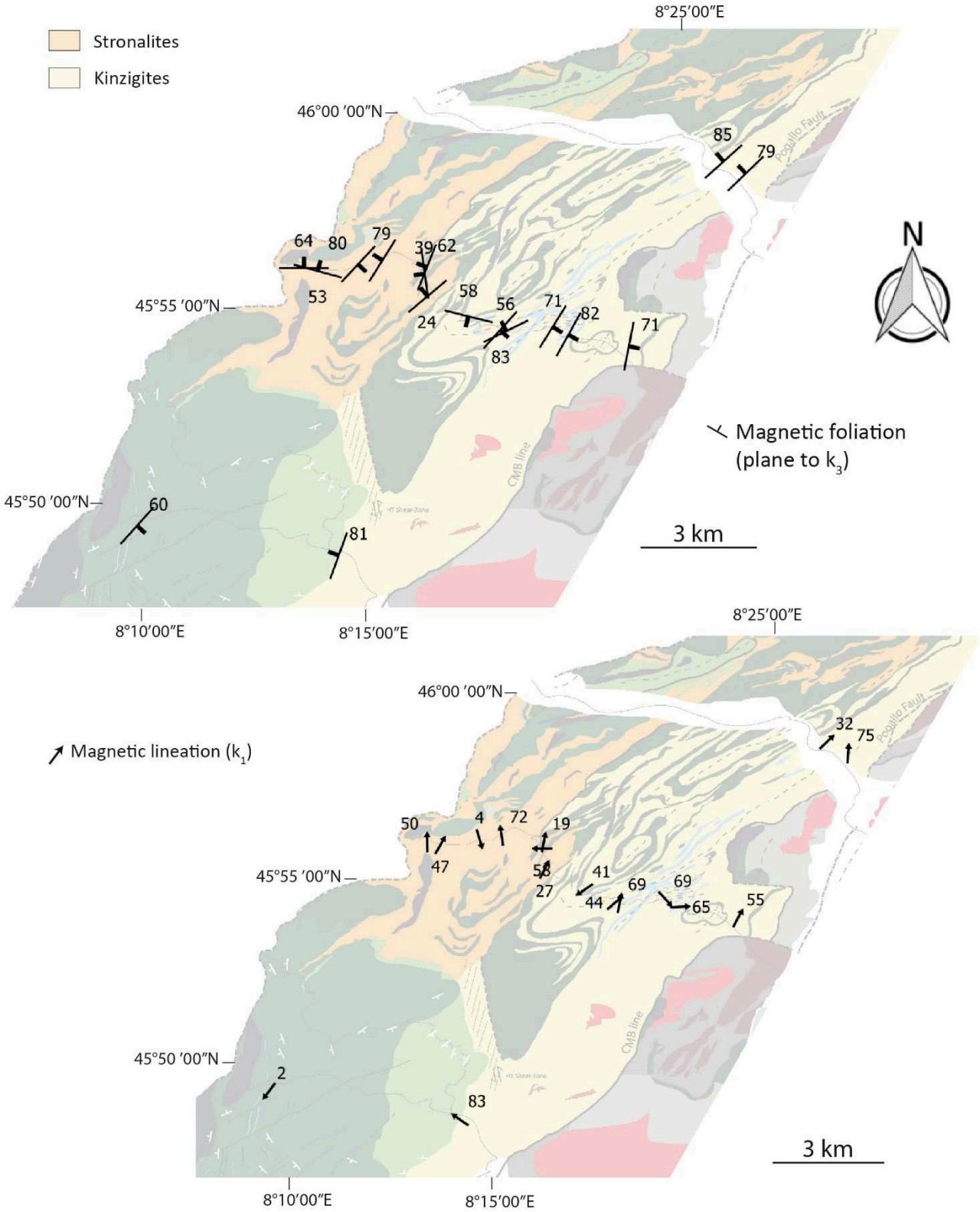


Figure III-7 : Cartes des données d'ASM mesurées dans les kinzigites et les stronalites. En haut : carte des foliations magnétiques mesurées. En bas : carte des linéations magnétiques mesurées. Notez que comme pour les données structurales de terrain les mesures de linéation et de foliation sont plus homogènes au nord dans la partie supérieure des Kinzigites.

Axes de la fabrique magnétique

L'ensemble des résultats (*figures III-6d et e*) est cohérent avec la S_1 et la L mesurées sur le terrain (*figure III-4*). Les mesures réalisées dans les Kinzigites sont également plus homogènes que celles réalisées dans les Stronalites (*figures III-6d et e ; figure III-7*).

L'analyse conjointe des observations et des mesures de terrain ainsi que des données d'ASM montrent clairement, comme cela avait déjà été décrit, que les métasédiments de la Zone d'Ivrée sont marqués par une fabrique plano-linéaire syn-métamorphique et syn-anatectique M1 définit par une anisotropie planaire dominante S_1 et une linéation minérale L peu marquée et dispersée (0<k<<1). L'ensemble est le résultat d'un amincissement crustal important avec une direction d'allongement préférentielle ~E-W (en position Carbonifère-Permienne).
L'analyse conjointe a également mis en évidence que la fabrique mesurée dans la partie supérieure des Kinzigites, qu'on nomme « croûte moyenne », est plus homogène que dans le reste de la croûte inférieure.

2. Carbonifère supérieur : Déformation homogène distribuée D_1

L'analyse de la déformation finie et de la superposition des structures nous permet de définir un premier stade majeur de déformation D_1 contemporain de M1. Cette déformation pénétrative est associée à la foliation S_1 et affecte l'ensemble des métasédiments de la Zone d'Ivrée de manière homogène.

D_1 s'exprime par la formation de plis P_1 syn-foliation dont S_1 est plan axial (*figures III-8a et b*). Ces plis P_1, d'échelle centimétrique à décimétrique, sont isoclinaux, très reserrés, anisopaques et symétriques. Leurs flancs sont étirés et boudinés dans S_1 et ils sont parfois plissés de manière co-génétique en microplis asymétriques (*figure III-9a*),
Les axes de plis sont dispersés et parallèle à la linéation L (*figures III-9b et c*) ce qui indique une déformation ductile extrême.
Sur le terrain ils sont essentiellement discernables car ils déforment une partie des leucosomes.
Ces plis de petites échelles pourraient être co-génétiques de plis de plus grande ampleur : l'antiforme Sud décrit par Schmid (1967) et l'antiforme de Strona-Candoglia décrit par Rutter et al. (2007). Ces plis d'échelle kilométrique affectent les Stronalites et les Kinzigites et leurs plans axiaux sont parallèles à la S_1. Ils sont plissés par le plis de Massone et affectés par des zones de cisaillement HT (*figure III-10*), structures majeure D_2 (décrit dans la sous-partie suivante).
Handy et Zingg (1991) associent également à D_1 une seconde génération de plis isoclinaux à légèrement ouverts syn-S_1, nous ne les avons pas discernés de manière claire sur le terrain.

Les plis P_1, dont les plans axiaux sont sub-verticaux en position actuelle, étaient des plis couchés aux Carbonifère supérieur et sont probablement le résultat d'une déformation coaxiale possiblement associée à une direction d'allongement préférentielle E-W.

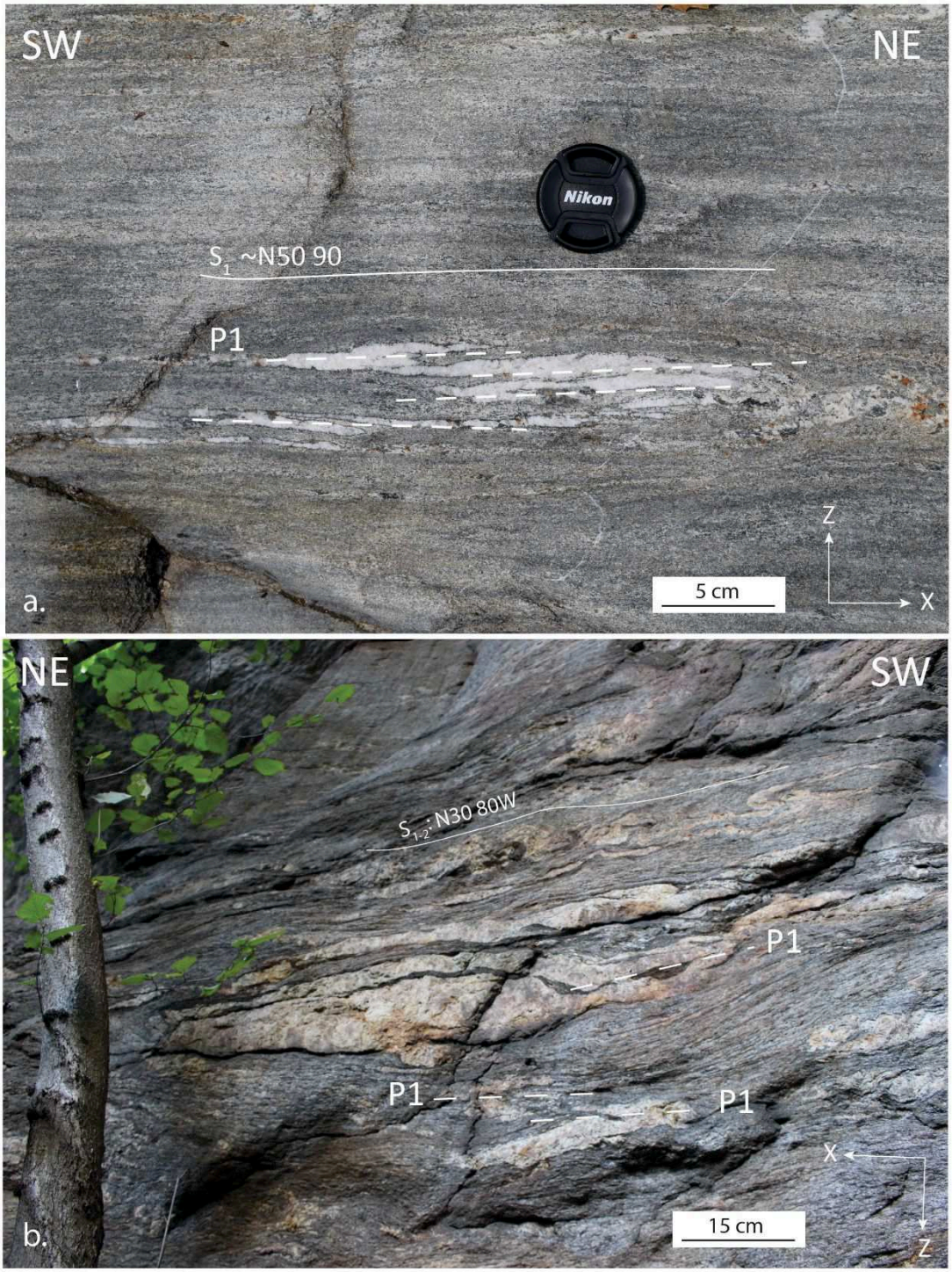


Figure III-8 : Plis P1 (a) dans les Stronalites et (b) les Kinzigites. Les plis sont marqués par les leucosomes.

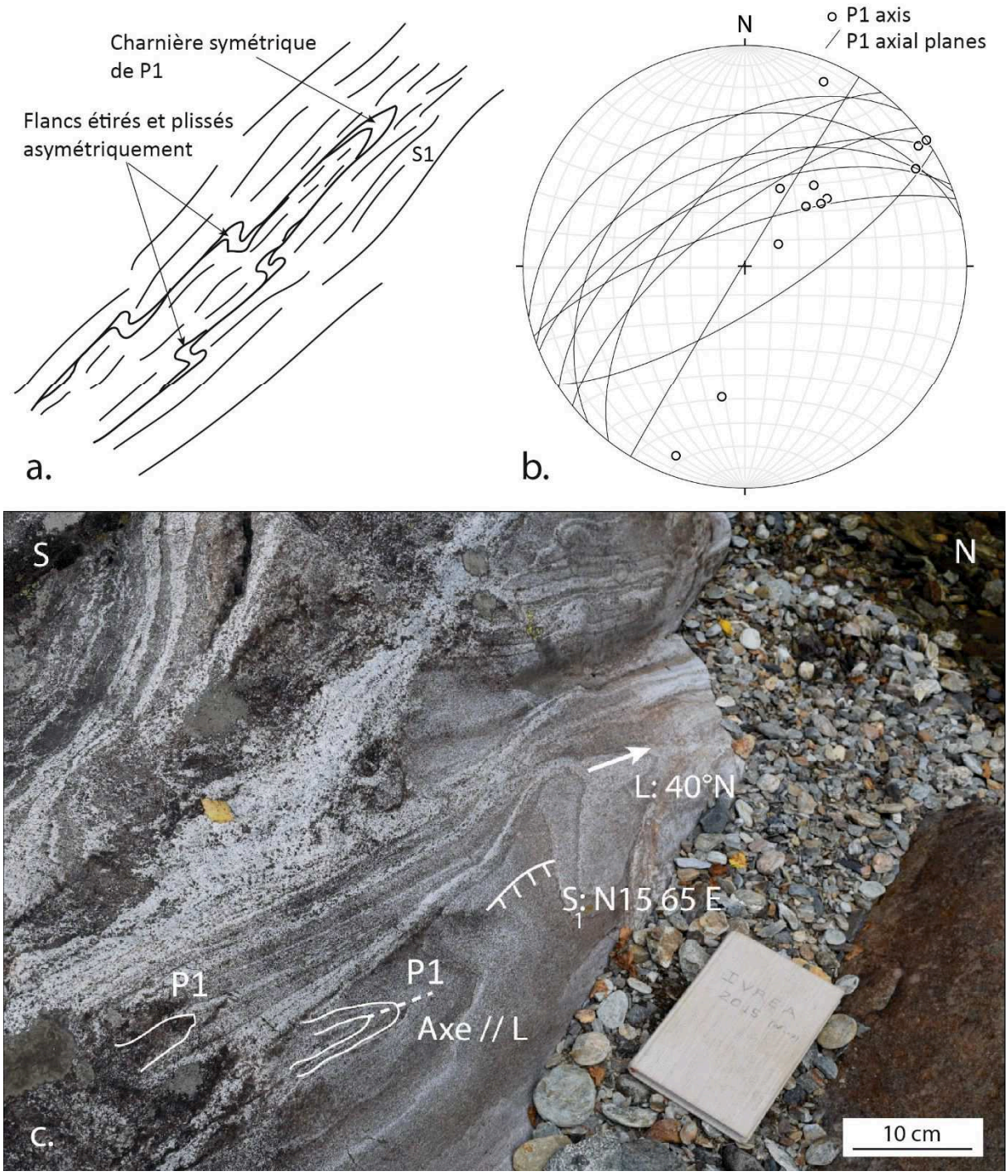


Figure III-9 : (a) Schéma expliquant les plis parfois asymétriques associés à D1 qui ne sont en réalité que des flancs de plis P1 plissés de manière co-génétique. (b) Projection stéréographiques des plans axiaux et des axes de plis P1 mesurés sur le terrain. Noter la dispersion des axes de plis, similaire à celle de la linéation L. (b) Plis P1 dans les Stronalites, les axes des plis semblent parallèles à la linéation minérale de la roche.

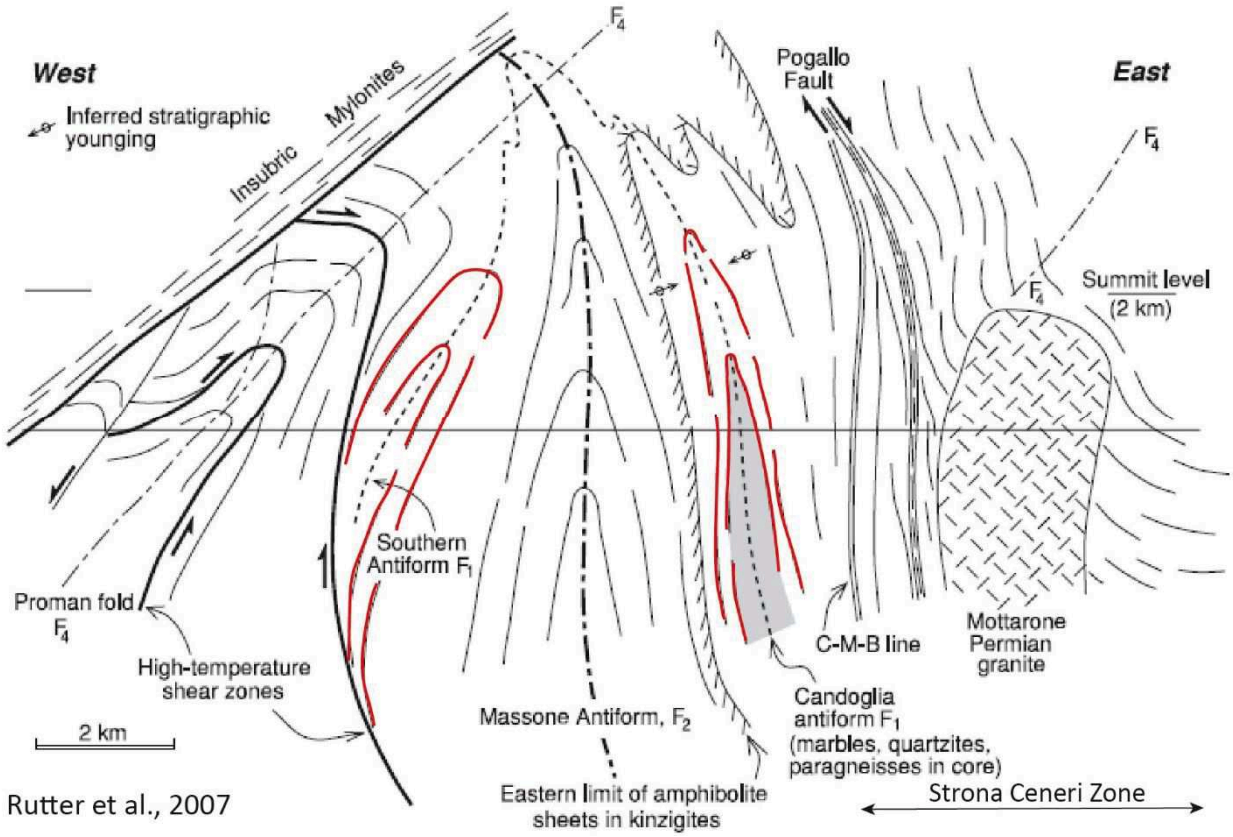


Figure III-10 : Coupe W-E de Rutter et al., (2007) du flanc nord de la Vallée d'Ossola (voir localisation figure III-1). Cette figure montre les relations entre les structures majeures : les plis P1 isoclinaux en rouge (« Southern Antiform » & « Candoglia antiform ») sont repris par le plis P2 de Massone, des zones de cisaillement HT (qu'on attribue à D2 également) ainsi que la Faille de Pogallo et le CMB, la dernière structure majeure est un plis alpin (F4 ; « Proman Fold »). La Zone d'Ivrée est bordée à l'ouest par la ligne Insubrienne (structure mylonitique, alpine également) et à l'est elle est séparée de la Zone de Strona-Ceneri par le CMB.

3. Déformation hétérogène *D_2*

La déformation D2 est associée aux structures post-S_1. Contrairement à D_1, D_2 affecte la Zone d'Ivrée de manière hétérogène et deux domaines où la déformation ductile s'exprime de manière différente (intensité variable et structures différentes) peuvent ainsi être distingués :

- Un domaine profond formé de la croûte la plus profonde où la déformation semble peu pénétrative et s'exprime par la mise en place de plis post-foliation et de zones de cisaillement étroites
- Un domaine de croûte moyenne où la déformation est pénétrative et reprend la foliation dominante S_1 en cisaillement simple. Ce domaine forme une zone de cisaillement majeure à l'interface croûte supérieure- croûte inférieure

D_2 est probablement le résultat d'un continuum de la déformation depuis D_1, elle est associée d'abord à un refroidissement au moins partiel de la croûte à la transition Carbonifère-Permien (e.g Ewing et al., 2013) puis à un métamorphisme de contact M2 dans le sud de la Zone d'Ivrée lié à la mise en place du Complexe Mafique au début du Permien (~290 Ma ; e.g Peressini et al., 2007 ; Ewing et al., 2013). Une anatexie locale est également associée à M2 dans les Kinzigites au toit du Complexe Mafique (Barboza et al., 2000).

a. Domaine profond

Le domaine profond, illuminé sur la *figure III-11*, comprend les Stronalites (en orange) et la partie inférieure des Kinzigites (en jaune). Dans ce domaine D_2 s'exprime de manière hétérogène : elle est associée à un plissement majeur P_{2m} (Pli de Massone ; trace du plan axial en rouge *figure III-11*) décrit par Rutter et al., (2007) dans les Kinzigites inférieures, des plis asymétriques P_2 dans l'ensemble du domaine (excepté la partie la plus profonde des Stronalites) et des zones de cisaillement tardives.

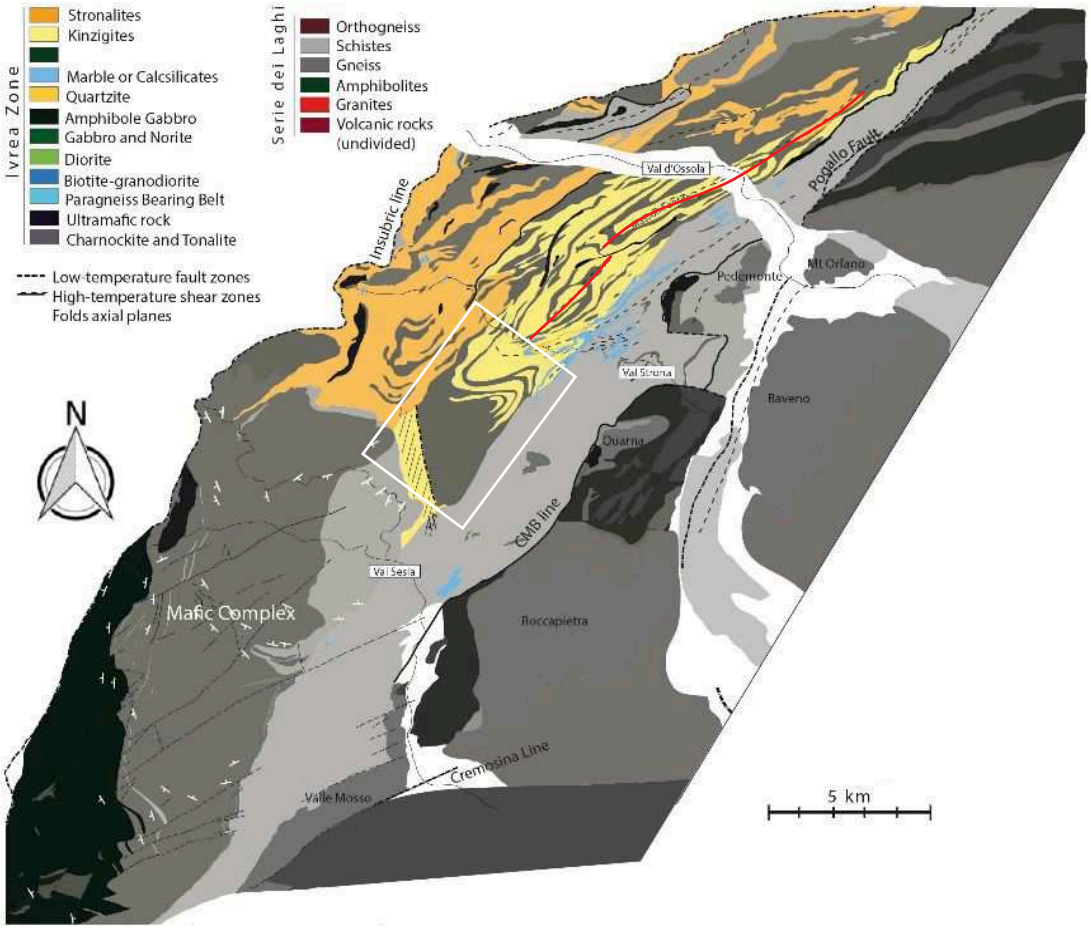


Figure III-11 : Carte géologique de la Zone d'Ivrée. Le domaine illuminé est celui de la croûte la plus profonde où D2 s'exprime de manière hétérogène et peu pénétrative. La trace du plan axial du Pli de Massone est soulignée en rouge et le plis P2 cartographique est encadré en blanc.

Pli de Massone

Le pli de Massone appelé ici P_{2m} est un plissement majeur post-foliation décrit par Rutter et al. (2007). Il replisse la foliation S_1, la linéation minérale L ainsi que les leucosomes et plis P_1.

P_{2m} est un plis d'échelle kilométrique isoclinal à ouvert (sa géométrie n'est cependant pas très claire) dont l'axe est de direction ~N45 et plonge de ~30° vers le NE (*figure 12a*). Il apparait comme un antiforme en position actuelle (*figure III-12b et figure III-10*). Rutter et al. associent au plissement de Massone une schistosité de crénulation parallèle à S_1 associée au développement de sillimanite marquant des conditions de haut faciès amphibolitique. Ces conditions, similaires à celles de M1 pendant D_1, indique que le plissement de Massone est probablement l'événement le plus précoce de D_2, probablement au tout début du refroidissement de la croûte inférieure.

Sont également associés à ce pli kilométrique des plis d'échelle plus petite (centimétrique à décamétrique) décrit par Rutter et al. comme des plis serrés, parfois isoclinaux, dont la schistosité de crénulation est plan axial. Ces plis n'ont pas été observés pendant cette étude.
Comme les plis P_1, le pli P_{2m} se serait formé en position couché en contexte extensif et serait antérieur à la mise en place du Complexe Mafique (Rutter et al., 2007).

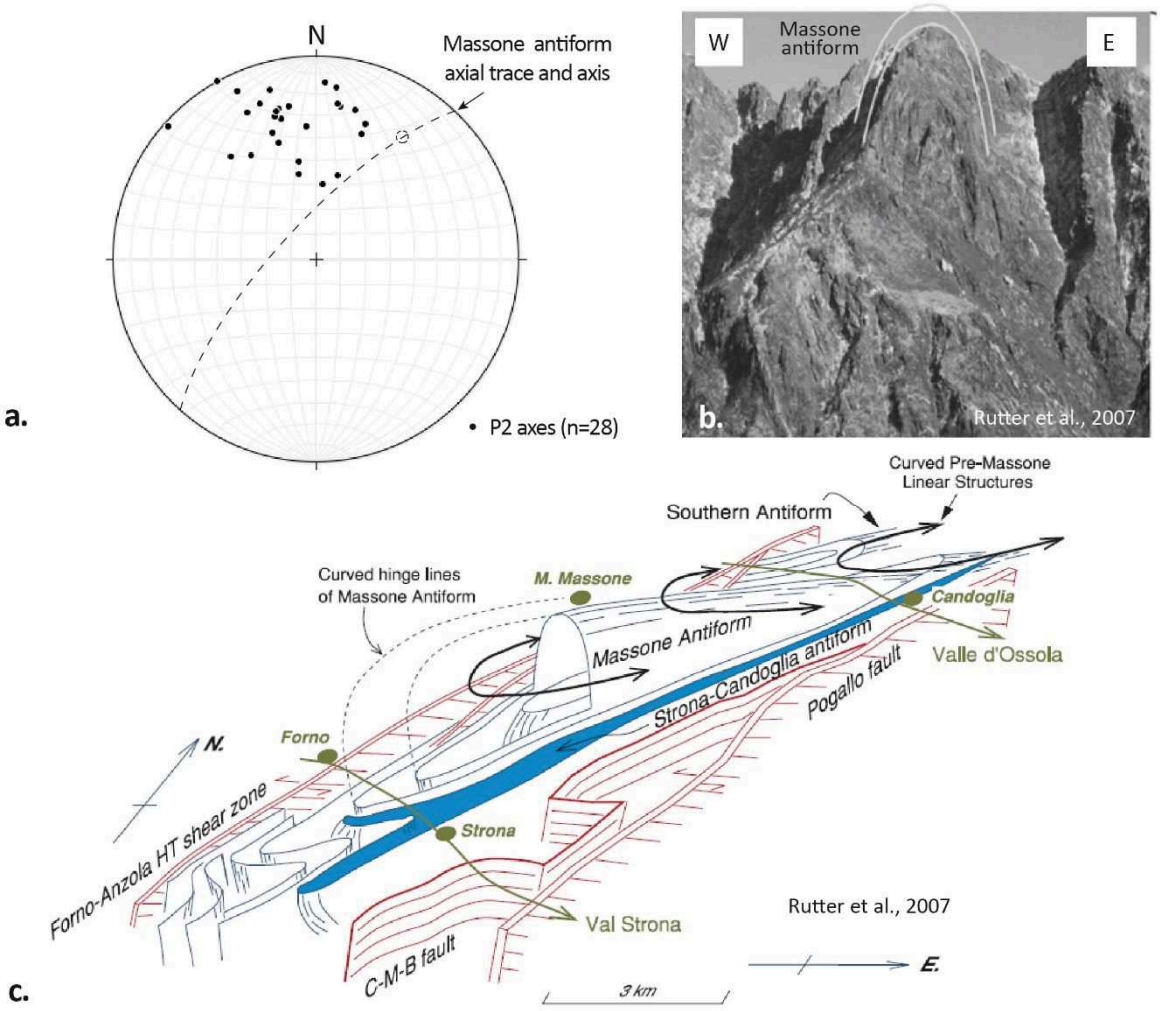


Figure III-12 : (a) Projection stéréographique des axes de plis P2 et du plan axial et axe du Pli de Massone. (b) Photo de l'apparent antiforme de Massone dans le Val d'Ossola (Rutter et al., 2007). (c) Bloc diagramme 3D de Rutter et al. (2007) montrant la géométrie 3D du pli de Massone. On y voit également les relations aux plis majeurs P1 ainsi qu'aux zones de cisaillement ou de faille.

Plis asymétriques post-foliation

Les P_2 sont des plis de petite échelle (moins de 10 cm) qui reprennent la foliation S_1 (*figures III-13, 14, 15*) ainsi que les plis P_1 (*figure III-15*). Les P_2 sont des plis asymétriques d'axe moyen N350 à plongement variable vers le NW (*figure III-12a*). Ils sont associés au développement de bandes de cisaillement décrivant un cisaillement opposé ou cohérent à celui décrit par les plis.

Ils pourraient correspondre à des plis asymétriques de flancs de plis symétriques de taille plus importante (métriques ; comme la *figure III-14a*) qui n'ont pas été observés. Une majorité des P_2 décrit cependant un mouvement senestre.

Ces plis ont été observés essentiellement dans les Kinzigites profondes et à la transition Stronalites-Kinzigites. Aucun pli P_2 n'a été observé dans les Stronalites les plus profondes.

Leur relation avec le pli de Massone n'est pas clair, ils pourraient correspondre au plis F3 décrit par Rutter et al. (2007) et serait donc contemporain de P_{2m} ou alternativement, légèrement postérieur et contemporain du CMB dont le sens de cisaillement est le même (cf.sous-partie suivante).

Sur la carte géologique il apparait clairement (*figure III-11, souligné en blanc, visible également sur la figure III-12c*) un pli asymétrique d'échelle kilométrique dont le sens de cisaillement et également le même. Il ainsi probable que ce pli majeur soit contemporain des plis mineurs P_2 et associé à un cisaillement simple vers l'E (en position permienne) pendant D_2.

Nous proposons que leur formation est probablement postérieure mais proche de celle du pli de Massone (qui ne semble pas associé à un cisaillement) et antérieur ou contemporaine des zones de cisaillement mineures décrites ci-après car ayant un sens de cisaillement similaire.

Zones de cisaillement

Plusieurs zones de cisaillement de HT affectant le domaine profond ont été décrites dans la littérature (localisation *figure III-16*) : la zone de cisaillement d'Anzola (e.g Brodie et al., 1990), la zone de cisaillement de Rosarolo (Siegesmund et al., 2008) ainsi qu'une zone de cisaillement au contact du Complexe Mafique (Snoke et al., 1999). Leur formation est clairement postérieure à D_1 ainsi qu'au plissement de Massone car elles recoupent les isogrades métamorphiques ainsi que la trace du plan axial de Massone (Rutter et al., 2007).

Les zones de cisaillement d'Anzola et de Rosarolo sont formées de réseaux anastomosés de bandes de mylonites centimétriques à décamétriques, indicatrices d'un mouvement cisaillant senestre dans la position actuelle de la croûte. Elles se seraient initiées sous forme de failles normales à faible pendage au début du Permien pendant la mise en place du Complexe Mafique et auraient été réactivées à des températures plus basses plusieurs fois pendant le Mésozoïque et le basculement Alpin (Brodie et Rutter, 1987 ; Siegesmund et al., 2008). Brodie et Rutter (1987) estiment que la zone de cisaillement d'Anzola aurait accommodé un déplacement de 5 km et serait responsable d'un amincissement crustal de 2 km.

La zone de cisaillement au contact du Complexe Mafique se serait formée pendant sa mise en place il y a ~290 Ma (Peressini et al., 2007), au niveau du contact entre le corps intrusif en cristallisation (pas complétement solide) et l'encaissant sédimentaire partiellement fondu (Snoke et al., 1999). Snoke et al. (1999) suggèrent que cette zone de cisaillement aurait également accommodé un mouvement cisaillant senestre dans la position actuelle de la croûte et vers le ENE dans la position d'origine.

La cohérence des sens de cisaillement suggère que l'activité de ces zones de cisaillement s'initie pendant ou à la suite de la formation des plis P2 au début du Permien et probablement pendant le cisaillement ductile de la croûte moyenne décrit ci-après.

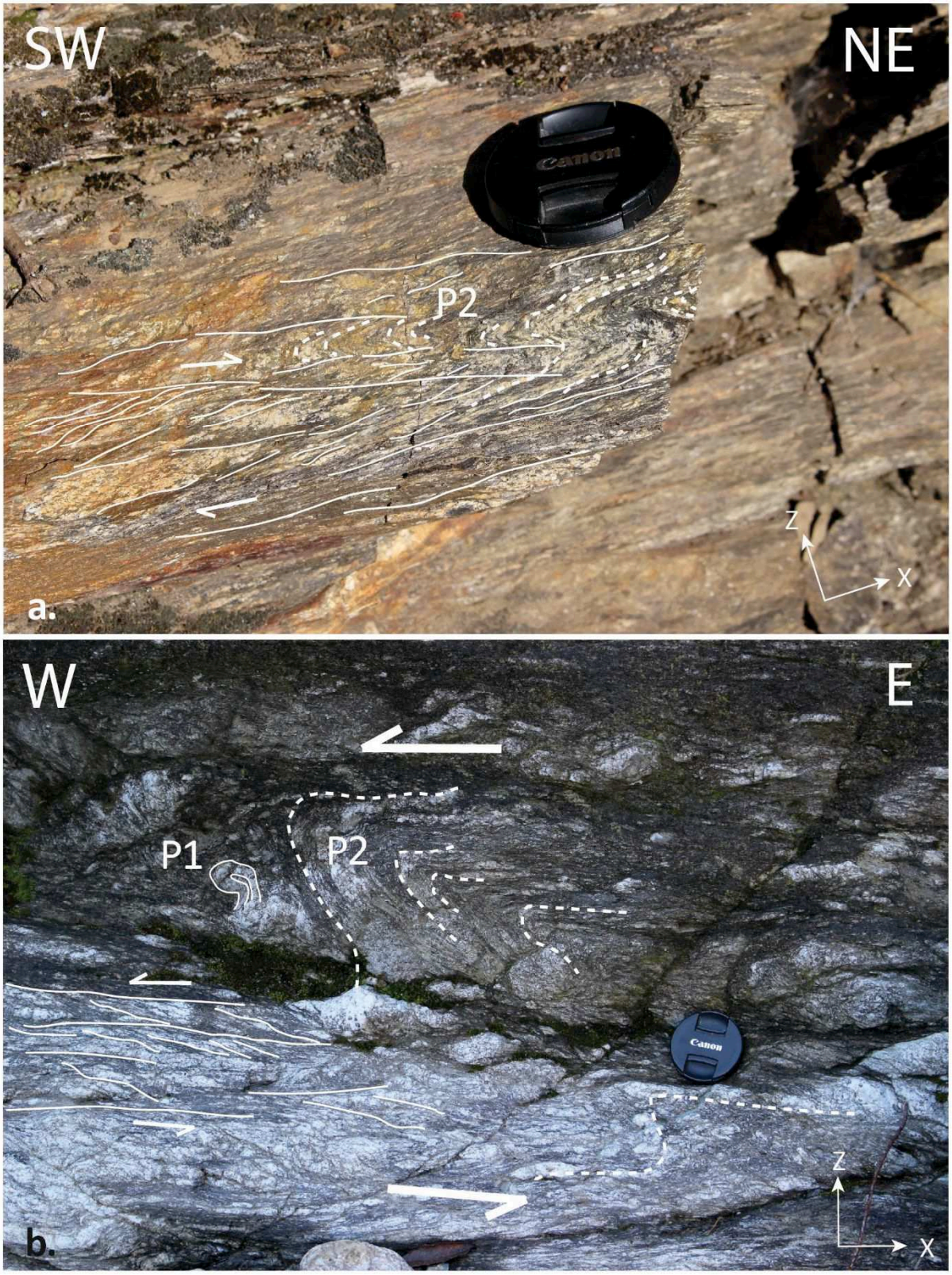


Figure III-13 : Plis P2 décrivant un cisaillement senestre dans la position actuelle de la croûte , dans les Kinzigites (a) et dans les Stronalites supérieures(b).

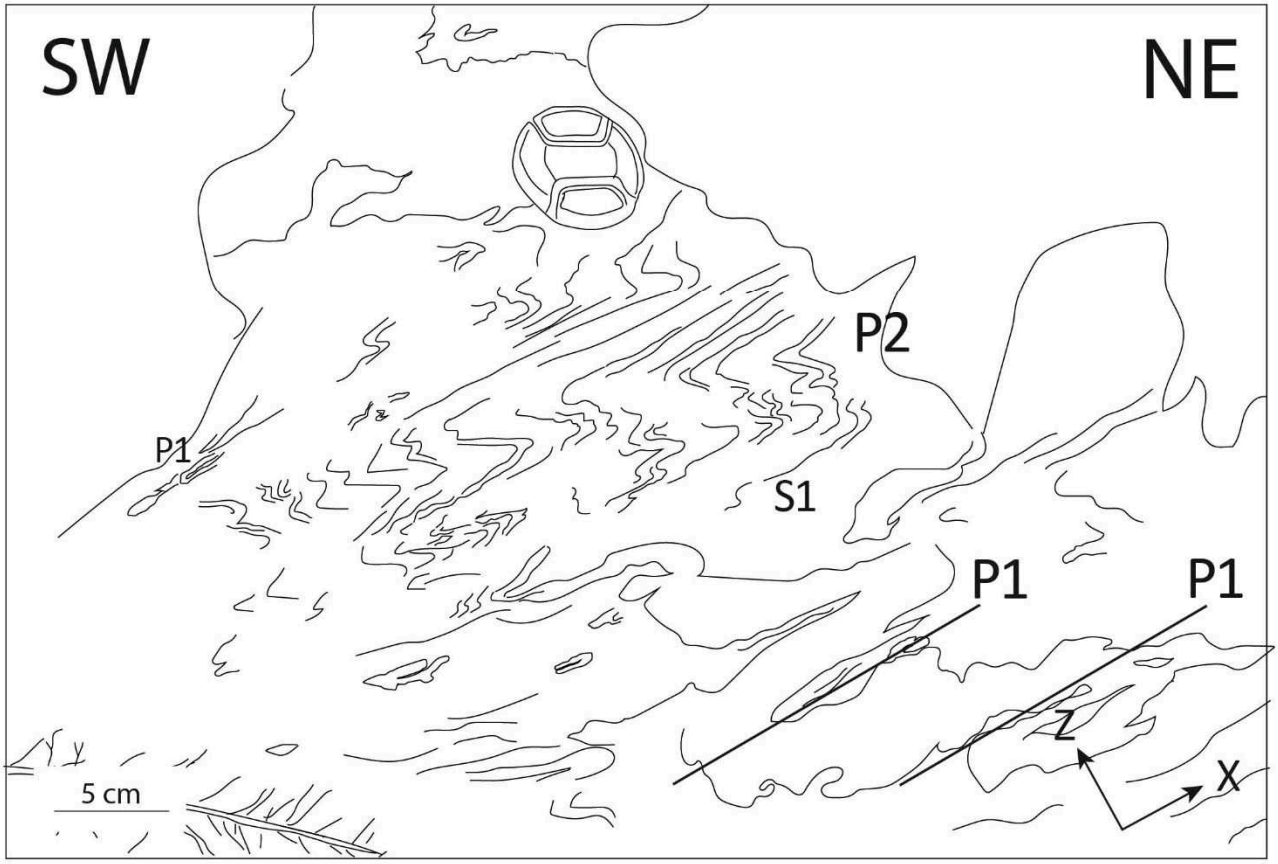


Figure III-14 : Plis P2 dans les Kinzigites associées au développement d'une schistosité de crénulation S2 parallèle à S1

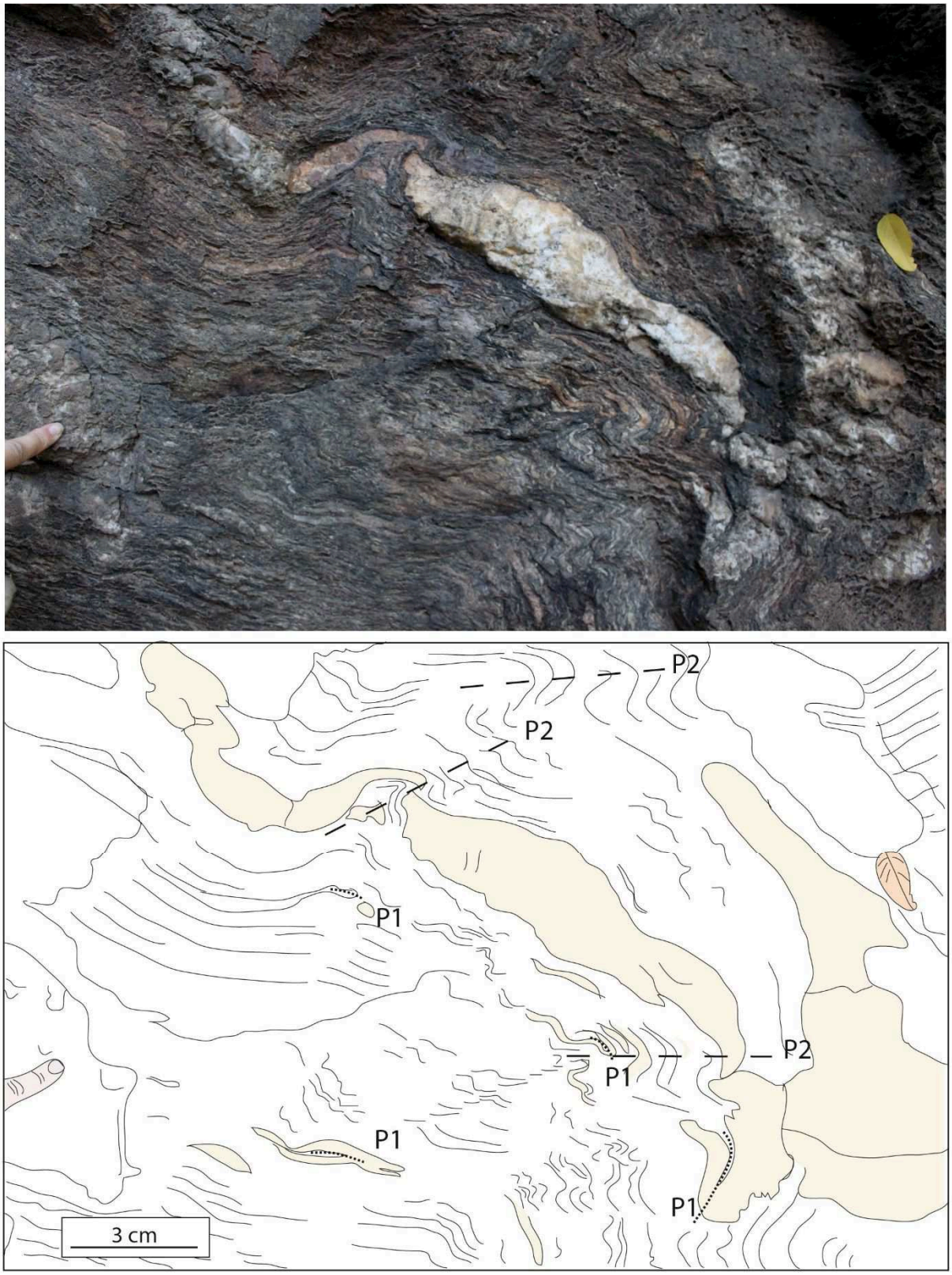


Figure III-15 : Plis P2 replissant clairement des plis P1 marqués par les leucosomes, dans les Kinzigites . La photo n'est pas orientée car l'observation a été effectuée sur un bloc non en place.

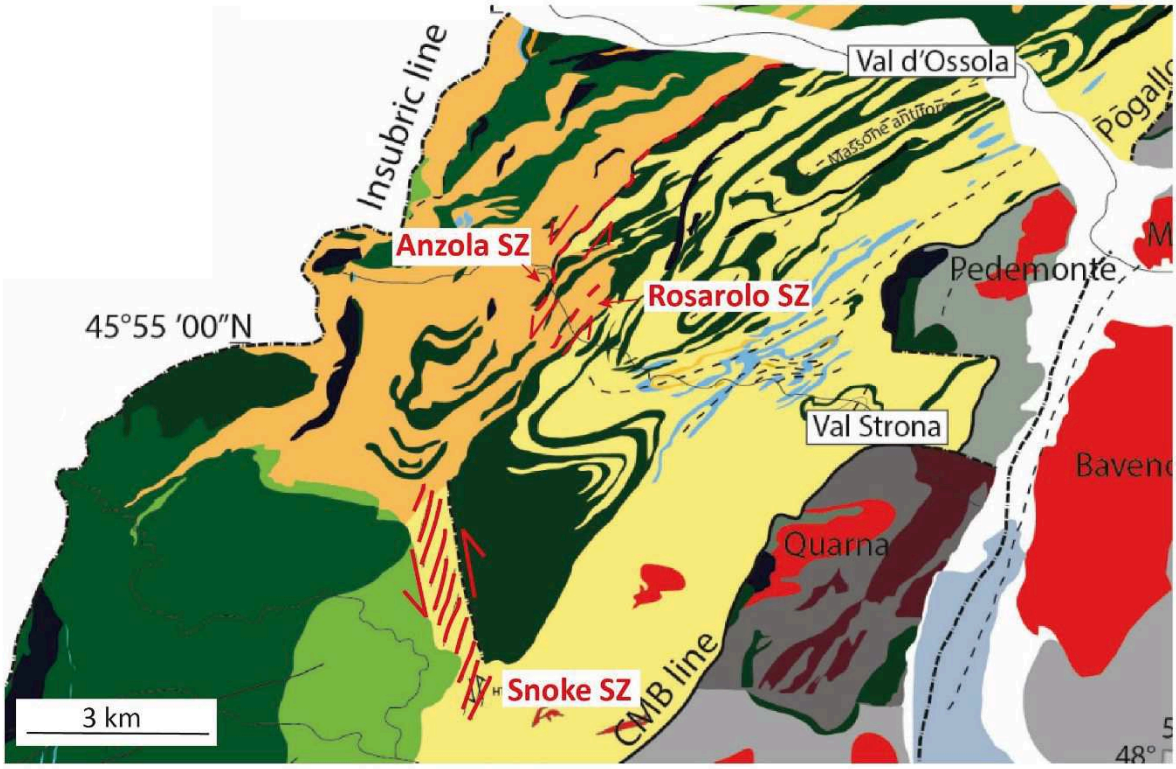


Figure III-16 : Localisation des zones de cisaillement affectant le domaine profond. Description dans le texte.

b. Croûte moyenne ductile

La déformation D_2 la plus intense et la plus pénétrative est probablement exprimée dans une zone de cisaillement majeure qui implique l'ensemble de la croûte moyenne (illuminée sur la *figure III-17a*).

Structure

Cette zone de cisaillement d'épaisseur plurikilométrique (2 à 4 km) est caractérisée par l'abondance de jus granitiques cisaillés et de boudins granitiques de taille plurimétrique (*figures III-18, 19 et 20*). Son étendue serait limitée à l'est par la limite (le CMB) avec la croûte supérieure (Strona-Ceneri Zone ; *figure III-17a*).

Cette croûte moyenne ductile, formée des Kinzigites supérieures, est marquée par l'homogénéité des structures mesurées (voir sous-partie 1 et *figure III-17b*) qui est potentiellement associée à une transposition totale de la S_1 par une S_2 (difficilement différenciables). L'ensemble est également associé à une rotation de la linéation dont l'azimuth moyen est N20E dans le domaine profond mais N50E dans la croûte moyenne (en position actuelle ; *figure III- 17b*).

Les leucosomes associés à D_1 et les leucosomes néoformés pendant D_2 sont repris en cisaillement simple, à dominante senestre dans la position actuelle de la croûte (vers l'est avant basculement alpin ; *figures III-19 et 20a-b*), effaçant complètement les structures associées à D_1 (P_1). Ce sens de cisaillement simple dominant est cohérent avec celui observé dans le domaine profond.

Les boudins granitiques sont abondants (*figure III-18a*), boudinés dans la foliation dominante (*figure III-18)* et certains contiennent des enclaves anguleuses d'encaissant pré-structuré par *D_1* (*figures III-18b et c*). Cela suggère qu'il existe effectivement une transposition de la S_1 (conservée dans

les enclaves contenues dans les boudins) par une S_2. Leur géométrie n'est pas évidente sur le terrain mais ils semblent allongés dans la direction de la linéation (0<<k<1).
L'origine de ces boudins est discutée dans les sous-parties suivantes.

En lame mince le cisaillement simple parait être localement associé au développement de bandes S-C (peut-être C') marquées par la formation d'une seconde génération de biotite et sillimanite (*figures III-20c et d*). Ces observations ne se vérifient cependant pas partout.

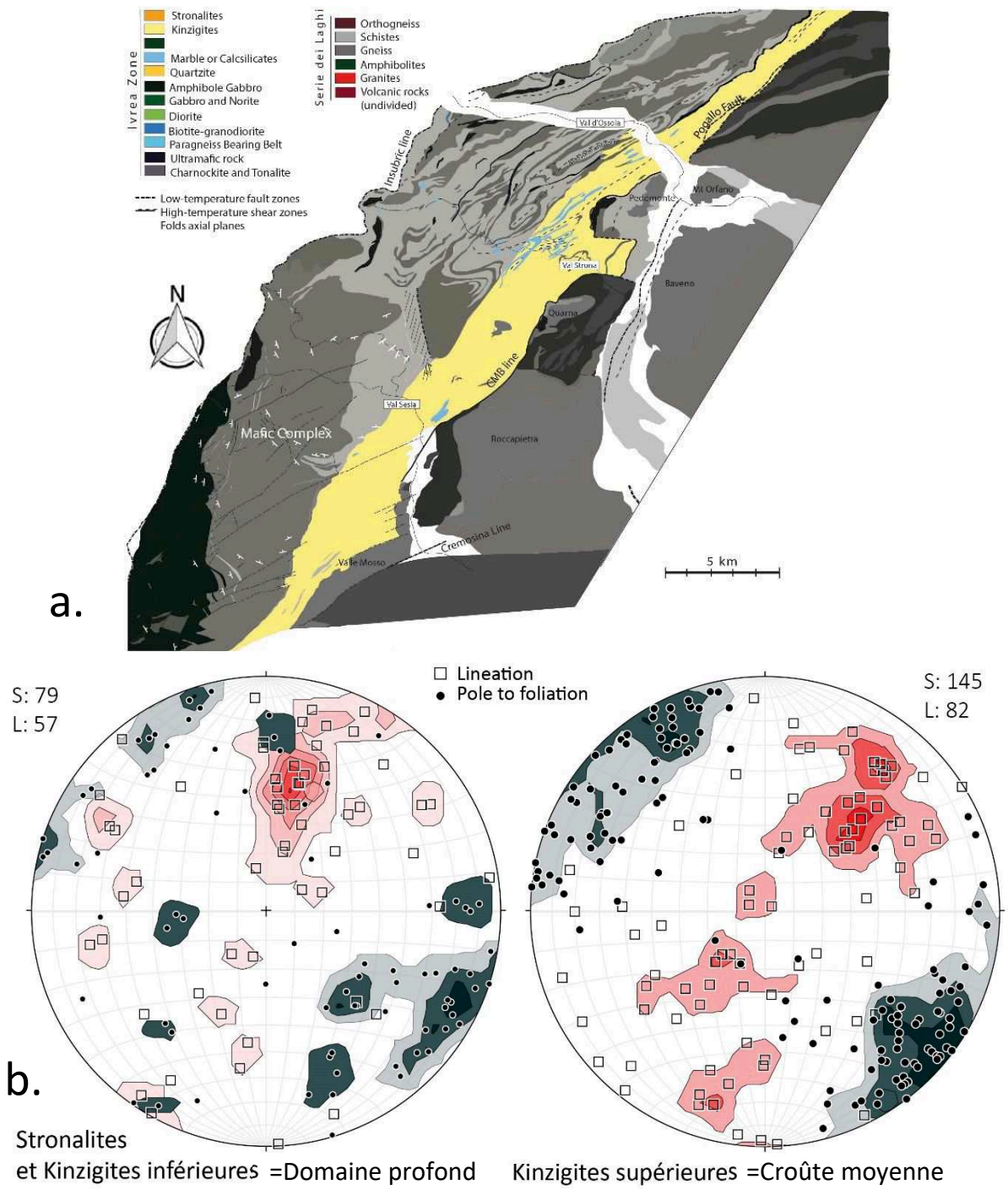


Figure III-17 : (a) Localisation et étendue probable de la zone de cisaillement majeure impliquant la croûte moyenne pendant D2.(b) Projection stéréographique des données structurales (S1 et L) de terrain et magnétiques dans le domaine profond et la croûte moyenne

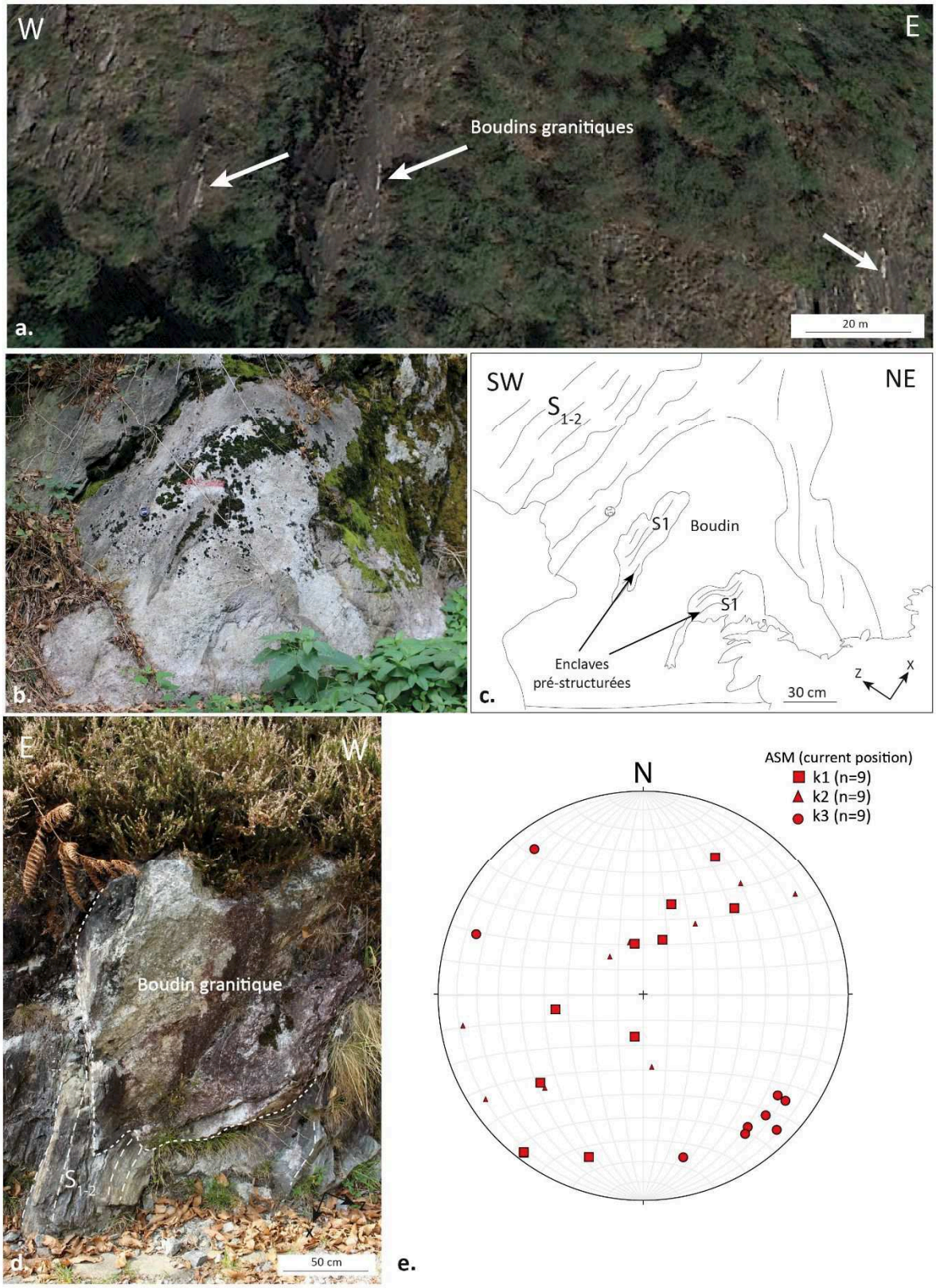


Figure III-18 : (a) Photo satellite de la partie supérieure des Kinzigites dans le nord du Val d'Ossola, elle illustre l'abondance des boudins granitiques affectant cette zone. (b) et (c) Photo et schéma d'un boudin granitique reprenant des enclaves pré-structurés de Kinzigites. (d) Photo d'un boudin granitique clairement pris dans la foliation S1-2 des Kinzigites. (d) Projection en stéréogramme des axes de fabrique magnétique des boudins.

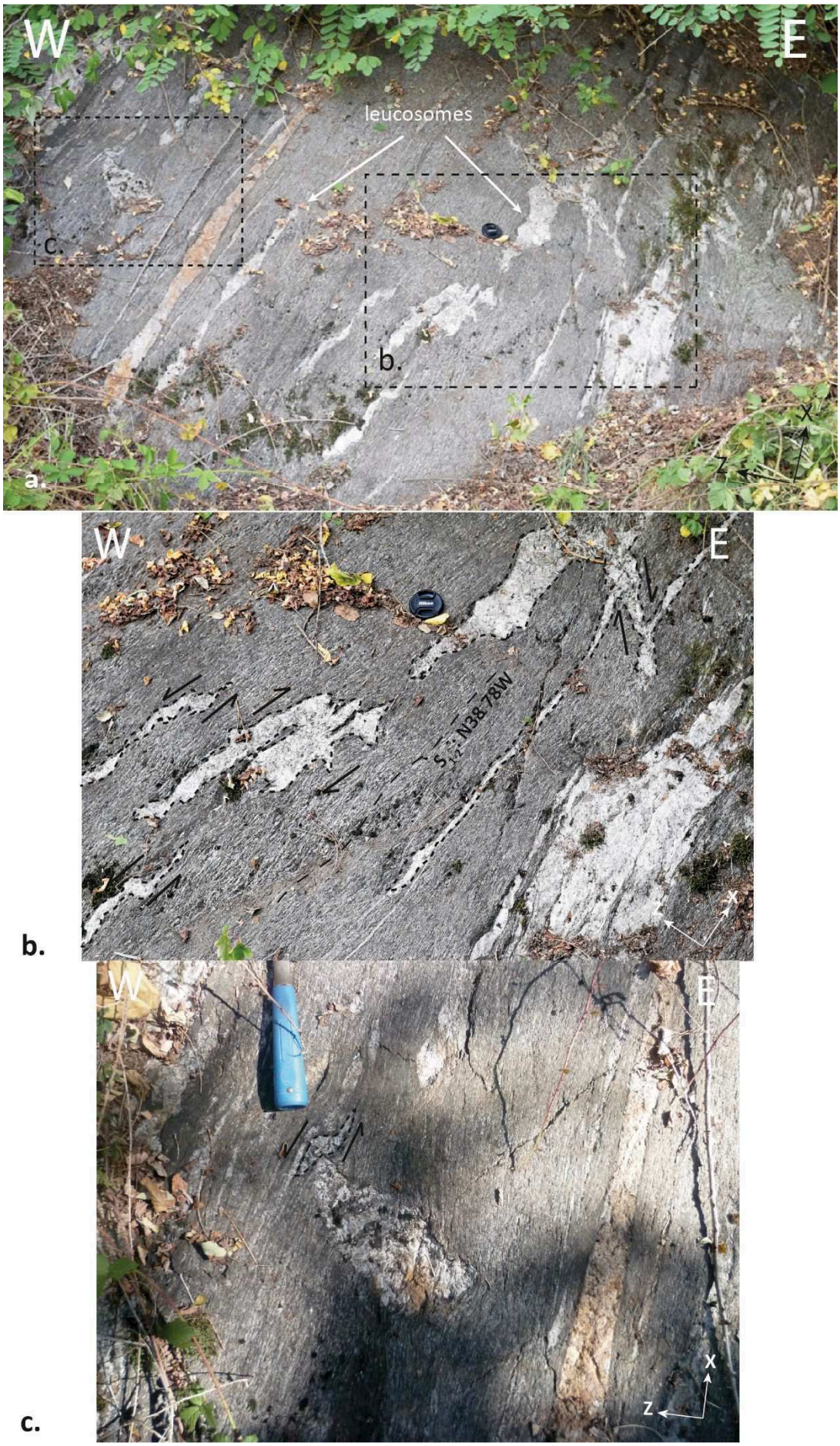


Figure III-19 : Leucosomes cisaillés dans la croûte moyenn, les plis P1 sont complétement effacés par le cisaillement simple.

Figure III-20 : (a) et (b) Leucosomes cisaillés vers le NE. (c) et (d) Lames minces orientées montrant un cisaillement simple associé au développement de bandes S-C.

Des filons granitiques tardifs ont également été observées dans cette croûte moyenne. Certains sont légèrement boudinés (*figure III-21a*) et d'autres complètement sécants (*figure III-21b*). Cela suggère que la mise en place de magma acide accompagne la déformation de la croûte moyenne et lui est également postérieure.

Figure III-21 : (a) Filon granitique légèrement bouduiné dans la S1-2 (b) Filon complètement sécant à la S1-2.

Il est probable que cette zone de cisaillement se prolonge vers le sud dans le Val Sesia, la foliation et la linéation y sont cependant moins bien réglées, probablement à cause de la proximité du Complexe Mafique qui se met en place au même moment.

Fabrique magnétique des boudins

La fabrique magnétique des lentilles granitiques est similaire à celle de l'encaissant (*figure III-18e*). Le K_m des boudins est le plus faible mesurée dans cette étude (4-150.10^{-6} SI) attestant de l'abondance et la prépondérance des phases diamagnétiques (quartz et feldspath) par rapport aux phases paramagnétiques. Leur anisotropie *Pj* est comprise entre 1,1 et 1,2 et leur paramètre de forme *T* varie énormément (de -0,7 à +0,75).

Les axes *k3* (pôle de foliation magnétique) sont bien réglés et parallèle à ceux de la foliation encaissante. Les axes *k1* et k2, comme pour l'encaissant, sont dispersés le long d'un axe moyen NE-SW. Cette fabrique est probablement lié à une déformation interne associée au cisaillement parallèle à la foliation.

Chimie des boudins granitiques

Des analyses en éléments majeurs et traces et des analyses isotopiques Sr-Nd ont été réalisées sur 3 boudins du Val d'Ossola (*figure III-22*), 2 dans la localité de Candoglia au NE du Val (échantillons CAN-E et CAN-O), et 1 au S du Val dans la localité de Leia (échantillons LEI). Ces analyses ont pour but d'apporter des contraintes sur leur source et donc de manière indirecte leur âge. Parallèlement des analyses ont été réalisées sur les deux plutons granitiques les plus proches géographiquement, Baveno (échantillon BA-464) et Mt Orfano (MO-366) afin de les comparer directement avec ceux des boudins et l'ensemble est comparé avec les données de la littérature.

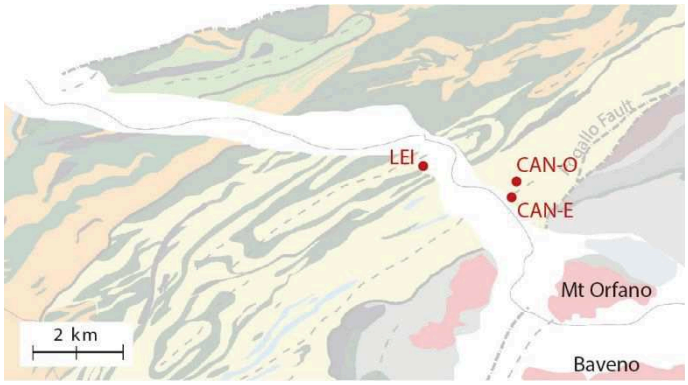


Figure III-22 : Carte de localisation des 3 boudins analysés. Les 2 granites les plus proches (Baveno et Mt Orfano) ont également été analysés.

Les caractéristiques des boudins sont détaillées dans le tableau ci-dessous (figure 23).

	Localisation GPS	*Distance au CMB cartographique*	*Largeur*	*Minéralogie*	*Taille de grain*
CAN-E	N45°58,416' E08°25,762'	1,250 km	300 cm	Qtz-Pl-Ms ± FdpK ± Grt	<1 mm
CAN-O	N45°58,574' E08°25,716'	1,580 km	90 cm	Qtz-Pl-FdpK-Ms ± Grt	<1 mm
LEI	N45°58,928' E08°23,888'	3,190 km	250 cm	Qtz-Pl-FdpK-Grt	5 - 50 mm

Figure III-23 : Tableau décrivant les caractéristiques des 3 boudins étudiés.

- Eléments majeurs et traces

Les résultats des analyses en éléments majeurs et traces sont présentés dans le tableau (*figure III-24*) de la page suivante et sous la forme de spectre de Terres Rares (*figure III-25*). Les concentrations en terres rares (REE) ont été normalisées aux valeurs de la Chondrite C1 de Sun et McDonough (1989).

Sample	LEI-1	LEI-2	LEI-3	CAN-E-1	CAN-E-2	CAN-E-3	CAN-O-1	CAN-O-2	BA-464	MO-366
Major elements (wt.%)										
SiO_2	70,15	70,49	70,80	75,51	75,37	74,37	74,38	74,42	75,79	72,82
TiO_2	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,08	0,25
Al_2O_3	16,35	16,34	16,38	15,19	15,19	15,08	14,89	14,91	12,86	13,57
Fe_2O_3	0,65	0,64	0,62	0,49	0,49	0,48	0,73	0,68	1,15	2,49
MnO	0,06	0,06	0,06	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,02	0,04
MgO	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,19	0,18	0,12	0,38
CaO	1,32	1,31	1,31	1,87	1,87	1,87	2,07	2,08	1,01	1,68
Na_2O	3,77	3,76	3,78	6,09	6,11	6,06	4,43	4,43	3,33	3,38
K_2O	6,62	6,63	6,69	0,59	0,59	0,59	2,09	2,09	4,63	4,20
P_2O_5	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,14	0,15	0,14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
LOI	0,56	0,24	0,72	0,35	0,55	0,69	0,57	0,45	0,60	0,95
Total	99,60	99,58	100,46	100,41	100,51	99,45	99,39	99,27	99,59	99,76
Trace elements (ppm)										
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,47	0,53
Ba	1151,07	1163,57	1149,19	146,80	147,95	148,26	718,74	728,34	253,93	395,19
Be	1,12	1,08	1,11	3,09	3,00	3,24	2,40	2,40	2,16	4,05
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	< L.D.	0,74	0,28
Cd	0,07	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
Ce	15,84	11,40	17,74	13,34	13,63	14,13	26,02	25,70	44,09	93,63
Co	0,51	0,43	0,43	0,98	0,99	1,02	0,44	0,42	0,76	2,36
Cr	4,01	4,06	3,85	4,40	4,45	4,71	6,94	6,47	8,98	12,30
Cs	1,03	1,03	1,05	0,63	0,60	0,63	0,77	0,75	5,94	7,35
Cu	< L.D.	< L.D.	2,39	< L.D.	< L.D.	< L.D.	4,85	4,52	< L.D.	< L.D.
Dy	2,43	2,13	2,27	1,68	1,59	1,51	1,17	1,27	5,54	5,67
Er	1,93	1,88	1,82	1,03	0,99	0,90	0,33	0,38	3,16	2,89
Eu	1,67	1,66	1,66	1,53	1,51	1,53	1,05	1,07	0,58	1,06
Ga	13,56	13,61	13,58	12,75	12,65	12,68	15,39	15,45	18,18	20,39
Gd	1,38	1,04	1,34	1,27	1,30	1,31	2,07	2,09	4,98	6,62
Ge	1,14	1,14	1,16	1,75	1,80	1,78	1,03	1,04	1,61	1,66
Hf	1,45	1,90	2,00	0,97	1,05	1,08	0,97	1,00	3,81	6,70
Ho	0,61	0,57	0,57	0,36	0,35	0,31	0,17	0,19	1,18	1,13
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,05	0,07
La	8,52	6,22	9,37	6,79	6,94	7,24	13,07	12,81	19,90	45,59
Lu	0,37	0,38	0,36	0,18	0,17	0,16	0,03	0,03	0,47	0,42
Mo	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	0,18	0,16	0,16	2,59	2,59	2,61	3,28	3,15	9,09	13,22
Nd	6,05	4,26	6,71	5,60	5,59	5,94	11,26	11,27	21,28	41,65
Ni	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2,16
Pb	43,12	43,50	43,35	51,13	51,20	52,92	51,42	53,19	30,70	26,39
Pr	1,68	1,20	1,91	1,52	1,54	1,62	2,98	2,93	5,38	11,14
Rb	112,77	114,22	112,94	13,52	13,51	13,47	39,62	39,58	194,11	178,54
Sc	4,62	4,62	4,58	3,46	3,47	3,40	1,83	1,72	5,43	9,33
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sm	1,33	0,97	1,42	1,37	1,37	1,43	2,62	2,59	5,35	8,26
Sn	0,87	0,73	0,75	0,92	0,87	0,94	1,07	1,00	5,70	5,91
Sr	187,96	188,14	188,58	385,21	381,01	389,01	408,52	406,67	67,61	115,00
Ta	0,05	0,04	0,05	0,26	0,26	0,26	0,18	0,18	1,02	1,15
Tb	0,30	0,25	0,28	0,24	0,24	0,23	0,27	0,27	0,85	0,98
Th	2,48	1,74	2,81	1,97	2,06	2,13	3,90	3,89	11,17	15,19
Tm	0,33	0,32	0,31	0,16	0,16	0,14	0,04	0,04	0,46	0,41
U	0,86	0,76	0,82	0,91	0,90	0,91	0,84	0,86	3,29	2,53
V	1,57	0,97	1,48	2,56	2,32	2,61	1,99	2,12	4,06	14,81
W	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,28
Y	17,01	15,75	15,45	9,65	9,23	8,45	4,52	4,94	30,94	28,70
Yb	2,40	2,43	2,33	1,18	1,12	1,03	0,19	0,22	3,19	2,76
Zn	< L.D.	< L.D.	< L.D.	8,00	9,70	11,27	57,07	25,30	32,51	59,95
Zr	42,72	57,16	57,63	24,56	27,19	27,10	30,81	31,83	100,90	233,32

Figure III- 24 : Composition en éléments majeurs et traces sur roche totale de 3 boudins granitiques (CAN-E ; CAN-O ; LEI) ainsi que des deux granites les plus proches (BA-464 ; MO-366). Les analyses ont été doublées (CAN-O) ou triplées (CAN-E ; LEI). <L.D. indique des concentrations inférieures aux limites de détection des instruments.

Les boudins ont une concentration élevée en SiO_2 comprise entre 70 et 76%, similaire à celle des granites de Baveno et Mt Orfano. Leurs concentrations en éléments majeurs sont du même ordre de grandeur que celles des granites (par ex CaO compris entre 1,1 et 2,08 wt.%). Seule la concentration en K_2O diffère de manière importante ; elle est beaucoup plus faible dans CAN-E et CAN-O.

Les spectres de REE des trois boudins sont enrichis par rapport à la chondrite (*figure III-25a*). Ils sont plus enrichis en terres rares légères (LREE), les rapports $(La/Lu)_N$ de LEI-1 et CAN-E-1 sont proches (2,5 et 4) tandis que celui de CAN-O-2 est beaucoup plus élevé (48)(*figure III-25d*). Leurs rapports $(La/Sm)_N$ sont compris entre 3 et 4,5 (*figure III-25c*). Tous les trois présentent une anomalie positive en Europium (Eu) avec un $(Eu/Eu^*)_N$ proche pour LEI-1 et CAN-E-1 (3,5-4) et plus faible pour CAN-O-2 (1,4). Le comportement des HREE diffère, CAN-E-1 montre un spectre plat, CAN-O-2 un spectre appauvri et LEI-1 un spectre plus enrichi.

Les spectres des boudins montrent qu'ils sont moins enrichis que ceux des granites de Baveno et Mt Orfano et des Kinzigites au toit du Complexe Mafique (MC, Sinigoi et al., 2016) et montrent une anomalie opposée en Eu (*figure III-25b*). Les rapports $(La/Sm)_N$ sont cependant très similaires (2,4-4,1). Le spectre de CAN-E-1 a également une allure très proche de celui du granite de Baveno et des Kinzigites (excepté l'anomalie en Eu).

CAN-E-1 et LEI-1 sont moins enrichis en LREE et plus enrichis en HREE que les anatectites au toit du complexe mafique (Sinigoi et al., 2011 ; Klötzli et al., 2014 ; Sinigoi et al., 2016). CAN-O-1 a cependant une concentration en LREE similaire et une concentration en HREE beaucoup plus faible. L'anomalie en Eu des anatectites est variable. Leurs rapports $(La/Sm)_N$ et $(La/Lu)_N$ sont par contre très proches de ceux de CAN-E-1 et LEI-1.

CAN-E-1 et LEI-1 ont également une concentration en LREE similaire à celle du Gabbro principal (MC ; Sinigoi et al., 2011) et CAN-O-2 est plus enrichi. Les enrichissements en HREE sont par contre très différents, CAN-E-1 et LEI-1 ont un enrichissement plus important en HREE et CAN-O-2 plus faible. Le complexe mafique a un des rapports $(La/Sm)_N$ le plus faible, un rapport $(La/Lu)_N$ similaire aux autres roches et une anomalie en Eu équivalente à celle de CAN-E-1 et LEI-1.

Les trois boudins ont un spectre de REE très différent de celui d'une appinite (Klotzli et al., 2014). Celle-ci a le rapport $(La/Sm)_N$ le plus faible et aucune anomalie en Eu.

Une anomalie positive en Eu indique généralement une accumulation en plagioclase. Les boudins seraient donc enrichis en plagioclase, contrairement aux granites qui en sont appauvris. Ce qui est cohérent avec les observations réalisées sur le terrain. L'enrichissement important en HREE du boudin LEI pourrait être associé au grenat.

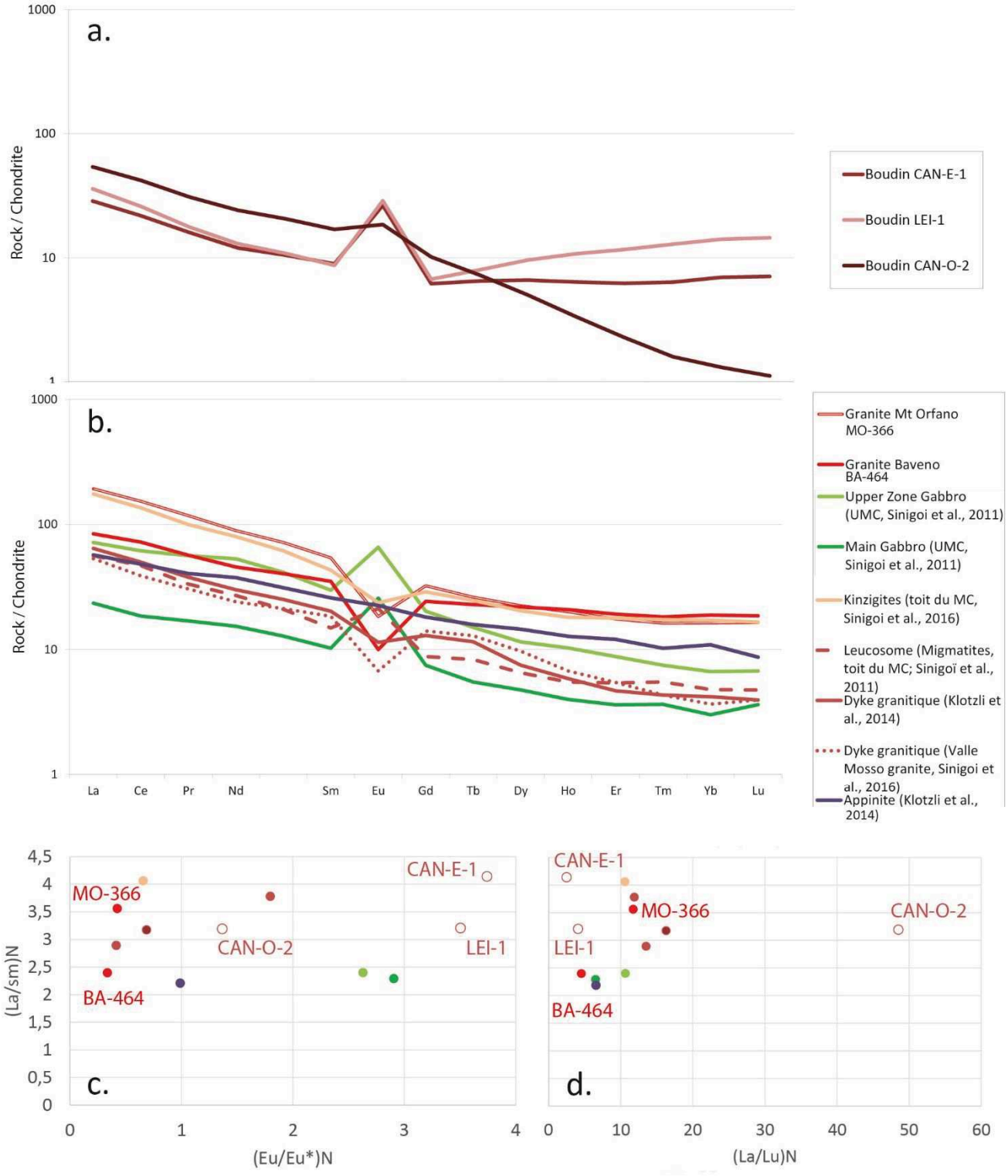


Figure III-25 : Diagrammes présentant les concentrations des Terres Rares normalisées aux valeurs de la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989). (a) Spectres REE des 3 boudins CAN-E-1, CAN-O-2, LEI-1. (b) Spectres d'autres lithologies de la Zone d'Ivré : les granites les plus proches (Baveno et Mt Orfano, nos mesures), la diorite qui forme la partie supérieure du Complexe Mafique (Upper Zone Gabbro ; Sinigoi et al., 2011), le gabbro principal (Main Gabbro, Sinigoi et al., 2011), les Kinzigites au toit du MC (Sinigoi et al., 2016), plusieurs produits d'anatexie (leucosome de Sinigoi et al., 2011 ; 2 dykes granitiques de Klötzli et al., 2014 et Sinigoi et al.,2016) et une appinite (intrusion dioritique associée au CMB, Klötzli et al., 2014). (c) et (d) Diagrammes (La/Sm) normalisé vs (Eu/Eu) normalisé et vs (La/Lu) nomalisé avec Eu*=(Sm+Gd)/2.*

- Isotopie Sr-Nd

Les rapports isotopiques Sr-Nd sont présentés dans le tableau (*figure III-26*) et tracés dans un diagramme (*figure III-27*) $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ avec des données isotopiques existantes sur le Complexe Mafique (MC), les Granites des Lacs, les Kinzigites et des anatectites (Sinigoi et al., 2011 ; Klotzli et al., 2014 ; Sinigoi et al., 2016).

Les rapports Sr_i et Nd_i ont été calculés pour 280 Ma qui est l'âge le plus utilisé par les auteurs cités ci-dessus pour le Système Magmatique de Sesia. Cet âge est aussi celui que nous supposons pour D_2. Les rapports ont également été calculés pour 314 Ma et la différence est négligeable (~10^{-5}) et n'induit aucune différence d'interprétation.

Sample	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	Std Error (2σ)	$(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	Std Error (2σ)	$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{calc}$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$
CAN-E	0,721693	0,000006	0,101334	0,721289	0,512036	0,000010	0,147057	0,511766
CAN-O	0,712986	0,000004	0,280757	0,711867	0,512043	0,000004	0,139897	0,511787
LEI	0,724402	0,000004	1,739734	0,717471	0,512024	0,000010	0,132027	0,511782

Figure III-26 : Tableau des résultats des analyses isotopiques en Sr-Nd réalisées sur les 3 boudins. i a été calculé pour t = 280 Ma.
Avec $(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}=(Rb/Sr)*2,89$

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i= (^{87}Sr/^{86}Sr)_m-(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}\,(e^{\lambda t}-1)$ *avec* $\lambda=1,42.10^{-11}$

et

$(^{143}Sm/^{144}Nd)_{calc}=(Sm/Nd)*0,6049$

$(^{143}Nd/^{142}Nd)_i= (^{143}Nd/^{144}Nd)_m-(^{143}Sm/^{144}Nd)_{calc}\,(e^{\lambda t}-1)$ *avec* $\lambda=6,54.10^{-12}$

Les rapports Nd_i des boudins sont très proches (0,51175-0,51180). Leurs rapports Sr_i sont par contre beaucoup plus dispersés (0,7118 – 0,7212).

Le diagramme $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ montre clairement que les boudins présentent des rapports isotopiques similaires à ceux des Kinzigites et des anatectites. Le diagramme de la concentration en Sr vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ montre que ces boudins sont dissociables de la tendance AFC (différenciation + assimilation crustale) existante entre le complexe mafique et les granites et qu'ils sont par ailleurs plus riches (sauf LEI) que les Kinzigites en Sr. Ces deux diagrammes indiquent donc que ces boudins pourraient être issus de l'anatexie, et plus particulièrement de la fusion des Kinzigites, et qu'ils n'auraient pas de composante mantellique (associée au Complexe Mafique).

Les rapports $(La/Lu)_N$ montrent également clairement que CAN-O-2 a le spectre de REE le plus fractionné des boudins, il a également l'anomalie en Eu la moins importante ce qui pourrait indiquer qu'il correspond à un liquide anatectique plus précoce. LEI et CAN-E seraient ainsi des boudins issus d'une anatexie plus avancée.

Par ailleurs, les spectres de REE montrent qu'ils sont, comme les anatectites, peu enrichis en REE par rapport à ce qui est attendu pour des liquides de fusion crustale. Cela pourrait indiquer qu'ils sont issus de l'anatexie d'une croûte déjà appauvrie par un épisode d'anatexie antérieur. Ils pourraient ainsi bien être associés à un deuxième épisode d'anatexie syn-D_2 provoqué par la mise en place du Complexe Mafique.

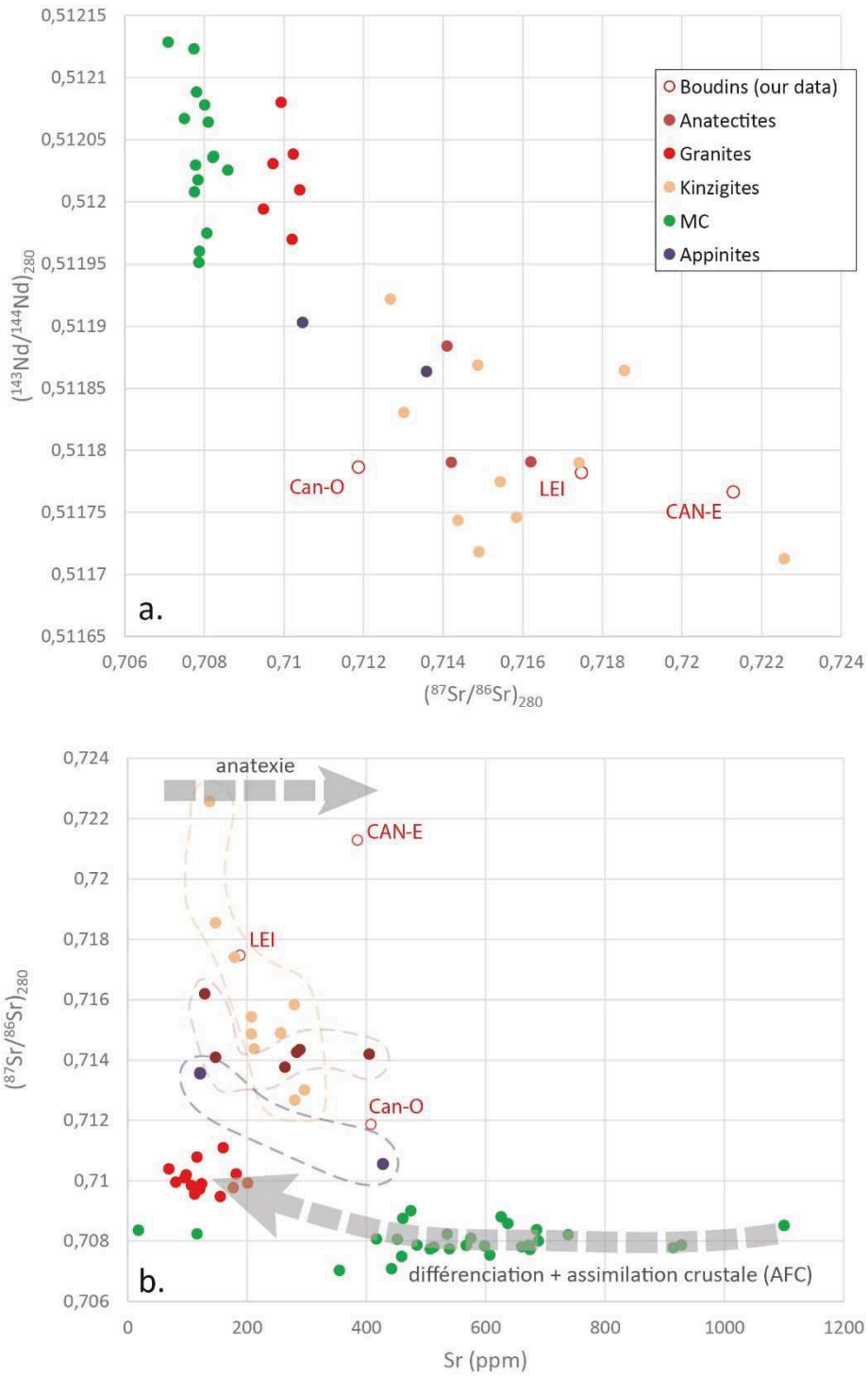


Figure III-27 : Diagrammes présentant les résultats des analyses isotopiques Sr-Nd réalisées sur les 3 boudins granitiques. (a) Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ (calculés pour 280 Ma) des boudins ainsi que d'autres roches de la Zone d'Ivrée : l'ensemble des granites des lacs, le Mafic Complex, des appinites, des produits anatectiques, et des Kinzigites (références dans Sinigoi et al., 2016). (b) Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus la concentration en Sr (ppm) de ces mêmes roches. Le diagramme montre deux tendances, une tendance de type AFC entre les gabbros du MC et les granites et appinites et une tendance de type anatexie « pure » entre les Kinzigites, les anatectites et les boudins analysés.

L'histoire compressive précoce de la Zone d'Ivrée est aujourd'hui complètement effacée par la déformation ductile Carbonifère et Permienne mais son assemblage sédimentaire (métapélites-marbres-métagraywackes) suggère qu'elle était en position superficielle au Paléozoïque inférieur, possiblement en relation avec un prisme d'accrétion (Sills et Tarney, 1984).

Les quelques reliques éclogitiques qui subsistent (Bertolani, 1959 ; Boriani et Peyronel Pagliani, 1968 ; Boriani et Sacchi, 1973) indiquent que ces sédiments sont entrés en subduction, probablement au Carbonifère inférieur.

L'histoire extensive débute par D1 au Carbonifère supérieur et est synchrone du métamorphisme régional M1 et d'un épisode d'anatexie qui affecte l'ensemble des roches. D1 se traduit par une fabrique plano-linéaire S1 associée à un amincissement crustal important avec une direction d'allongement peu marquée E-W ($0<k<<1$, en position d'origine). Cette déformation pénétrative et homogène est associée à un cisaillement pur exprimé notamment par des plis isoclinaux P1 dont la S1 est plan axial.

La déformation D2 apparait dans un continuum de D1 et dans une logique de localisation de la déformation, à la transition Carbonifère-Permien, pendant le refroidissement de la croûte. Elle est associée, dans la croûte la plus inférieure, au développement d'un plissement majeur (pli de Massone) dont le plan axial est parallèle à S1, puis de structures asymétriques au début du Permien. Des plis P2 deversés traduisent un cisaillement vers l'E (position d'origine) puis des zones de cisaillement profondes (Anzola, Rosarolo, etc) indiquent un sens de cisaillement similaire.

Cette déformation profonde hétérogène et localisée est associée à une croûte moyenne ductile homogène complètement cisaillée vers l'E ($0<<k<1$, en position d'origine) au contact de laquelle vient probablement s'enraciner au Jurassique la faille de Pogallo.

D2 est sans doute au moins en partie contemporaine de l'intrusion du Complexe Mafique dont la structure suggère une mise en place associée à un cisaillement pur puis à un cisaillement simple vers l'E (Quick et al., 1992) comme le reste de la croûte. Il est probable que la déformation ductile intense et l'anatexie (boudins granitiques et leucosomes) de la croûte moyenne soient associées à l'anomalie thermique locale liée à l'intrusion du Complexe Mafique.

Ce continuum de déformation ductile pendant ~40 Ma abouti à une extension essentiellement localisée à la faille de Pogallo, probablement dès la fin du Permien, marquée par une déformation par cataclase au Jurassique.

4. Les marbres de la Zone d'Ivrée

Les marbres ou calcsilicates s'observent dans la Zone d'Ivrée depuis la croûte moyenne à la croûte la plus profonde (à moins d'un kilomètre de la ligne insubrienne, *figure III-28*). Ils constituent des niveaux de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Les observations de terrain suggèrent qu'ils pourraient constituer des niveaux de découplage rhéologique important et la déformation ductile s'y exprime très différemment de celle de l'encaissant sédimentaire.

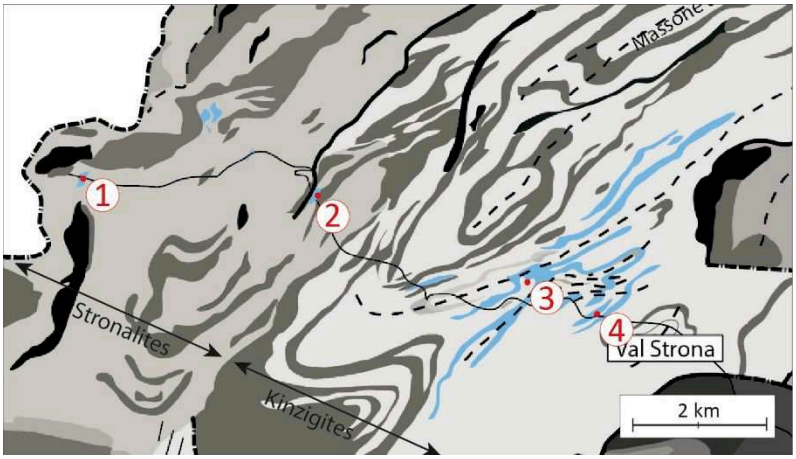


Figure III-28 : Localisation des 4 sites d'étude des marbres dans le Val Strona

a. Origine des marbres : magmatique ou sédimentaire ?

Certains marbres (ex : *figure III-33*) de la Zone d'Ivrée montrent un comportement quasiment fluidal (Site 1 et 2 notamment, cf. sous-parties suivantes). Ces observations pourraient suggérer que ces marbres ont en réalité une origine magmatique et qu'ils seraient donc des méta-carbonatites. Additionnellement un dyke carbonatitique aurait été observé dans le sud de la zone (Galli et al., 2017, EGU 2017). Le rifting intracontinental associé à un volcanisme alcalin (rhyolite) est également un contexte favorable pour la mise en place de ce type de lave.

Pour répondre à cette interrogation, des analyses en éléments traces ont été réalisées sur des échantillons de 3 des 4 sites (sites 1, 2 et 4). Deux échantillons du site 4 ont été analysés car la lithologie est très variable sur ce site.

Les résultats sont présentés dans les pages suivantes, sous-forme d'un tableau (*figure III-29*) et sous forme de spectres de Terres Rares (*figure III- 30*).

Des recherches de phases minérales spécifiques ont également été réalisées en lame mince (et à la microsonde électronique sur les marbres du site 4). La présence de pyrochlore et/ou de perovskite peut être un bon indicateur de carbonatite. Ces phases ne sont cependant pas présentes dans toutes les carbonatites (e.g Le Bas et al., 2002). Leur absence n'est donc pas discriminante.
Elles n'ont ainsi pas été observées dans les lames minces dans les marbres des 4 sites étudiés.

Sample	Site 4 (n°1)	Site 4 (n°2)	Site 1	Site 2
Trace elements (ppm)				
Li	35,25	74,08	0,06	6,93
Be	3,20	2,25	0,04	1,69
K	29317,46	29754,83	15,86	9632,53
Sc	3,41	11,42	1,31	6,95
V	7,00	79,27	13,54	74,16
Mn	182,51	295,21	813,71	2051,79
Co	0,89	12,95	5,30	16,44
Ni	1,31	31,91	23,35	35,13
Cu	22,13	28,55	30,13	50,81
Zn	9,83	79,42	700,20	65,51
Ga	15,12	18,09	2,23	11,16
Rb	119,26	139,33	0,08	46,81
Sr	277,61	422,29	141,90	608,92
Y	12,79	32,25	2,11	19,70
Zr	40,99	12,38	7,02	10,74
Nb	4,79	16,72	1,39	6,20
Cs	3,61	5,29	0,00	0,86
Ba	390,01	420,20	108,59	343,49
La	18,96	45,69	3,08	31,14
Ce	35,54	86,45	6,74	60,36
Pr	3,93	10,17	0,85	7,32
Nd	14,30	37,74	3,46	28,77
Sm	2,68	7,06	0,73	5,75
Eu	0,88	1,25	0,25	1,23
Gd	2,37	6,25	0,61	4,74
Tb	0,35	0,93	0,08	0,64
Dy	2,03	5,36	0,43	3,59
Ho	0,40	1,07	0,08	0,70
Er	1,16	2,90	0,21	1,93
Yb	1,21	2,49	0,18	1,71
Lu	0,18	0,35	0,02	0,25
Hf	1,12	0,51	0,55	0,52
Ta	0,55	1,11	0,26	0,48
W	1,04	1,22	0,16	0,56
Pb	20,77	17,25	33,46	14,08
Th	4,46	15,66	0,33	7,43
U	1,45	2,77	0,20	3,66

Figure III-29 : Composition en éléments traces sur roche totale des 4 échantillons de marbres récoltés sur 3 des 4 sites d'étude

Les concentrations en Terres Rares ont été normalisées aux valeurs de la Chondrite C1 de Sun et McDonough (1989). Les spectres sont comparés aux spectres d'un calcaire moyen (Sen & Mishra, 2015) et d'une carbonatite moyenne (Xu et al., 2010).

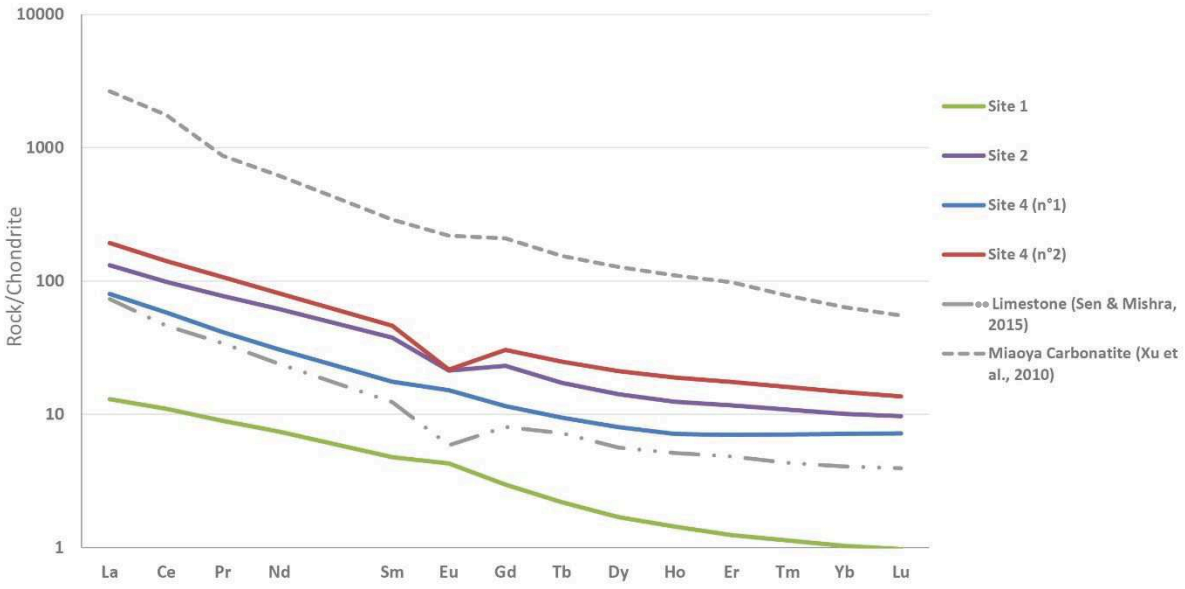


Figure III-30 : Spectres de Terres Rares des 4 échantillons de marbres analysés. Le calcaire moyen (Limestone ; Sen et Mishra, 2015) et la carbonatite de Miaoya (Xu et al., 2010) sont donnés pour comparaison.

Les spectres des 3 sites sont enrichis par rapport aux chondrites. Ils sont tous plus enrichis en terres rares légères (LREE). Les spectres des sites 2 et 4 sont proches de celui du calcaire moyen et celui du site 1 (proche du Moho) est plus appauvri. Il existe plus d'un ordre de grandeur entre les compositions des marbres de la Zone d'Ivrée et celle de la carbonatite moyenne de Miaoya.

L'anomalie négative en Eu est un caractère distinctif des marbres d'origine sédimentaire (e.g Le Bas et al., 2002). L'un des échantillons du site 4 et l'échantillon du site 2 en sont pourvus tandis que l'échantillon du site 1 et l'autre échantillon du Site 4 en sont dépourvus.

Les marbres des sites 4 (n°2) et 2 sont clairement d'origine sédimentaire. Les autres marbres n'ont pas d'anomalie négative en Eu mais leur enrichissement, proche de celui du carbonate moyen, et très faible par rapport à la carbonatite moyenne, pourrait indiquer qu'ils sont également d'origine sédimentaire.

b. Déformation des marbres

Fabrique magnétique

Les marbres ont une susceptibilité moyenne K_m = 150.10^{-6}SI, une anistropie faible (*Pj*<1,20) et un paramètre de forme *T* dispersé (figure *III*-24). La susceptibilité moyenne montre que les phases silicatées dominent dans le signal des carbonates diamagnétiques

Contrairement aux Stronalites, Kinzigites et aux boudins granitiques, les marbres ont une fabrique magnétique peu réglée (*figure III-31*). Cette dispersion pourrait être liée à la dissolution fréquente tardive de la calcite dans les roches avec une percolation dans sa porosité ou à une déformation beaucoup plus hétérogène.

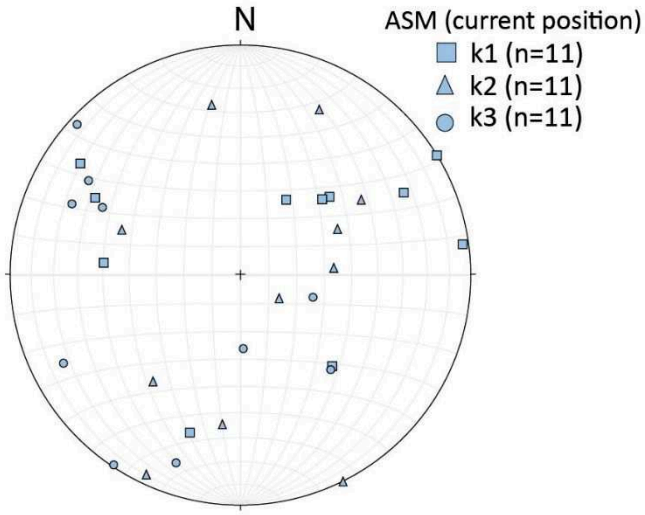


Figure III-31 : Projection en stéréogramme des axes de fabrique magnétique des marbres de la Zone d'Ivrée.

Marbres profonds (site 1)

Dans la partie la plus profonde les marbres sont formés de calcite-olivine-clinopyroxène-grenat (*figures III-33b et c*). Ils sont nettement foliés et leur foliation Sm est parallèle à la foliation S_1 de l'encaissant stronalitique. Ces marbres emballent des enclaves pluricentimétriques à métriques (*figures III-32 et 33a*). Ces enclaves, difficilement identifiables, pourraient correspondre à l'encaissant stronalitique ou à des roches mafiques (gabbro ou métabasite). Celles-ci sont orientées dans la direction de foliation et semblent pré-structurées. Elles pourraient correspondre à des boudins étirés à l'extrême. Mais la continuité de l'affleurement ne permet pas de déterminer si ces « boudins » sont alignés.

Le marbre ne semble marquer aucun des épisodes de plissement décrit dans les Stronalites et les Kinzigites.

En lame mince la déformation des cristaux de calcite se traduit par des macles polysynthétiques très marquées et par le développement important de sous-grains (*figures III-33b et c*). Les olivines, les pyroxènes et les grenats sont fracturés et orientés suivant la direction d'étirement NE-SW.

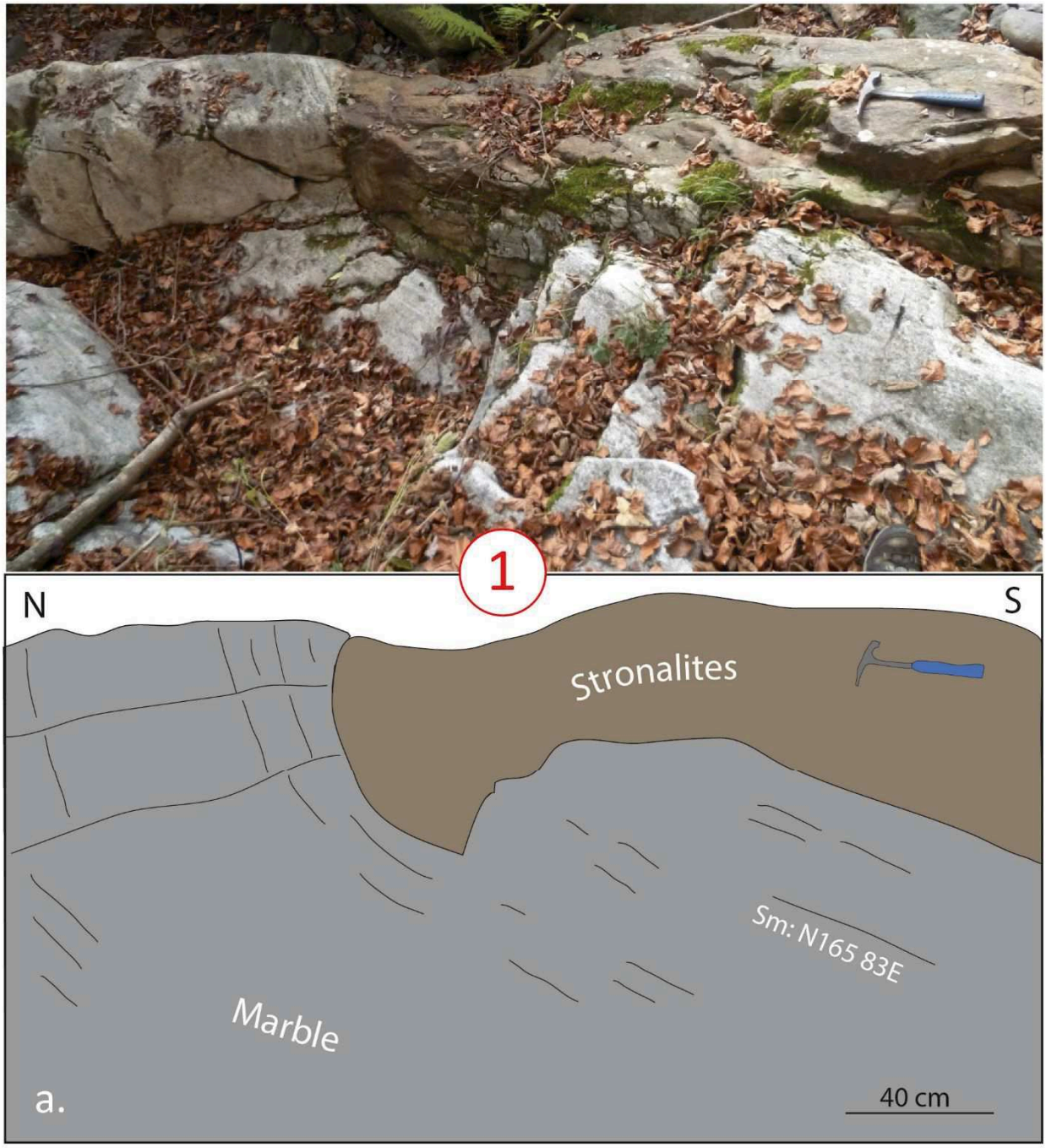


Figure III-32 : Photo d'enclave métrique de Stronalites pris dans la foliation Sm des marbres du site 1.

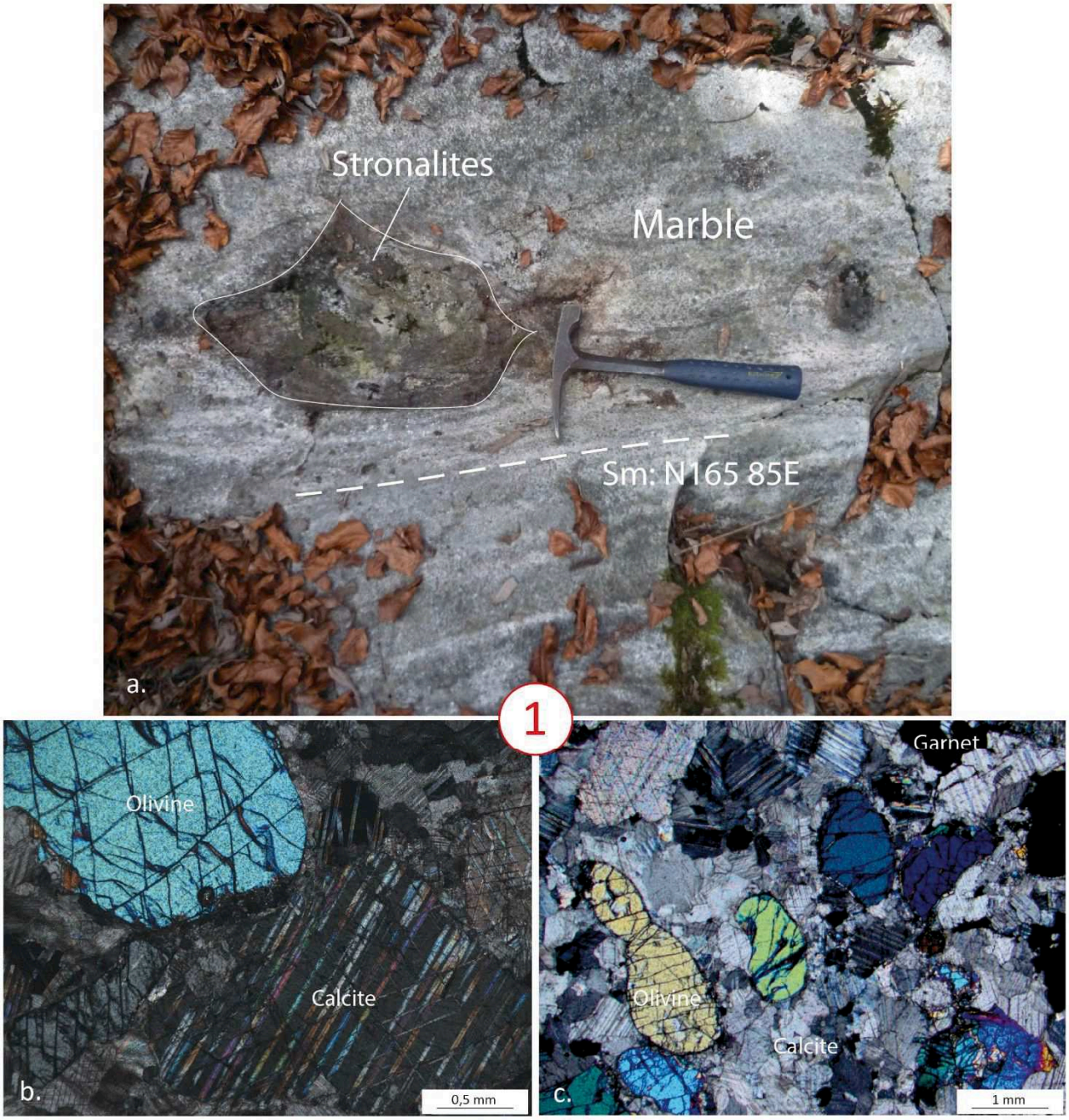


Figure III-33 : Marbres du site 1 : (a) Photo d'enclave stronalitique décimétrique anguleuse prise dans la Sm. (b)Photo de lame mince non orientée, noter les macles polysynthétiques très développées dans la calcite. (c) Photo de lame mine non orientée, noter l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine.

Marbres au toit des Stronalites (site 2)

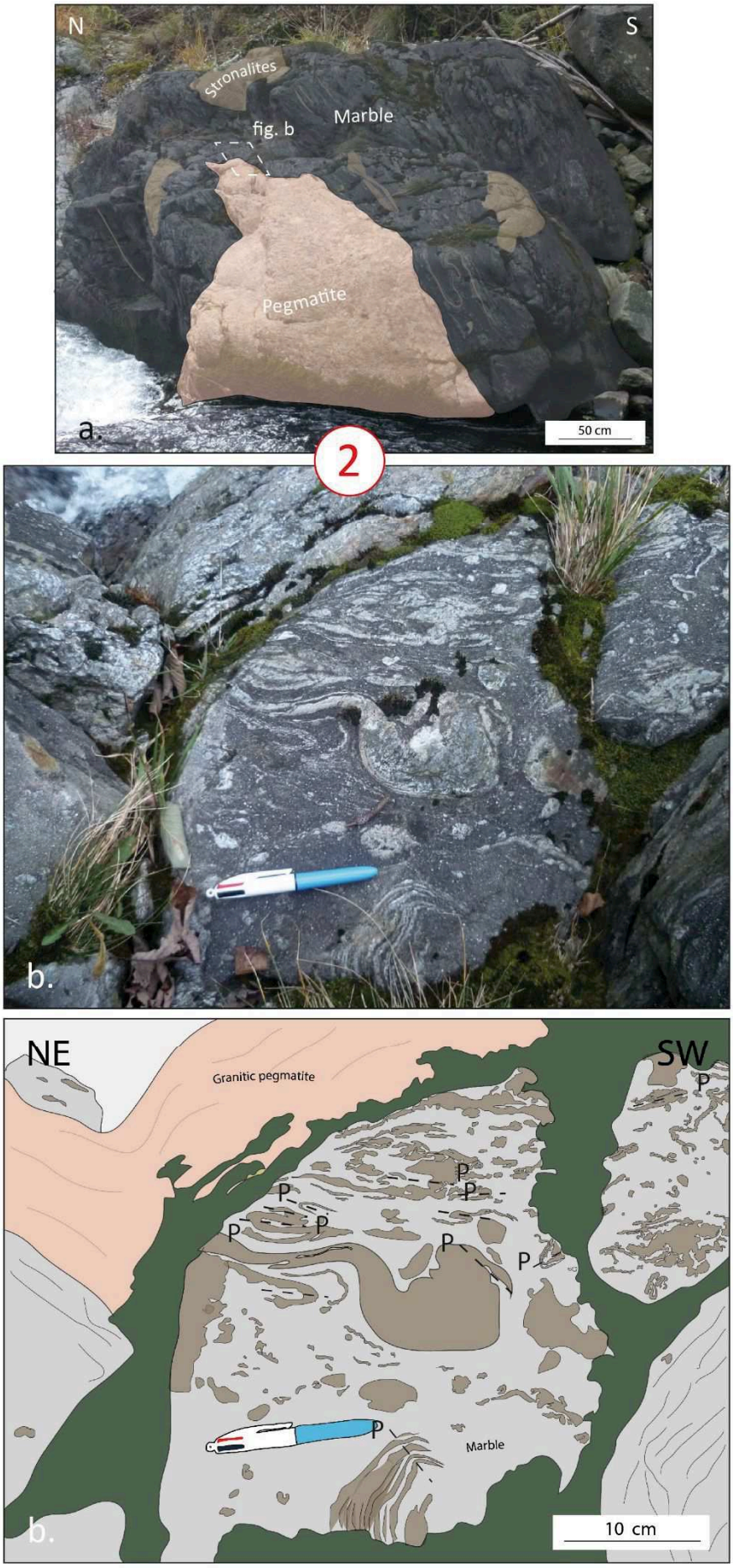
Dans le site 2 les marbres se présentent sous forme d'une matrice carbonatée sombre contenant d'abondantes enclaves stronalitiques ainsi que des clastes silicatés (*figures III-34, 35 et 36*). Un boudin granitique pegmatitique a également été observé (*figure III-34a*).

La matrice des marbres est formée principalement de calcite et contient également des phases silicatées en proportions variables ; quartz – feldspath K – pyroxènes – olivine (*figure III-36*). Au moins une partie peut être considérée comme des xénocristaux provenant de l'encaissant stronalitique. Ces phases forment également parfois des agrégats xénolitiques (*figure III-36a*).

A la fois sur le terrain et en lames minces, les niveaux ou agrégats silicatés forment la lithologie la plus compétente. Ils marquent une génération de plis isoclinaux apparentés aux plis P_1 (*figures III-34b et 35*). Les plans axiaux de ces plis sont très peu réglés ce qui démontre que ces éléments stronalitiques sont soit pré-structurés et transportés dans un fluide carbonaté de très basse viscosité soit co-structurés de manière ductile dans le fluide avec un contraste de viscosité très important entre le fluide et les enclaves. Ce sont dans les 2 cas des structures associés à un écoulement fluide.

En lame mince ce sont les silicates qui forment les cristaux les plus grands (*figure III-36b*). Dans les niveaux carbonatés la déformation pendant la transition visco-plastique se traduit par la réduction très importante de taille de grain et par la localisation de bandes mylonitiques fines (*figure III-36b*).

Figure III-34 (page suivante): Planche de photos des marbres du Site 2, localisé dans les Stronalites. (a) Photo générale de l'affleurement, on y distingue clairement le boudin de pegmatite pris dans la foliation, et les diverses enclaves de Stronalites. La figure b y est localisée. (b) Photo et schéma montrant la quantité d'agrégats silicatés stronalitiques dans le marbre et l'apparence très « fluidale » de la déformation avec les plans axiaux des plis orientés dans toutes les directions.


N
S
Stronalites
Marble
fig. b
Pegmatite
a.
50 cm
2
b.
NE
SW
Granitic pegmatite
P
Marble
b.
10 cm

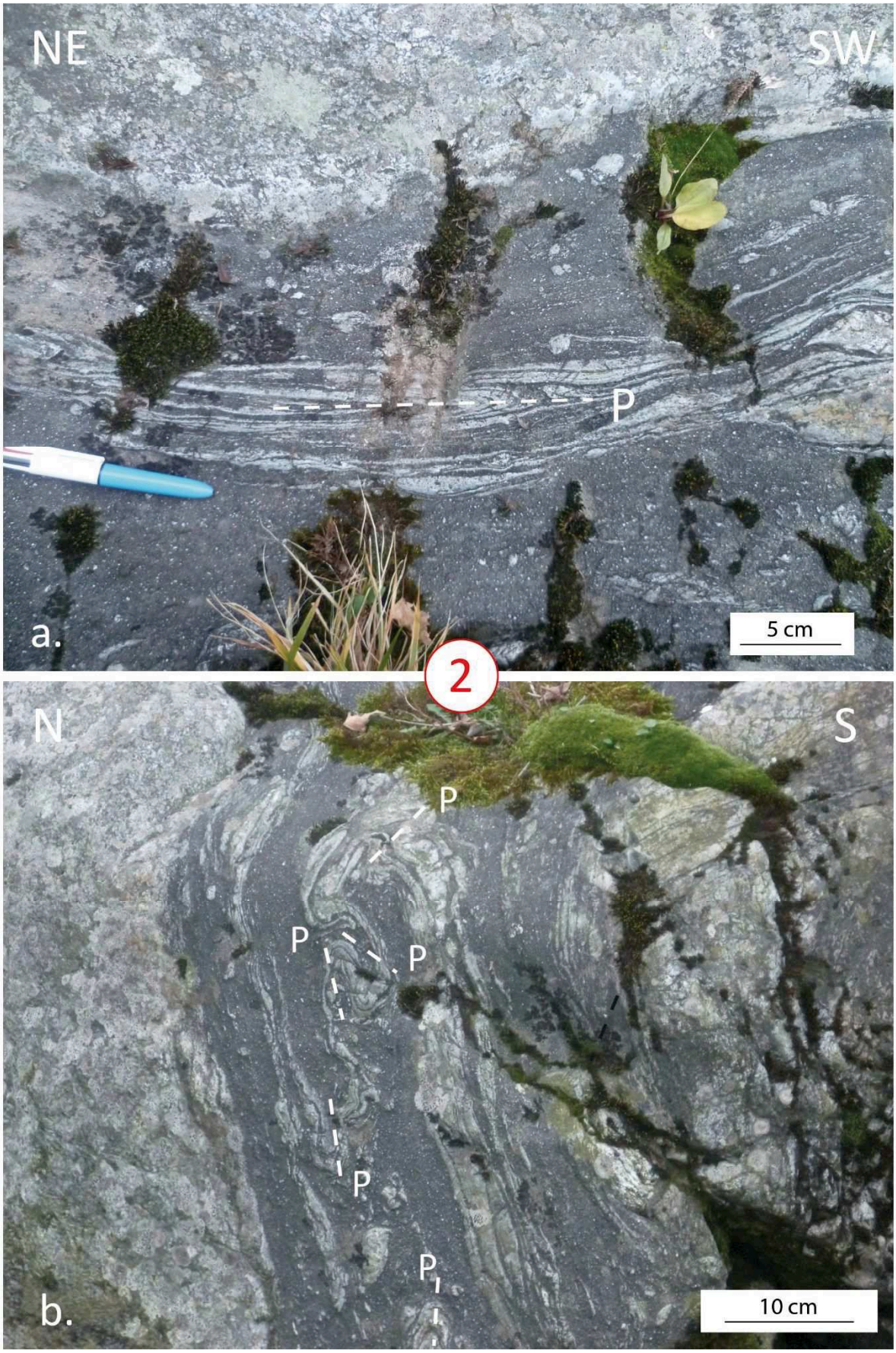


Figure III-35 : (a) et (b) Ecoulement fluide des marbres du site 2 exprimé par l'hétérogénéité des structures et notamment le déréglement des plans axiaux des plis.

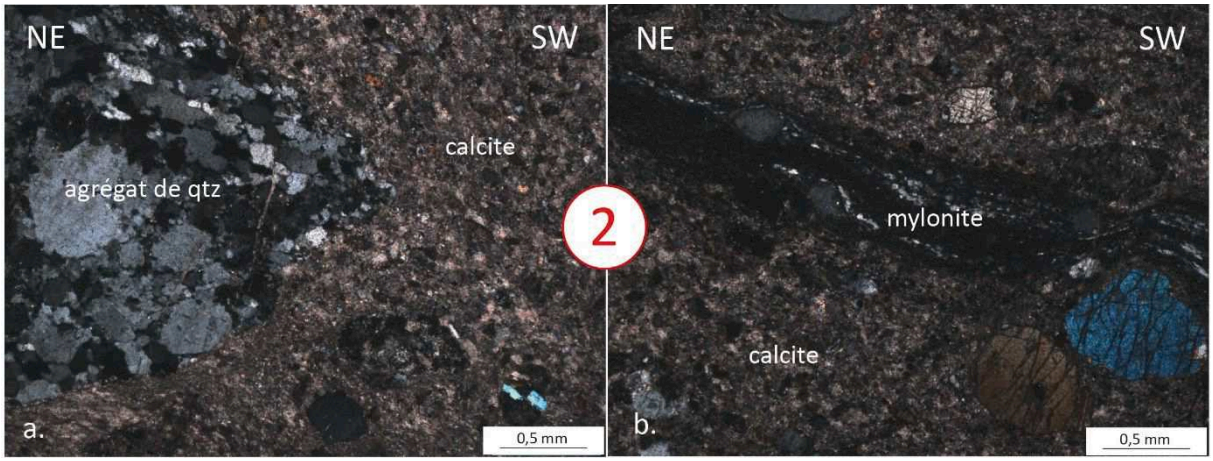


Figure III-36 : Photos de lames minces orientées des marbres du site 2. (a) Agrégat de silicates dans une matrice calcitique fine. (b) Développement d'une bande mylonitique dans la matrice calcitique.

Marbres et plis P_2 (site 3)

Dans le site 3 les marbres sont affectés par un pli similaire aux plis P_2 (cf. sous-partie 3b). Ce pli plurimétrique (*figure III-37*) est marqué par l'alternance de lits silicatés et de niveaux plus carbonatés. Les niveaux silicatés sont boudinés et également clairement affectés par des plis P_1 repris ensuite par des plis P_2 . Les niveaux de marbres sont logiquement affectés par les mêmes déformations mais marquent moins clairement le premier épisode de plissement.

Les plis P_2 sont clairement anisopaques et présentent une dysharmonie importante associée aux contrastes rhéologiques liés à l'alternance lithologique. Les niveaux carbonatés sont très anisopaques, avec une épaisseur maximale au niveau des charnières de plis associée à un fluage très important du marbre. Ils semblent également former un niveau de découplage ductile entre les 2 plis P_2. Les niveaux silicatés définissent clairement les niveaux les plus compétents, ils sont boudinés et moins anisopaques que les marbres.

Calcsilicates de Strona (site 4)

Le site 4 est le moins profond des sites d'étude. Il se situe dans une zone étudiée par Rutter et al. (2007 ; *figure III-38*). Il est marqué par une lithologie plus silicatée avec d'abondants feldspaths, des pyroxènes, du quartz, des amphiboles et du sphène (*figure III-39*). L'alternance des lits (centimétriques) y est plus importante que dans les autres sites. Elle décrit une fabrique litée compositionnelle similaire à un litage magmatique. Les niveaux silicatés forment les niveaux les plus compétents et sont d'apparence très légèrement boudinés (*figures III-39 et 40*). Des cisaillements « dextres » recoupent la foliation mais semble « scellés » ou « mourir » dans des niveaux carbonatés (essentiellement formés de calcite) exactement comme dans les gabbros qui montrent régulièrement des failles normales syn-magmatiques (*figures III-39b et 40a*). Cela suggère que ces failles affectent un encaissant dont les niveaux de carbonates seraient encore ductiles. Ces cisaillements s'apparentent à des failles normales avant le basculement alpin.

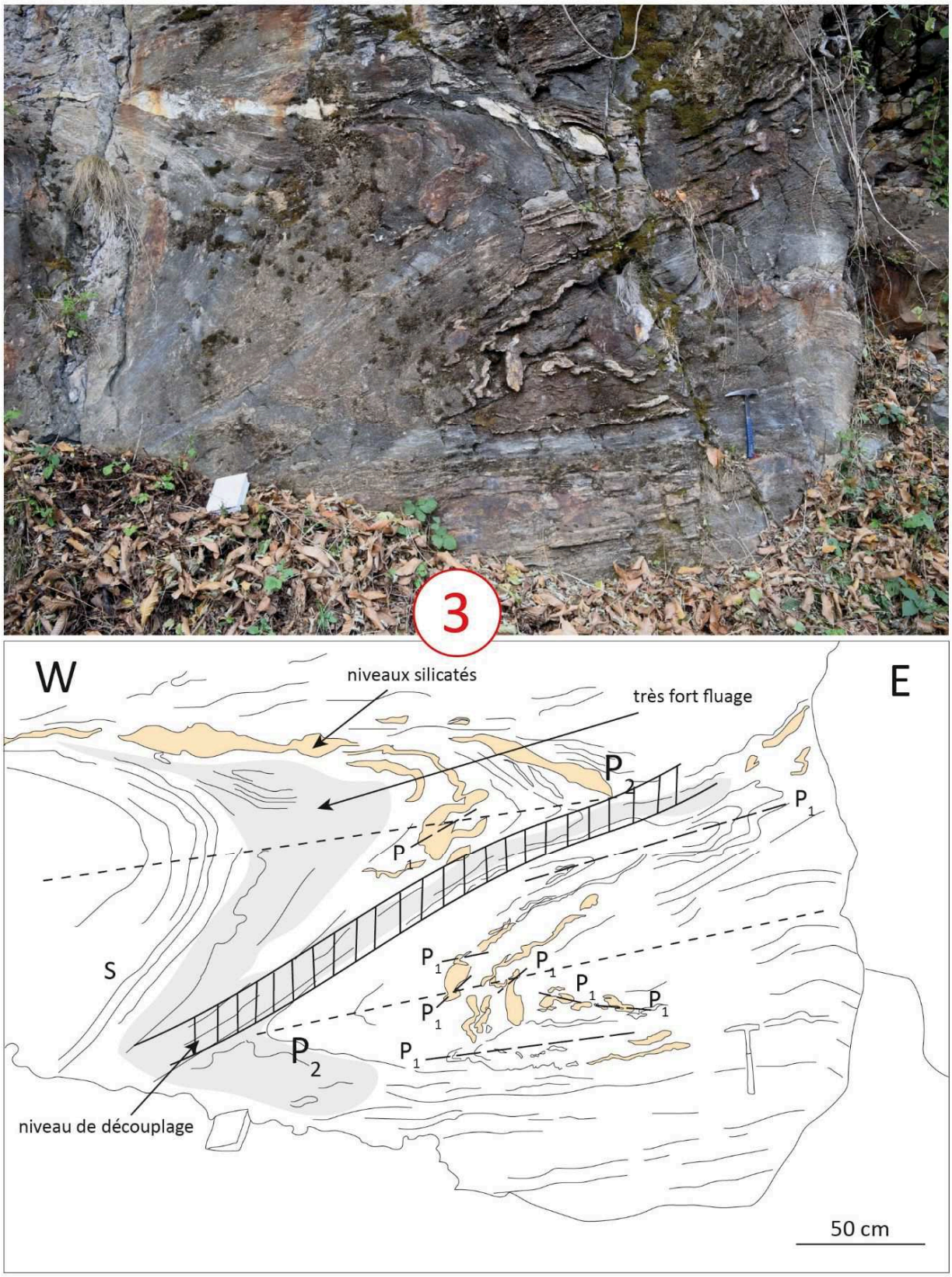


Figure 37 : Photo et schéma des marbres du site 3 localisé dans les Kinzigites. Ces marbres sont affectés par un plis plurimétrique P_2 qui reprend des plis P_1 marqués par les lits silicatés.

Comme l'a décrit Rutter et al. (2007), ces marbres sont affectés par des plis isoclinaux P_1 syn-Sm (« F1 » ; *figure III-38*) puis repris par le plissement de Massone (« F2 » ; *figure III-39*). Cela suggère clairement que les marbres de Strona ont subi la même histoire de la déformation que les Kinzigites et que Sm est contemporaine de S_1.

En lame mince l'alternance de lits silicatés/lits carbonatés est clairement observée dans les zones ou les cristaux sont de taille importante (*figures III-40b*). La calcite est dans ce cas marquée par de nombreuses macles polysynthétiques. Dans les bandes mylonitiques l'ensemble des phases sont cependant mélangées (*figure III- 40c*).

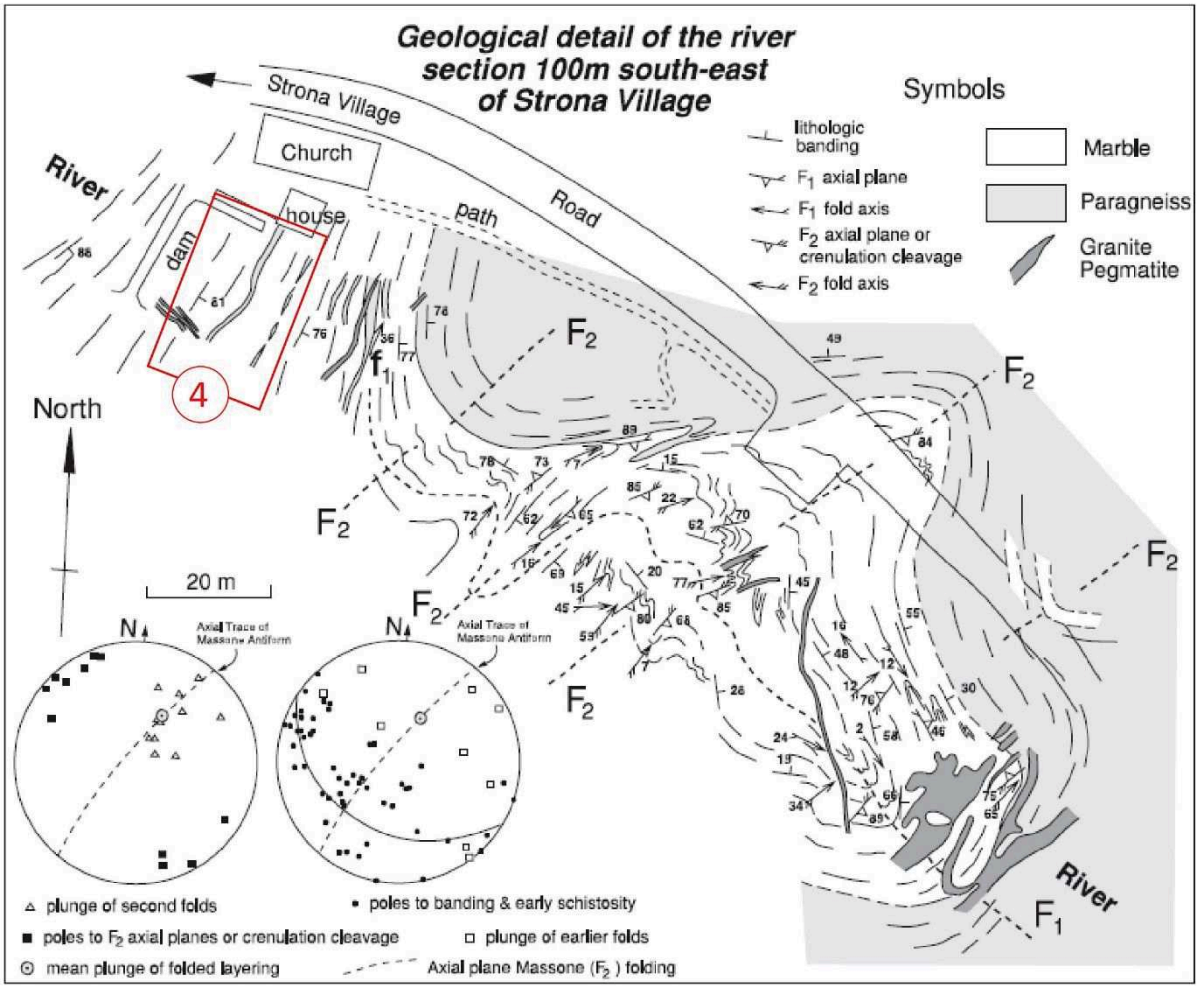


Figure III-38 : Carte de Rutter et al. (2007). Détails des plis P1 et P2 qui affectent les marbres de Strona. Les plis de Massone (F2, P2) montrent des axes à plongement vers le NE, ils reprennent une foliation précoce Sm/S1 plan axial de plis P1.

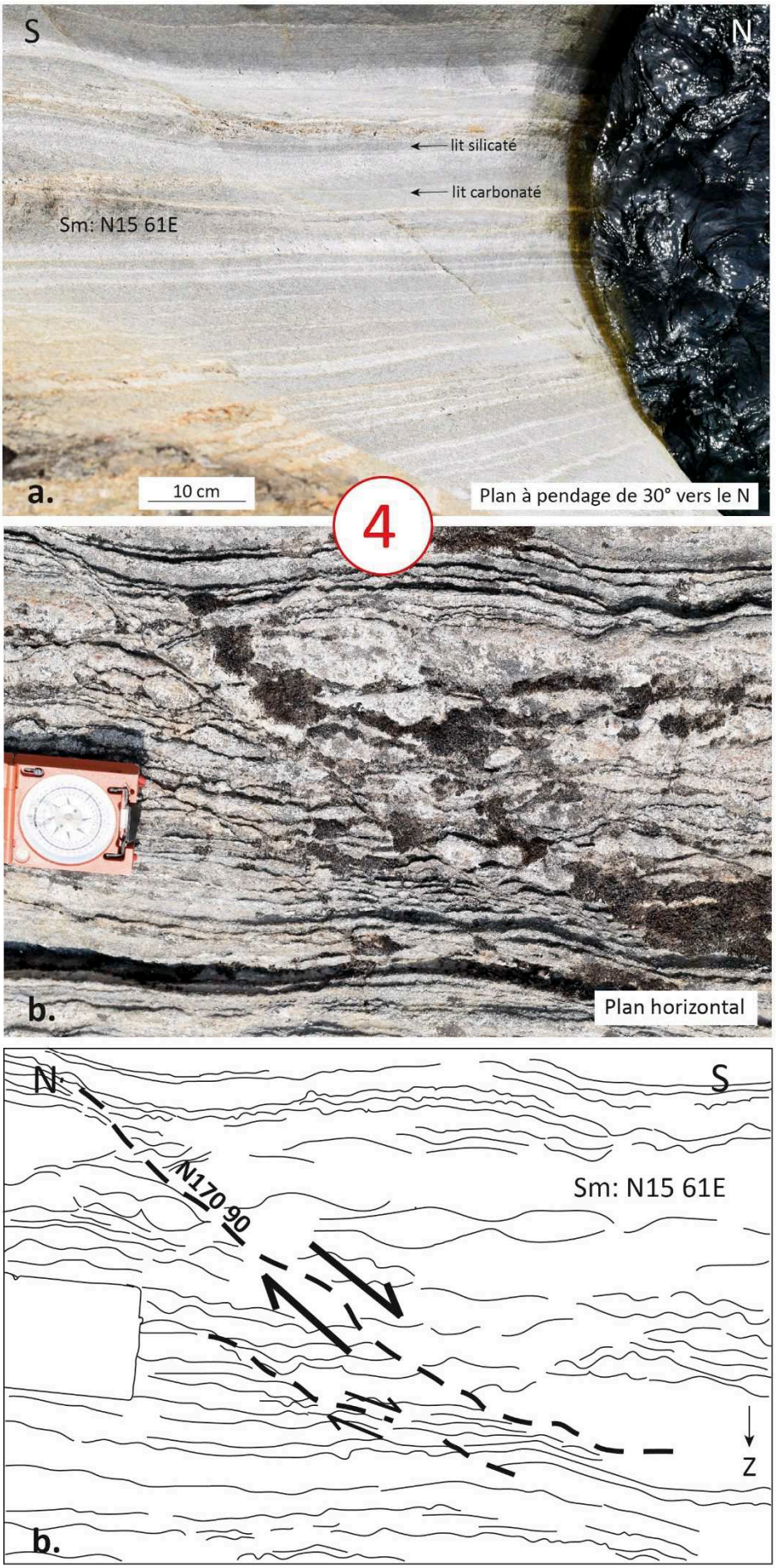


Figure III-39 : Marbres du site 4 . (a) Litage compositionnel remarquable. (b) Photo et schéma d'un cisaillement dextre apparent scellé. Les niveaux d'apparence boudinée sont les lits silicatés.

Figure III-40 : Marbres de Strona, site 4. (a) Cisaillements dextres apparents, scellés par des niveaux carbonatés. (b) Photo de lame mince non orientée montrant l'alternance des lits silicatés et des lits carbonatés, les macles polysynthétiques sont très exprimées dans la calcite. (c) Photo de la mince non orientée d'une zone mylonitique locale.

Dans l'ensemble de la croûte inférieure les marbres présentent des structures très hétérogènes de type fluidal, différentes de celles des Kinzigites et des Stronalites, traduisant un écoulement d'un fluide de très basse viscosité. Leur rhéologie est ainsi très contrastée de celle des autres métasédiments de la Zone d'Ivrée qui forment des niveaux plus compétents (enclaves, boudins etc.). Les marbres définissent ainsi potentiellement des niveaux de découplages importants et pourrait accommoder un amincissement important de la croûte.

Dans le site 4 (à Strona) le litage compositionnel, les failles normales « magmatiques » et le peu de déformation intracristalline, suggèrent que l'ensemble pourrait résulter d'un écoulement d'un fluide carbonaté et silicaté (fusion d'un calcsilicates) avec la séparation des phases (effet Bagnold).

II- La déformation ductile de Seiland

L'île de Seiland fait partie de la Province magmatique de Seiland (SIP, *figure III-41*) qui s'inscrit dans le complexe de nappes de Kalak (cf. Chapitre II – Partie II). Ce complexe calédonien est constitué de 3 unités métasédimentaires dont une seule affleure sur l'île, la nappe de Sørøy. Celle-ci affleure sous la forme de paragneiss granulitiques appartenant probablement à la séquence d'Eidvågeid (Elvevold et al., 1994). Ces paragneiss, dont les protolithes sont précambriens (910-840 Ma ; Kirkland et al., 2007), auraient subi une histoire polyphasée complexe de déformation et de métamorphisme : phases collisionnelles de Porsanger et des Calédonides, phases extensives Protérozoïque et Cambrienne (voir Chapitre II- Partie II ; e.g Elvevold et al., 1994 ; Gasser et al., 2015). La mise en place de la SIP serait associée à un épisode de rifting intracontinental précédant l'ouverture du sud de l'Océan Iapetus il y a ~550 Ma (e.g Daly et al., 1991 ; Roberts et al., 2006 ; Larsen et al., 2018).

A Seiland l'intrusion de la SIP se traduit par l'emplacement de gabbros annulaires (570-560 Ma ; Roberts et al., 2006 ; 2010), d'un essaim de dykes et d'un complexe utramafique (le complexe de Melkvann) qui forme la partie centrale de l'île (*figure III-41)*.

Les gradients P-T mesurés dans les métasédiments de Sørøy ainsi que les pressions de formation estimées pour les gabbros suggèrent que la SIP représente la partie inférieure d'un grand système magmatique (avec potentiellement la mise en place de trapps en surface) dont aujourd'hui seule la croûte inférieure est préservée.

L'étude de terrain menée suggère que l'histoire de la déformation de cette croûte inférieure est moins complexe que celle qui est habituellement décrite.

La déformation a ici été divisée en 3 phases : une phase de déformation syn-foliation $\mathbf{D_1}$, probablement pré-cambrienne, une phase $\mathbf{D_2}$ transposant la foliation S_1, contemporaine de l'intrusion de la SIP, et une phase $\mathbf{D_3}$ mineure associée à des cisaillements locaux.

Les mesures réalisées à la boussole ont été corrigées de la déclinaison magnétique qui est de +11° à Seiland (latitude ~N70°, longitude ~E23°).

1. Déformation finie

a. Pétro-fabrique

Les paragneiss de l'île sont marqués par une déformation ductile intense et une anatexie importante il est donc difficile de déterminer la nature et la composition du protolithe et ainsi de confirmer qu'ils appartiennent à la séquence d'Eidvågeid.

Ces roches sont formées (par ordre d'abondance) de quartz, feldspath potassique, grenat, sillimanite, plagioclase et biotite, ainsi que de phases accessoires comme le rutile ou l'ilmenite (*figure III-42*). De la cordierite est également observée localement autour de certains corps gabbroïques. Les grenats sont très abondants, de tailles variables et peu d'ombre de pression ont été observées.

A proximité des intrusions les gneiss sont localement migmatitiques avec le développement d'une alternance de lits quartzo-feldspathiques à grenat et de lits biotitiques ainsi que le développement de couronnes réactionnelles autour du grenat (*figure III-42a*).

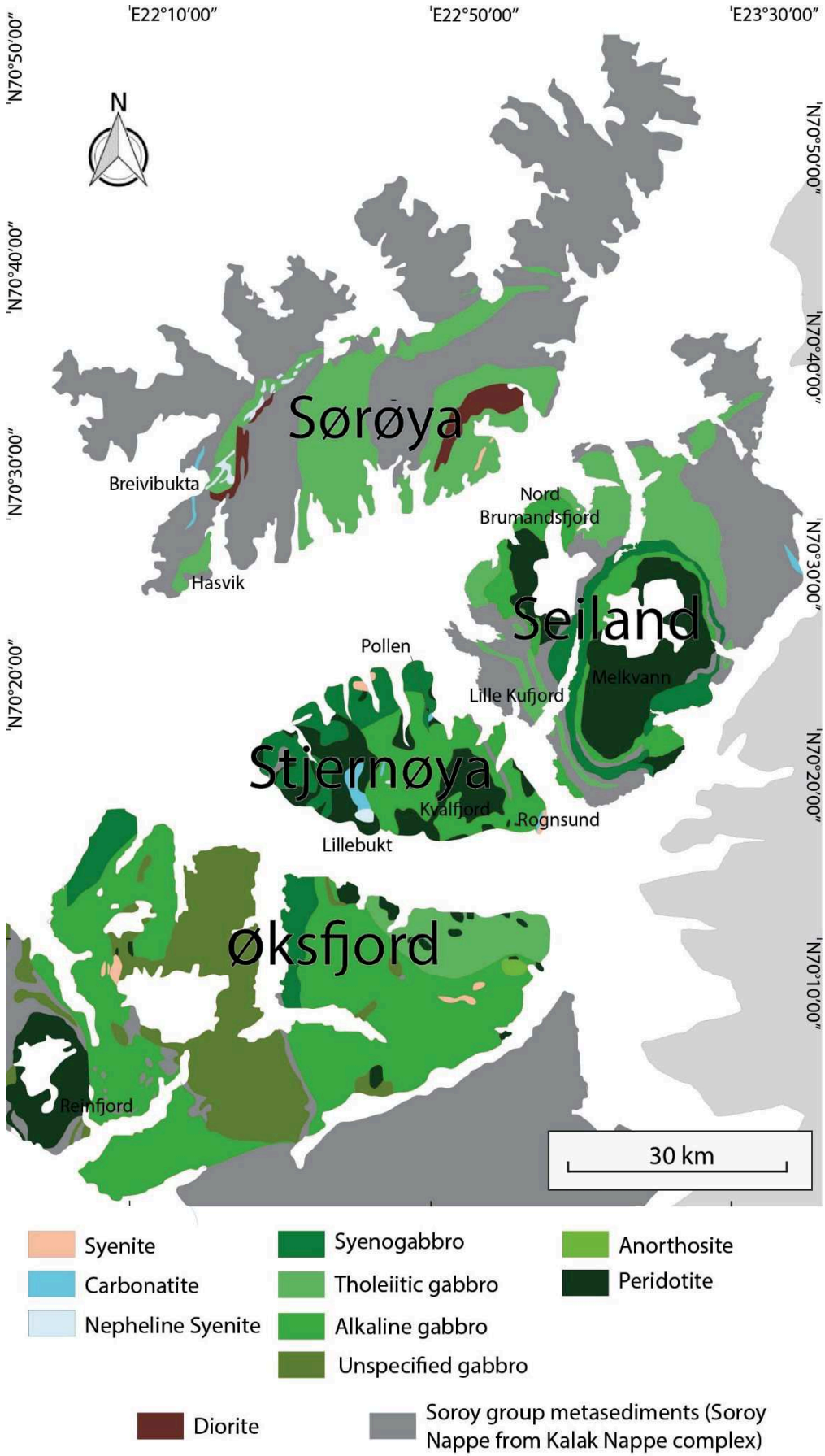


Figure III- 41 : Carte géologique de la Province Magmatique de Seiland, d'après Roberts et al., 2006 ; 2010.

La pétrologie des paragneiss est probablement le résultat de plusieurs épisodes métamorphiques granulitiques syn-cinématiques associés à une anatexie variable ce qui se traduit par le développement et la recristallisation de plusieurs générations de grenat.

Aucune trace de métamorphisme rétrograde (tel que le remplacement de la sillimanite par la muscovite par exemple) n'a été observée.

b. Fabrique déterminée sur le terrain

La fabrique finie de l'encaissant (D_1+D_2) est une fabrique planaire de type k~0 marquant un allongement important mais sans direction préférentielle (pas de linéation minérale bien exprimée).

La S_0 du protolithe est rare et n'a été observée seulement qu'au cœur des plis isoclinaux associés à D_1 (cf. sous-partie suivante) ce qui suggère qu'elle a été complétement transposée par S_1 et S_2 (*figure III-45*). Les foliations S_1 et S_2 ne sont pas clairement discernables et il est ainsi probable qu'elles soient parallèles et confondues et donc que S_1 soit complètement transposée par S_2 résultant en une foliation composite S_{1-2}.

La foliation S_{1-2} est marquée par un pendage important (>55°) vers le complexe UM (*figure III-43*). Sa direction tourne autour de la péridotite et est parallèle aux lames de gabbro. Elle est très bien réglée dans les Zones 1, 2 et 4 et quelques mesures divergent dans la Zone 3. Dans la Zone 5 (au NE, dans le Lille Bekkarfjorden) les quelques foliations mesurées (3) ont des directions obliques au contour du complexe UM mais leur direction de pendage garde la même logique à savoir vers les péridotites.
L'ensemble forme une structure concentrique dont le complexe ultramafique de Melkvann forme le cœur. D'autres structures concentriques associées à des complexes UM ont été observées dans le reste de la SIP (Robins, 1996).

Cette structure concentrique traduit un amincissement concentrique associé à un raccourcissement radial.

Seules 2 linéations minérales (marquées par la biotite) ont été mesurées dans la série métasédimentaire (localisée dans le nord de la Zone 1), elles possèdent une direction ~N10 et un pendage de 20-30° vers le nord.

La fabrique planaire est également clairement exprimée par un boudinage symétrique des lits à quartz et grenat ce qui suggère clairement que k~0 (*figure III-44*).

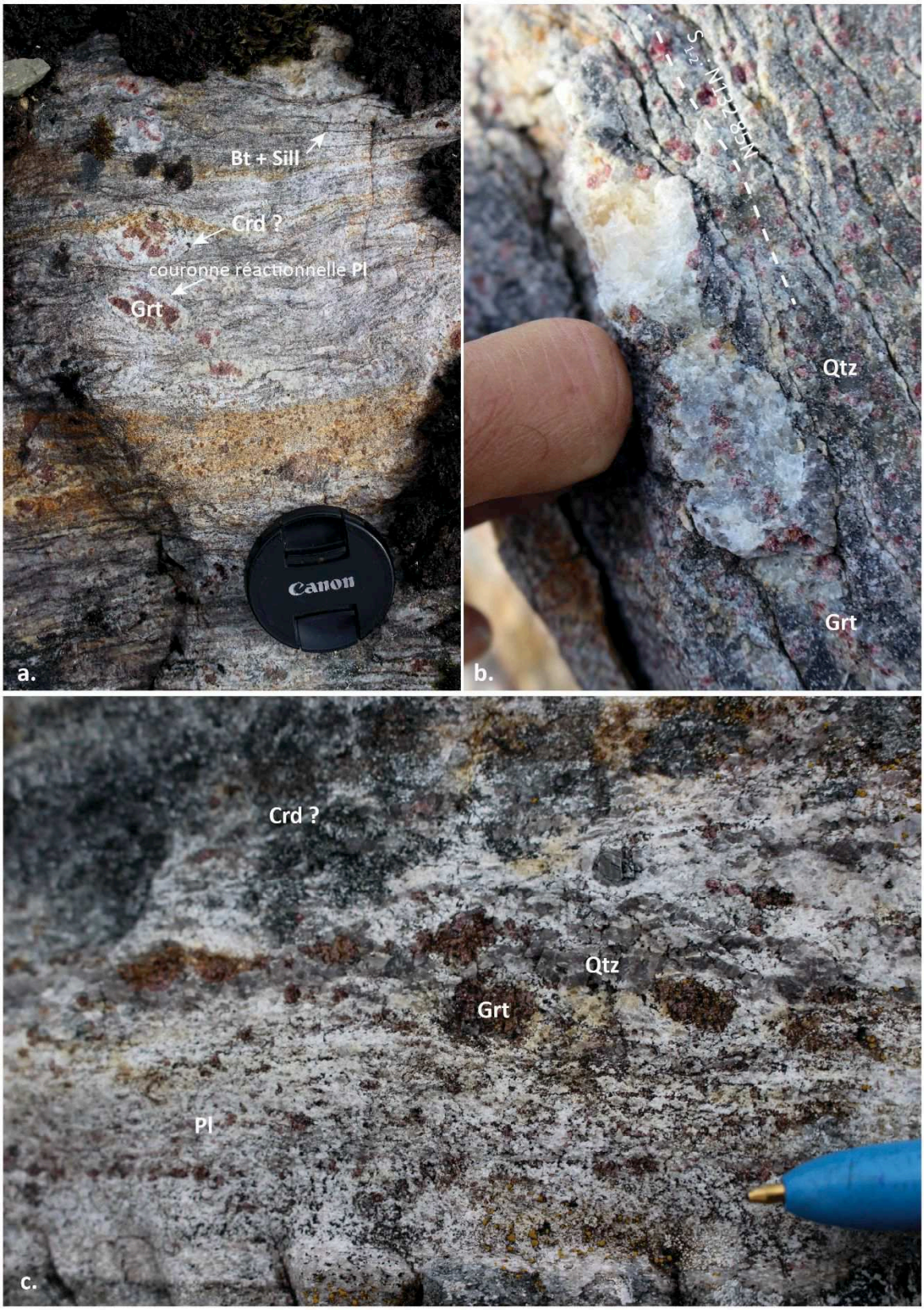


Figure III-42 : Les paragneiss de la séquence d'Eidvågeid (a) Paragneiss migmatitique, les grenats montrent des couronnes réactionnelles de plagioclase. (b) Lit quartzo-feldspathique boudiné à grenats (c) Grenat recristallisé (?).

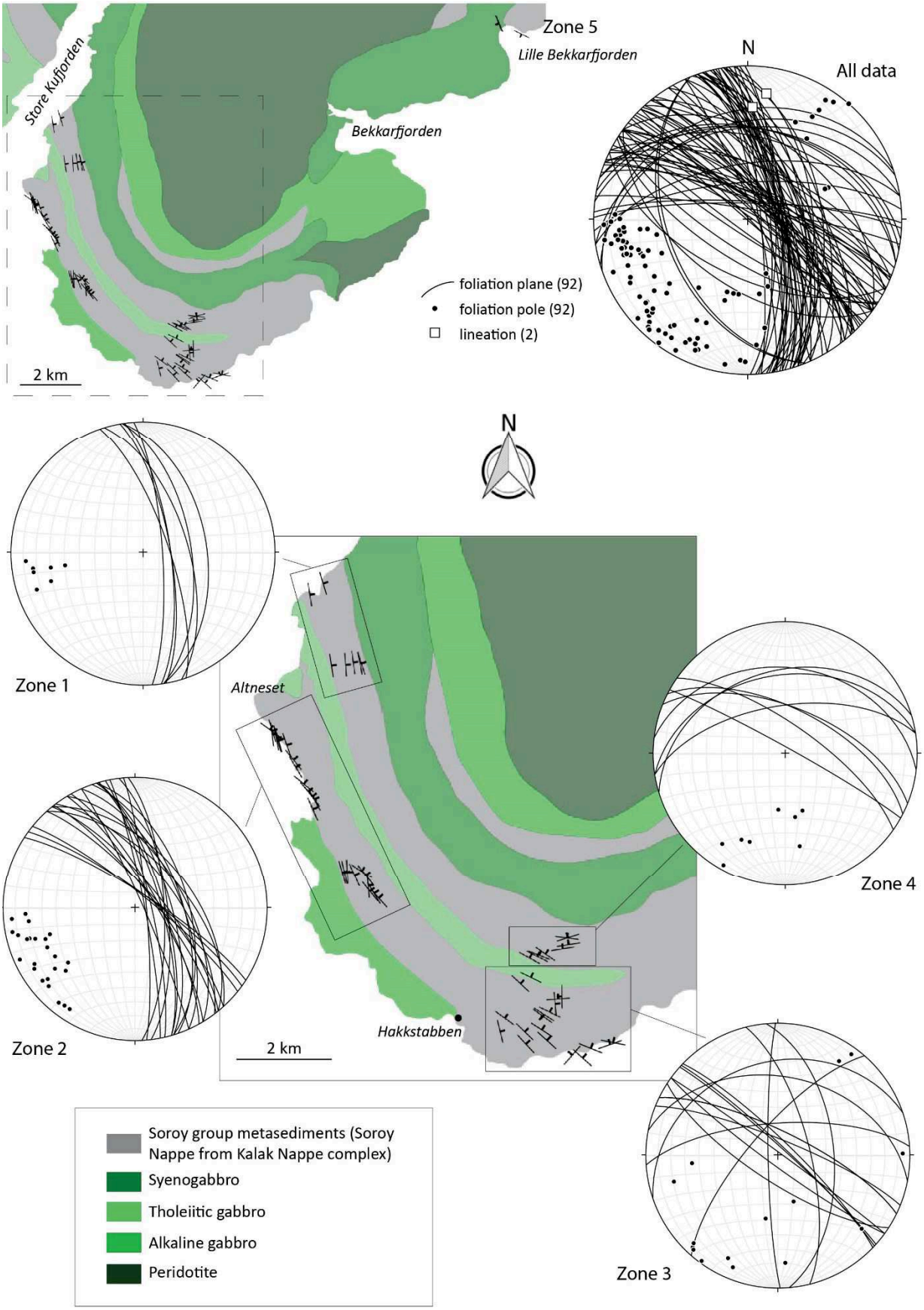


Figure III-43 : Cartes et stéréogrammes des foliations mesurées dans la série métasédimentaires de Seiland. La majorité des mesures ont été réalisées au sud de l'île (Zones 1, 2, 3 et 4) et 3 mesures isolées ont été effectuées dans l'est (Zone 5).

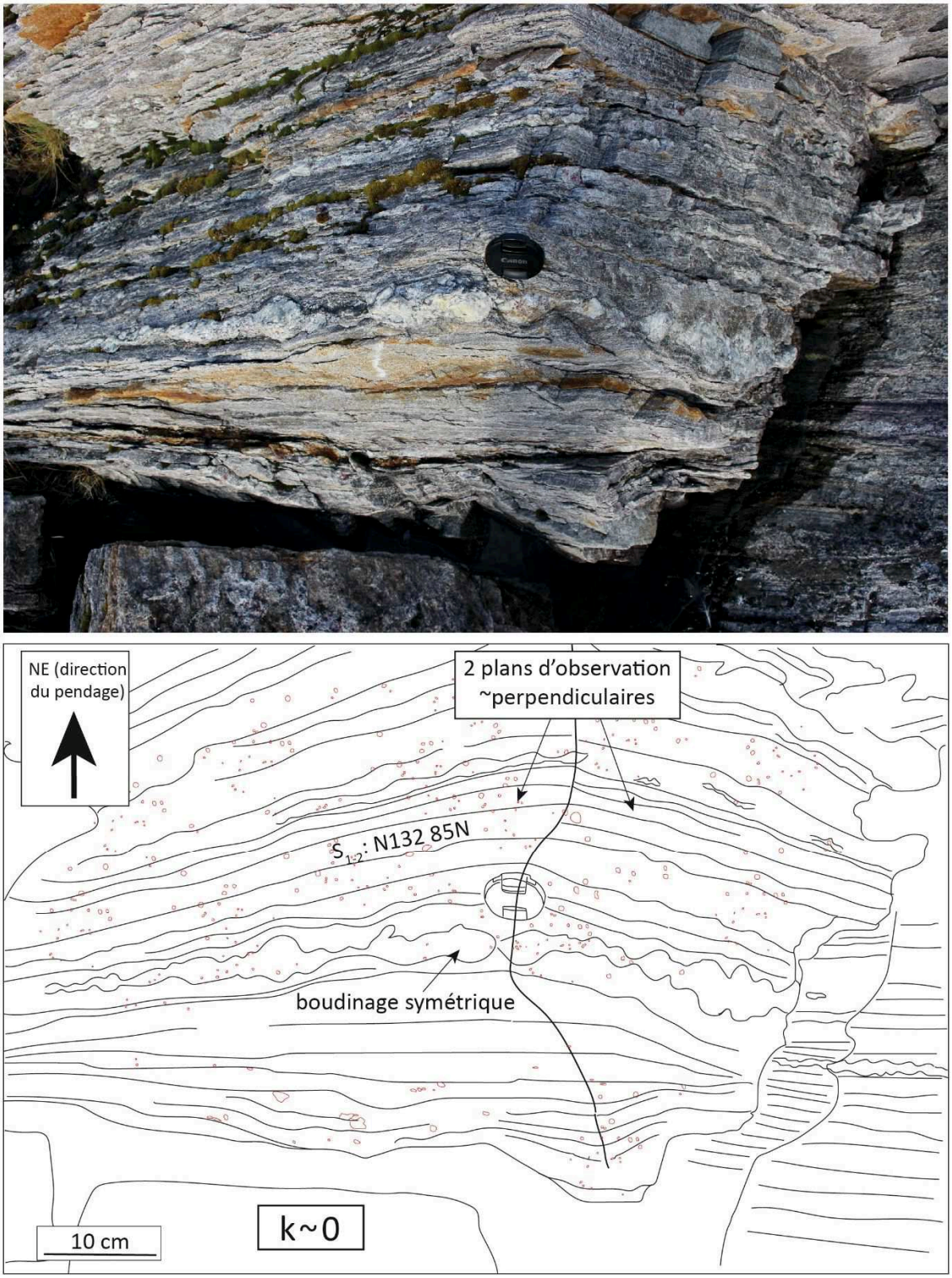


Figure III-44 : Boudinage symétrique dans 2 plans d'observations perpendiculaires dans les paragneiss.

2. Déformation antérieure à la SIP : *D_1*

La phase D_1 s'exprime de manière homogène et pénétrative par la mise en place de la foliation S_1 pendant un épisode de métamorphisme régional granulitique probablement associé à de l'anatexie.

Elle s'exprime également par la formation de plis P_1 dont S_{1-2} est plan axial (*figure III- 45*). Ces plis P_1, d'échelle centimétrique à décimétrique, sont isoclinaux, très reserrés et anisopaques. Ils reprennent la S_0 (ou une foliation antérieure à S_1) et sont syn-S_1. Ce sont également des plis symétriques qui suggère un k<<1.

D_1 est également marquée par un boudinage symétrique important (*figures III- 44 et 46*).

Robins (1996) décrit une seconde génération de plis isoclinaux syn-foliation qui n'ont pas été observés lors de cette étude mais qui sont probablement le résultat d'un continuum de déformation syn-foliation.

De manière générale peu d'observations des structures associées à D_1 ont été effectuées ce qui suggère potentiellement une transposition importante de la S_1 en D_2 effaçant ainsi complètement ou partie des structures précoces.

3. Déformation contemporaine de la SIP : *D_2*

La déformation D_2 est associée à des conditions de très haute température, à un métamorphisme granulitique (de contact et/ou régional) et à une anatexie locale.

D_2 résulte essentiellement en une structure majeure concentrique marquée par la direction de la foliation S_{1-2} (cf. Partie II-1-b de ce Chapitre) et donc d'une transposition de la S_1 en S_2.

Elle se traduit également par des plis migmatiques *P_2* dysharmoniques, anisopaque et hétérogène marquant une déformation très ductile (*figure III-47*). Ces plis métriques ne sont associés à aucune asymétrie. Leurs plans axiaux sont parallèles à S_{1-2}.

Des zones de cisaillement mineures ont également été observées à proximité de ces plis (*figure III-48*). Ces bandes centimètriques sont obliques à la foliation et indique un cisaillement vers le SE.

Ces observations ont été effectuées dans les métasédiments au contact quasi immédiat du gabbro le plus au sud de l'île (*figure 43*) ce qui explique la ductilité extrême des plis.
Des observations réalisées plus loin des gabbros suggère que les P_2 existent également dans le reste des métasédiments mais qu'ils sont probablement associés à une longueur d'onde plus importante car moins ductiles.

C'est ce que semble suggérer un sill précoce plissé en P_1 et boudiné (*figures III-46 et 49*). Ce boudinage résulte forcément d'une déformation postérieure au P_1 car ceux-ci forment des charnières individuelles complètement étirées. Ce boudinage pourrait être associé à un étirement de flancs de plis P_2 décamétriques comme le montre la *figure III-49*.

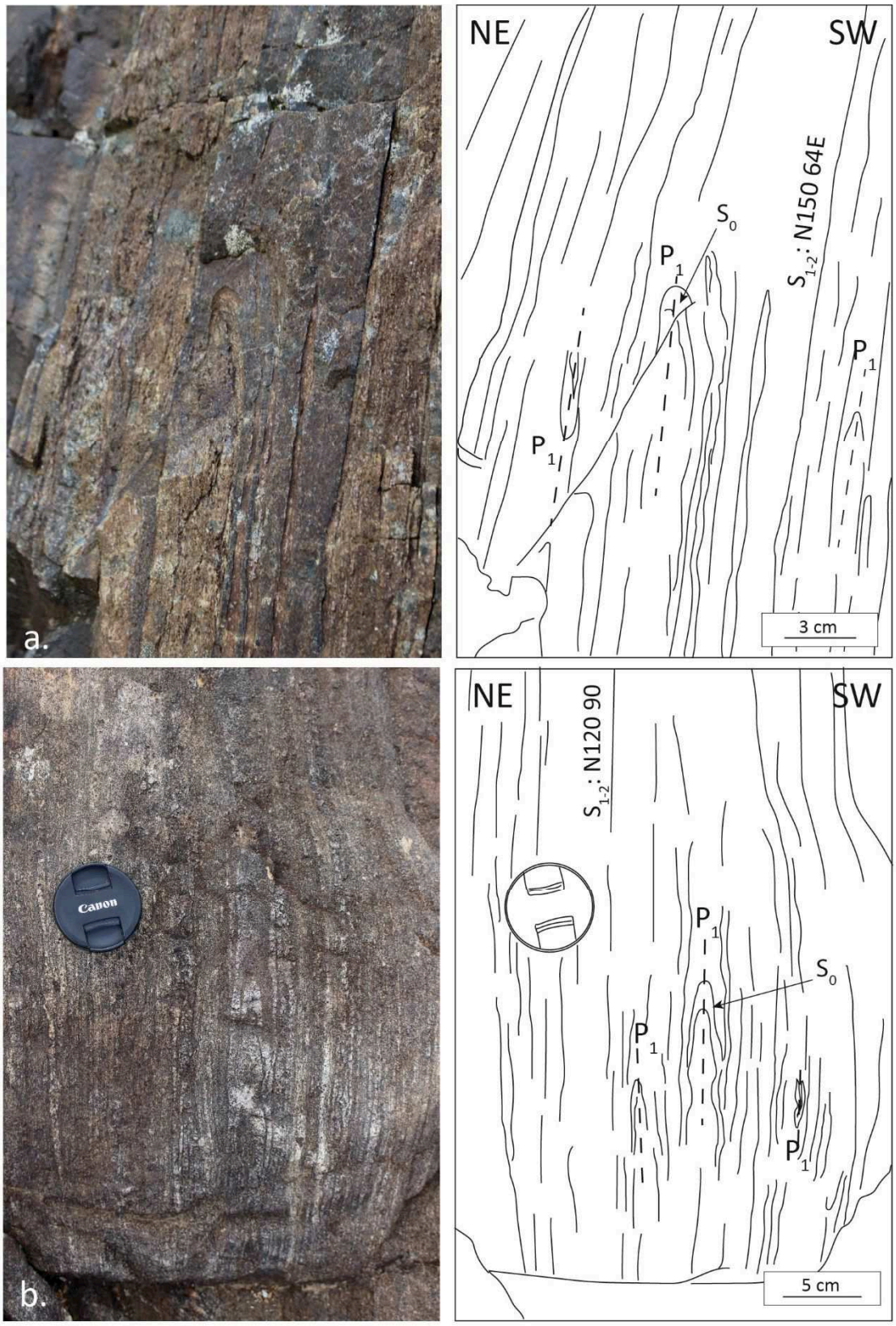


Figure III-45 : (a) Plis isoclinaux P_1 syn-foliation dans les métasédiments du Soroy group au NE d'Hakkstabben. (b) Plis P_1 dans les métasédiments au NE d'Hakkstabben.

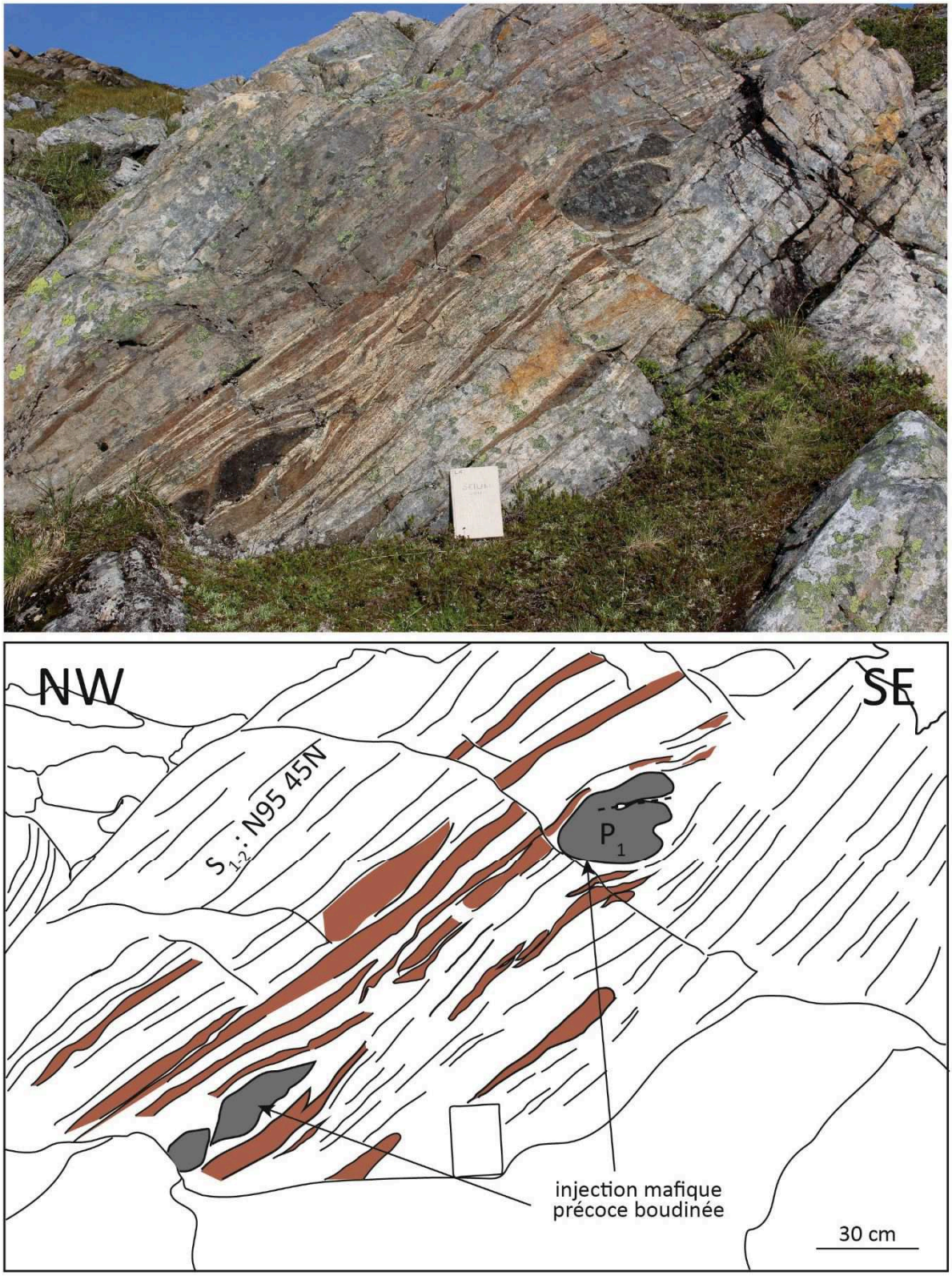


Figure III-46 : Sill précoce plissé en P1 puis boudiné (probablement en D2 voir la figure 49) .

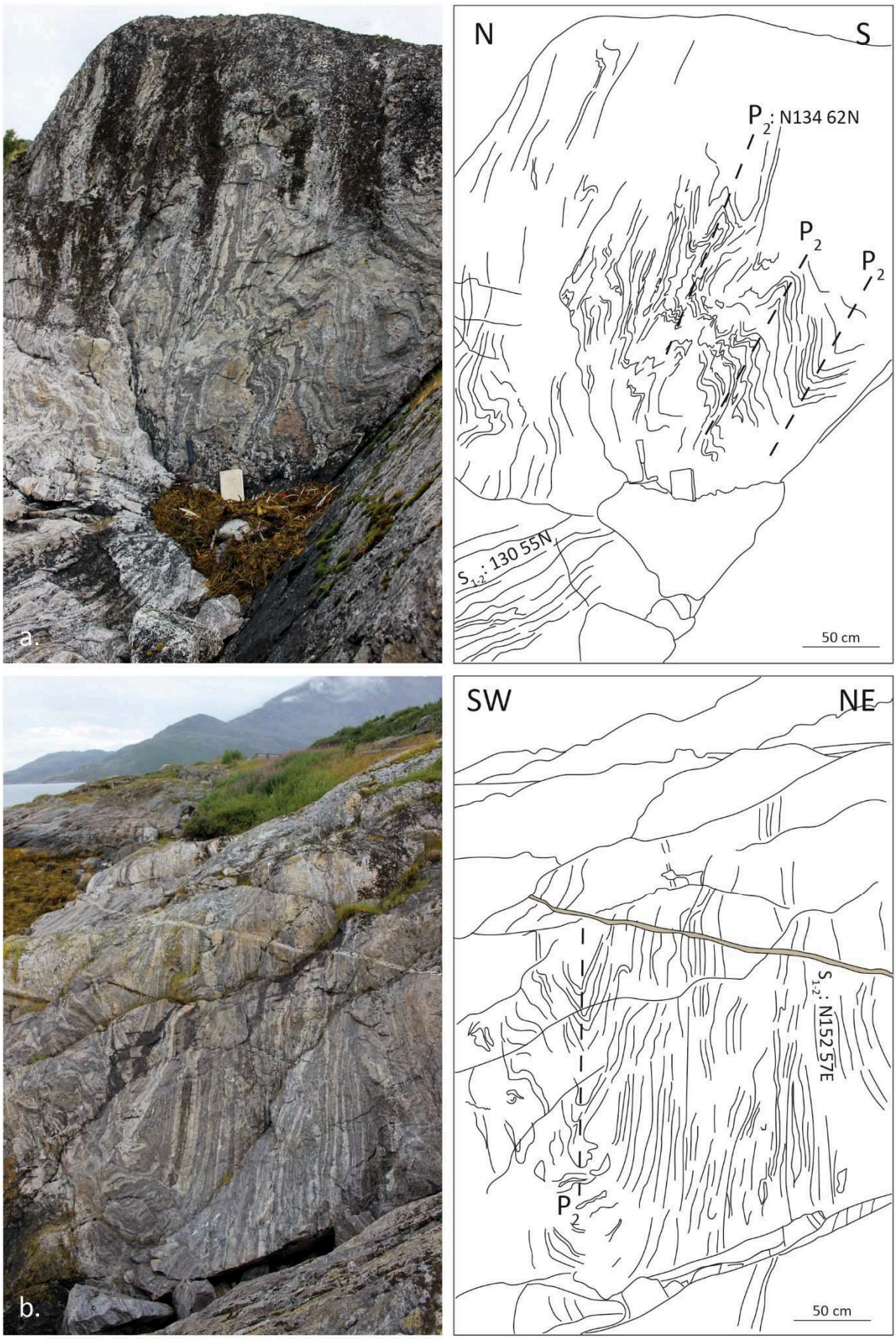


Figure III-47 : (a) et (b) Photo et schéma de plis migmatitiques au sud d'Altneset à proximité du gabbro alcalin. Malgré l'hétérogénéité et la dysharmonie des plis les plans axiaux sont parallèles à la foliation de l'encaissant.

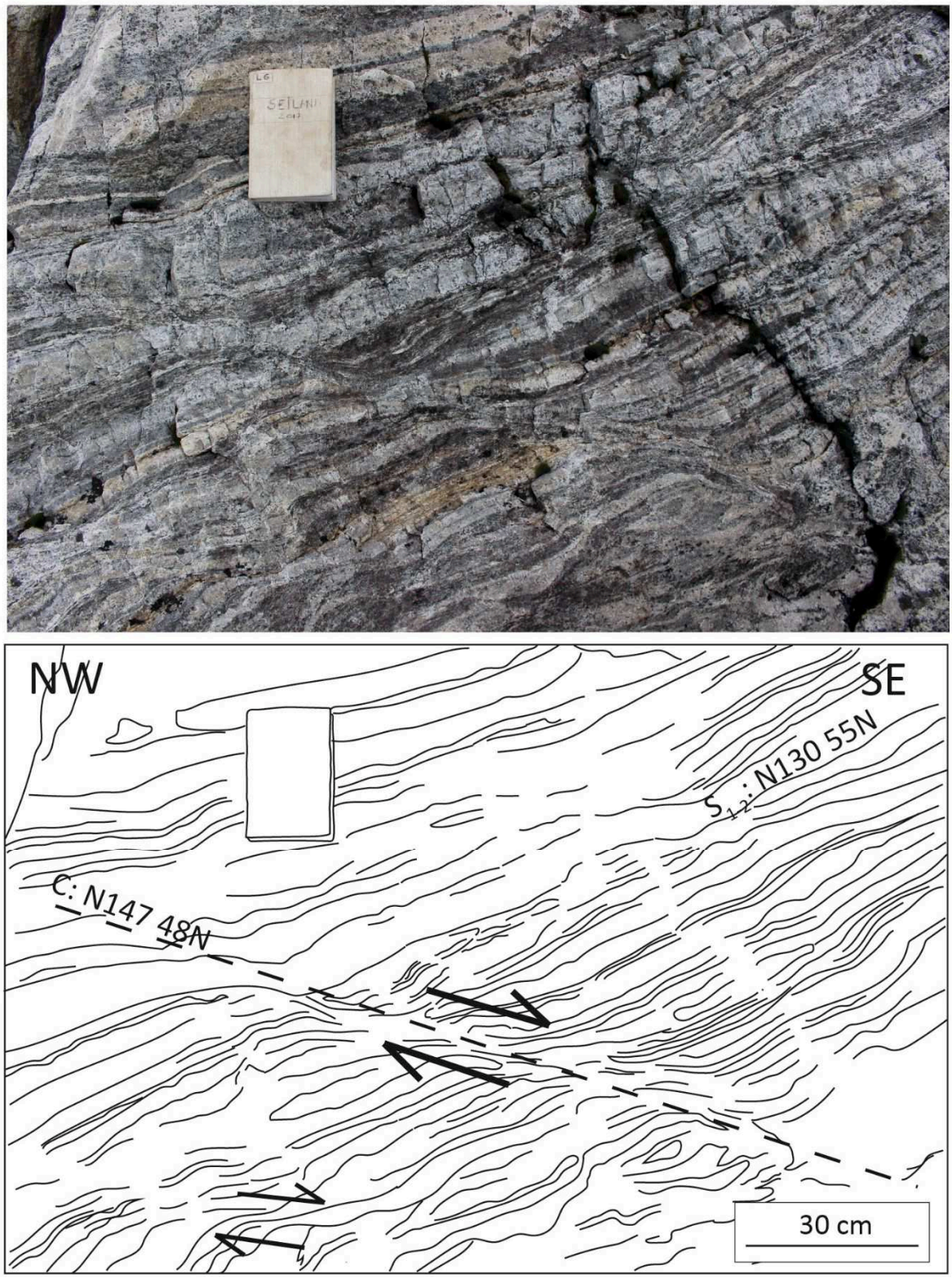


Figure III-48 : Bandes de cisaillement ductile dans les métasédiments au sud d'Altneset à proximité du gabbro alcalin.

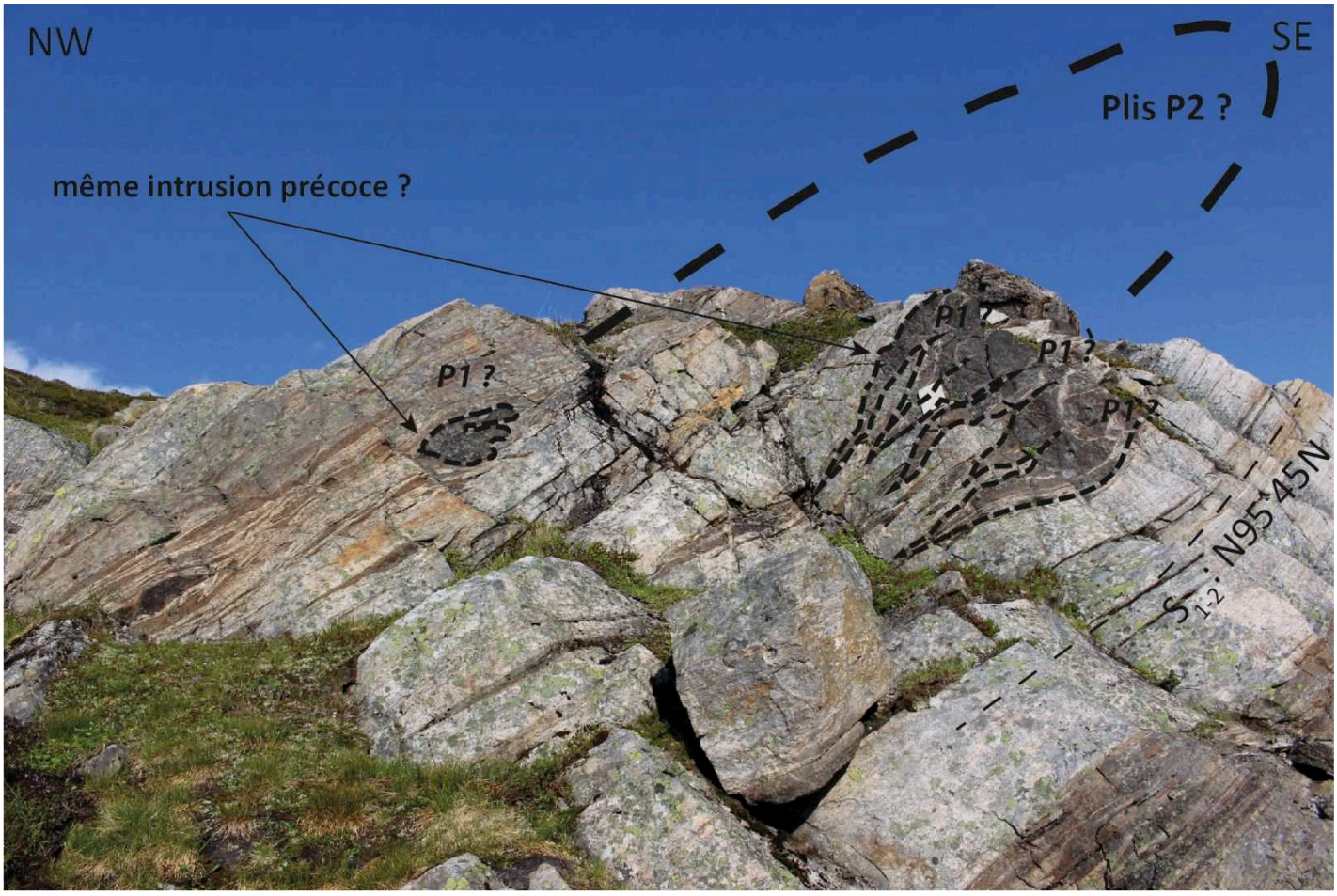


Figure III-49 : Intrusion mafique précoce plissé en P1 et probablement plissé et boudiné par un pli décimétrique P2.

4. Déformation tardi-SIP : D_3

La dernière phase de déformation ductile est associée à des zones de cisaillements locales. Ces bandes mylonitiques mineures (<2 m) sont associées aux pegmatites alcalines tardives qui viennent clôturer la mise en place de la SIP il y a ~530 Ma (Pedersen et al., 1989).

Ces zones de cisaillement affectent les pegmatites alcalines dont la direction est sub-parallèle à la foliation S_{1-2} et au contour cartographique du complexe ultramafique et qui ont un pendage subvertical dans la direction du complexe (*figure III- 50*). Il existe 2 pegmatites cisaillées qui ont des orientations perpendiculaires (paraissant précoces, *figure III-51b*) et des pegmatites qui ont la même orientation mais qui ne sont pas cisaillées, toutes ces exceptions se situent dans la Zone 2 dans le gabbro alcalin (*figure III-50, figure III-51*). Les cisaillements sont essentiellement dextres avec des sens de cisaillement antithétiques locaux.

Ces zones de cisaillement dans les pegmatites sont associées à des zones de cisaillement dans le gabbro (*figure III-51*), elles sont bien réglées, de direction ~N100 à pendage subvertical, toujours senestres et obliques à la foliation magmatique du gabbro (*figure III-52*).

Les *figures III-53 et III-54* montrent la déformation contemporaine du gabbro et d'une pegmatite alcaline métrique en cours d'injection en cisaillement dextre.

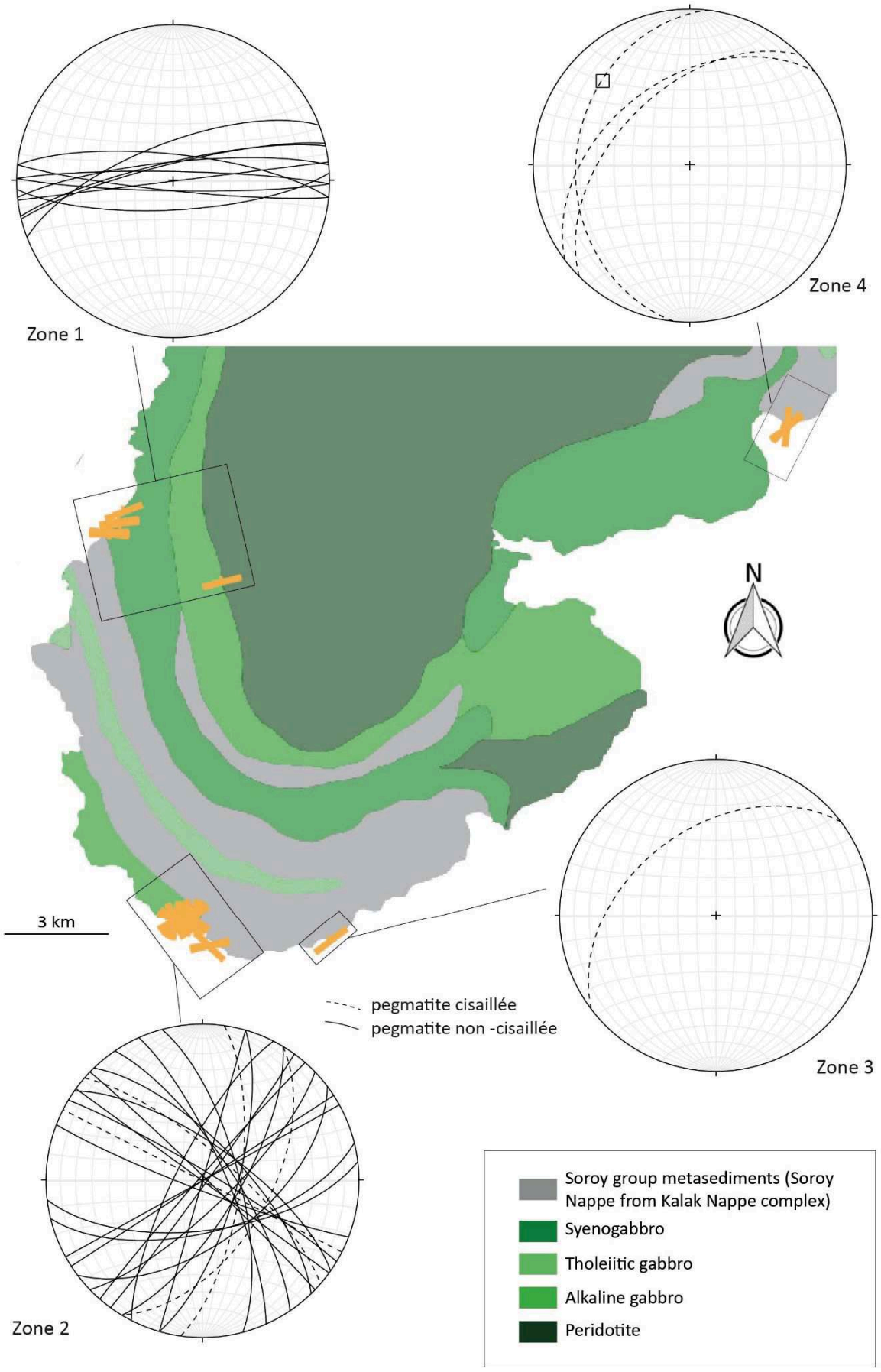


Figure III-50 : Carte et projections stéréograhiques des pegmatites alcalines tardives cisaillées ou non.

Les relations de recoupement entre les zones de cisaillement gabbroïques et celles des pegmatites ne sont pas claires, les premières sont parfois recoupées mais non cisaillées par les secondes (*figure III-51a*) et par endroit les zones de cisaillement (dextres) affectent à la fois le gabbro et une pegmatite (*figures III-53 et 54*).

Ces zones mylonitiques de déformation intense semblent affecter le gabbro pendant la mise en place des pegmatites comme le suggère les éléments alcalins dans la matrice mylonitique gabbroïque (*figures III-53a et 54*).

Ces zones de cisaillement très locales sont les seules déformations associées à D_3, également les seules réelles structures associées à un cisaillement simple. Elles viennent clôturer la déformation associée à la mise en place de la SIP et probablement l'histoire extensive.

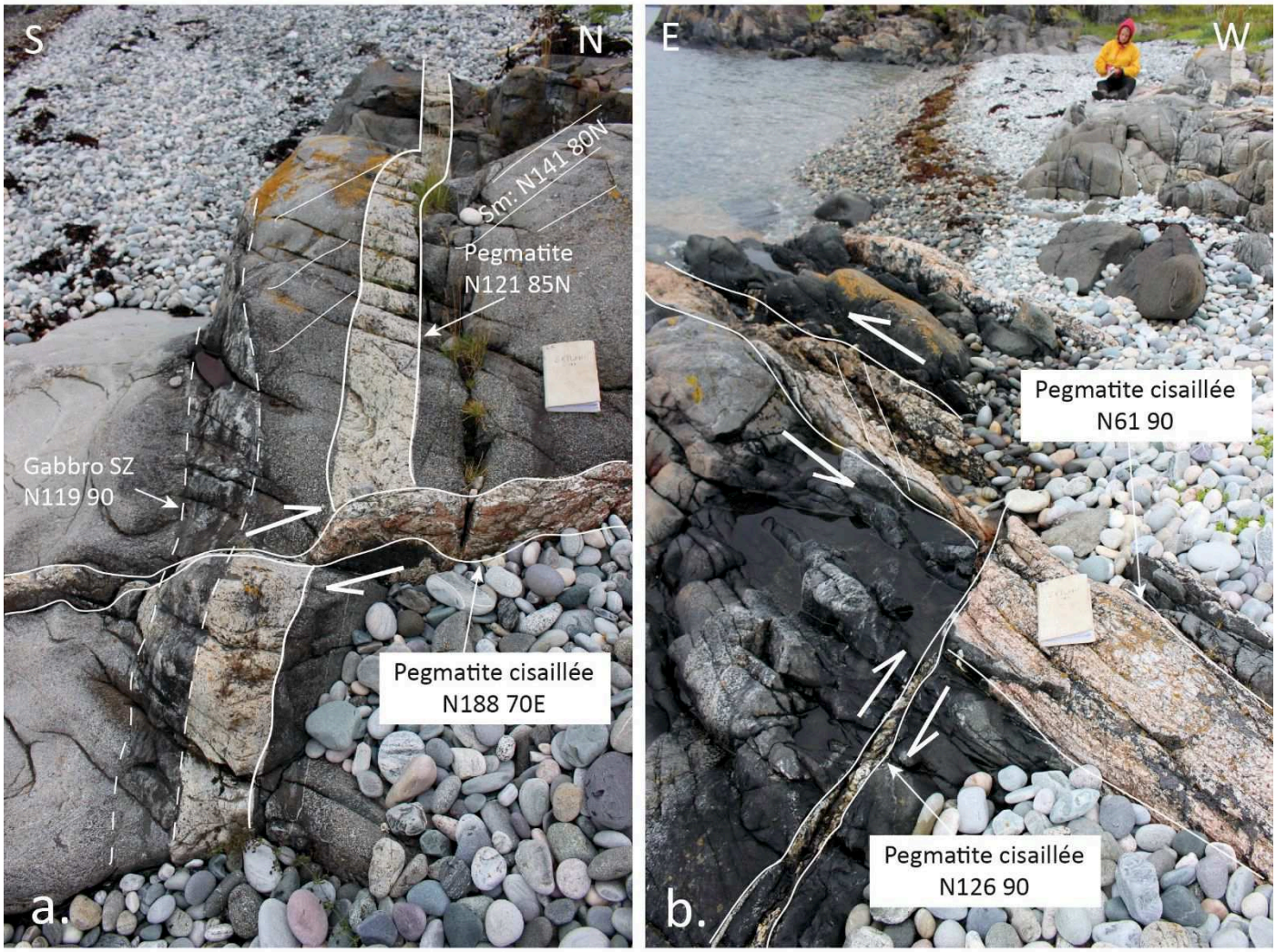


Figure III-51 : Relations de recoupement des pegmatites et des zones de cisaillement dans le gabbro (a) et de 2 pegmatites cisaillées entre elles (b).

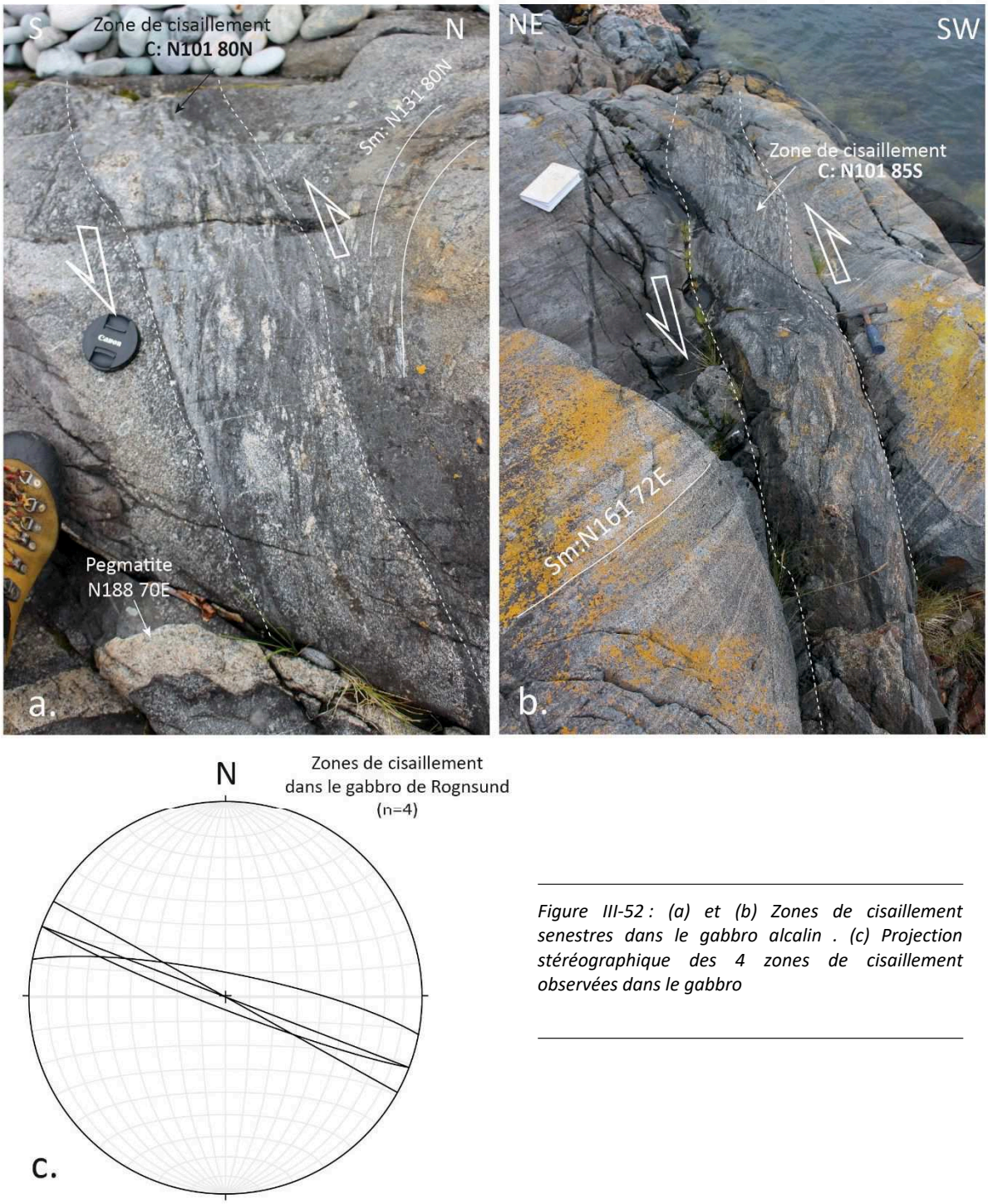


Figure III-52 : (a) et (b) Zones de cisaillement senestres dans le gabbro alcalin . (c) Projection stéréographique des 4 zones de cisaillement observées dans le gabbro

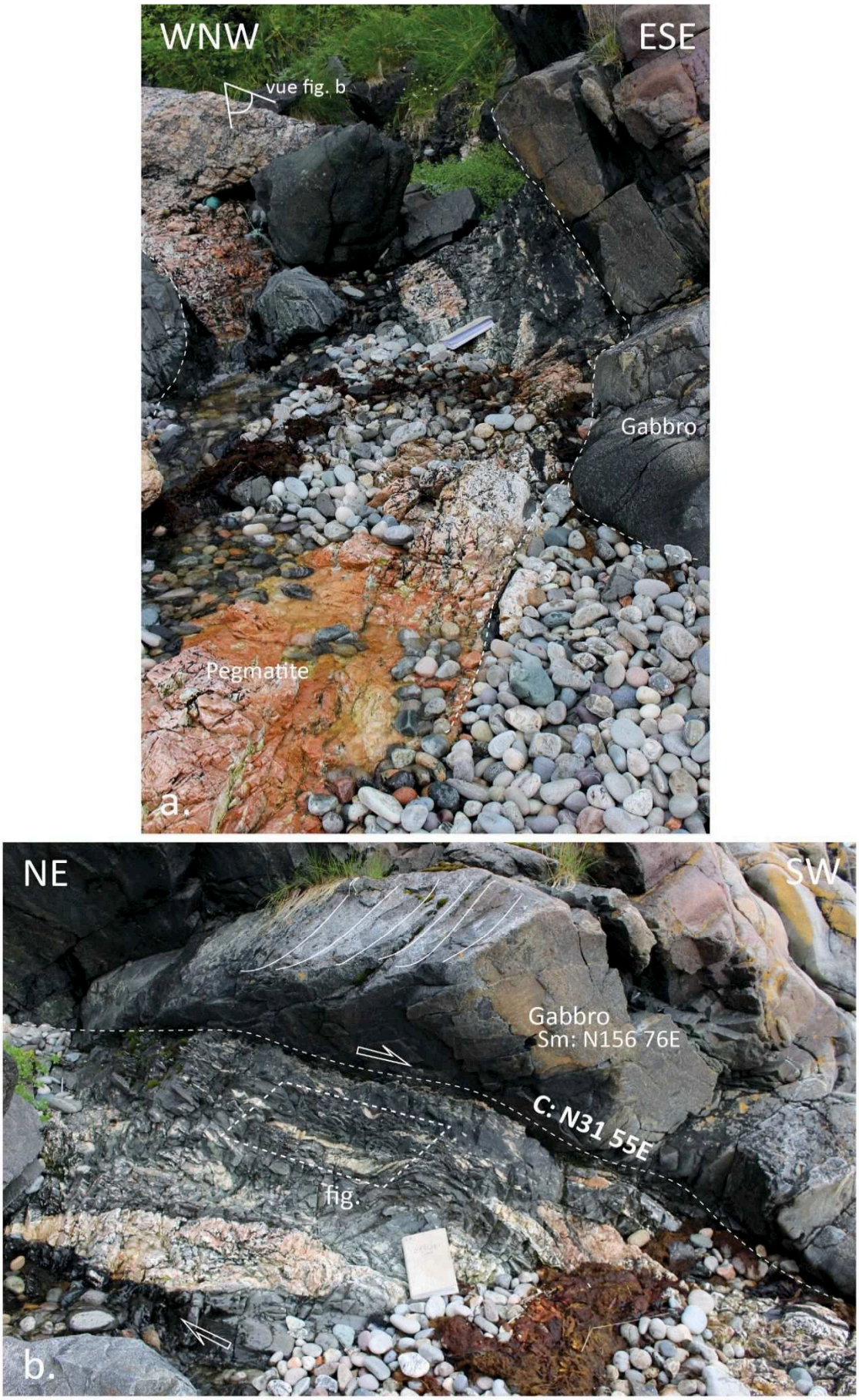


Figure III-53 : Zone de cisaillement affectant le gabbro et une pegmatite plurimétrique (a) pendant son intrusion, des éléments de la pegmatite s'observent dans la matrice mylonitique gabbroïque (b).

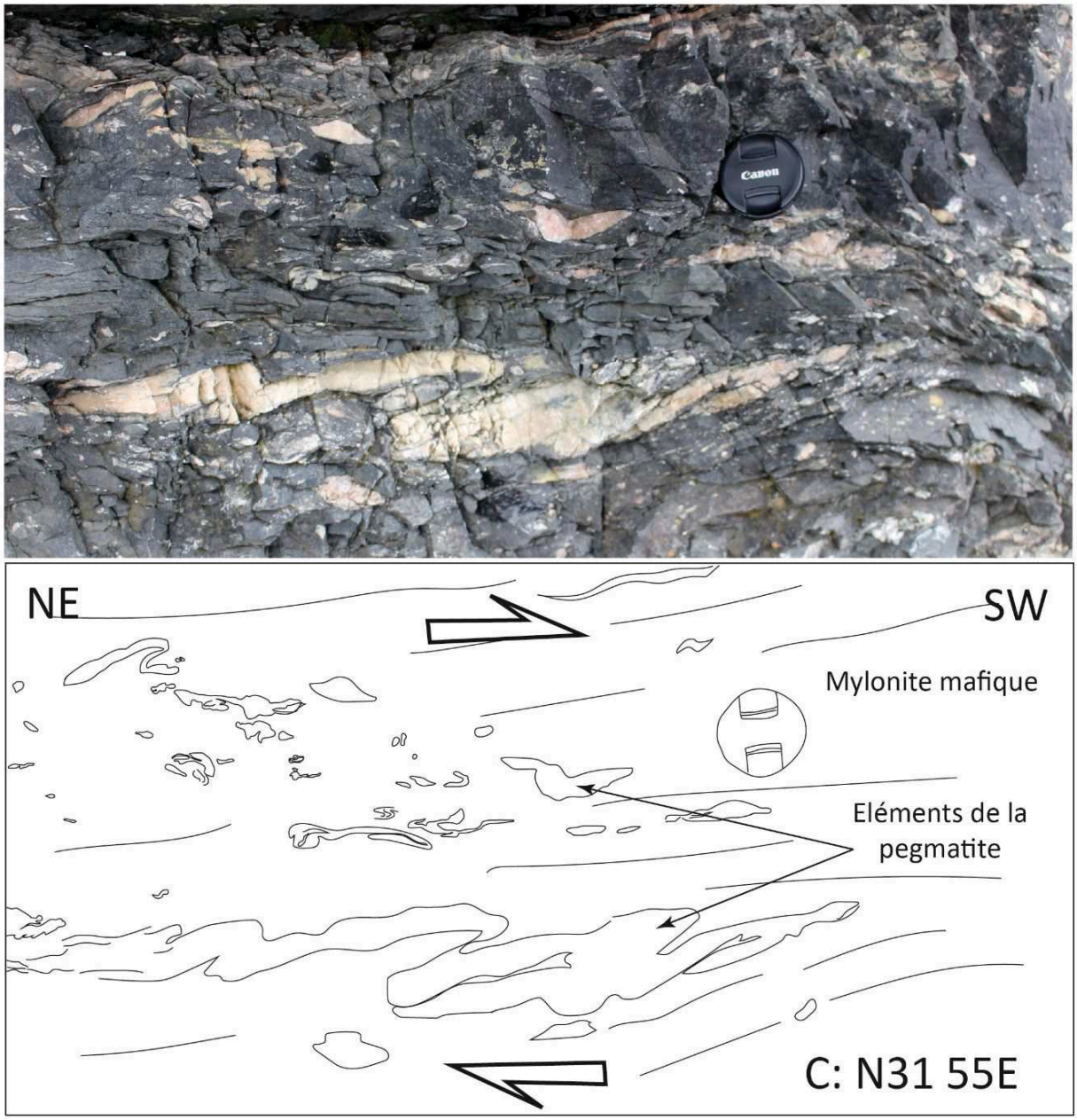


Figure III-54 : Zoom sur la zone mylonitique de la figure 53

L'histoire précoce, anté-D1, des métasédiments de Seiland n'est pas observable. Si, comme la littérature le suggère (e.g Kirkland et al., 2006), les paragneiss ont été déformés par l'orogenèse de Porsanger (D0, cf. Chapitre II- Partie II) alors les structures associées ont été complètement effacées par les phases de déformation postérieures.

La phase de déformation D1 observée se traduit par une déformation homogène et pénétrative associée à un épisode d'anatexie et à un métamorphisme granulitique. Cet épisode pourrait correspondre au métamorphisme M1 décrit et daté à ~710 Ma par Gasser et al. (2015 ; cf. Chapitre II-Partie II).

La déformation D1 est associée à la mise en place d'une foliation S1 pénétrative associée à au moins une génération de plis isoclinaux symétriques. L'ensemble est probablement le résultat d'un aplatissement (k~0 ou k<<1). D1 pourrait être associée à l'événement Snøfjord décrit par Kirkland et al. (2006) bien que cela reste à vérifier.

Il est très difficile de donner l'orientation originale des structures ainsi que le contexte dans lequel elles se sont développées mais il est possible que D1 corresponde à une déformation tardi à post-orogénique qui enregistre le trajet rétrograde depuis le pic métamorphique associée à l'orogenèse de Porsanger (qui pourrait être liée à l'orogenèse Grenvillienne ; Daly et al., 1991).

La déformation D2 est une déformation qui semble plus hétérogène, s'effectue à haute température, et qui est associée à un second épisode d'anatexie. Cette déformation parait être associée à une deuxième génération de grenat traduisant un métamorphisme granulitique de contact, sans doute liée à l'intrusion des gabbros et du complexe UM il y a ~580 Ma (Roberts et al., 2006). Il est cependant possible que le métamorphisme granulitique soit plus étendu et associé à une augmentation régionale du régime thermique (rifting de l'océan Iapetus).

D2 est associée à une transposition de la S1 par une S2 et au développement de la structure concentrique dont le complexe de Melkvann forme le cœur. D2 semble également localement associée au développement de plis migmatitiques dont les plans axiaux sont parallèles à la S2. L'ensemble des structures associées à cette déformation suggère un k~0.

Dans la majorité des études précédentes (e.g Elvevold et al., 1994 ; Kirkland et al., 2006 ; Menegon et al., 2011) la mise en place de la SIP est associée à un important cisaillement vers le NW. Sur Seiland, les observations montrent cependant que la linéation est très peu marquée et que les seules déformations associées à du cisaillement simple sont très locales et sont probablement associées à une phase postérieure (D3).

La déformation D3 est ainsi associée à des zones de cisaillement très étroites. Celles-ci sont localisées dans certaines pegmatites alcalines et dans le gabbro à proximité des pegmatites cisaillées. Cette déformation vient probablement clôturer la déformation associée à la mise en place de la SIP car les pegmatites ont été datées à ~530 Ma (Pedersen et al., 1989).

La mise en place des pegmatites semble contemporaine de- à postérieure à- l'intrusion d'un essaim de dykes mafiques à ultramafiques qui a enregistré un pic de pression important (12-15 kbar). Plusieurs auteurs suggèrent que cette haute pression pourrait être associée au chevauchement Calédonien (e.g Elvevold et al., 1994). Nous suggérons cependant que la mise en place de ces dykes parait être très précoce par rapport à la phase Scandienne de l'orogenèse qui a été datée ~425 Ma (e.g Kirkland et al., 2006).

Comme Larsen et al. (2018) nous proposons plutôt que cette augmentation de pression importante est associée à la mise en place contemporaine de volume important de magma (associé à la mise en place de la SIP, et donc des gabbros et du complexe ultramafique) dans la croûte moyenne à supérieure sus-jacente, qui serait aujourd'hui complétement érodée ou qui constituerait les éléments d'une autre nappe.

D'après les observations effectuées sur Seiland, les métasédiments ont été très peu affectés par des structures associées à l'orogenèse Calédonienne ce qui pourtant ne semble pas être le cas dans le reste de la SIP où la phase Scandienne est marquée par une linéation E-W, de plis déversés à vergence E et localement une foliation métamorphique (e.g Kirkland et al., 2006 ; Gasser et al., 2015).

Il existe également un hiatus temporel important entre la phase D1 (~710 Ma) et la phase D2 (~580 Ma) qu'il est difficile d'expliquer. Gasser et al. (2015) suggère (à partir de l'observation de grains de monazite qui présentent peu de variation de composition) que la croûte est restée à une température supérieure à 600°C pendant potentiellement 200 Ma (de ~800 à ~600 Ma). L'existence d'une foliation composite S_{1-2} suggère que les métasédiments n'ont pas subi de déformation autre qu'un continuum de déformation de D1 et D2 mais cela reste cependant difficile à expliquer.

Ce chapitre a montré que l'histoire de la déformation ductile des croûtes inférieures en extension étudiées était complexe. Elle débute cependant souvent par une déformation pénétrative homogène et est suivie par une localisation progressive et une hétérogénéité importante de la déformation.

En contexte de rifts et de marges passives volcaniques la déformation ductile est accompagnée par la mise en place d'un volume de magma important. Ces magmas, essentiellement mafiques dans la croûte inférieure, semblent étroitement liés à la déformation de leur encaissant.

Le chapitre suivant vise à comprendre la chronologie de mise en place et la déformation de ces corps magmatiques mafiques dans la Zone d'Ivrée et de Seiland.

CHAPITRE IV : MAGMATISME ET DEFORMATION

Sommaire

I. Le magmatisme mafique de la Zone d'Ivrée 167
1. Déformation finie des métabasites 168
a. Fabrique plano-linéaire 168
b. Relation avec la fabrique des roches métasédimentaires 175
c. Texture en lame 176
2. Plissement des métabasites 181
a. Plis P1 181
b. Plis P2 182
3. Origine des roches mafiques 187
4. Conclusion : chronologie de mise en place des roches mafiques 193

II. La suite granitique permienne d'Ivrée 196
1. Pétrologie des granites 197
2. Résultats de l'ASM 197
3. Interprétation 201

III. Le magmatisme de Seiland 204
1. Intrusions précoces (antérieure à D2) 205
2. Intrusions contemporaines de D2 210
a. Les gabbros 210
b. Le complexe ultramafique 211
3. Intrusions tardives (postérieures à D2) 220
4. Conclusion 225

Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique de la Zone d'Ivrée et la Séries des lacs (ou Zone de Strona-Ceneri). Les roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée sont illuminées. 167
Figure 2 : Stéréogrammes (Wulff, hémisphère inférieur) des mesures structurales (foliation et linéation minérale) réalisées sur le terrain sur les roches mafiques de la Zone d'Ivrée : (a) sur les métabasites, (b) sur le Complexe mafique, (c) le Gabbro de Campello Monti et la Diorite d'Ossola. 169
Figure 3 : Cartes des mesures structurales réalisées sur les roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée. En haut : carte principale et zooms des foliations mesurées. En bas : Carte principale des linéations minérales mesurées. 170
Figure 4 (page suivante) : Données ASM des roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée. 172
Figure 5 : Cartes des données d'ASM mesurées dans les roches mafiques de la Zone d'Ivrée 175
Figure 7 : Localisation des métabasites dont la texture a été étudiée au microscope 176
Figure 8 : Photos macroscopiques et microscopiques de métabasites étudiées les plus profondes, localisées dans les Stronalites (localisation figure 7) : (a) et (b) Gabbro de Campello Monti. (c) et (d) Métabasite 73. (e) et (f) Métabasite 77. 179
Figure 9 : Photos macroscopiques et microscopiques de métabasites étudiées les moins profondes, localisées dans lles Kinzigites (localisation figure 7) : (a) et (b) Métabasite 79. (c) et (d) Métabasite 102. (e) Métabasite 405 et (f) Métabasite 92. 180
Figure 10 : Carte des métabasites affectées par une déformation plastique. L'encadré blanc souligne les plis P2 cartographiques (sous-partie b) 181
Figure 11 : Plis P1 localisés dans les métabasites 219 situées dans la partie inférieure des Kinzigites. Ils sont marqués par les leucosomes. 183
Figure 12 : Plis P2 de petite longueur d'onde observés dans les métabasites des sites 72 (a et b) et 229 (c et d). Le premier est localisé dans la shear-zone d'Anzola dans les Stronalites. Le second dans le cortège de métabasites de la partie inférieure des Kinzigites. 184
Figure 13 : Pli P2 de grande longueur d'onde observé dans la métabasite 77 localisée dans les Stronalites. 185
Figure 14 : Pli de Massone de petite longueur d'onde associé au plissement de Massone. Le pli reprend la métabasite du site 224 (partie inférieure des Kinzigites). 186
Figure 15 : Localisation des roches mafiques analysées : les métabasites M73, M77, M93, M102 et le gabbro de Campello Monti. Les roches mafiques de la Zone d'Ivrée déjà étudiées sont également localisées. 187
Figure 16 : Composition en éléments majeurs et traces sur roche totale des métabasites et du gabbro de Campello Monti). 189
Figure 17 : Diagrammes représentant les concentrations des Terres Rares normalisées à la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989) 190
Figure 18 : Tableau des résultats des analyses isotopiques en Sr-Nd réalisées sur le Gabbro de Campello Monti et sur les 4 métabasites. 191
Figure 19 : Diagrammes présentant les résultats des analyses isotopiques Sr-Nd réalisées sur les métabasites et le gabbro de Campello Monti. 192
Figure 20 : Evolution schématique du magmatisme mafique dans la Zone d'Ivrée. A partir d'une coupe de Schaltegger and Brack, 2007 194
Figure 21 : Localisation des Granites des lacs dont la fabrique a été étudiée par ASM. D'autres plutons sont associés à cette suite granitique (le pluton de Biellese) mais n'apparaissent pas sur cette carte. 196
Figure 22 : Données ASM des granites des lacs : (a) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de l'anisotropie Pj. (b) Diagramme de l'anisotropie Pj en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (c) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de la susceptibilité magnétique Km. 198
Figure 23 : Plans et directions d'écoulement magmatique , révélés par ASM, des granites des lacs. Les nombres correspondent aux valeurs de pendage ou de plongement 199
Figure 24 : Données ASM (k1 : linéation et k3 : pôle de foliation) des granites dans leur position actuelle (a) et permienne (b).(c) Mesures réalisées dans les cataclases de la failles de Pogallo dans le nord du Val d'Ossola, en position actuelle et permienne. 201
Figure 25 : Schéma 3D des relations entre les granites et la faille de Pogallo ainsi que le CMB 203
Figure 26 : Carte géologique de l'île de Seiland, d'après Roberts et al., 2006 204
Figure 27 : Carte géologique de Robins (1996) des intrusions de Rognsund et d'Oldervik. Les données de foliation en noir sont celles de Robins, les rouges sont les notres. 205
Figure 28 : Photos du gabbro d'Oldervik décrit par (Robins, 1996) comme un gabbro ancien. (a) Foliation plastique exprimée dans le gabbro. (b) Xénolithes polyminérales dans le gabbro, ils définissent une linéation minérale.. 206
Figure 29 : Dykes précoces parallèles à la foliation. (a) Sillprécoce boudiné et folié. (b) Sillsprécoce(s) plissés et boudinés, charnières de plis individualisées. Les zooms sont présentés dans les 2 figures suivantes. 207
Figure 30 : Sill mafique plissé et boudiné dans la foliation des métasédiments. Noter l'individualisation des charnières de plis. 208

Figure 31 : Plis P1 à flancs très étirés et boudinés dans un sill précoce , probablement repris par un pli P2 décamétrique (cf. Chapitre III- Partie II- 3- figure 49). 209
Figure 32 : Carte structurale du sud de l'île de Seiland. Zoom sur la partie SW. Les foliations plastiques de l'encaissant sont exprimées en noir et les foliations magmatiques des gabbros et de la peridotite en vert. Chaque projection stéréographique correspond à une intrusion différente. 212
Figure 33 : Photos de lames minces orientées en XZ (a) dans le gabbro tholéiitique (b) dans le syenogabbro et (c) dans la peridotite. 213
Figure 34 : Photos de terrains et d'échantillons des roches mafiques de Seiland. (a) Litage magmatique dans le syenogabbro. (b)Plan YZ d'un échantillon de syenogabbro, pas de litage minéralogique exprimé ici. (c)Plan XY du même échantillon avec une linéation minérale magmatique peu exprimée. (d) Foliation magmatique dans le complexe ultramafique de Melkvann. (e) Litage magmatique dans un échantillon de l'intrusion de gabbro de Rognsund. 214
Figure 35 : Photo et schéma du contact entre le syenogabbro et les métasédiments. Notez le parallèlisme entre la foliation plastique du socle et la foliation magmatique du gabbro. 215
Figure 36 : Photo en vue verticale du contact entre le gabbro tholéiitique et les métasédiments. Notez le parallèlisme entre les foliations et leur pendage vers le complexe ultramafique. 216
Figure 37 : Images satellites interprétées (a) du sud de l'île de Seiland, les localisation de la figure b et la figure 27 sont précisées. Les limites des gabbros sont tracées en vert clair et vert moyen et celle de la peridotite en vert foncé. 217
Figure 38 : Photo et schéma d'un affleurement de péridotite avec enclaves isotropes de gabbro à olivine ce qui définit une linéation magmatique 218
Figure 39 :Image satellite (vue cavalière vers le N) et schéma du contact sud de la péridotite et du gabbro à olivine. La peridotite apparait sous forme de lames injectées dans le gabbro au niveau du contact. Des enclaves de gabbro de plus de 100 mètres sont observées. Noter que le contact est intrusif, oblique aux foliations. La localisation de la photo aérienne est précisée sur la figure 37. 219
Figure 40 : Carte de localisation et d'orientation des dykes (intrusions tardives) et sills (intrusions précoces) étudiés. 221
Figure 41 : Photo et schéma d'un affleurement de gabbro affecté par un essaim de dykes du groupe n°2 . Noter l'orientation eds dykes parallèle à la direction du complexe UM. 222
Figure 42: (a) Photo et schéma d'un essaim de dykes tardifs perpendiculaires à la foliation de l'encaissant et orientés dans la direction de la peridotite. 224
Figure 44 : Coupe 3D schématique du sud de l'île de Seiland décrivant la chronologie de mise en place des intrusions mafiques (décrite dans le texte) : 1. Intrusions précoces antérieures ou synchrones de D1, 2. Intrusions gabbroïques contemporaines de D2, 3. Intrusion tardi D2 du complexe UM, 4. Essaim de dykes tardifs, 5. Pegmatites alcalines cisaillées (postérieures à D2, contemporaine de D3). 226

I- Le magmatisme mafique de la Zone d'Ivrée

La Zone d'Ivrée est intrudée par un volume important de magma mafique (*figure IV-1*). Le Complexe Mafique, pluton gabbroïque et dioritique majeur, situé au sud de la Zone d'Ivrée, forme la partie inférieure du Système Magmatique de Sesia (qui inclut également une suite granitique et des volcanites) qui s'est mis en place au Permien (~290 Ma, cf. Chapitre II – Partie I). Le reste de la croûte inférieure est affectée ponctuellement par des corps gabbroïques et dioritiques de taille moins importante (par exemple : le gabbro de Campello Monti, la diorite d'Ossola) et par un cortège de nombreuses métabasites.

Le Complexe Mafique a fait l'objet de nombreuses études, tant sur sa structure que sur sa pétrologie et chimie (e.g Quick et al., 1992 ; 1994 ; Sinigoi et al., 2011 ; 2016) et ne sera que peu abordé dans ce chapitre.

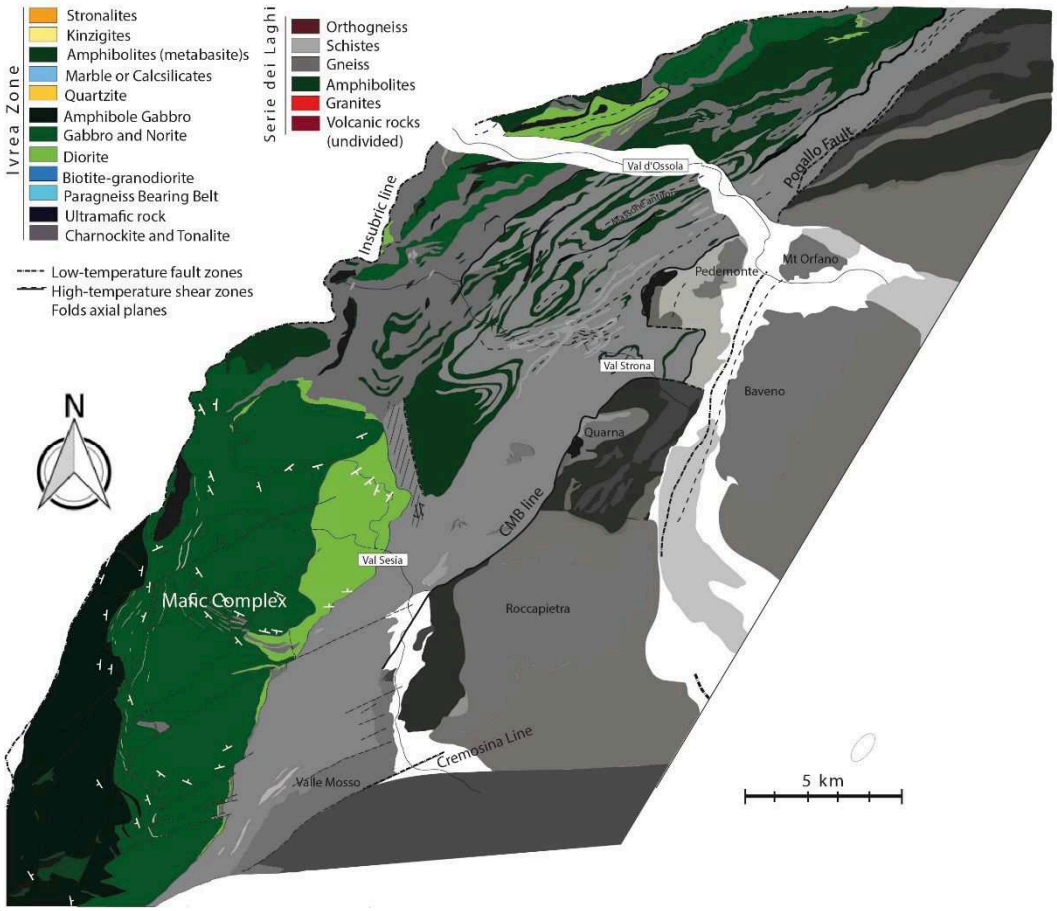


Figure IV-1 : Carte géologique de la Zone d'Ivrée et la Séries des lacs (ou Zone de Strona-Ceneri). Les roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée sont illuminées.

Cette partie se concentre essentiellement sur le cortège de métabasites et le Gabbro de Campello Monti (*figure IV-1*).

Des mesures structurales de terrain, couplées à une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et à des analyses chimiques ont été réalisées sur ces corps afin de mieux contraindre leur histoire, de leur mise en place à leur déformation finale, et de la confronter à celle de l'encaissant.

Les métabasites de la Zone d'Ivrée, également appelées amphibolites (e.g Sills et Tarney, 1984), forment des corps longitudinaux de plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur intercalés dans les métasédiments. Elles sont abondantes dans les Stronalites et dans la partie inférieure des Kinzigites mais quasi absentes dans la croûte moyenne (partie supérieure des Kinzigites ; *figure IV-1*).

Malgré leur cartographie sous un même terme, de nombreuses différences existent entre ces métabasites et elles ont d'ailleurs fait l'objet de plusieurs classifications (e.g Reinsch, 1973 ; Sills and Tarney, 1984) pas nécessairement cohérentes entre elles. Une étude complète (pétro-fabrique et chimie) de chaque métabasite dans le Val Strona et le Val d'Ossola serait nécessaire afin de pouvoir déterminer leurs différentes sources et si possible leurs âges.

Dans le cadre de cette thèse, la chimie de 5 métabasites a été analysée (isotopie Sr-Nd et éléments majeurs et traces) et la pétro-fabrique d'une dizaine de métabasites a été étudiée.

1. Déformation finie des métabasites

La déformation finie des métabasites se traduit par une fabrique planaire dominante et généralement parallèle à celles des roches métasédimentaires.

a. Fabrique plano-linéaire

La fabrique des roches mafiques a été étudiée d'une part par les observations de terrain et d'autre part par une étude d'anisotropie de susceptibilité magnétique pour, notamment, déterminer l'orientation de la linéation qui est difficilement observable sur le terrain.

Fabrique déterminée sur le terrain

Les métabasites sont marquées par une fabrique planaire bien réglée. La foliation mesurée (*figure IV-2a, figure IV-3*) est sub-verticale de direction NE-SW comme la foliation dominante des gneiss (Chapitre III- Partie I-1-b). Les seules données qui diffèrent réellement ont été mesurées dans la charnière du pli de Massone au site 79 (*figure IV-6*). La foliation est toujours parallèle aux épontes des corps mafiques quand celles-ci sont observables.

Les plans qui portent la linéation sont de manière générale très peu accessibles sur le terrain ainsi seules quelques mesures de linéations minérales ont été réalisées ; la majorité d'entre elles sont d'azimut N40E avec un plongement de ~40° et quelques-unes sont d'azimut N160E avec un plongement de 20° (*figure IV-2a*).

Les mesures réalisées dans le Complexe Mafique sont beaucoup plus dispersées (*figure IV-2b*). Elles attestent d'une structure arquée complexe déjà étudiée par Quick et al. (1992 ; 1994). Ces auteurs proposent qu'elle s'explique par une subsidence et rotation « passive » de la foliation magmatique au fur et à mesure que le magma s'accumule au toit du gabbro (cf. Chapitre I – Partie I-3-c).

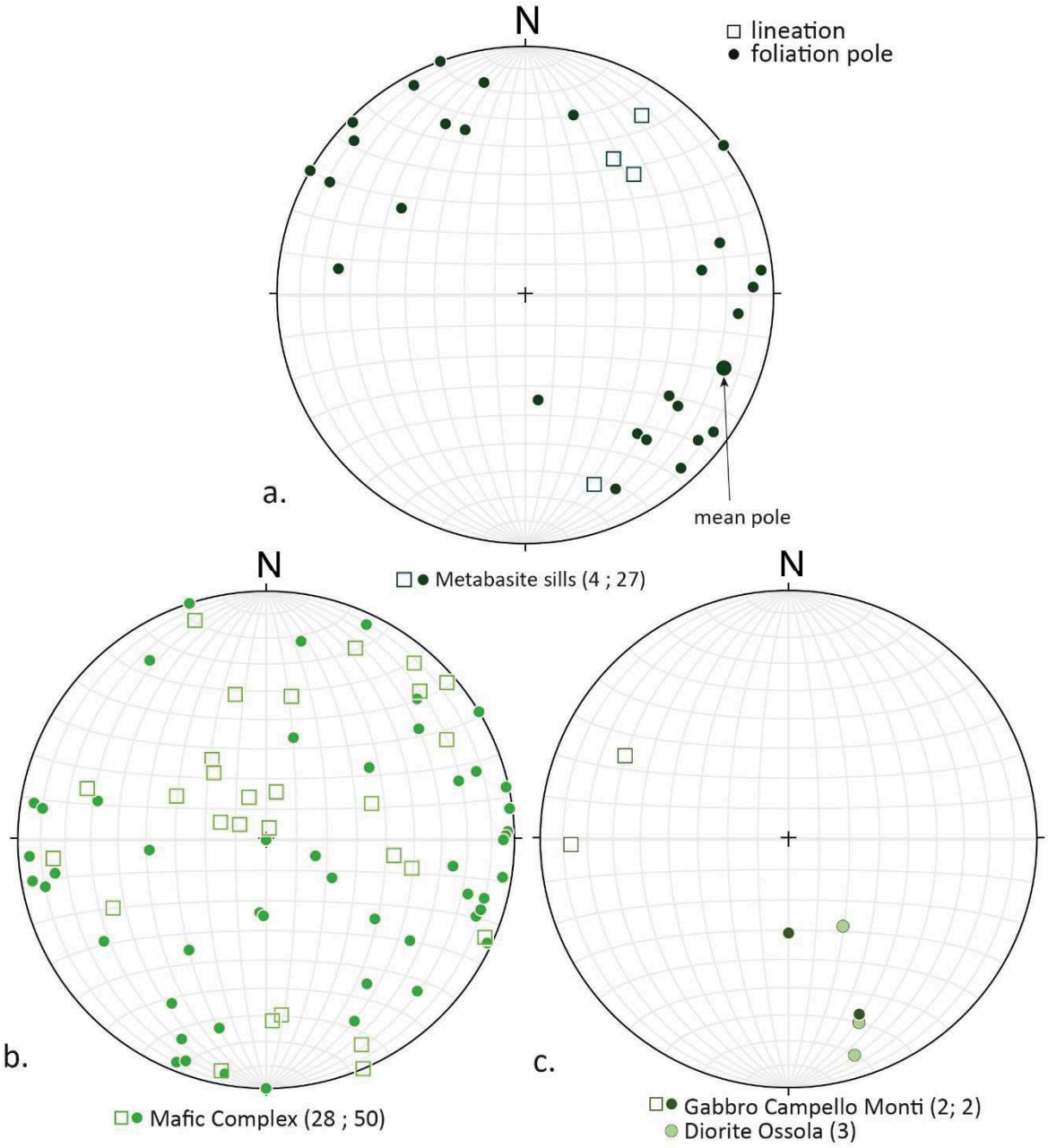


Figure IV-2 : Stéréogrammes (Wulff, hémisphère inférieur) des mesures structurales (foliation et linéation minérale) réalisées sur le terrain sur les roches mafiques de la Zone d'Ivrée : (a) sur les métabasites, (b) sur le Complexe mafique, (c) le Gabbro de Campello Monti et la Diorite d'Ossola.

Les quelques mesures de foliation réalisées dans le Gabbro de Campello Monti et dans la Diorite d'Ossola sont de direction ENE-WSW et à pendage variable (*figure IV-2c*). Elles semblent parallèles aux orientations locales de la ligne Insubrienne (*figure IV-3*). Les 2 linéations mesurées dans le Gabbro de Campello Monti sont d'azimut N290E avec un plongement de 20°.

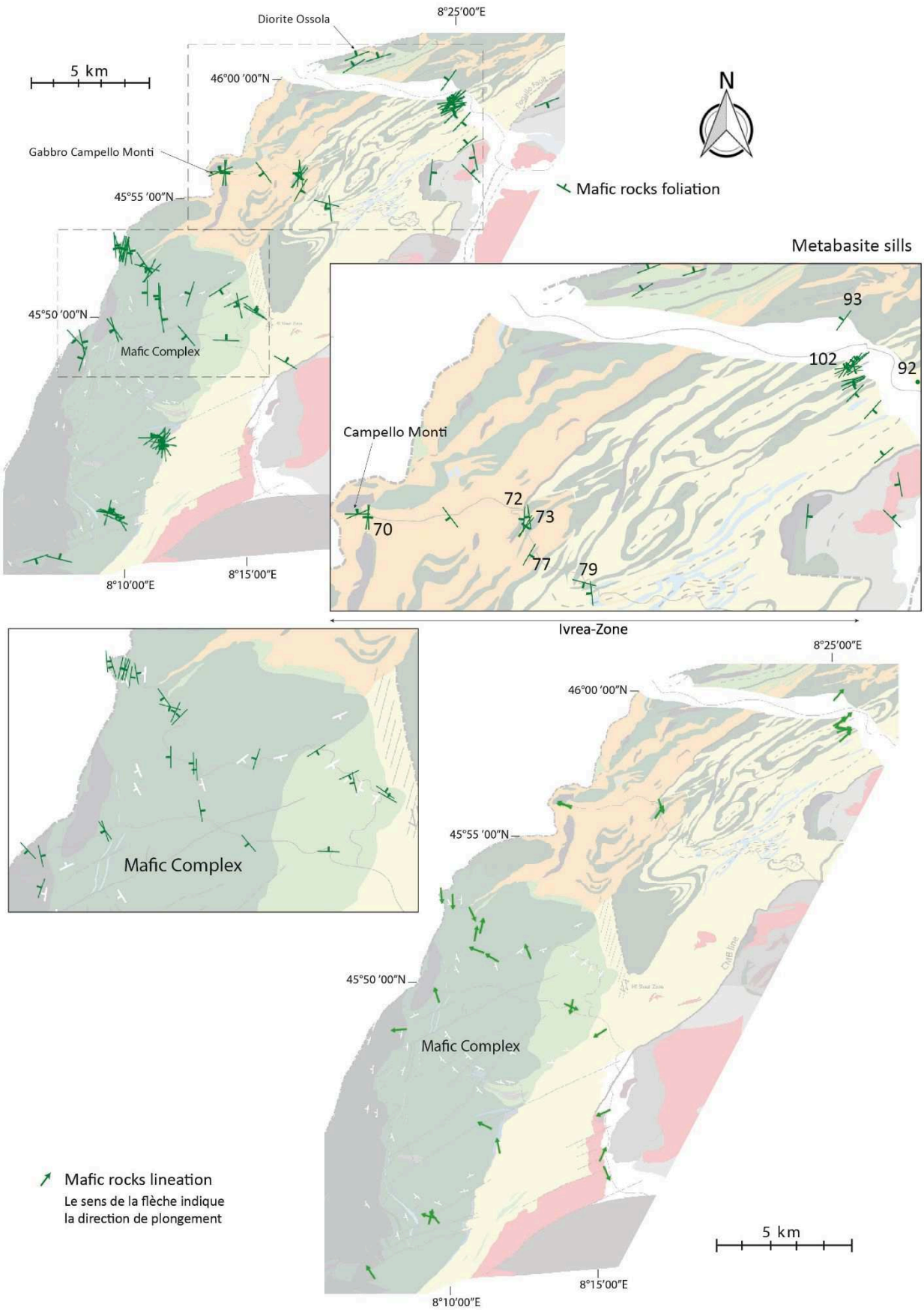


Figure IV-3 : Cartes des mesures structurales réalisées sur les roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée. En haut : carte principale et zooms des foliations mesurées. En bas : Carte principale des linéations minérales mesurées.

Susceptibilité et fabrique magnétique

Cinquante-neuf carottes ont été prélevées sur 19 sites différents dans les roches mafiques de la Zone d'Ivrée afin de réaliser une étude d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) là où la fabrique (notamment la linéation minérale) ne pouvait être mesurée directement sur le terrain. 6 carottes ont été réalisées dans la Peridotite de Balmuccia (2 sites), 22 dans le Complexe Mafique (6 sites), 19 dans les métabasites (8 sites), 5 dans le Gabbro de Campello Monti (1 site) et 7 dans la Diorite d'Ossola (2 sites).

Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique *Km* des roches mafiques est comprise entre 401 et 117263.10^{-6} SI (*figures IV-7a et IV-7b*). La grande majorité de valeurs (85%) sont cependant comprises entre 400 et 4000. 10^{-6} SI.

La distribution des valeurs de susceptibilité magnétique *Km* du Mafic Complex est très hétérogène. Les valeurs les plus importantes (>6400.10^{-6} SI) sont atteintes par une métabasite du site 93 (3 carottes réalisées) et par la partie supérieure du Mafic Complex (6 carottes). Le reste des mesures réalisées sur les métabasites sont homogènes, comprises entre 600 et 1200.10^{-6}SI.

Les valeurs de susceptibilité des Peridotites sont également peu dispersées, elles sont comprises entre 1825 et 2875.10^{-6} SI. La diorite d'Ossola a la susceptibilité magnétique moyenne la plus basse avec *Km*= 820.10^{-6} SI. Le Gabbro de Campello Monti a quant à lui une susceptibilité moyenne de 1327.10^{-6} SI.

Paramètres de forme

L'anisotropie magnétique *Pj* des roches mafiques est comprise entre 1,03 et 1,50. Seules 5 valeurs sont supérieures à 1,3 ; 1 dans les péridotites, 3 dans la métabasite du site 93 et 1 dans la partie inférieure du Mafic Complex (*figure IV-4b et 4c*).

Le reste des métabasites a une anistropie magnétique *Pj* faible comprise entre 1,09 et 1,18.

L'anisotropie magnétique du Complexe mafique, des peridotites et du Gabbro de Campello Monti est très hétérogène. Seule l'anisotropie magnétique de la Diorite d'Ossola est relativement bien réglée et très faible (< 1,1).

Toutes les métabasites, à l'exception de la métabasite du site 72 qui se situe dans la zone de cisaillement d'Anzola, ont un paramètre *T* supérieur à 0 et donc une fabrique de forme planaire (*figures IV-4a et 4c*). Les autres roches mafiques possèdent des valeurs *T* très dispersées mais toujours à dominante planaire.

Axes de la fabrique magnétique

Les axes magnétiques mesurés dans les métabasites (*figure IV-4d*) sont cohérents avec les structures mesurées sur le terrain. Les axes *k3* sont bien réglés à l'exception des mesures réalisées dans la charnière du pli de Massone (site 79, comme les foliations mesurées sur le terrain) et décrivent une foliation de direction NE-SW à pendage sub-vertical variable. Les axes *k1* semblent cohérents avec les linéations mesurées sur le terrain.

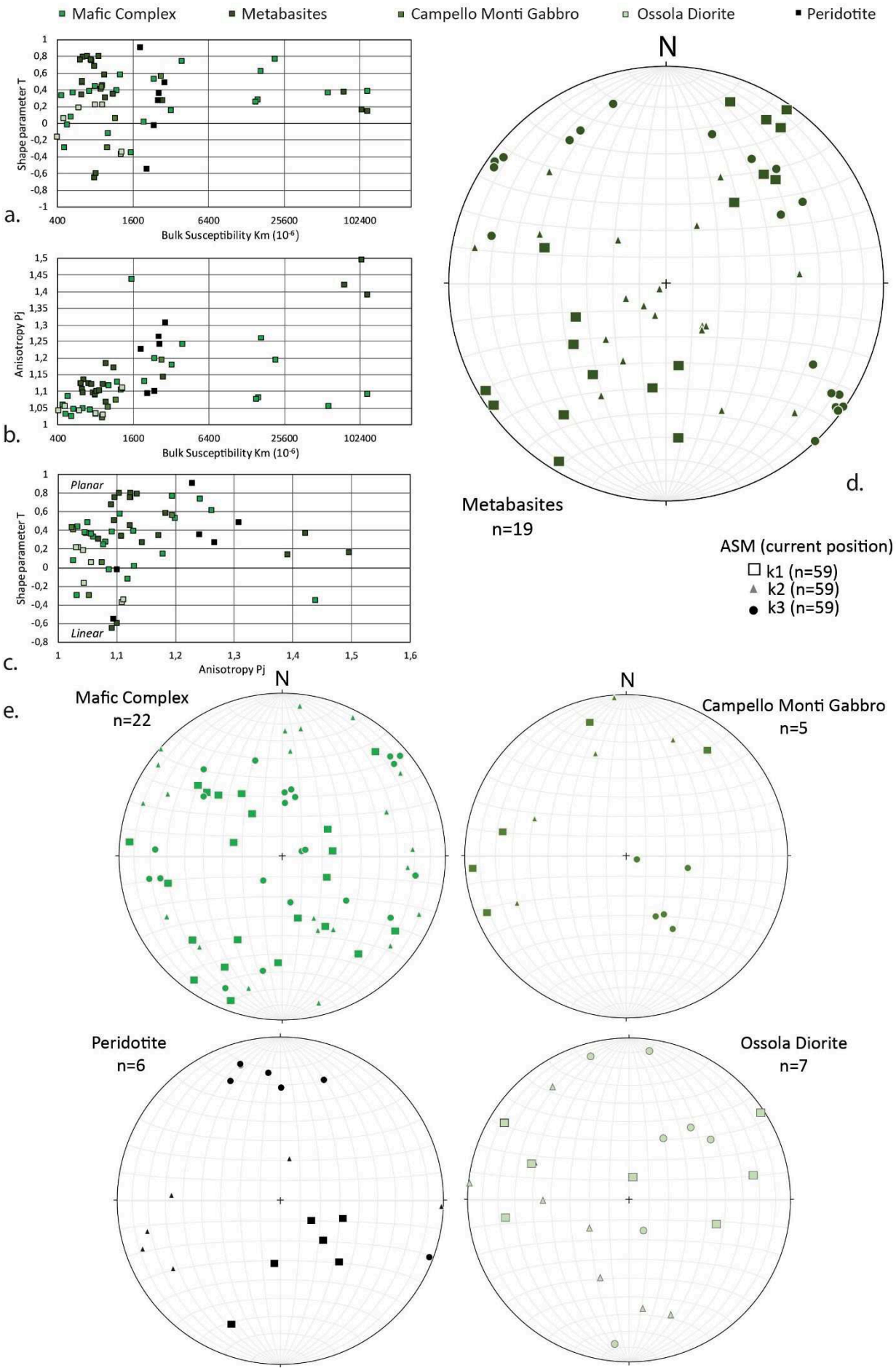
Ceux mesurés dans le Complexe Mafique sont très dispersés comme la fabrique mesurée sur le terrain (*figure IV-4e*). Les axes magnétiques de la Diorite d'Ossola sont beaucoup plus dispersés que les observations structurales de terrain (*figure IV-4e*). Le Gabbro de Campello Monti quant à lui présente une foliation magnétique ~NE-SW à pendage variable vers le NW et une linéation hétérogène (*figure IV-7e*) cohérentes avec les mesures effectuées sur le terrain.

Les axes mesurés dans les péridotites sont bien réglés (à l'exception d'une seule mesure), les axes *k3* décrivent une foliation de direction ~N90 et à pendage de ~75° vers le S, les axes *k1* une linéation d'azimut ~N135E à plongement de 60° (*figure IV-4e*).
Cette orientation des structures ne correspond à aucune autre dans la Zone d'Ivrée ce qui parait étayer le fait qu'il s'agirait d'un fragment pré-structuré de peridotite (e.g Handy et al., 1999).

Comme pour les métasédiments plusieurs carottes ont été prélevées sur un même site d'échantillonage. La foliation magnétique est généralement bien réglée sur un même site (*figure IV-5*, sauf la direction de pendage) mais l'azimuth de la linéation est très variable (*figure IV-5*) ce qui indique une fabrique planaire dominante ($0<k<<1$), cohérente avec le paramètre $T>0$.

Les axes magnétiques sont toujours parallèles avec les structures mesurées sur le terrain (à l'exception de la diorite d'Ossola).

Figure IV-4 (page suivante) : Données ASM des roches magmatiques mafiques de la Zone d'Ivrée. (a) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de l'anisotropie Pj. (b) Diagramme de l'anisotropie Pj en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (c) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (d) Stéréogramme rprésentant la fabrique magnétique des métabasites . (e) Stéréogrammes des fabriques magnétiques des autres corps mafiques.


Mafic Complex
Metabasites
Campello Monti Gabbro
Ossola Diorite
Peridotite
a.
Shape parameter T
Bulk Susceptibility Km (10-6)
b.
Anisotropy Pj
Bulk Susceptibility Km (10-6)
c.
Planar
Linear
Shape parameter T
Anisotropy Pj
N
d.
Metabasites
n=19
ASM (current position)
k1 (n=59)
k2 (n=59)
k3 (n=59)
e.
Mafic Complex
n=22
Campello Monti Gabbro
n=5
Peridotite
n=6
Ossola Diorite
n=7

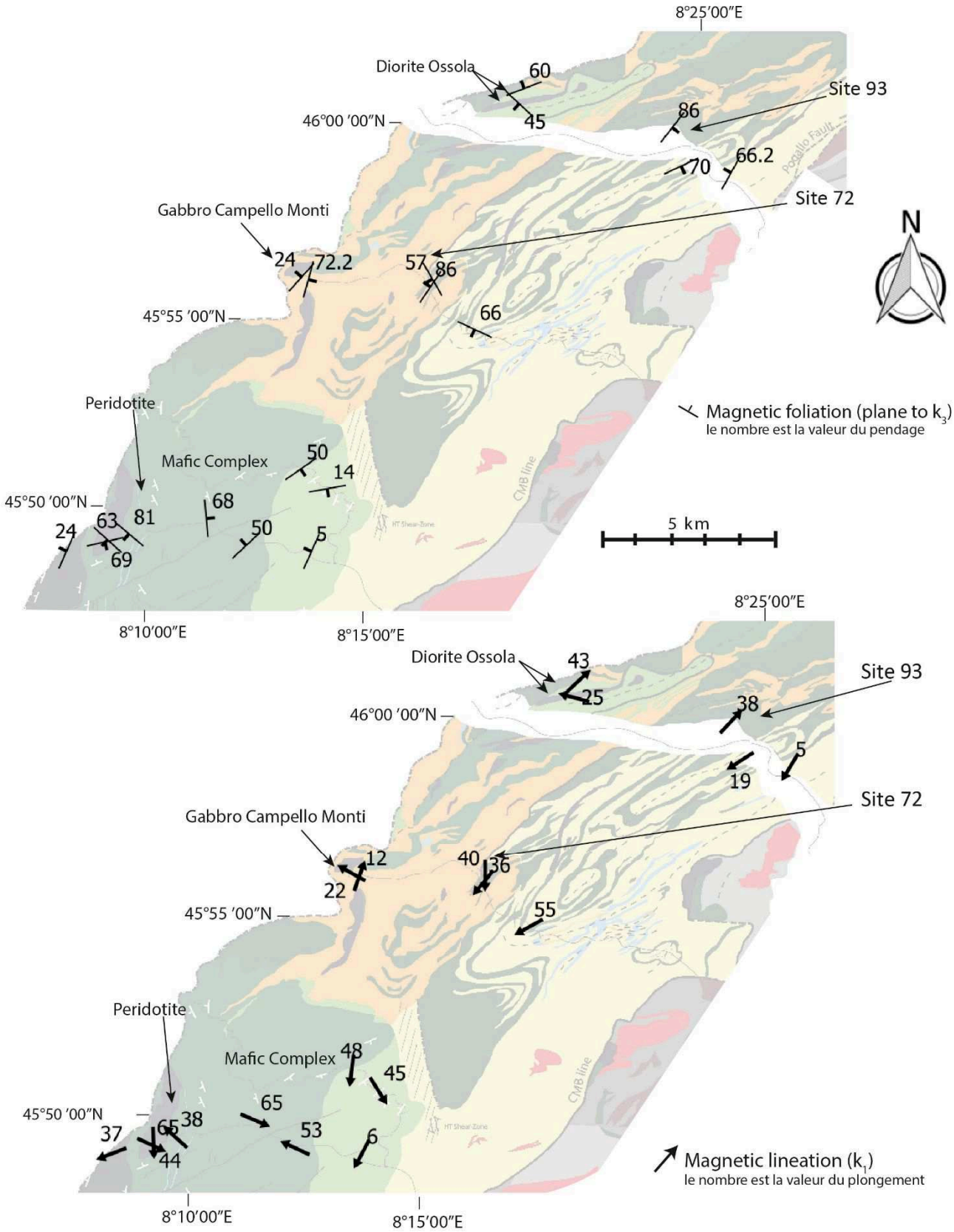


Figure IV-5 : Cartes des données d'ASM mesurées dans les roches mafiques de la Zone d'Ivrée. En haut : carte des foliations magnétiques. En bas : carte des linéations magnétiques. Notez la variabilité de la linéation magnétique sur un même site.

b. Relation avec la fabrique des roches métasédimentaires

Les foliations mesurées (sur le terrain ou par ASM) dans les métabasites sont toujours parallèles à la foliation dominante *Sd* mesurée dans l'encaissant (*figure IV-6*). Cette dernière résulte d'une S_{0-1} composite, localement transposée par S_2 (Chapitre III- Partie I-1).

Comme celle des roches métasédimentaires la fabrique des métabasites est plano-linéaire à dominante planaire marquée par une linéation minérale dispersée (0<k<<1).

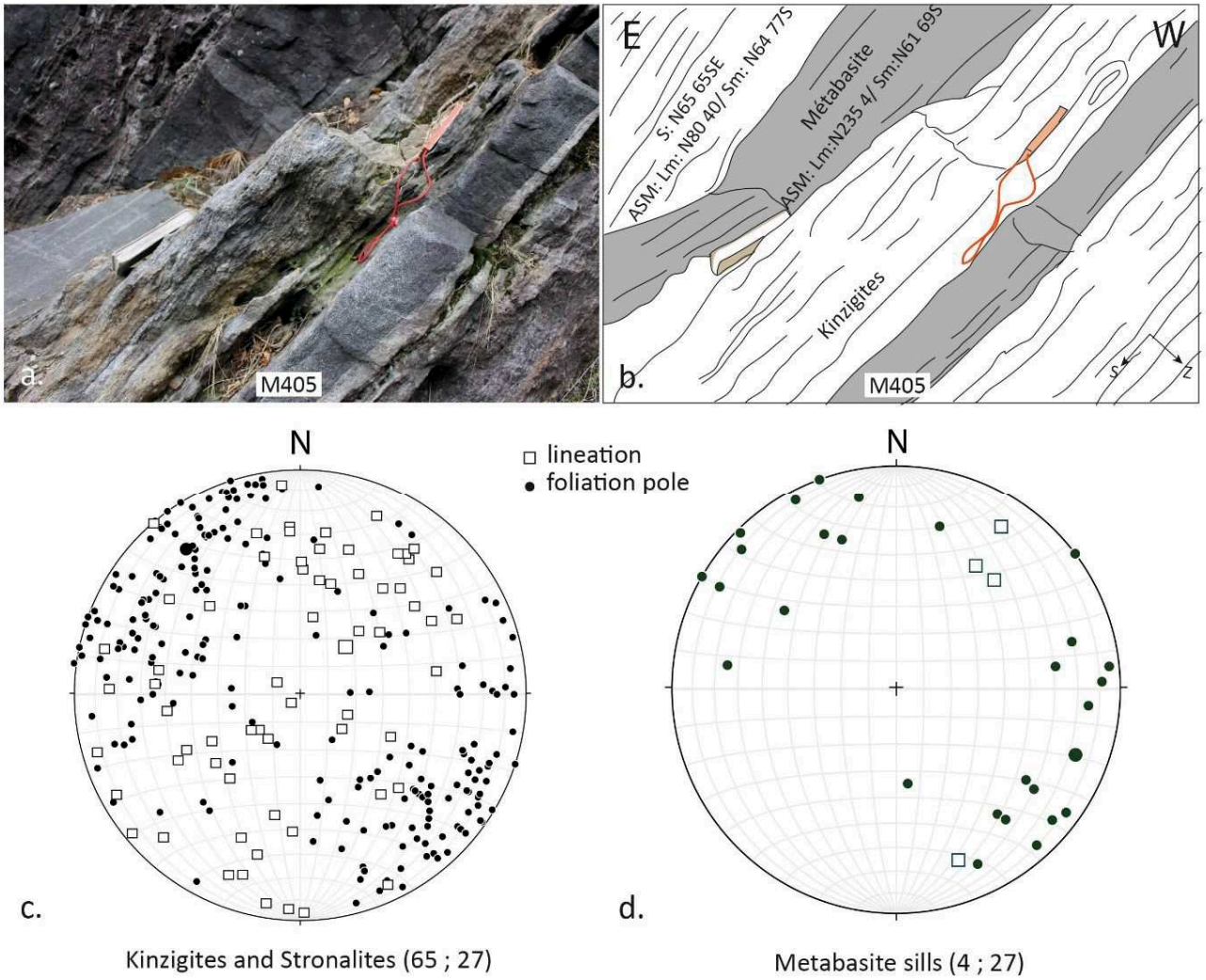


Figure IV-6 : Comparaison de la fabrique des Kinzigites et des Stronalites avec celle des métabasites au site 405. (a) et (b) Photo et schéma des métabasites intrudées dans les Kinzigites, notez le parallèlisme des mesures de terrain et des mesures d'ASM. (c) Projection stéréographique des mesures de foliation et de linéation minérale réalisées dans les Kinzigites et les Stronalites. (d) Projection stéréographiques des mesures de foliation et de linéation minérale réalisées dans les métabasites.

c. Texture en lame

La fabrique des roches métabasiques peut être magmatique ou plastique ce qui leur donne un âge relatif par rapport à D1. Ainsi la texture de 9 métabasites a été étudiée en lame mince. Elles sont localisées sur la carte de la *figure IV-7*.

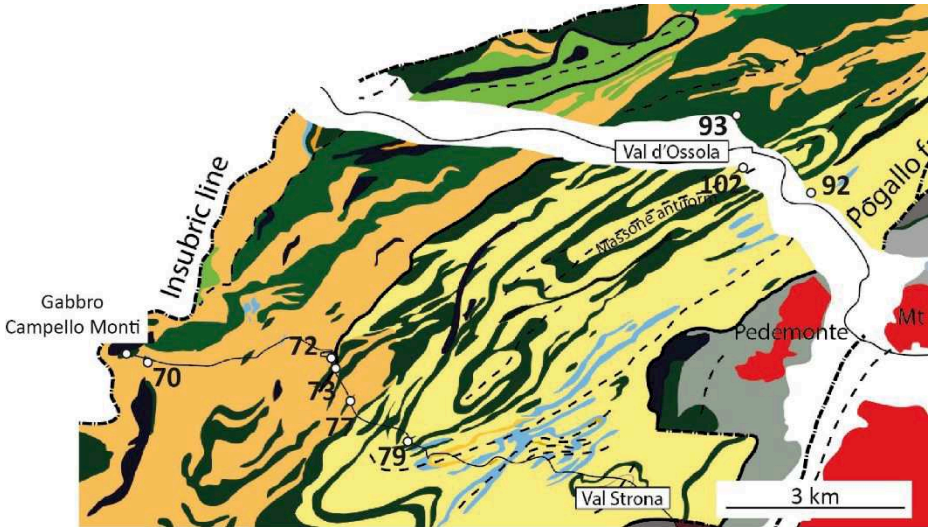


Figure IV-7 : Localisation des métabasites dont la texture a été étudiée au microscope.

Leur assemblage minéralogique commun (Gabbro de Campello Monti inclus) est formé d'hornblende (verte ou brune) – plagioclase – quartz ; avec l'apparition progressive du clinopyroxène (faciès amphibolitique moyen) et de l'orthopyroxène (faciès granulitique) avec la profondeur. Les minéraux accessoires sont biotite ± grenat ± ilmenite (± feldspath-K ± rutile ± chlorite).

Les roches mafiques présentent en proportions variables des zones de ségrégation minérale, subparallèles à la foliation, concentrant des phases minérales leucocrates (leucosomes, terme utilisé ici de manière purement descriptive de la couleur) ou des phases minérales mélanocrates (mélanosomes, terme utilisé ici de manière purement descriptive de la couleur).

La majorité des leucosomes apparaissent sous la forme de veines plurimillimétriques à pluricentimétriques. Ces veines forment parfois des réseaux interconnectés mais se concentrent également en boudins ou dans des charnières de plis.

Ces leucosomes sont essentiellement formés de plagioclase – quartz. Les mélanosomes sont quant à eux dominés par la paragenèse hornblende – pyroxène ± grenat.

Une partie de ces leucosomes et mélanosomes a été jusqu'à présent décrits comme des zones de ségrégations associées à de la fusion partielle in situ (Kunz et al., 2014). Il est possible qu'une autre partie soit purement magmatique et associée au processus de cristallisation fractionnée et de circulation de fluides magmatiques tardifs pendant la mise en place des corps mafiques, résultant en un litage magmatique et qui peut ressembler visuellement à un litage migmatitique.

Les litages magmatiques sont communs et très bien décris dans des gabbros ophiolitiques par exemple (e.g, Ildefonse et Nicolas, 1997) ou également plus localement dans le Complexe Mafique (Quick et al., 1992 ; Quick et al., 1994).

Les roches mafiques les plus profondes (dans les Stronalites : Gabbro de Campello Monti et la métabasite 70 ; *figure IV-7 pour la localisation, figures IV-8a et b pour les photos*) présentent une texture grossière (>1mm) granoblastique contenant des porphyroblastes de grenat (jusqu'à 8 cm) et de pyroxène (jusqu'à 4 cm). Les leucosomes sont formés de plagioclase et de quartz et les mélanosomes d'hornblende et de pyroxène. Le grenat est abondant dans l'ensemble de la roche. Les leucosomes forment des patchs grossiers et plus rarement des veines.

En lame mince l'hornblende brune est abondante, elle forme des grains granoblastiques subautomorphes, pléochroïques de brun foncé à beige en lumière naturelle. Leur taille varie de 0,2 à 3 mm. Les porphyroblastes de grenat sont subautomorphes, très fracturés et contiennent de nombreuses inclusions. Leur taille est toujours supérieure au mm. Les pyroxènes (clino- et ortho-) sont subautomorphes et petits (<0,5 mm, hormis les porphyroblastes). Les plagioclases sont subautomorphes et de tailles très variables (0,3-3 mm). Le quartz est rare et forme des petits cristaux (<0,1 mm). La biotite est également rare et petite (<0,5 mm). L'ilmenite est accessoire, de forme arrondie et toujours inférieure à 0,2 mm.

Les traces de déformation plastique sont rares mais en LPA les macles polysynthétiques des plagioclases apparaissent relativement déformées et les pyroxènes montrent parfois des « kink-bands ».

Sur le terrain le gabbro de Campello Monti montre cependant clairement des structures associées à une anatexie importante (litage minéralogique, patch de liquide interstitiel, couronne réactionnelle, Kunz et al., 2014) ce qui semble indiquer que la rareté de la déformation plastique en lame mince serait liée à une recristallisation totale de la roche associée à une fusion partielle importante.

Les roches mafiques de la croûte inférieure à intermédiaire (à l'interface Stronalites – Kinzigites ; métabasites 72, 73, 77 et 79, *figure IV-7 pour la localisation et figures IV-8a-f et 9a-b pour les photos*) présentent une texture plus fine (0,1-1mm) que les roches plus profondes. Les porphyroblastes sont absents. La texture est granoblastique à nématoblastique. Les leucosomes (plagioclase et quartz) forment des réseaux de veines plurimillimétriques à pluricentimétriques subparallèles à la foliation. Le grenat est totalement absent de ces métabasites.

En lame mince l'hornblende brune et l'hornblende verte sont abondantes (en proportions variables, avec un enrichissement en hornblende brune vers la profondeur). Elles sont subautomorphes à automorphes et sont souvent inférieures à 0,5 mm (sauf pour la métabasite 73). Le clinopyroxène est commun, subautomorphe, est toujours inférieur à 0,5 mm. Le plagioclase et le quartz (moins abondants) forment les plus gros cristaux (jusqu'à 3 mm). L'ilmenite n'est pas présente dans toutes les métabasites. Elle se retrouvent sous forme arrondie et en baguette, toujours inférieure à 0,2mm. La biotite est quasi absente.

L'orientation planaire des minéraux marque une fois de plus des plans de foliation, et l'orientation des cristaux dans ces plans marque une linéation d'azimut ~N50E en position actuelle de la croûte.
En lame mince une partie des pyroxènes apparait très déformée, avec parfois la formation de « kink-bands » et le remplacement par de la biotite, les macles polysynthétiques des plagioclases sont parfois déformées et le quartz présente régulièrement une extinction roulante. Les amphiboles sont par contre peu déformées.

L'ensemble de ces observations suggère que la fabrique de la roche est associée à une recristallisation quasi totale de la roche et que seuls les pyroxènes (qui sont extrêmement déformés) sont primaires.

Cette recristallisation totale de la roche pourrait expliquer pourquoi il est difficile d'observer des déformations plastiques sur le terrain dans certaines métabasites (72, 73 et 79 ; *figure IV-8c*).

Contrairement aux restes des métabasites de la croûte inférieure, la métabasite du site 77, marquée par de nombreux leucosomes, montre une déformation subsolidus importante (plis, boudins, bandes de cisaillement, *figure IV-8e*).

Les roches mafiques de la croûte moyenne (partie supérieure des Kinzigites, métabasites 92, 93 et 102, *localisation figure IV-7, photos figures IV-9c-f*) sont relativement hétérogènes. Les métabasites 102 et 93 sont issues de corps de largeur plus importante (plurikilométrique) que le reste des métabasites (*figure IV-7*). Tandis que la métabasite 92 a une épaisseur inférieure au mètre.

La métabasite 102 (et 93) présente un grain moyen (<1,5mm) et une texture granoblastique. L'hornblende verte y est abondante (pas d'hornblende brune) et forme des cristaux <0,8 mm subautomorphes fragmentés. Le clinopyroxène est subautomorphe, pléochroïque dans des teintes bleues-vertes très pâles et forme les minéraux les plus grands de la roche (jusqu'à 2mm). Le plagioclase est subautomorphe et en grande partie séricitisé. La biotite y est absente et les oxydes sont rares. L'apatite est présente sous forme de petits grains (<0,2mm) de formes arrondies.

Les porphyroblastes sont rares à l'exception d'hornblende dans des leucosomes et de grenats à couronne réactionnelle de plagioclase.

La métabasite parait très altérée en lames minces (séricitisation et fragmentation). Les plagioclases présentent des macles polysynthétiques déformées.

Sur le terrain ces métabasites sont marquées par une alternance de leucosomes et mélanosomes très claire et par des veines de leucosome parfois obliques à ce litage. Ces observations suggèrent que cette métabasite a été affectée par un épisode de fusion partielle.

La métabasite 92 a un grain beaucoup plus fin (< 0,3 mm). Elle présente une texture grano-nématoblastique. Elle est formée essentiellement d'hornblende verte- plagioclase- clinopyroxène qui ont des tailles similaires et sont subautomorphes. Les ilmenites sont nombreuses et plus petites (<0,2mm). Des biotites accessoires y sont également observées. Elles sont allongées et perpendiculaires (séquentes) à l'orientation du reste des grains. Comme le reste des métabasites, la métabasite 92 semblent avoir été affectée par une recristallisation totale.

Il est difficile d'interpréter la fabrique observée dans ces métabasites. La déformation plastique cristalline est rare ou absente en lame mince, ce qui signifie que la fabrique est soit purement magmatique et que les plans de foliation observés sont des plans d'écoulement du magma ou que la recristallisation des roches a été totale et que la fabrique est une foliation plastique (très) HT. Seuls quelques pyroxènes, paraissant primaires, semblent indiquer que la majorité des métabasites ont subi une recristallisation importante.

Sur le terrain une partie des métabasites montre clairement des structures associées à de la fusion partielle, c'est le cas des métabasites des sites 77, 93 et 102 et du gabbro de Campello Monti. Ces roches ont donc été clairement affecté par l'épisode d'anatexie associé à D_1 et sont donc antérieures. Par contre les métabasites 73, 79 et 92 ne montrent pas de structures clairement associées à de la fusion partielle mais leur texture en lame semble indiquer qu'elles sont aussi associées à une recristallisation importante, possiblement pendant D1.

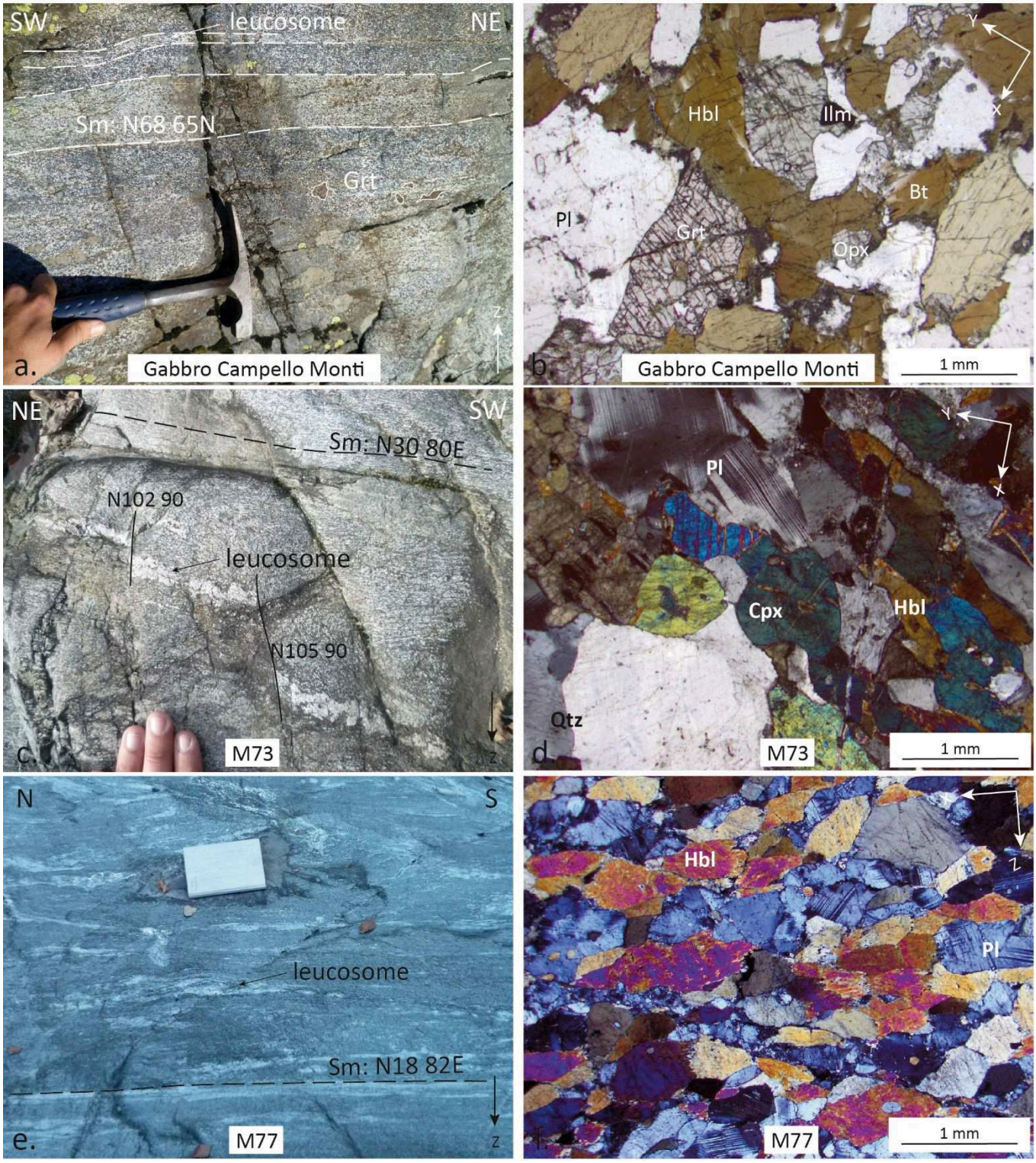


Figure IV-8 : Photos macroscopiques et microscopiques de métabasites étudiées les plus profondes, localisées dans les Stronalites (localisation figure IV-7) : (a) et (b) Gabbro de Campello Monti. (c) et (d) Métabasite 73. (e) et (f) Métabasite 77.

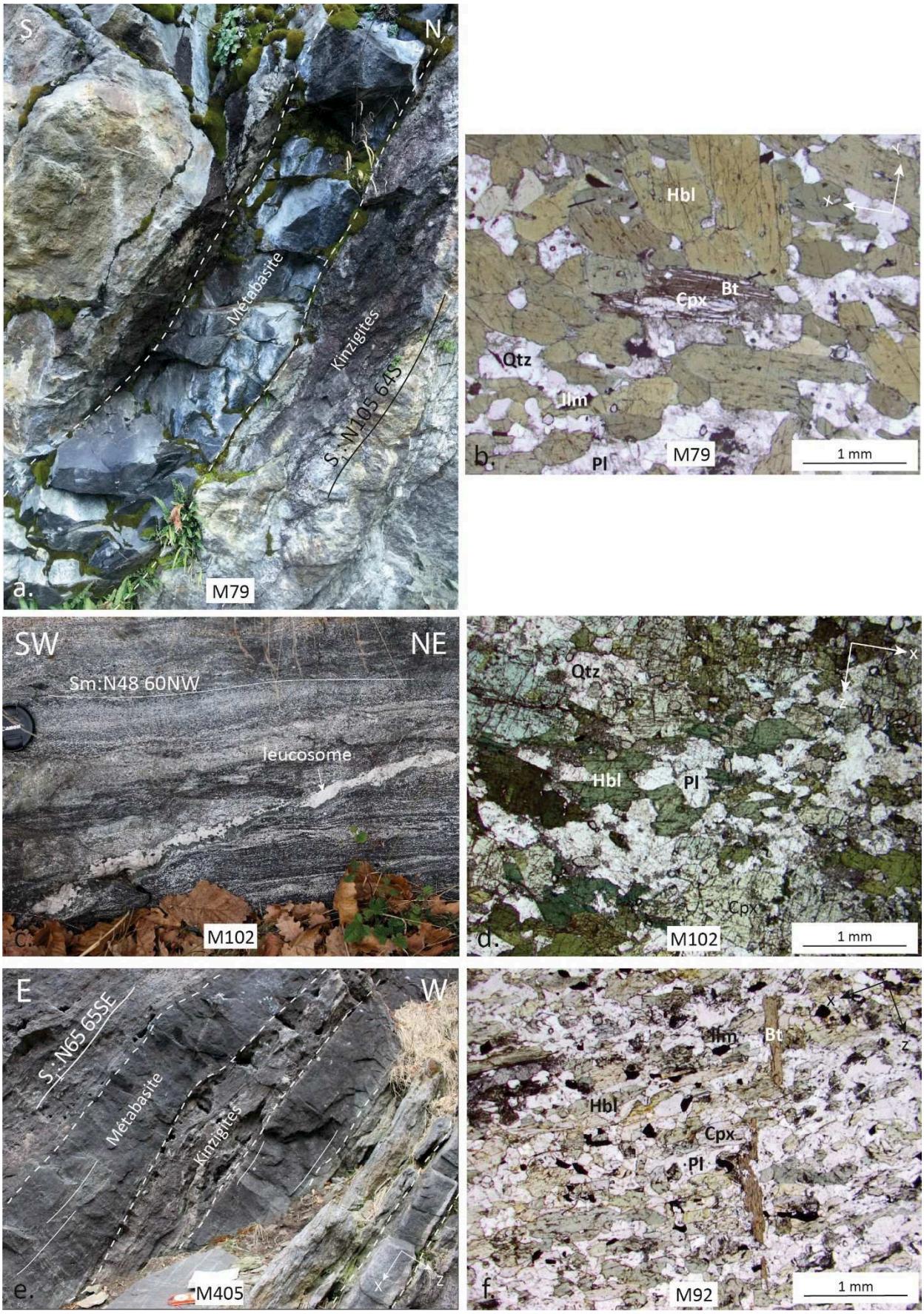


Figure IV-9 : Photos macroscopiques et microscopiques de métabasites étudiées les moins profondes, localisées dans lles Kinzigites (localisation figure IV-7) : (a) et (b) Métabasite 79. (c) et (d) Métabasite 102. (e) Métabasite 405 et (f) Métabasite 92.

2. Plissement des métabasites

L'interprétation des textures en lame étant complexe, l'observation des déformations des métabasites sur le terrain est déterminante pour donner une chronologie relative par rapport aux déformations D1 et D2.

Ces observations ont été réalisées dans les métabasites localisées sur la carte (*figure IV-10*) ci-dessous :

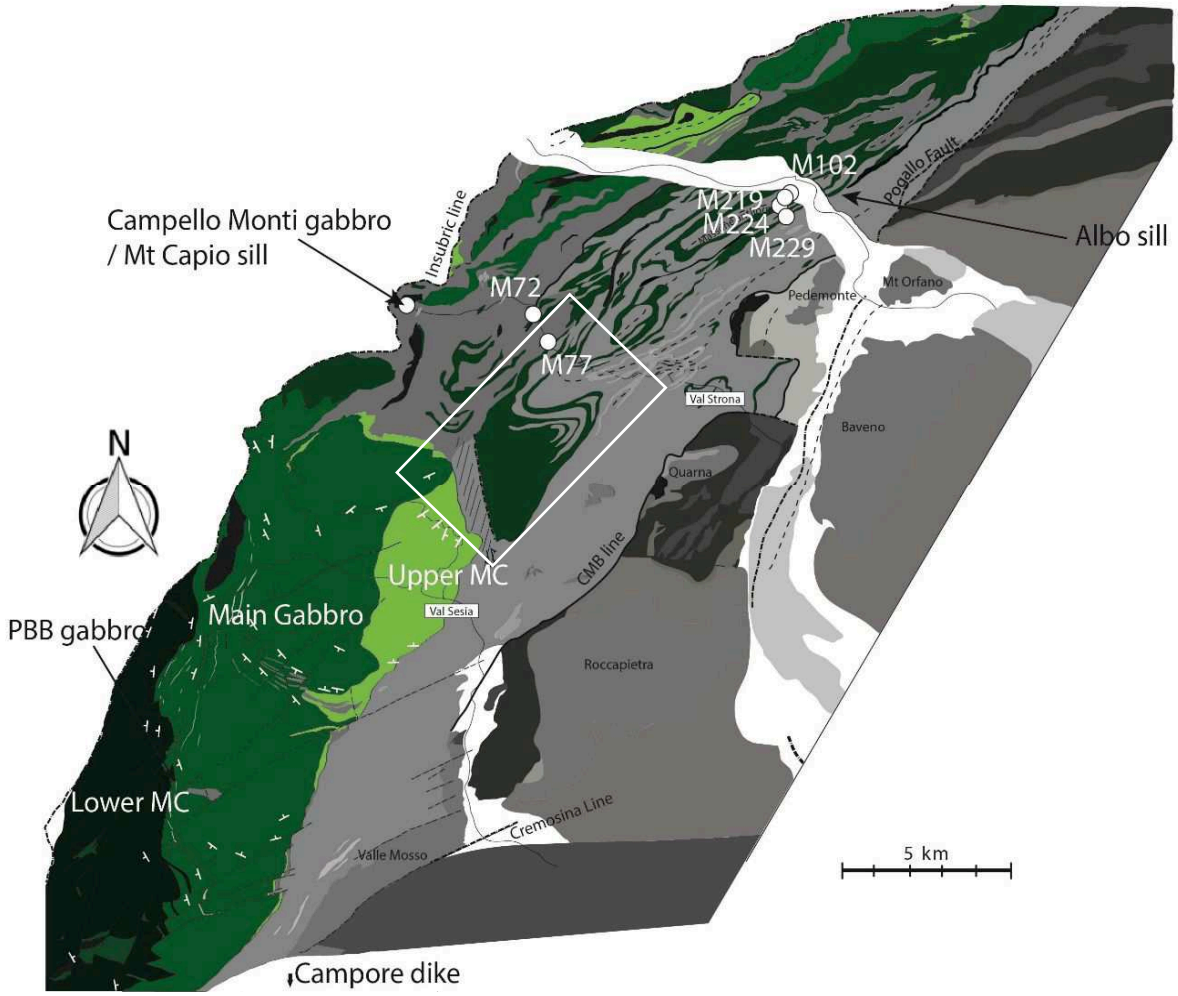


Figure IV-10 : Carte des métabasites affectées par une déformation plastique. L'encadré blanc souligne les plis P2 cartographiques (sous-partie b).

a. Plis P_1

Les seuls plis P_1 observés dans les métabasites étudiées sont situés aux sites 219, 102 et 77 (*figure IV-10*). Les deux premiers se localisent dans la partie inférieure des Kinzigites et appartiennent au même cortège de métabasites que les sites 93, 224 et 229 où les roches auraient été affectées par un épisode de fusion partielle (sous-partie 1c de ce chapitre) marqué par le développement de leucosomes et parfois mélanosomes. La métabasite 77 se situe au niveau de la transition Stronalites-

Kinzigites. Elle pourrait appartenir au même ensemble de métabasites mais la continuité des corps est très difficile à observer sur le terrain.

Les structures sont des plis isoclinaux couchés millimétriques à centimétriques dont la foliation est plan axial (*figure IV-11*). Sur le terrain ils sont marqués par les leucosomes formés de quartz et plagioclase. Ces plis sont semblables à ceux observés dans les roches métasédimentaires et sont donc attribués à D_1. Ils sont indicateurs d'un fort raccourcissement vertical au moment de leur formation. Ces métabasites se sont ainsi mises en place avant ou pendant D_1 comme semblait déjà le corroborer l'observation de la fabrique (sous-partie 1c de ce chapitre).

b. Plis P_2

Des plis P_2 associés à D_2 ont été observés (moins de 5) dans les métabasites des sites 72, 77 et 229 (*figure IV-12*). La métabasite 72 est localisée dans la zone de cisaillement permienne d'Anzola associée à D_2 (voir Chapitre III – Partie I-3-a) tandis que la métabasite 229 se situe dans le même cortège que les métabasites 93, 102, 219 et 224.

Ces plis sont asymétriques et post-foliation avec des plans axiaux obliques à sub-parallèles à la foliation (*figures IV-12 et IV-13*). Ils sont associés à un plissement majeur asymétrique de longueur d'onde kilométrique visible sur la carte géologique (*figure IV-11*, encadré blanc).

Le cortège de métabasites qui affecte la partie inférieure des Kinzigites (comprenant les métabasites 79, 93, 102, 219, 224, 229, 405) est également plissé par le pli majeur de Massone (Rutter et al., 2007). La longueur d'onde de ce pli est kilométrique mais il est également associé à des plis métriques dont les axes sont similaires (Ap ~N50E 10°) qui reprennent les métabasites (site 224, *figure IV-14*).

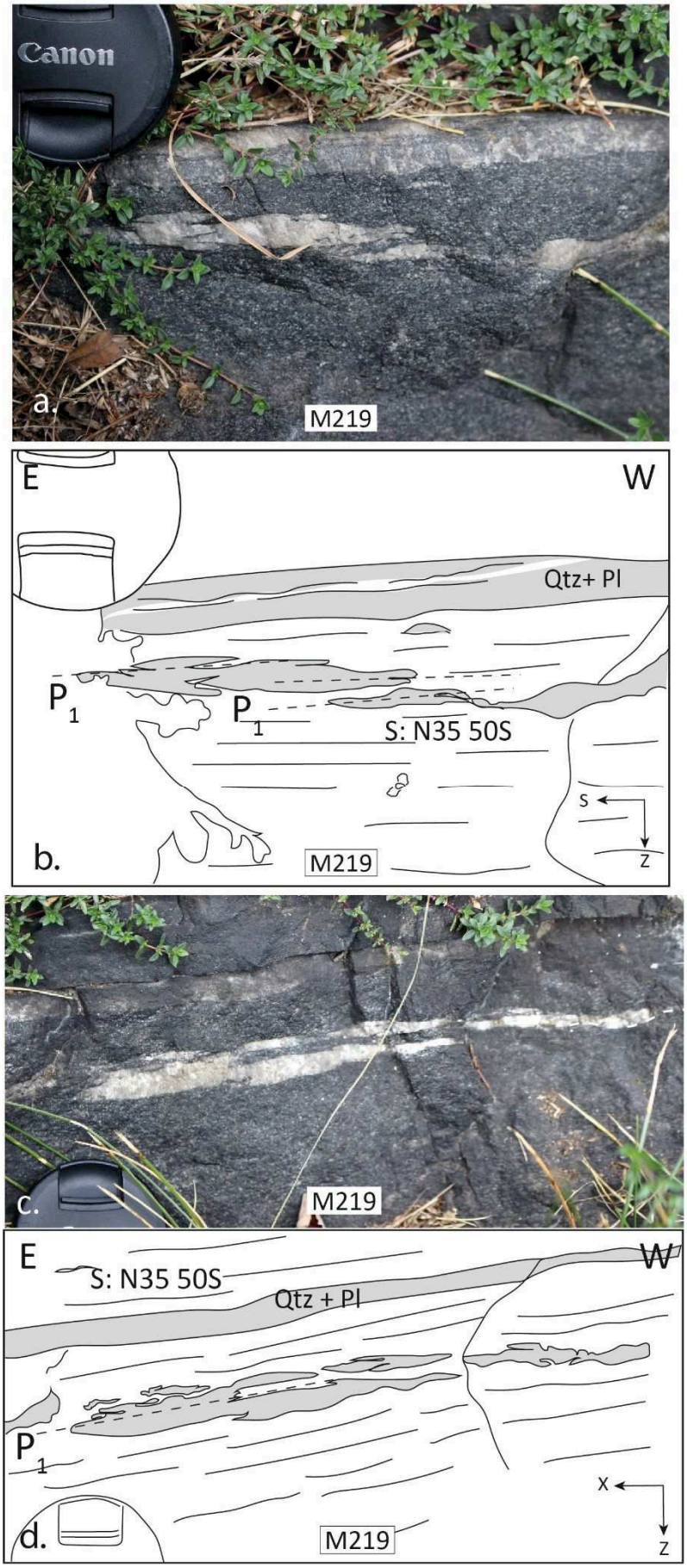


Figure IV-11 : Plis P1 localisés dans les métabasites 219 situées dans la partie inférieure des Kinzigites. Ils sont marqués par les leucosomes.

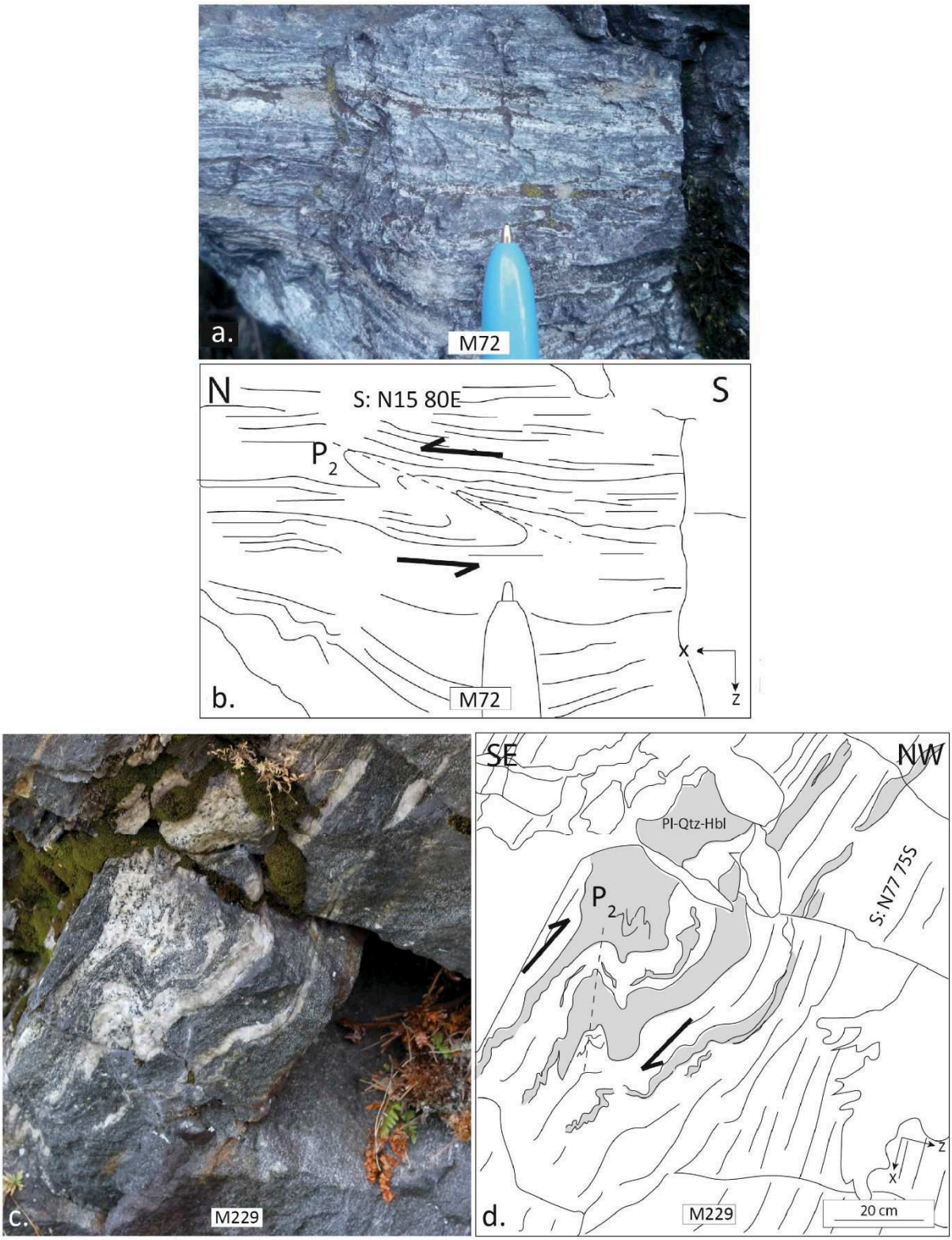


Figure IV-12 : Plis P2 de petite longueur d'onde observés dans les métabasites des sites 72 (a et b) et 229 (c et d). Le premier est localisé dans la shear-zone d'Anzola dans les Stronalites. Le second dans le cortège de métabasites de la partie inférieure des Kinzigites.

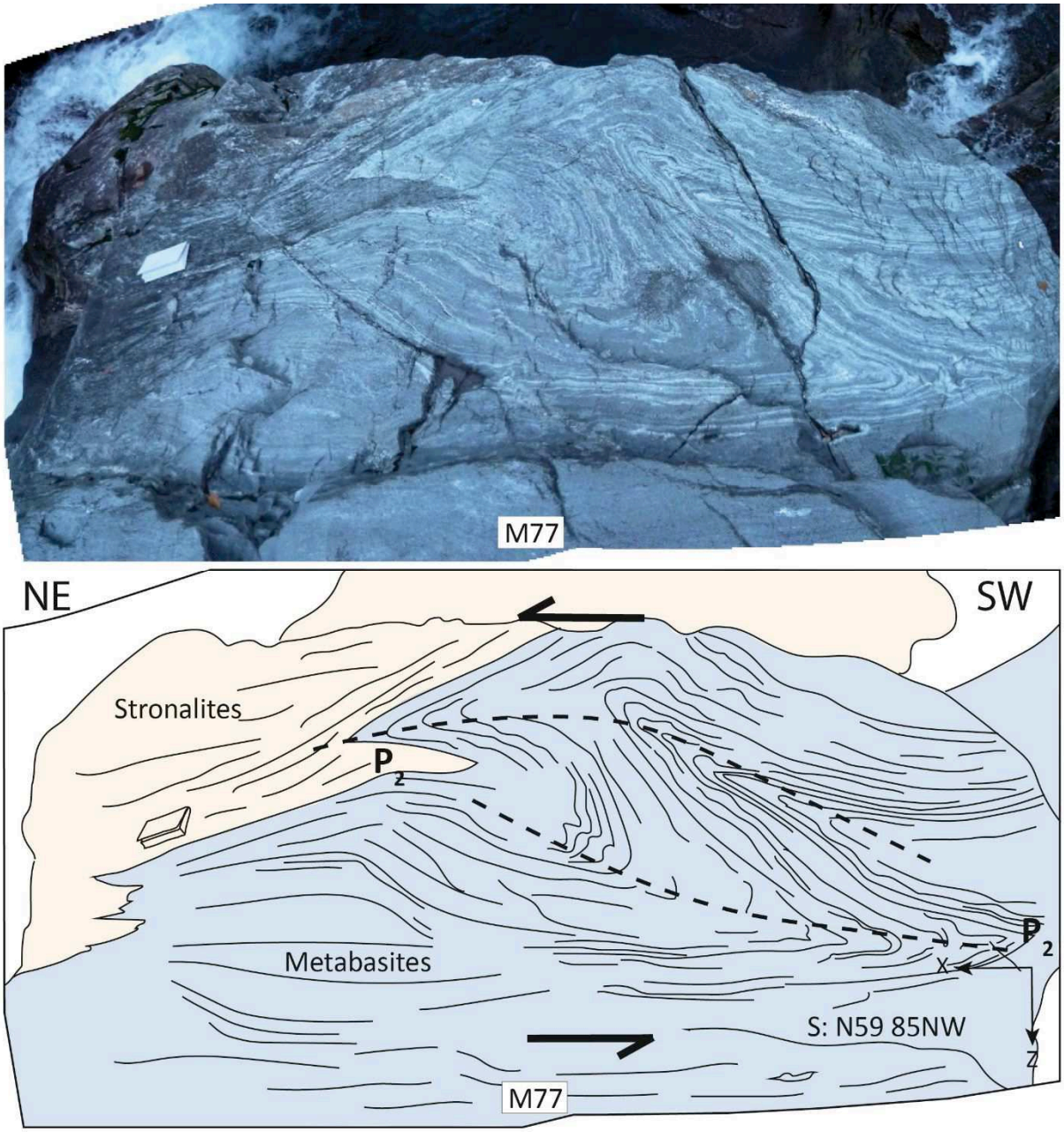


Figure IV-13 : Pli P2 de grande longueur d'onde observé dans la métabasite 77 localisée dans les Stronalites.

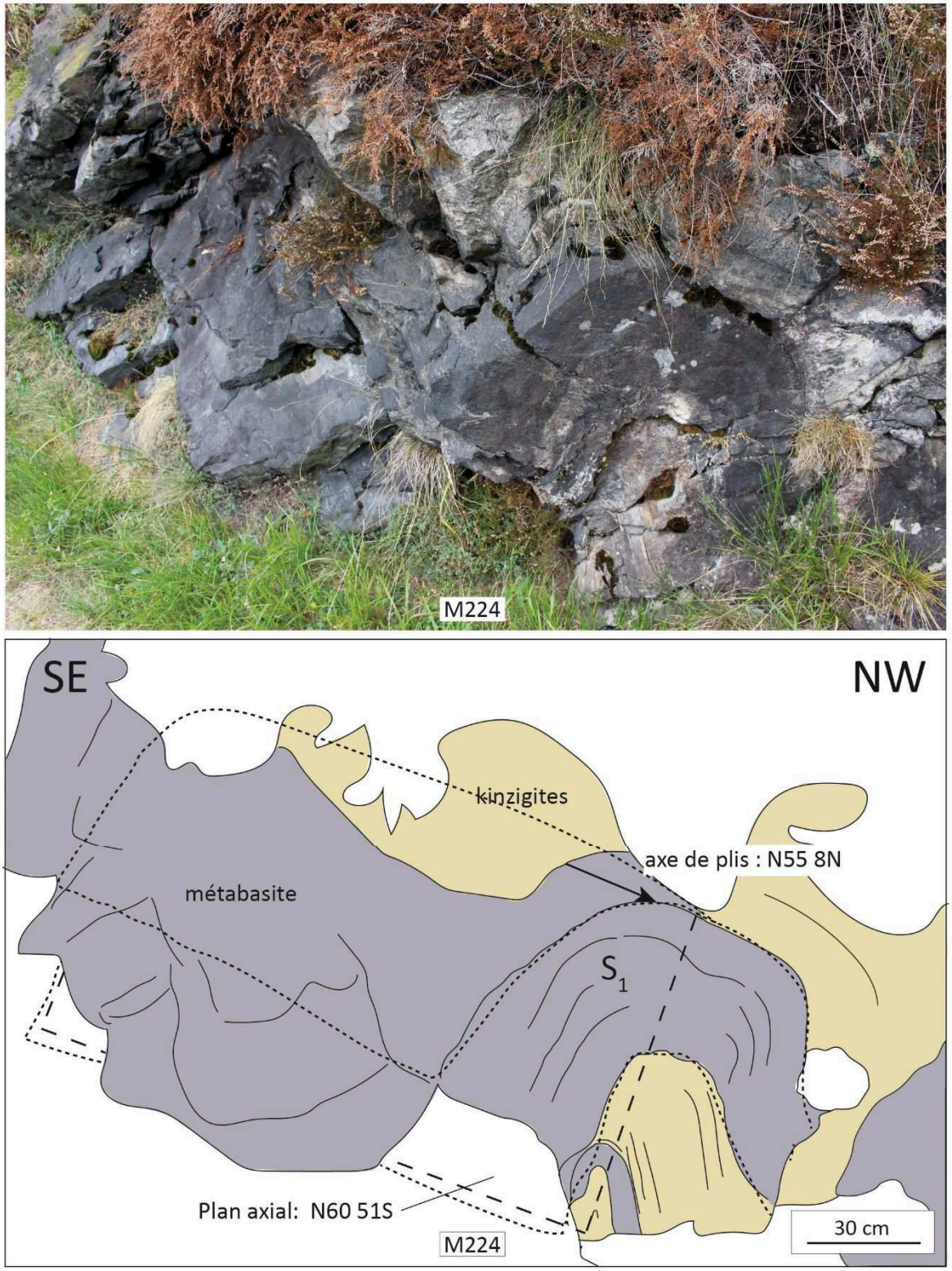


Figure IV-14 : Pli de Massone de petite longueur d'onde associé au plissement de Massone. Le pli reprend la métabasite du site 224 (partie inférieure des Kinzigites).

3. Origine des roches mafiques

Des analyses en éléments majeurs et traces ainsi que des analyses isotopiques Sr-Nd ont été réalisées sur le Gabbro de Campello Monti et sur 4 métabasites (73, 77, 93 et 102 ; voir la localisation *figure IV-15*).

Ces analyses ont pour but d'apporter des contraintes sur leur(s) source(s) mantellique et donc de manière indirecte leur chronologie relative par rapport au reste des corps mafiques de la Zone d'Ivrée. A cette fin les résultats sont comparés à ceux des corps mafiques déjà étudiés (Voshage et al., 1990 ; Sinigoi et al., 2011 ; 2016 ; Klötzli et al., 2014).

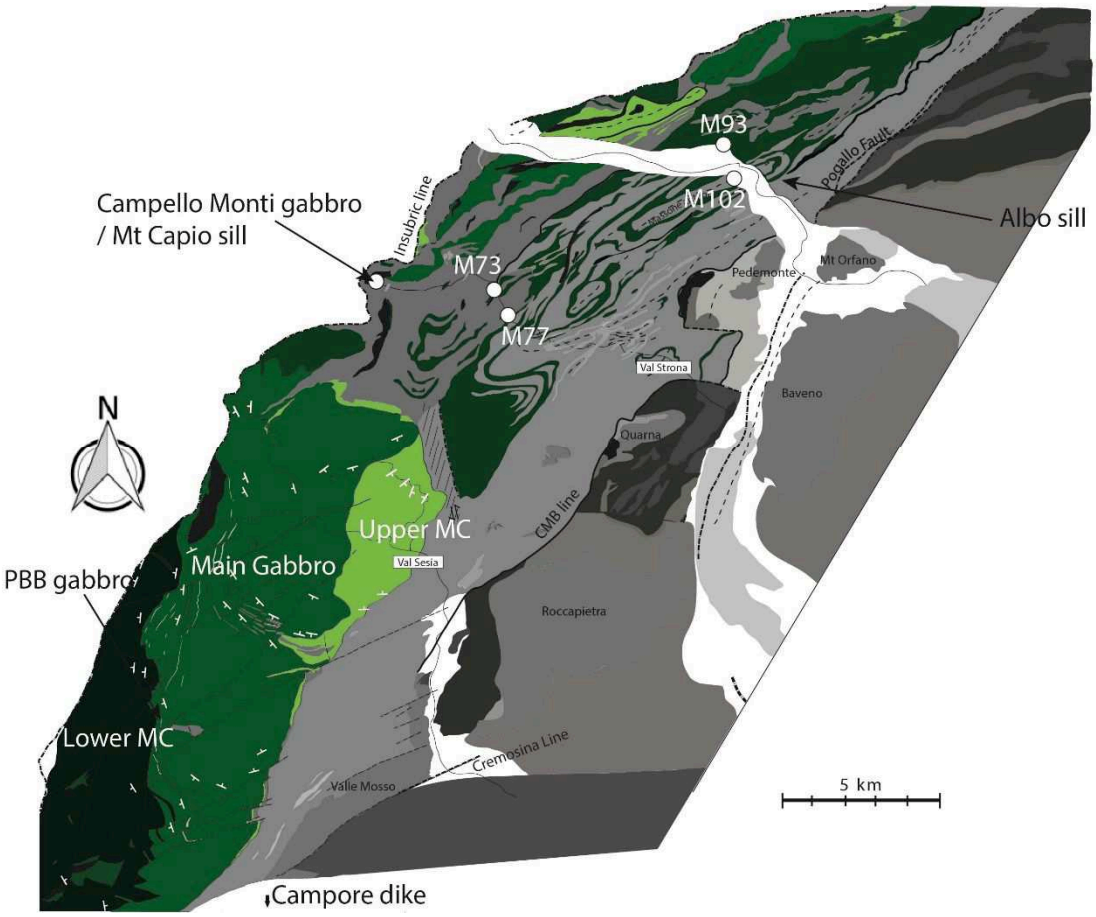


Figure IV-15 : Localisation des roches mafiques analysées : les métabasites M73, M77, M93, M102 et le gabbro de Campello Monti. Les roches mafiques de la Zone d'Ivrée déjà étudiées sont également localisées.

- Eléments majeurs et traces

Les résultats des analyses en éléments majeurs et traces sont présentés dans le tableau (*figure IV-16*) de la page suivante et sous forme de spectres de terres rares (*figure IV-17*). Les concentrations en terres rares (REE) ont été normalisées aux valeurs de la Chondrite C1 de Sun et McDonough (1989).

Les spectres de REE des métabasites étudiées (*figure IV-17a*) sont enrichis par rapport à la chondrite. Le gabbro de Campello Monti et la métabasites M73 ont un spectre plus enrichi en terres rares légères (LREE, très légèrement pour M73) tandis que les métabasites M77, M93 et M102 ont des spectres similaires et moins enrichis en LREE. L'ensemble reste cependant très peu fractionné avec des spectres pratiquement plats. Les rapports $(La/Lu)_N$ sont inférieurs à 2,4 pour le gabbro de Campello Monti et M73 et inférieurs à 1 pour M77, M93 et M102.
Il n'existe pas d'anomalie en Eu significative avec $(Eu/Eu^*)_N$ compris entre 0,85 et 1.

Le spectre du Gabbro de Campello Monti est similaire à celui du sill de Mt Capio (*figure IV-17b* ; Klotzli et al., 2014). Les 2 roches appartiennent probablement au même corps mafique (*figure IV-15*). Ils ont également la même allure que le spectre du gabbro de la Paragneiss Bearing Belt (Sinigoi et al., 2011). Ces spectres ont de plus la même allure que le spectre du Complexe Mafique inférieur (LMC ; Sinigoi et al., 2011) mais ils sont plus enrichis (*figure IV-17b*).

Les spectres des autres métabasites ont une concentration en LREE similaire à celle du LMC mais plus enrichie en HREE.

Les spectres métabasites et du gabbro de Campello Monti sont très différents de ceux du Mafic Complex supérieure et du Gabbro principal qui présentent une anomalie positive en Eu significative et un fractionnement important des LREE par rapport aux HREE (pente du spectre marquée). Les appininites sont également beaucoup plus fractionnées que les métabasites.

Dans l'ensemble, les spectres du sill d'Albo, du dike de Campore, du PBB Gabro et du sill de Mt Capio sont très proches de ceux des métabasites et du gabbro de Campello Monti avec une variation légère de la concentration en LREE (moins d'un ordre de grandeur).

Ces roches sont clairement moins différenciées que le reste du Complexe mafique et des appinites qui possèdent en plus des concentrations en REE indicatrices d'une assimilation crustale importante.

Sample	G. Campello Monti	M73	M77	M93	M102
Major elements (wt.%)					
SiO_2	45,07	47,73	46,69	43,94	45,41
TiO_2	1,59	1,55	1,49	1,78	1,35
Al_2O_3	20,99	16,15	17,12	13,64	14,35
Fe_2O_3	12,78	9,80	10,82	14,02	11,89
MnO	0,18	0,16	0,19	0,33	0,21
MgO	5,75	6,70	7,98	6,65	6,31
CaO	11,07	14,60	12,66	13,32	16,79
Na_2O	2,53	2,64	1,66	3,13	1,95
K_2O	0,47	0,55	0,71	0,88	0,52
P_2O_5	0,23	0,18	0,15	0,09	0,17
LOI	0,67	0,43	1,16	1,97	1,12
Total	101,33	100,49	100,62	99,73	100,08
Trace elements (ppm)					
Sr	364,69	194,75	149,68	95,82	212,57
Ba	168,80	36,62	55,55	14,36	23,21
Sc	39,54	40,14	37,61	44,55	38,45
V	282,39	283,35	291,09	363,16	294,71
Cr	32,99	339,32	297,53	96,28	157,15
Co	34,76	37,75	41,11	53,06	41,62
Ni	26,93	90,33	114,14	63,47	83,23
Y	34,27	34,69	34,95	38,90	37,09
Zr	72,37	38,73	15,45	53,73	31,92
Nb	6,30	7,07	4,26	3,93	4,83
Be	1,06	0,62	1,08	0,65	0,74
Y	32,54	34,81	34,21	38,89	37,96
Zr	70,71	37,39	12,83	52,39	30,65
Mo	0,09	0,10	0,06	0,09	0,37
Ba	165,24	40,55	58,58	19,13	27,50
La	8,73	7,21	4,29	3,72	4,63
Ce	26,63	18,32	12,17	11,14	11,72
Pr	4,57	2,75	2,04	1,94	1,98
Nd	23,49	13,39	10,70	10,54	10,17
Sm	6,50	4,04	3,59	3,69	3,37
Eu	1,87	1,51	1,31	1,31	1,20
Gd	6,73	5,21	4,91	5,19	4,74
Tb	1,05	0,91	0,88	0,95	0,87
Dy	6,10	5,88	5,81	6,32	5,92
Ho	1,21	1,26	1,25	1,39	1,32
Er	3,24	3,58	3,60	4,11	3,91
Yb	2,73	3,29	3,38	4,05	3,83
Lu	0,39	0,48	0,51	0,61	0,58
Hf	2,29	1,72	0,94	2,20	1,46
W	0,03	0,10	0,19	0,05	0,23
Th	0,08	0,82	0,11	0,23	0,37
U	0,06	0,35	0,12	0,37	0,17
Li	5,09	13,86	16,29	9,91	36,86
Sc	38,78	39,90	36,25	44,72	37,90
Ti	1,58	1,52	1,45	1,75	1,37
V	275,09	273,88	277,09	356,33	285,83
Cr	30,26	325,06	282,39	92,96	149,06
Co	34,35	38,13	40,49	53,69	41,08
Ni	24,28	84,31	107,71	59,83	80,17
Cu	15,37	48,29	0,78	122,30	259,25
Zn	119,19	79,24	77,50	114,89	80,71
Ga	23,46	17,14	16,93	17,60	15,96
Rb	2,56	8,36	14,95	10,49	10,99
Sr	355,27	188,10	146,03	97,13	209,97
Nb	7,18	8,51	3,86	3,08	4,32
Cs	0,18	0,08	0,34	0,07	0,38
Ta	0,27	0,58	0,23	0,19	0,27
Pb	2,03	1,04	10,36	0,42	1,59

Figure IV-16 : Composition en éléments majeurs et traces sur roche totale des métabasites et du gabbro de Campello Monti). <L.D. indique des concentrations inférieures aux limites de détection des instruments.

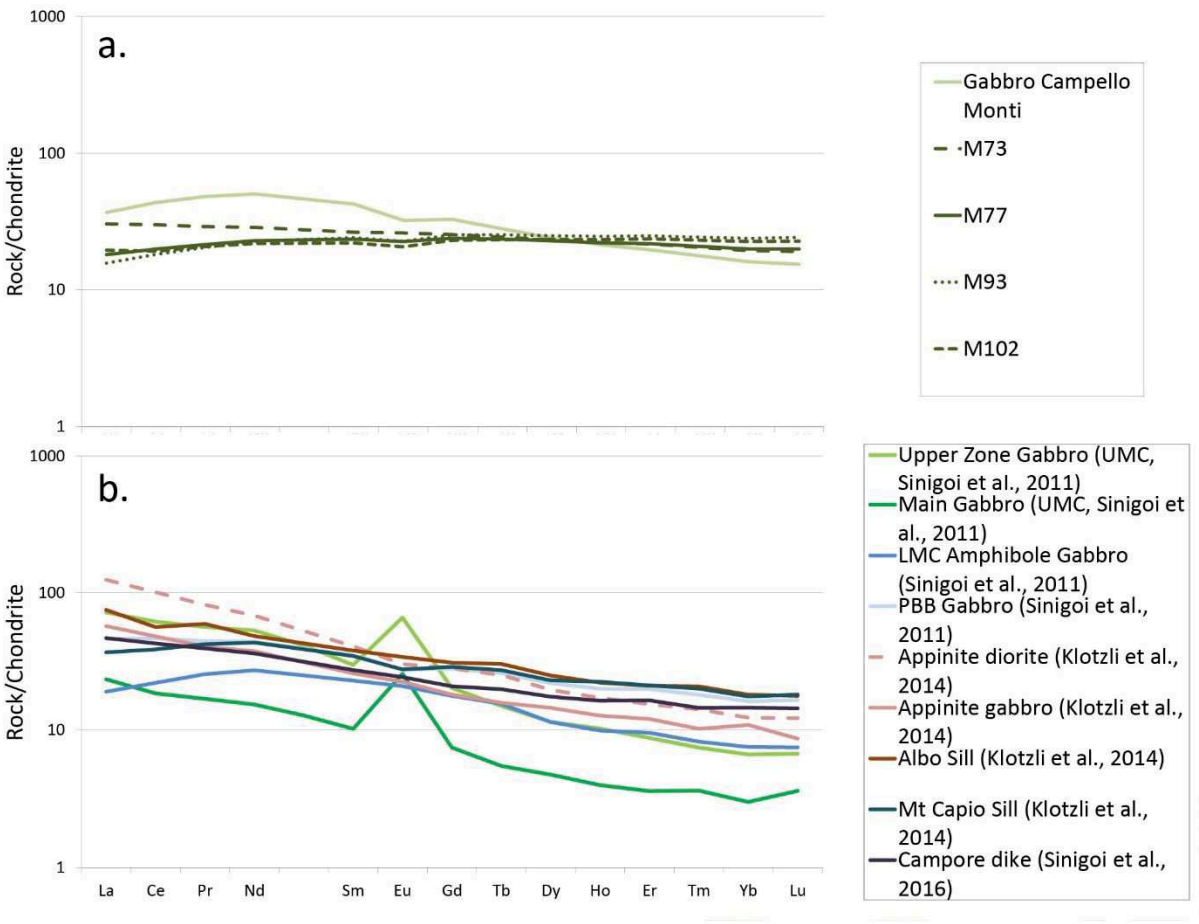


Figure IV-17 : Diagrammes représentant les concentrations des Terres Rares normalisées à la chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989). (a) Spectres REE des 4 métabasites (M73, M77, M93, M102) et du gabbro de Campello Monti. (b) Spectres REE des autre roches mafiques de la Zone d'Ivrée (Voshage et al., 1991 ; Sinigoi et al., 2011 ; Klotzli et al., 2014 ; Sinigoi et al., 2016) : Le Mafic Complex, le Lower Mafic Complex gabbro, le Paragneiss Bearing Belt gabbro, des appinites mafiques, les sills d'Albo et de Mt Capio et le dike de Campore.

- Isotopie Sr-Nd

Les rapports isotopiques Sr-Nd sont présentés dans le tableau (*figure IV-18*) et tracés dans un diagramme (*figure IV-19*) $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ avec des données isotopiques existantes sur le Complexe Mafique, les Granites des Lacs, les Kinzigites et des corps mafiques mineurs (Voshage et al., 1990 ; Sinigoi et al., 2011 ; Klotzli et al., 2014 ; Sinigoi et al., 2016).

Les rapports Sr_i et Nd_i ont été calculés pour 314 Ma qui est l'âge du sill de Mt Capio (Klotzli et al., 2014) et qui est proche de celui du sill d'Albo (306 Ma). Ces deux sills ont des spectres REE très proches de ceux des métabasites et du gabbro de Campello Monti. Les rapports ont également été calculés pour 280 Ma (qui est l'âge généralement utilisé pour l'ensemble du Système Magmatique de Sesia) et la différence entre les rapports est négligeable ($<10^{-3}$) et n'induit aucune différence d'interprétation.

Sample	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$	Std Error (2σ)	$(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$	Std Error (2σ)	$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{calc}$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$
Gabbro CM	0,708972	0,000006	0,020797	0,708879	0,512329	0,000006	0,167283	0,511985
73	0,704416	0,000006	0,128515	0,703842	0,512911	0,000004	0,182564	0,512536
77	0,711678	0,000008	0,295837	0,710356	0,512967	0,000008	0,203237	0,512549
93	0,706931	0,000008	0,312147	0,705536	0,512964	0,000006	0,211477	0,512529
102	0,705865	0,000008	0,151242	0,705189	0,513063	0,000008	0,200251	0,512651

Figure IV-18 : Tableau des résultats des analyses isotopiques en Sr-Nd réalisées sur le Gabbro de Campello Monti et sur les 4 métabasites. i a été calculé pour t = 314 Ma.

Avec $(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}=(Rb/Sr)*2,89$

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i= (^{87}Sr/^{86}Sr)_m-(^{87}Rb/^{86}Sr)_{calc}\,(e^{\lambda t}-1)$ avec $\lambda=1,42.10^{-11}$

et

$(^{143}Sm/^{144}Nd)_{calc}=(Sm/Nd)*0,6049$

$(^{143}Nd/^{142}Nd)_i= (^{143}Nd/^{144}Nd)_m-(^{143}Sm/^{144}Nd)_{calc}\,(e^{\lambda t}-1)$ avec $\lambda=6,54.10^{-12}$

Les rapports $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ des 4 sills métabasiques (M73, M77, M93, M102) sont proches (0,51253-0,51265) tandis que celui du Gabbro de Campello Monti est beaucoup plus faible (0,511985). Les rapports $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ sont dispersés (0,705-0,710) mais celui de Campello Monti et de M77 sont proches (*figure IV-13*).

Les diagrammes $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ et Nd(ppm) vs $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ (*figure IV-14*) démontrent clairement que le Gabbro de Campello Monti est similaire au sill de Mt Capio et que leur rapports isotopiques sont intermédiaires entre ceux du Upper Gabbro et Main Gabro (ainsi que d'une partie des gabbros du PBB et du LMC) et ceux des granites.

Les métabasites (à l'exception de M77) possèdent des $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ et $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ proches d'une partie des gabbros du PBB et du LMC. La concentration en Nd des métabasites est faible et également similaire à celle des PBB et LMC gabbros.

L'allure des spectres REE ainsi que les rapports isotopiques suggèrent que l'ensemble des métabasites étudiées ont cristallisées à partir d'un magma mantellique (similiaire au manteau supérieur) qui a été préalablement appauvri. Cette source serait similaire à celle des gabbros du PBB et du LMC et du sill d'Albo et du dyke de Campore.

Par ailleurs l'allure des spectres et l'isotopie ne semble pas suggérer une fusion partielle des métabasites. Dans le cas d'un début d'anatexie il pourrait être attendu que les spectres soient plus fractionnés et que la concentration en Nd soit plus hétérogène (enrichissements en éléments incompatibles). Néanmoins les observations réalisées sur le terrain semblent suggérer que les métabasites 77, 93 et 102 auraient été affectées par un épisode de fusion partielle.

Les variations en terres rares légères des spectres suggèrent que les roches proviennent probablement simplement de taux de fusion partielle du manteau légèrement différents.

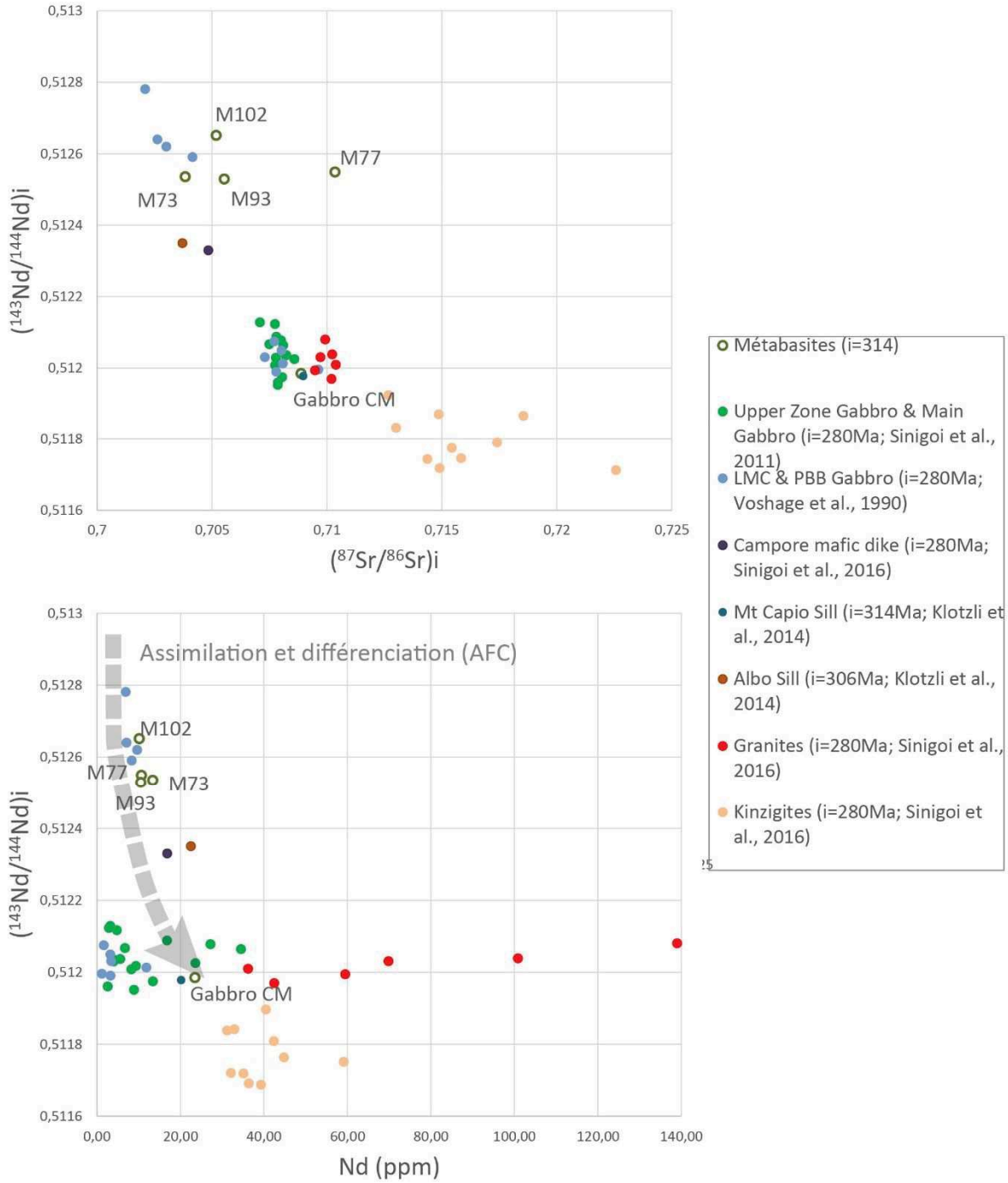


Figure IV-19 : Diagrammes présentant les résultats des analyses isotopiques Sr-Nd réalisées sur les métabasites et le gabbro de Campello Monti. (a) Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ calculés pour différents âges précisés dans la légende. D'autres roches de la Zone d'Ivrée sont également tracées: l'ensemble des granites des lacs, le Mafic Complex, des corps mafiques mineurs, les gabbros de la Paragneiss Bearing Belt et du Lower Mafic Complex ainsi que les Kinzigites(Voshage et al., 1990 ; Klotzli et al., 2014 ; Sinigoi et al., 2016). (b) Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de la concentration en Nd (ppm) de ces mêmes roches.

Le gabbro de Campello Monti serait lui issu de la fusion d'un terme plus enrichi, similaire à la source d'une partie des gabbros du LMC et PBB et à celle du gabbro supérieur et du gabbro principal. Il a été montré par Sinigoi et al. (2016) que ces derniers résultent d'une histoire magmatique complexe impliquant une différenciation et assimilation crustale importante (cf. Chapitre II- Partie I).

Ainsi les métabasites et les PBB et LMC (ainsi que le sill d'Albo et le dyke de Campore) pourraient représenter les termes les plus mantelliques des roches mafiques de la Zone d'Ivrée et aussi les termes les plus primitifs d'une évolution de différenciation et d'assimilation crustale qui entrainerait la formation du Gabbro de Campello Monti, du gabbro principal, du gabbro supérieur et déboucherait sur la mise en place des granites au Permien.

Il faudrait cependant une étude beaucoup plus détaillée et couplée à une modélisation d'AFC pour démontrer le lien précis entre les termes les plus mantelliques et les plus enrichis.

4. Conclusion : chronologie de mise en place des roches mafiques

L'hétérogénéité des structures observées dans les métabasites, ainsi que leur signature isotopique et chimique particulière, marquent une chronologie de mise en place complexe des corps mafiques dans la Zone d'Ivrée (*figure IV-20*).

Les analyses chimiques et isotopiques indiquent que les métabasites sont les termes mafiques les plus mantelliques de la Zone d'Ivrée avec le gabbro inférieur (**LMC**) et les gabbros de la Paragneiss Bearing Belt (**PBB**). Ces métabasites ont une fabrique planaire parallèle à celle de l'encaissant métasédimentaire et au moins une partie montre localement des structures associées à D_1 et à un épisode d'anatexie. Ces dernières se sont donc mises en place avant ou pendant D_1 (Carbonifère supérieur). C'est le cas des métabasites 219, 224, 229, 102, 93, 405, 77, 69 (**M-1**).

Certaines métabasites (comme la 73 et la 92) ont également une fabrique planaire parallèle à celle de l'encaissant mais ne montrent aucune de fusion partielle, indiquant ainsi qu'elles pourraient s'être mises en place après ou à la fin de D_1 (**M-2**).

Il est ainsi probable que la mise en place des métabasites, avec le sill d'Albo (~306 Ma, **A**) et le sill de Mt Capio (~314 Ma ; **CA** ; Klotzli et al., 2014) s'échelonne du Carbonifère supérieur (~320 Ma) à la fin du Carbonifère (~300 Ma).

La majorité des métabasites correspondent probablement à des intrusions sous-forme de sills dont la mise en place est associée à des intrusions de taille plus importante comme le gabbro inférieur, mais nous n'excluons pas le fait que certaines des métabasites puissent être beaucoup plus vieilles (**M-0**). Celles-ci seraient ainsi associées au dépôt de l'ensemble sédimentaire que formait la Zone d'Ivrée en position de croûte supérieure comme l'avait proposé Sills et Tarney (1984) et correspondraient donc à des coulées de lave basaltique ou à des lambeaux de croûte océanique incorporés dans un prisme d'accrétion (Sills et Tarney, 1984).

Les analyses chimiques effectuées sur le Gabbro de Campello Monti (**CM**) indiquent qu'il possède une signature isotopique similaire à celle du Complexe Mafique (**MC**) et d'une partie du gabbro inférieur et qu'il est ainsi plus différencié que les métabasites. Sur le terrain par contre il montre clairement des structures associées à une anatexie importante (probablement liée à D_1). Il est ainsi possible que le Gabbro de Campello Monti soit associé aux premières injections mafiques du Complexe Mafique à la fin de D_1.

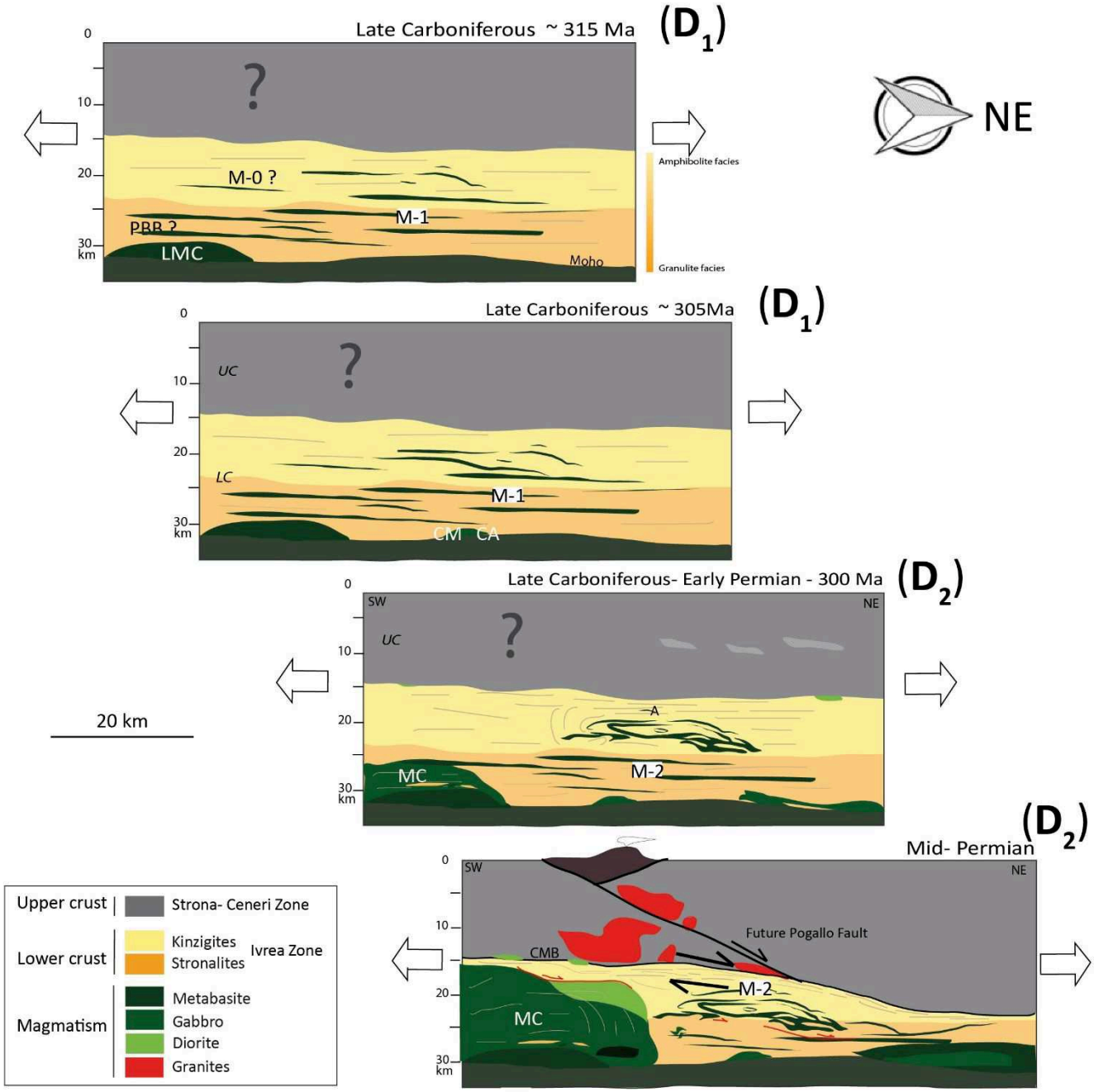


Figure IV-20 : Evolution schématique du magmatisme mafique dans la Zone d'Ivrée. A partir d'une coupe de Schaltegger and Brack, 2007

Le Complexe Mafique a clairement été décrit comme une intrusion majeure syn-extension et post-métamorphisme régional M_1, issue d'un magma mantellique ayant assimilé une composante crustale (appauvrie) importante (e.g Quick et al., 1992, Barboza et al., 1999, Sinigoi et al., 2016, cf. Chapitre II). Le complexe mafique est donc à priori une intrusion post-D_1 car elle est post-M_1 et également postérieure à une anatexie crustale régionale. En outre, Quick et al. (1992, 1994) propose que la mise en place du Complexe Mafique (cf. Chapitre I – Etat de l'art) débute en contexte de cisaillement pur et qu'au fur et à mesure de son intrusion une composante de cisaillement simple se développe, déplaçant les Kinzigites au toit du gabbro vers le NE (décrochement senestre dans la position actuelle). Cette histoire de la déformation est similaire à celle proposée dans le Chapitre III pour la série métasédimentaire, avec l'évolution d'une déformation pénétrative D_1 en contexte de cisaillement pur vers une déformation D_2 hétérogène, localisée et avec une composante en cisaillement simple plus importante. Le sens de cisaillement vers l'ENE est également similaire (position permienne).

Il est ainsi probable que le début de l'intrusion du Complexe Mafique soit tardi à post-D_1 (fin du Carbonifère) et ait continué pendant D_2 (Permien inférieur). Cette chronologie est corroborée par les datations réalisées dans le Complexe Mafique (cf. Chapitre III – Synthèse des zones d'étude).

Nous proposons ainsi, en confirmant les vues de Sinigoi et al. (2011) et Klotzli et al. (2014), que l'intrusion de magma mafique débuta sans doute à la fin du Carbonifère, au début de D_1, par la mise en place de volume limité de magma mafique sous la forme de sills (les métabasites) et de corps de taille plus importante (le gabbro inférieur puis le Gabbro de Campello Monti). Cette mise en place épisodique continua probablement jusqu'à la limite Carbonifère-Permien et déboucha sur l'emplacement du Complexe Mafique et ainsi d'un volume beaucoup plus important de magma. L'emplacement de ce corps majeur ne fut par contre pas accompagné par la mise en place de sills dans le reste de la croûte inférieure.

II- La suite granitique permienne d'Ivrée

Au Permien, l'intrusion du Complexe mafique dans la croûte inférieure est en partie contemporaine de la mise en place d'une suite granite dans la croûte supérieure (Zone de Strona-Ceneri) : Les Granites des Lacs (figure *IV*-21). Cette suite est formée des plutons majeurs de Baveno, Roccapietra et Valle Mosso (ces 2 derniers formeraient un même pluton granitique, ainsi que de 3 corps mineurs (Mt Orfano, Pedemonte, Quarna). Les granites de Roccapietra et Valle Mosso se seraient formés en un seul et même pluton, décalé de 12km par la faille de Cremosina pendant l'orogenèse Alpine (Bortolami, 1965). La mise en place de ce cortège granitique s'étale de 290 à 275 (Schaltegger et Brack, 2007 ; Quick et al., 2009) et est associée à des auréoles de contact très limitées dans l'encaissant métasédimentaire (Boriani et al., 1988). Ces granites ne sont pas eux-mêmes métamorphisés et sont très rarement déformés (Boriani et al., 1988). Ils se seraient formés par cristallisation d'un magma issu d'un mélange de magma mantellique et de matériel crustal et formerait ainsi les termes les plus acides du Système Magmatique de Sesia (Sinigoi et al., 2016).

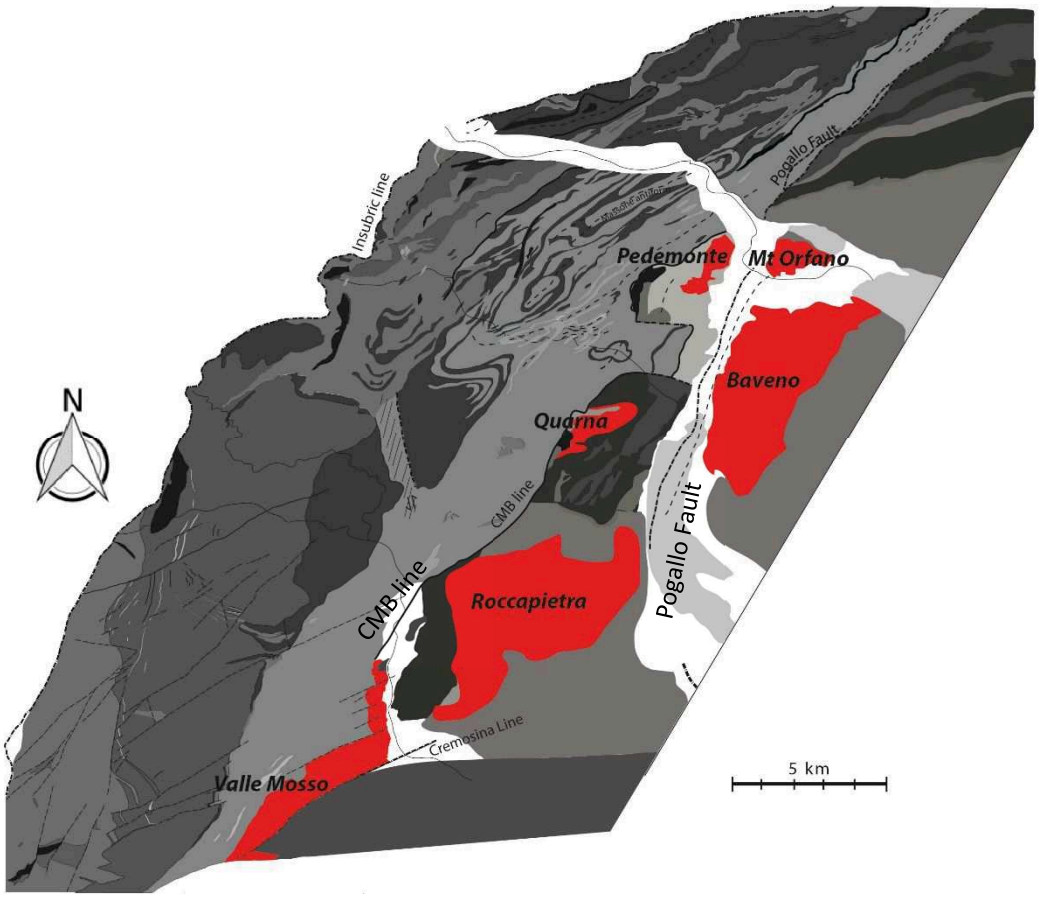


Figure IV-21 : Localisation des Granites des lacs dont la fabrique a été étudiée par ASM. D'autres plutons sont associés à cette suite granitique (le pluton de Biellese) mais n'apparaissent pas sur cette carte.

La géométrie 3D de ces granites est très mal connue mais plusieurs auteurs proposent que leur mise en place est associée au CMB et à la faille de Pogallo (Handy et al., 1999 ; Mulch et al., 2002) : le CMB aurait servi de conduit (sub-horizontal) pour le magma et permis la formation du mélange magmatique (magma mantellique-magma anatectique) à l'origine des granites, et la faille (ou en tout cas l'ancêtre) de Pogallo aurait permis l'ascension de ce mélange dans la croûte supérieure. L'ensemble se serait mis en place en contexte transtensif.

Dans le cadre de cette thèse une étude de la fabrique magmatique des granites a été réalisée à partir de mesures d'ASM, afin de mieux contraindre la géométrie 3D des plutons et leur relation au CMB et à la faille de Pogallo.

1. Pétrologie des granites

Les faciès des granites sont variés, souvent même au sein d'un même pluton : leucogranite, monzogranite, granodiorite et syenogranite.

La description pétrologique qui suit est essentiellement est essentiellement issue de Boriani et al. (1988).

Le granite de **Baveno** est formé de 2 faciès majeurs : un faciès blanc principal et un faciès rose (« Granito Rosa di Baveno »). Le premier est formé de quartz, feldspath- K (microcline), plagioclase, biotite (± zircon, allanite, sphene, fluorite). Le faciès rose est formé de feldspath-K (orthose), quartz, oligoclase, biotite, fluorite, muscovite (± zeolite, épidote, allanite, zircon, fayalite et magnetite).
Un faciès granodioritique local est également associé au pluton de Baveno.

Les plutons de **Roccapietra** et **Valle Mosso** sont essentiellement formé de leucogranite et de granodiorite. Le faciès leucogranitique est formé de plagioclase, quartz, biotite et muscovite ± orthose tandis que le faciès granodioritique est formé de plagioclase, feldspath-K, biotite, hornblende et quartz.

Le granite de **Mt Orfano** est essentiellement formé de plagioclase, quartz, feldspath-K, biotite, apatite et zircon. Au NW il est très localement formé d'un faciès contenant également de l'hornblende verte et de l'allanite. Ce dernier faciès est également celui du granite de **Pedemonte**. Le N du pluton de Mt Orfano est formé d'un faciès vert comprenant albite, chlorite, quartz, séricite, sphène et carbonates.

Le pluton de **Quarna** est formé principalement de granite et granodiorite avec des termes localement plus mafique (gabbrodiorite). Son assemblage minéralogique commun est : plagioclase, quartz, microcline, biotite ± hornblende. Les minéraux accessoires sont l'allanite, le sphène, le zircon, l'apatite et l'ilménite.

2. Résultats de l'ASM

Cinquante-quatre sites de carottages ont été effectuées dans les granites : 17 sites dans le granite de Baveno, 9 dans le granite de Roccapietra, 6 dans celui de Valle Mosso, et 5 dans ceux de Quarna, Mt Orfano et Pedemonte. Deux à trois carottes par site ont été forées.
La stratégie de carottage est décrite dans la partie Choix des zones d'étude et méthodologie.

Susceptibilité magnétique et paramètres de forme (figure IV-22)

La susceptibilité magnétique des granites est dispersée (28 à 1022. 10^{-6} SI), ce qui est cohérent avec la variété des faciès rencontrés sur le terrain, même au sein d'un même pluton. Les granites de Mt Orfano et Quarna montrent cependant des valeurs plus homogènes que les autres plutons.

L'anisotropie Pj des granites est faible, inférieure à 1,15 (à l'exception de 2 valeurs) et pour la majorité des plutons, à l'exception du granite de Pedemonte, inférieure à 1,05. Les paramètres de forme T sont très dispersés même au sein d'un même pluton.

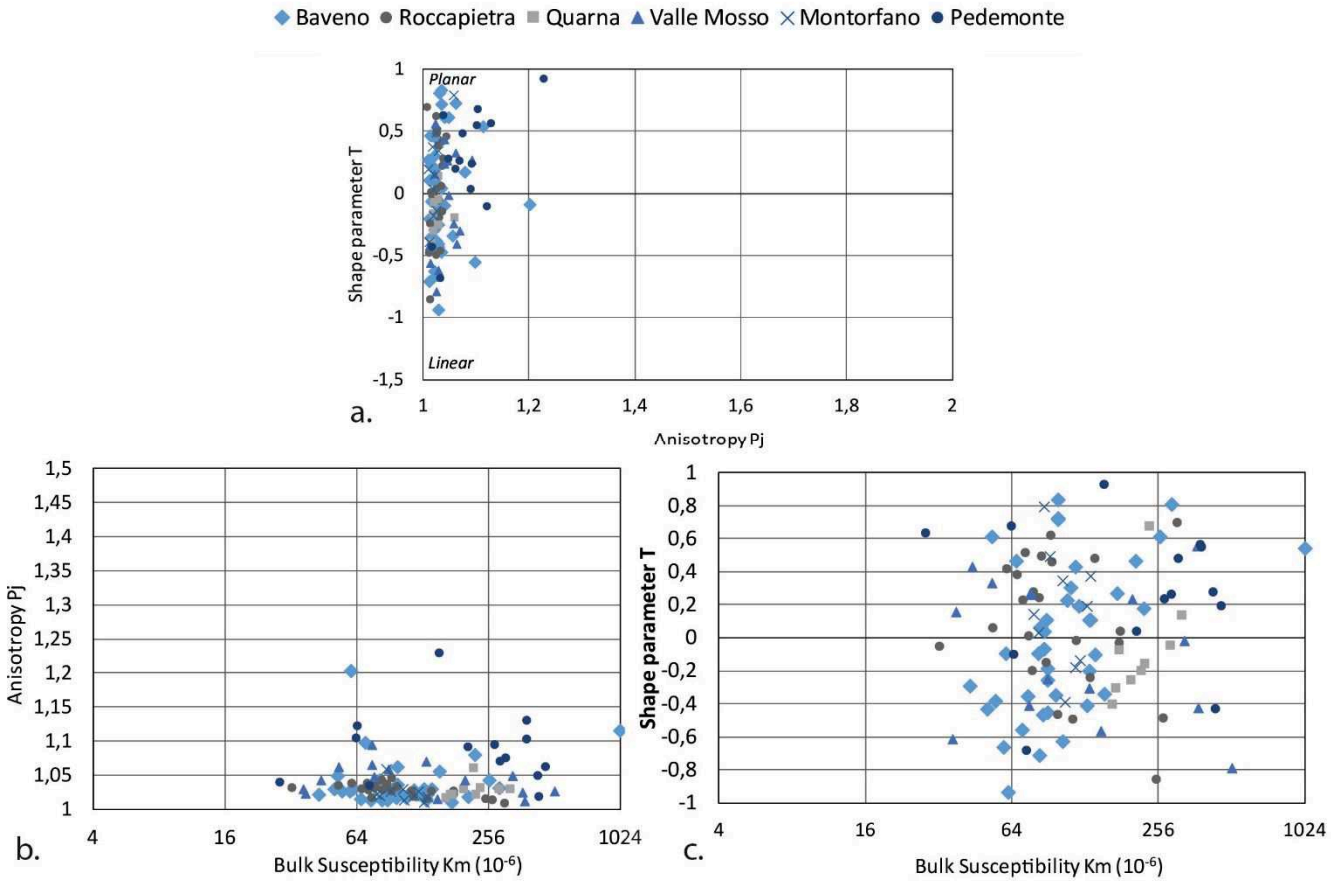


Figure IV-22 : Données ASM des granites des lacs : (a) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de l'anisotropie Pj. (b) Diagramme de l'anisotropie Pj en fonction de la susceptibilité magnétique Km. (c) Diagramme du paramètre de forme T en fonction de la susceptibilité magnétique Km.

Fabrique magmatique (figures IV-23a et b, IV-24a).

L'ASM révèle une foliation magmatique (plan de k3) de direction relativement bien réglée N-NE, parallèle aux foliations S_1 et S_2 des métasédiments de la Zone d'Ivrée et parallèle aux mesures de foliation dominante réalisée dans les métasédiments de Strona-Ceneri (cf. Chapitre III- Partie I, en marron sur la *figure IV-23*). Le pendage dominant est vers l'est et sa valeur est majoritairement supérieure à 50°. Les foliations sont globalement mieux réglées en bordure des plutons. Seules les foliations magmatiques des granites de Quarna et Pedemonte sont clairement plus dispersées.

Les linéations magmatiques (k1) sont moins bien réglées que les foliations. La linéation dominante présente un azimuth E-SSE et un plongement de moins de 40° vers le W-NNW ou l'E-SSE.
Les linéations des granites de Baveno et Valle Mosso sont globalement mieux réglées que celles des autres plutons.

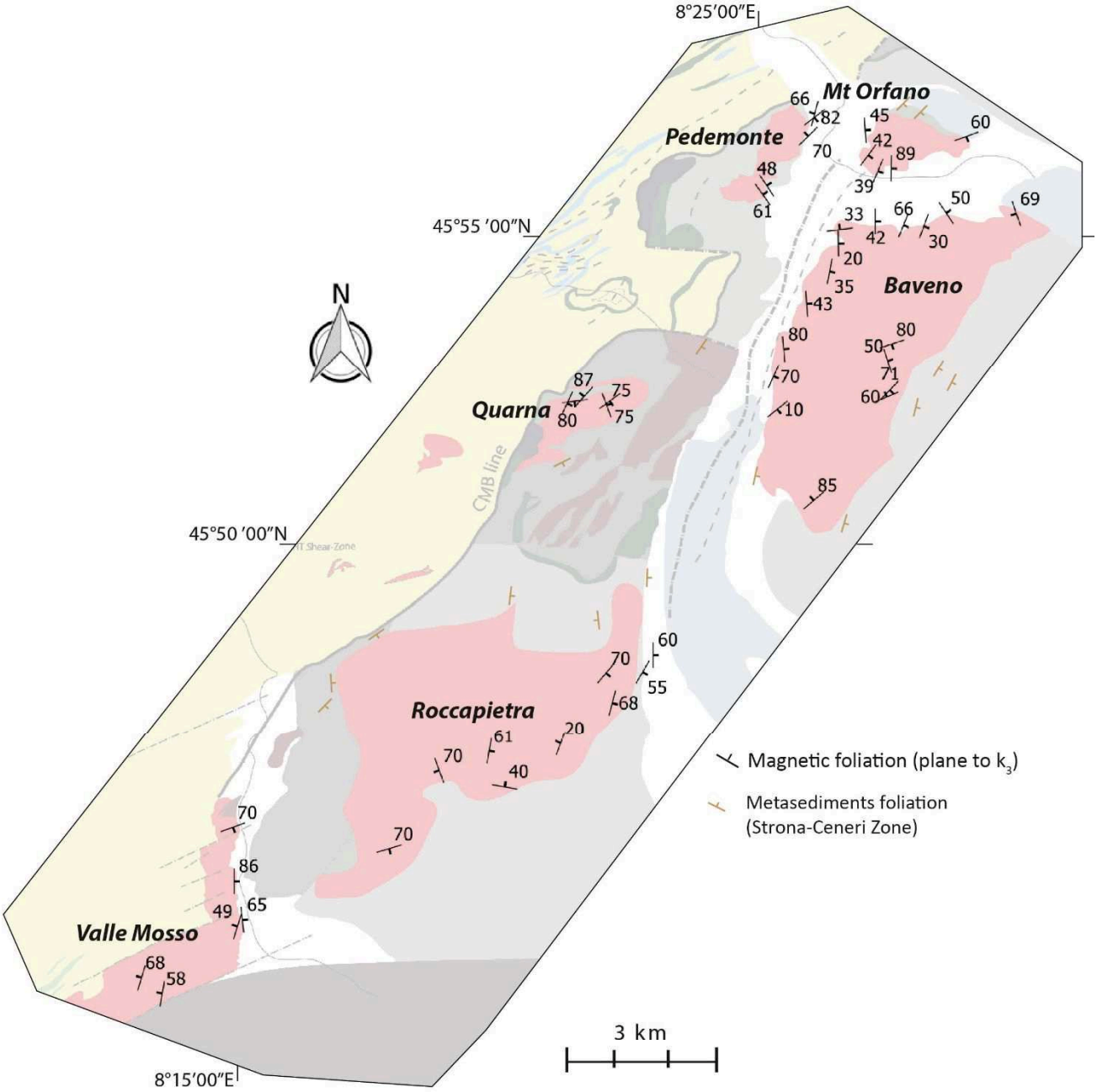


Figure IV-23a: Plans d'écoulement magmatique , révélés par ASM, des granites des lacs. Les nombres correspondent aux valeurs de pendage de la foliation magmatique.

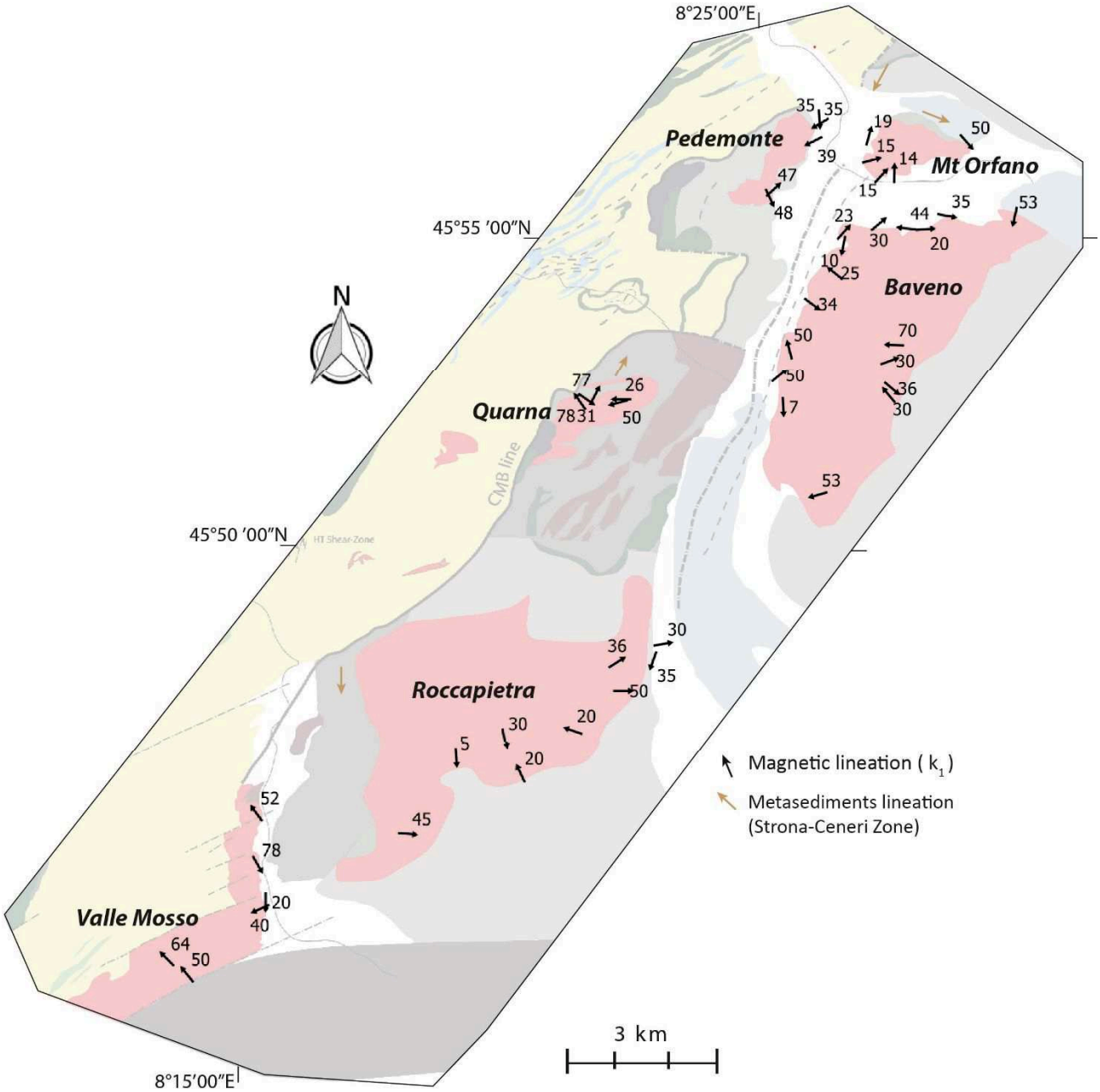


Figure IV-23b : Directions d'écoulement magmatique (linéations magmatiques) révélées par ASM, des granites des lacs.

3. Interprétation

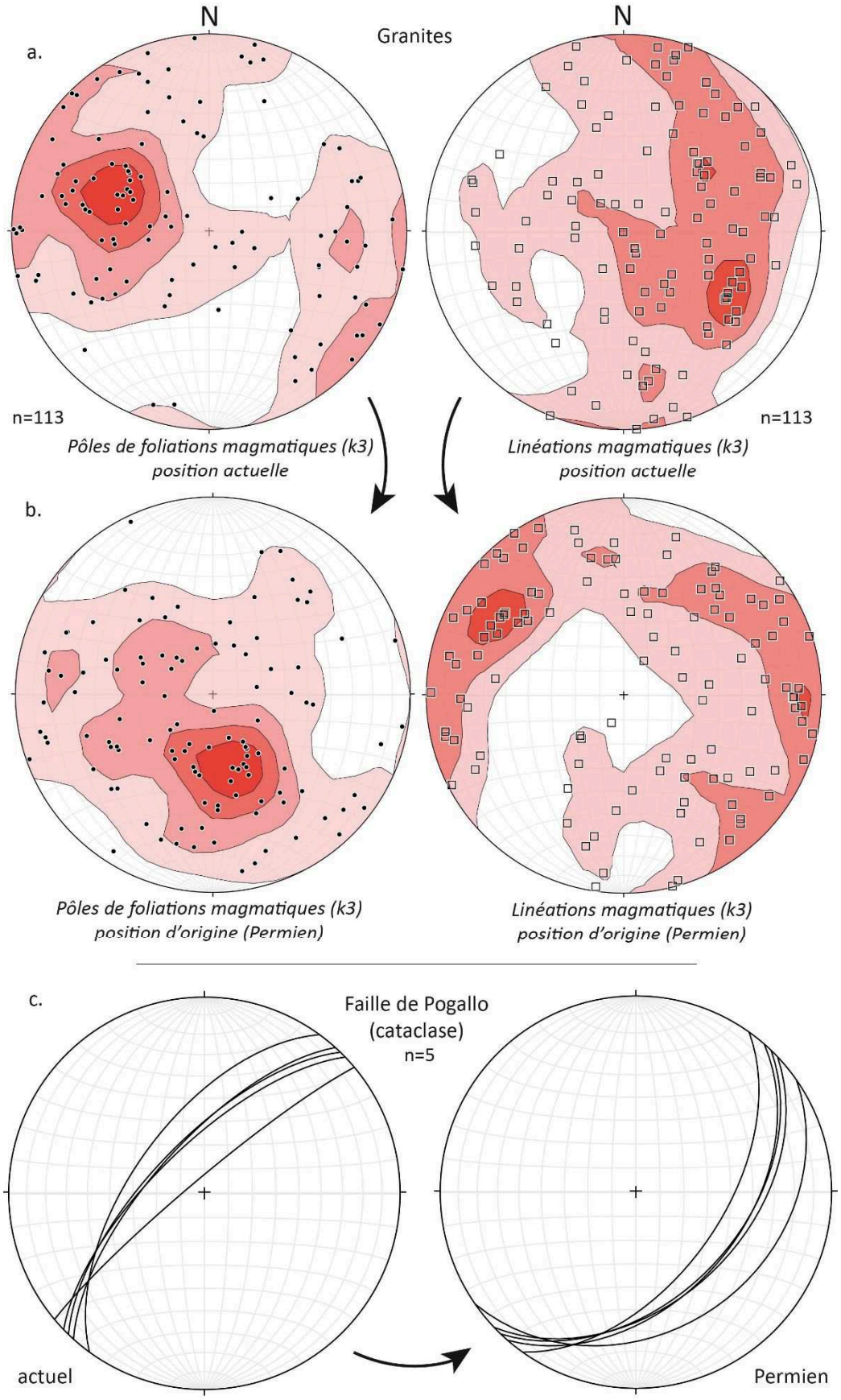


Figure IV-24 : Données ASM (k1 : linéation et k3 : pôle de foliation) des granites dans leur position actuelle (a) et permienne (b).(c) Mesures réalisées dans les cataclases de la failles de Pogallo dans le nord du Val d'Ossola, en position actuelle et permienne

Les données d'ASM sur les granites ainsi que les mesures réalisées dans les cataclases de la faille de Pogallo ont été débasculées, de la même manière que les métasédiments de la Zone d'Ivrée (en faisant l'hypothèse que la ZSC a été basculée de la même façon que la ZI), d'environ 67° dans le sens anti-horaire le long d'un axe horizontal de direction N45 (cf. Chapitre III-Partie I-1-b, comme l'a suggéré Handy, 1987) et cela afin de les comparer à la réalité Permienne. Les cataclases de la Pogallo ont été datées au Jurassique (Handy, 1987) mais nous supposons que si elle existait avant, son orientation était la même.

Les résultats suggèrent que le magma s'est mis en place sous forme de lames le long de plans d'écoulement de direction ESE-WNW à pendage faible à moyen (10-40°) vers le N (*figure IV-24b*). La linéation est peu réglée mais suggère que l'écoulement pouvait être dans une direction préférentielle ESE-WNW ou E-W (*figure IV-24b*).

La faille de Pogallo a une direction moyenne actuelle N45 et un pendage d'environ 70° vers le NW. Le débasculement suggère que sa direction était globalement la même au Permien mais que son pendage était d'environ 50° vers le SE. Aucune linéation n'a pu être mesurée mais Handy (1987) propose que le mouvement sur la Pogallo était oblique sur le plan de faille, de direction ~E-W.

Les plans d'écoulement du magma sont clairement obliques à la faille de Pogallo. La différence d'orientation semble compliquer à réconcilier et parait suggérer que les granites n'ont pas été injectés dans la faille (*figure IV-25* ; contrairement à ce que suggérait Boriani et al., 1990). L'écoulement du magma se fait par contre sur des plans antithétiques à la faille de Pogallo ce qui pourrait indiquer un σ1 vertical, associé à un cisaillement simple peu exprimé vers l'E (*figure IV-25*).

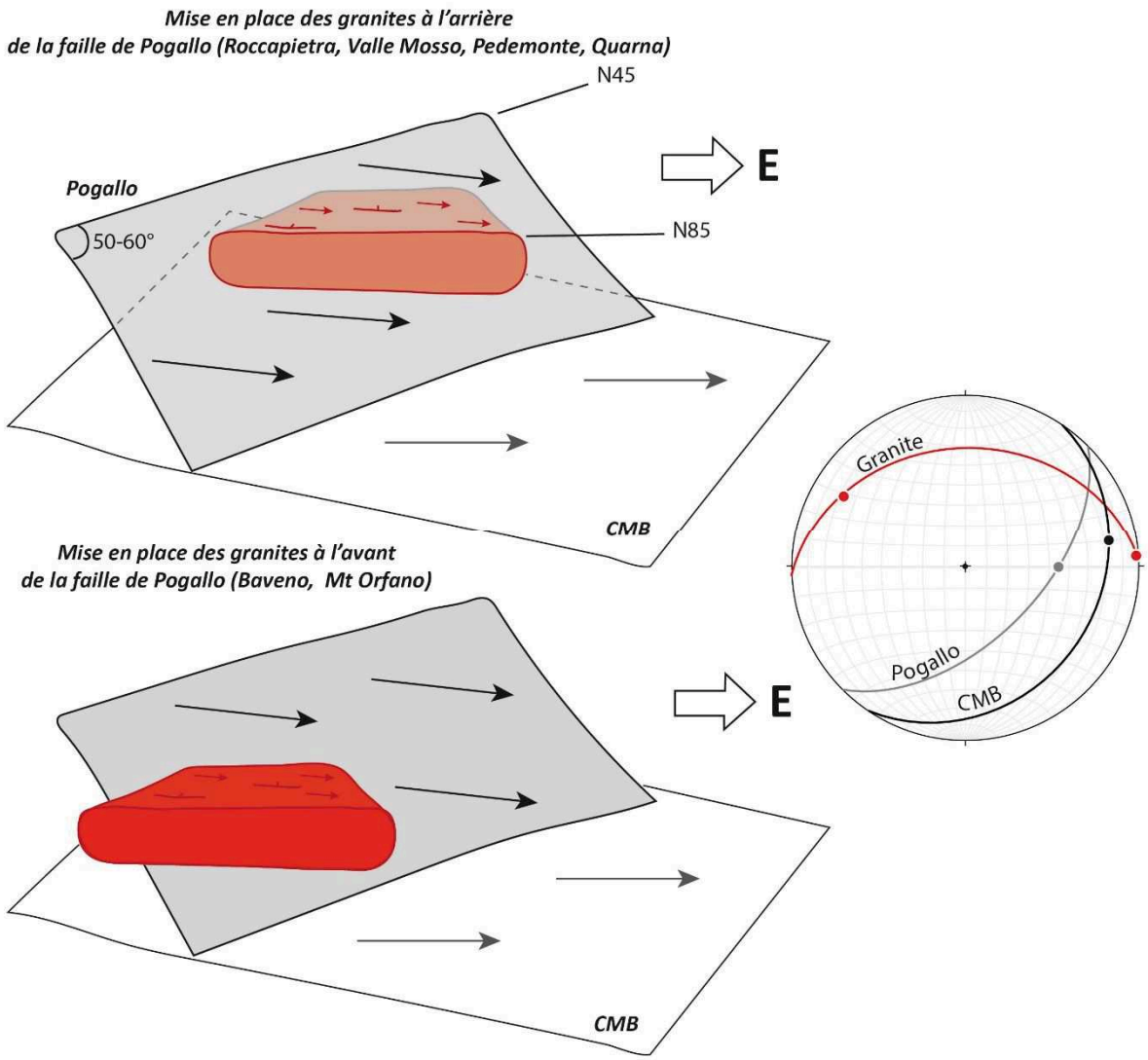


Figure IV-25: Schémas simples 3D montrant la relation entre les granites et la faille de Pogallo, ainsi que le CMB

III- Le magmatisme de Seiland

Le magmatisme de Seiland s'inscrit dans la Province Magmatique de Seiland (SIP) qui est associée, dans la littérature, à une période extensive intraplaque (e.g Elvevold et al., 1994) précédant la phase compressive Scandienne (~420 Ma) de l'orogenèse Calédonienne (cf. Chapitre II- Partie II).

L'île de Seiland (*figure IV-26*) est dominée par un complexe ultramafique (UM) de plus de 100 km^2 (le plus grand de la SIP) : le complexe de Melkvann. Ce complexe, affleurant sous-forme arrondie au milieu de l'île, est intrusif dans les métasédiments du groupe de Sørøy (les paragneiss Eidvågeid) et dans des corps gabbroïques (syenogabbro, gabbro tholeiitique et gabbro alcalin). Ces derniers, datés à 570-560 Ma étaient encore proches de leur solidus quand le complexe de Melkvann s'est mis en place (Roberts et al., 2006). Ces roches sont également associées à un réseau dense de dykes mafiques à ultramafiques dont la mise en place débuta probablement avant l'emplacement de la SIP et se termina après l'intrusion du complexe de Melkvann.

Le magmatisme mafique de Seiland parait clairement inscrit dans l'ensemble de l'histoire de la déformation de la croûte inférieure décrit dans le chapitre III. Certaines intrusions sont déformées (plissées et boudinées) par D_1, d'autres ne sont pas déformées plastiquement mais montrent une fabrique magmatique parallèle aux structures de D_2 et d'autres sont tardives et non déformées.

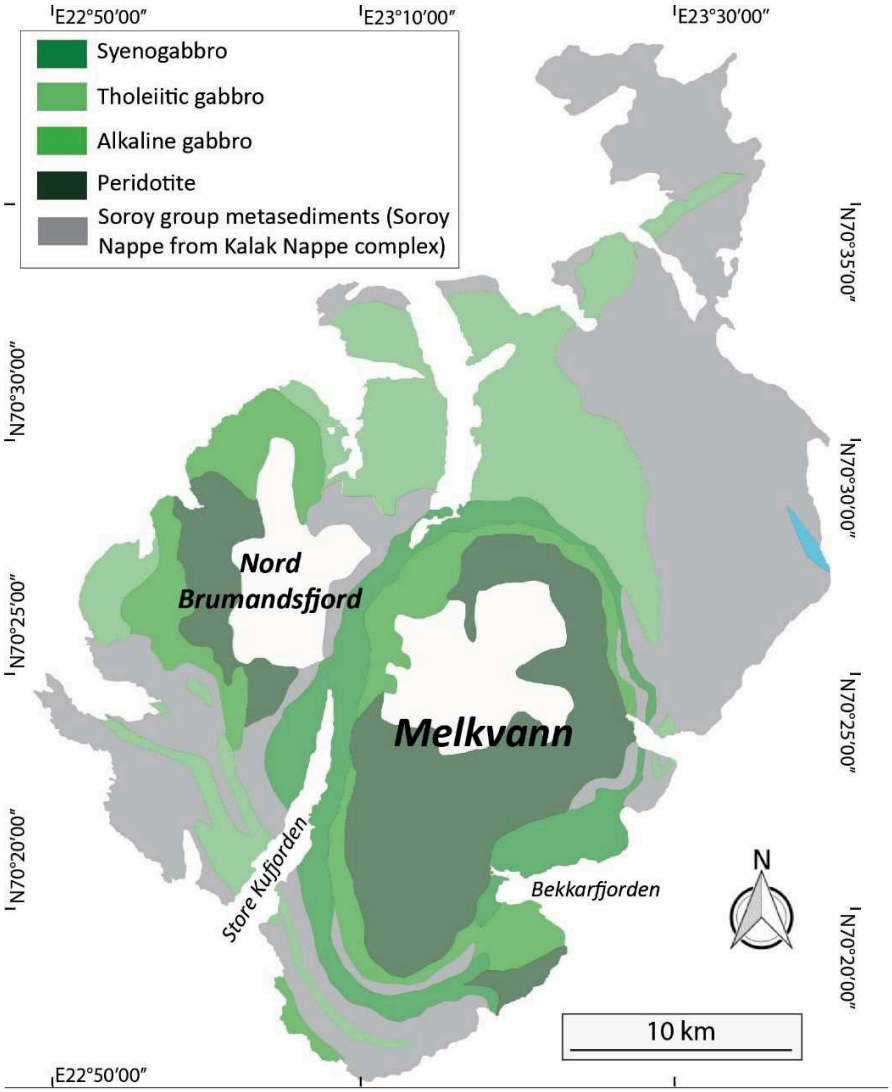


Figure IV-26: Carte géologique de l'île de Seiland, d'après Roberts et al., 2006

1. Intrusions précoces (antérieures à D2, possiblement syn-D1)

De manière générale il existe peu d'intrusions précoces sur l'île de Seiland, seuls une intrusion gabbroïque ancienne et quelques sills mafiques ont été observés.

L'intrusion ancienne (peu étudiée ici) correspond à un corps gabbroïque marqué par une foliation plastique pénétrative (« Oldervik Metagabbro », Robins, 1996) qui affleure au contact E de l'intrusion de Rognsund dans la baie d'Hakkstaben (*figure IV-27*).

La foliation plastique mesurée sur le terrain de ce gabbro est bien marquée et oblique à celle de l'encaissant métasédimentaire (~N20 sub-verticale, mesurée seulement sur 2 sites, *figure IV-27 en rouge et photo figure IV-28a*). Robins (1996) montre, au contraire, par un plus grand nombre de mesures, que la foliation est globalement parallèle à l'éponte de l'intrusion et donc à la foliation de l'encaissant sédimentaire (*figure IV-27*).

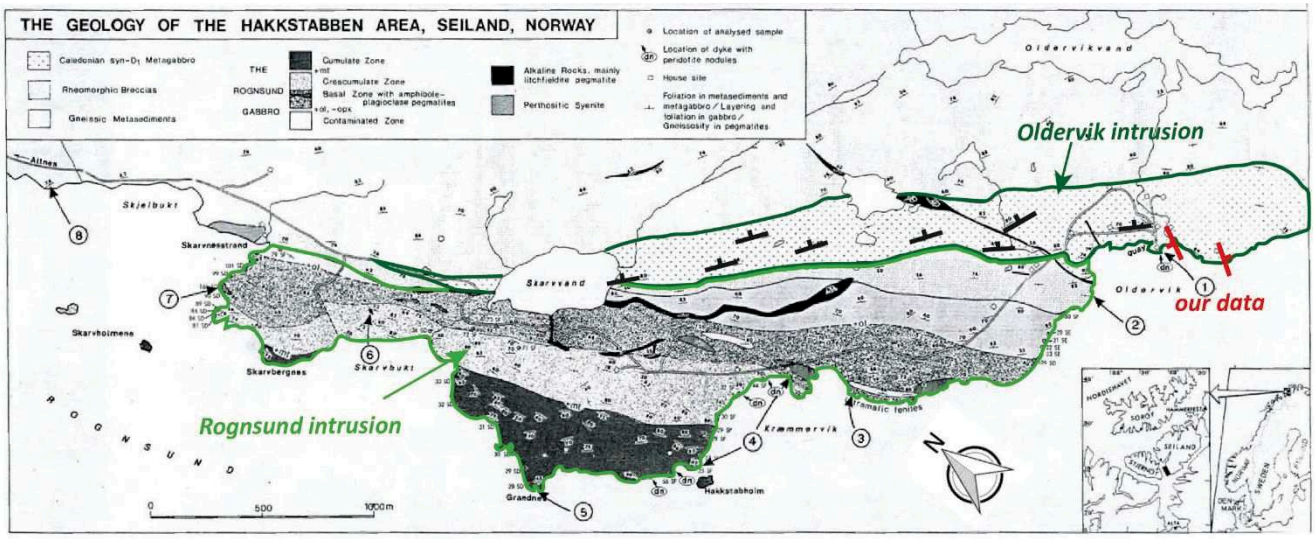


Figure IV-27 : Carte géologique de Robins (1996) des intrusions de Rognsund et d'Oldervik. Les données de foliation en noir sont celles de Robins, les rouges sont les notres.

Ce metagabbro est également marquée de nombreux xénolithes leucocrates polyminérales centimétriques orientés dans la foliation qui définissent une linéation subhorizontale (*figure IV-28b*).

Les sills mafiques précoces pourraient être associés (au moins temporellement) à cette intrusion ancienne. Ils sont plissés et/ou boudinés dans la foliation S_{1-2} et parfois étirés à l'extrême au point que des charnières de plis individualisées forment les boudins. Ces plis isoclinaux sont parallèles à la S_{1-2} et s'apparentent aux plis P_1 décrits dans les métasédiments (*figures IV-29 ; IV-30 et IV-31).* Ils sont probablement également repris par des plis P_2 de longueur d'onde décamétrique dont les charnières sont peu observables (cf. Chapitre III- Partie II-3).

Figure IV-28 : Photos du gabbro d'Oldervik décrit par (Robins, 1996) comme un gabbro ancien. (a) Foliation plastique exprimée dans le gabbro. (b) Xénolithes polyminérales dans le gabbro, ils définissent une linéation minérale.

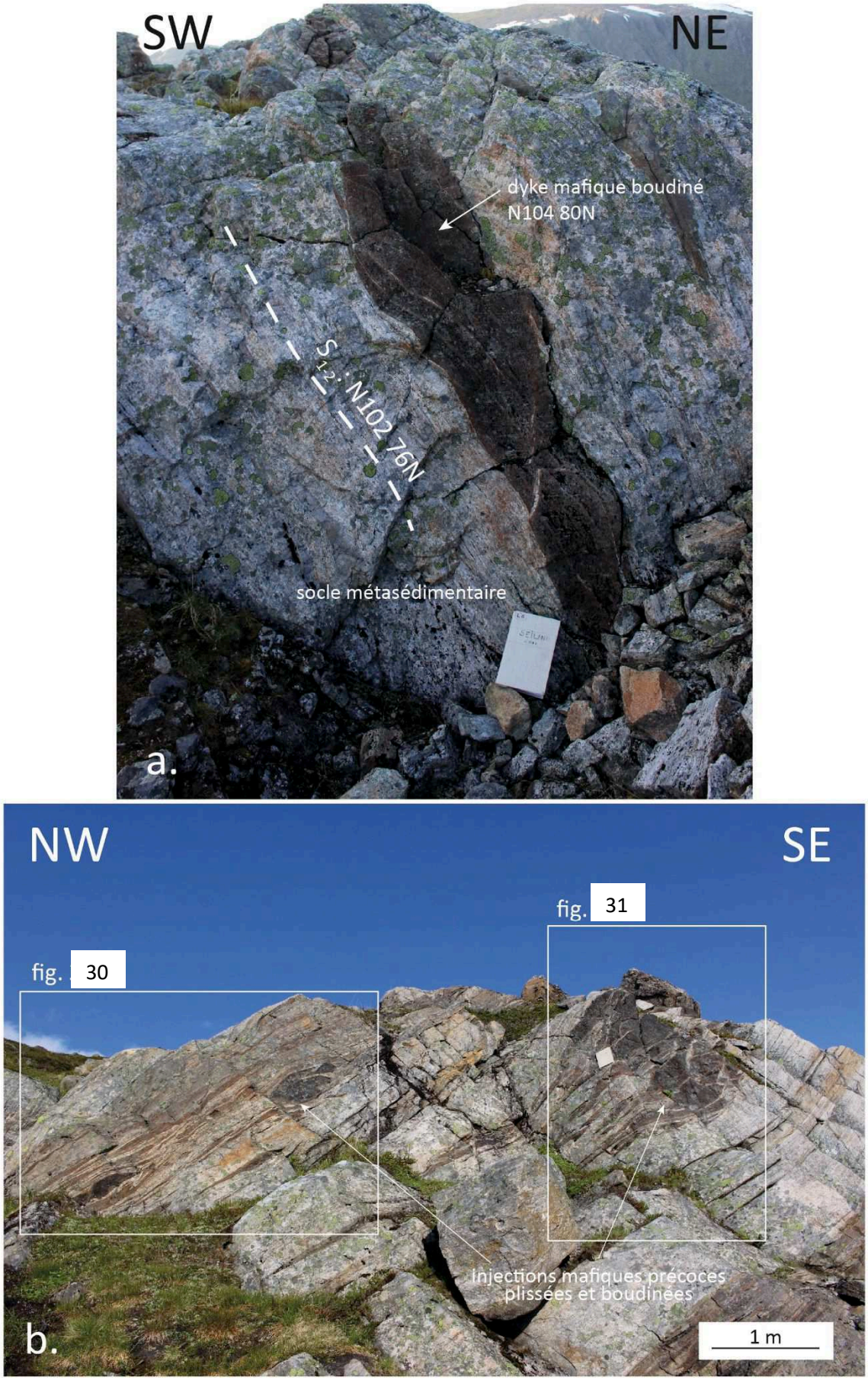


Figure IV-29 : Dykes précoces parallèles à la foliation. (a) Sillprécoce boudiné et folié. (b) Sillsprécoce(s) plissés et boudinés, charnières de plis individualisées. Les zooms sont présentés dans les 2 figures suivantes.

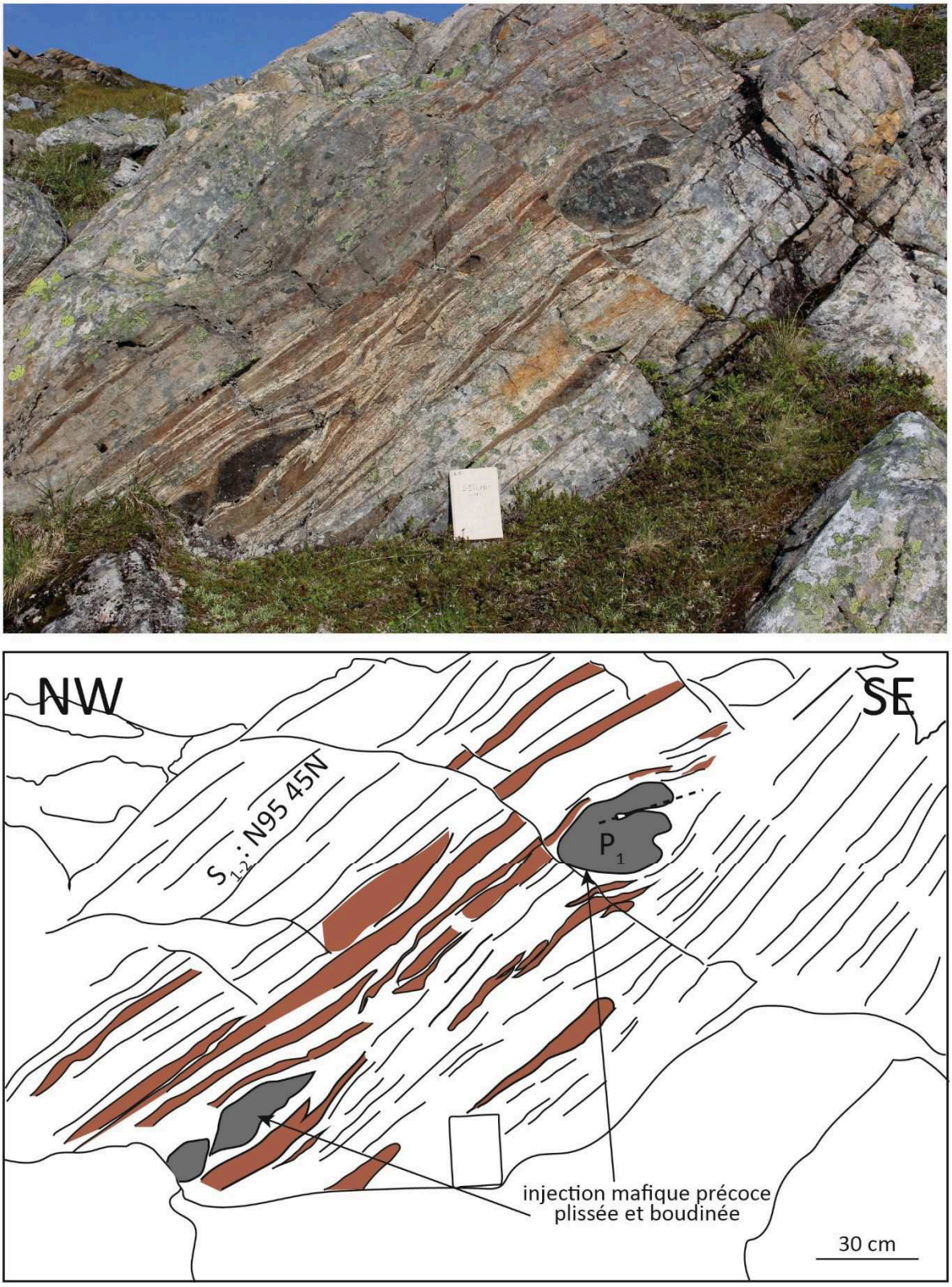


Figure IV-30 : Sill mafique plissé et boudiné dans la foliation des métasédiments. Noter l'individualisation des charnières de plis.

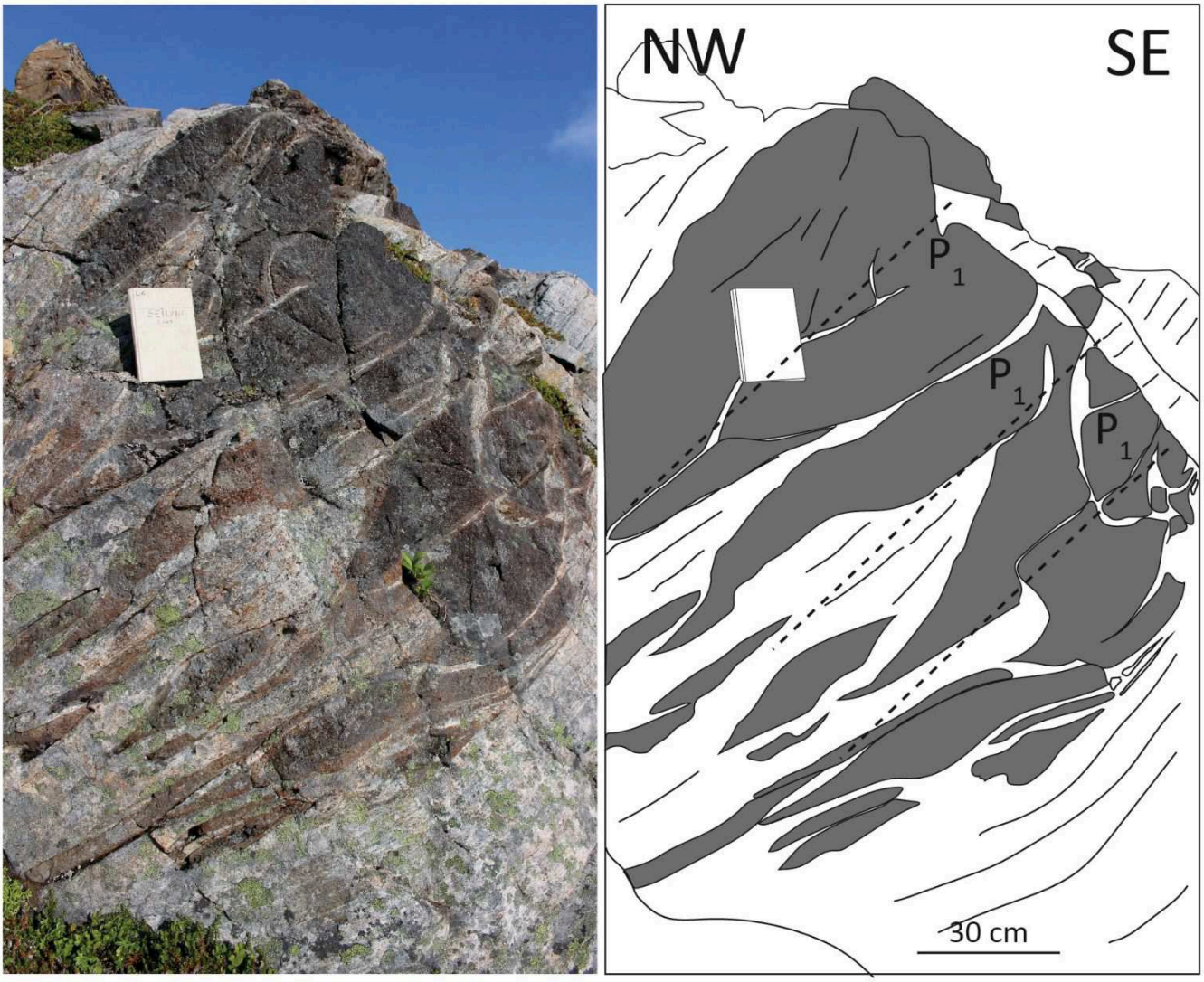


Figure IV-31 : Plis P1 à flancs très étirés et boudinés dans un sill précoce , probablement repris par un pli P2 décamétrique (cf. Chapitre III- Partie II- 3- figure 49).

2. Intrusions contemporaines de D_2

Les intrusions postérieures à D_1 et contemporaines de D_2 sont associées à la SIP. Elles correspondent au cortège de gabbros annulaires et au complexe ultramafique de Melkvann.

a. Les gabbros

Les gabbros affleurent sous forme de corps lenticulaires de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres d'épaisseurs et constituent ainsi des « anneaux » de ~20 km de diamètre autour du complexe UM.

Ces gabbros annulaires sont marqués par une foliation magmatique *Sm* (*figures IV-33 et IV-34*) concordante et parallèle à la foliation plastique de l'encaissant métasédimentaire $S_{1\text{-}2}$ (*figure IV-32*). La trajectoire de la foliation « tourne » autour du complexe de Melkvann et son pendage fort (50-90°) est toujours orienté vers les peridotites de Melkvann. Les contacts encaissant-gabbro sont également toujours parallèles à la fabrique planaire des gabbros (*figures IV-35 et IV-36*).

Cette foliation magmatique *Sm* s'exprime le plus souvent par un litage magmatique formé d'une alternance de lits feldspathiques (plagioclase et feldspaths alcalins) et de lits mafiques (pyroxènes, amphiboles, olivine ; *figures IV-33 et IV-34*).

Localement le gabbro à olivine le plus proche du complexe UM serait affecté, selon Robins (1996), d'une foliation métamorphique formée de paragenèses associées au métamorphisme de contact lié à la mise en place du corps péridotitique. Cette foliation serait parallèle à la foliation magmatique.

La linéation magmatique est très peu exprimée et inobservable sur le terrain suggérant un paramètre de forme magmatique proche de 0.

Les gabbros contiennent localement des enclaves de métasédiments pré-structurés (e.g Elvevold et al., 1994) ce qui indique qu'ils sont clairement postérieurs à D1.

Ils sont de plus, synchrones de la formation de la structure concentrique dont le Complexe de Melkvann forme la partie centrale. La mise en place des gabbros est également associée au développement d'un métamorphisme de contact dans l'encaissant qui a été associé au stade de déformation D_2 (cf. Chapitre III-partie II-2) et au développement de plis migmatitiques P_2.

b. Le complexe ultramafique

Le complexe de Melkvann forme la partie centrale et le haut plateau (~850 m d'altitude) de l'île de Seiland. Il est constitué essentiellement de clinopyroxénite à olivine avec localement des enrichissements variables en olivine, plagioclase et hornblende (Bennet et al., 1986). Il forme le cœur de la structure concentrique formée par les foliations plastiques de l'encaissant.

Sa foliation magmatique *Sm* est sub-verticale de direction moyenne ~N80 dans le secteur que nous avons pu atteindre (*figures IV-32, IV-33 et IV-34*). Elle est bien réglée et se distingue clairement sur les images satellites (*figure IV-37*). Elle est complétement oblique (~90°) à la foliation plastique de l'encaissant métasédimentaire et à la foliation magmatique des gabbros.

Le contact direct entre l'encaissant et le complexe ultramafique n'a pas été observé mais il serait intrusif d'après Bennett et al. (1986) ce que semble corroborer les mesures de foliation réalisées et les images satellites (*figures IV-32- et IV- 37*).

De nombreuses enclaves du gabbro à olivine intrudé par le complexe sont observées dans la péridotite. Elles sont allongées et parallèles à la foliation de la péridotite (*figure IV-38*) et par endroit les observations suggèrent que le gabbro n'était pas complètement consolidé ce qui traduit une histoire complexe d'absorption du gabbro pendant la mise en place du complexe. La fabrique des enclaves est le plus souvent d'apparence isotrope. Elles sont décimétriques à métriques. Les photos aériennes semblent suggérer qu'elles existent également à plus grande échelle (*figure IV-39*).

Il est possible que quelques sills ou dykes soient également associés à la mise en des gabbros et du complexe ultramafique mais ils sont probablement peu nombreux.

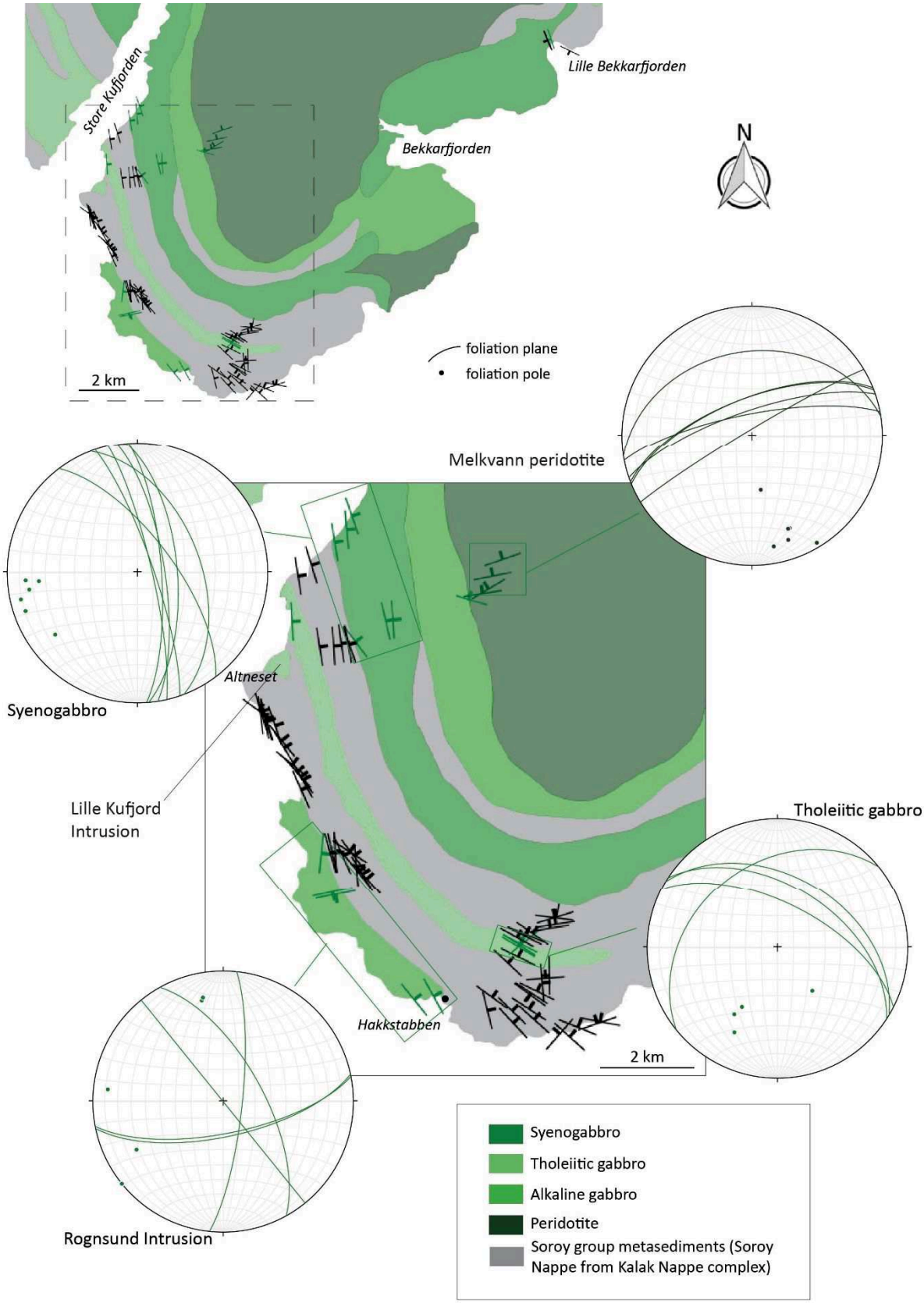


Figure IV-32: Carte structurale du sud de l'île de Seiland. Zoom sur la partie SW. Les foliations plastiques de l'encaissant sont exprimées en noir et les foliations magmatiques des gabbros et de la peridotite en vert. Chaque projection stéréographique correspond à une intrusion différente.

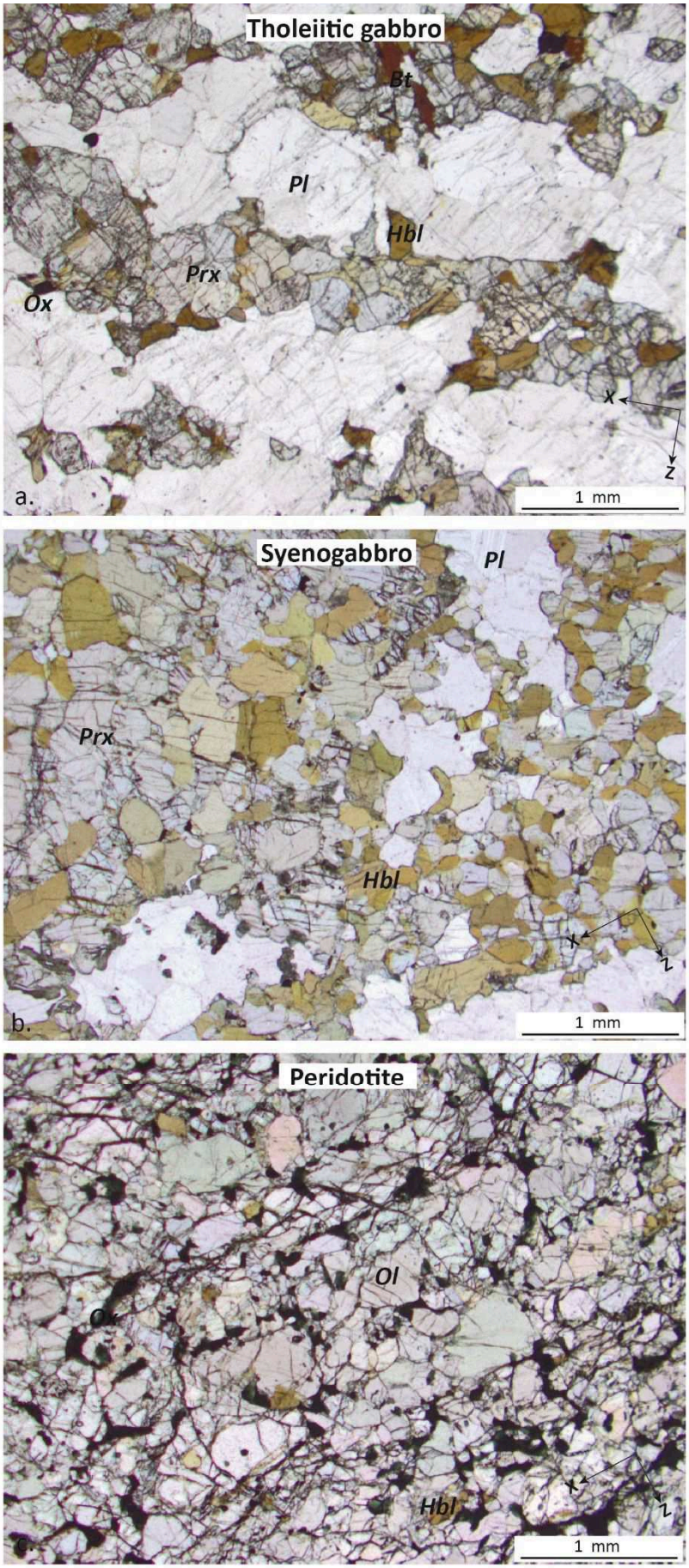


Figure IV-33 : Photos de lames minces orientées en XZ (a) dans le gabbro tholéiitique (b) dans le syenogabbro et (c) dans la peridotite.

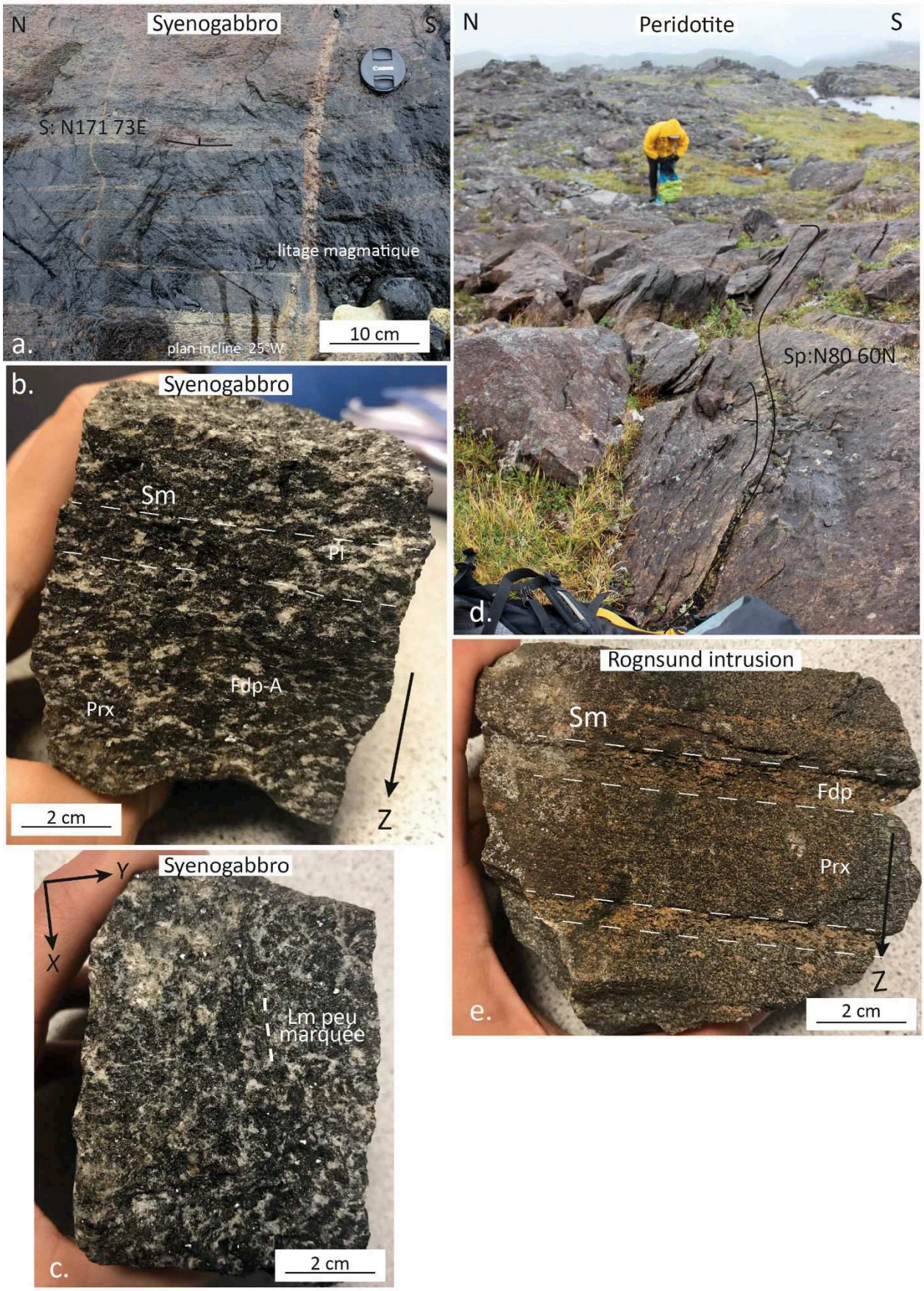


Figure IV-34 : Photos de terrains et d'échantillons des roches mafiques de Seiland. (a) Litage magmatique dans le syenogabbro. (b)Plan YZ d'un échantillon de syenogabbro, pas de litage minéralogique exprimé ici. (c)Plan XY du même échantillon avec une linéation minérale magmatique peu exprimée. (d) Foliation magmatique dans le complexe ultramafique de Melkvann. (e) Litage magmatique dans un échantillon de l'intrusion de gabbro de Rognsund.

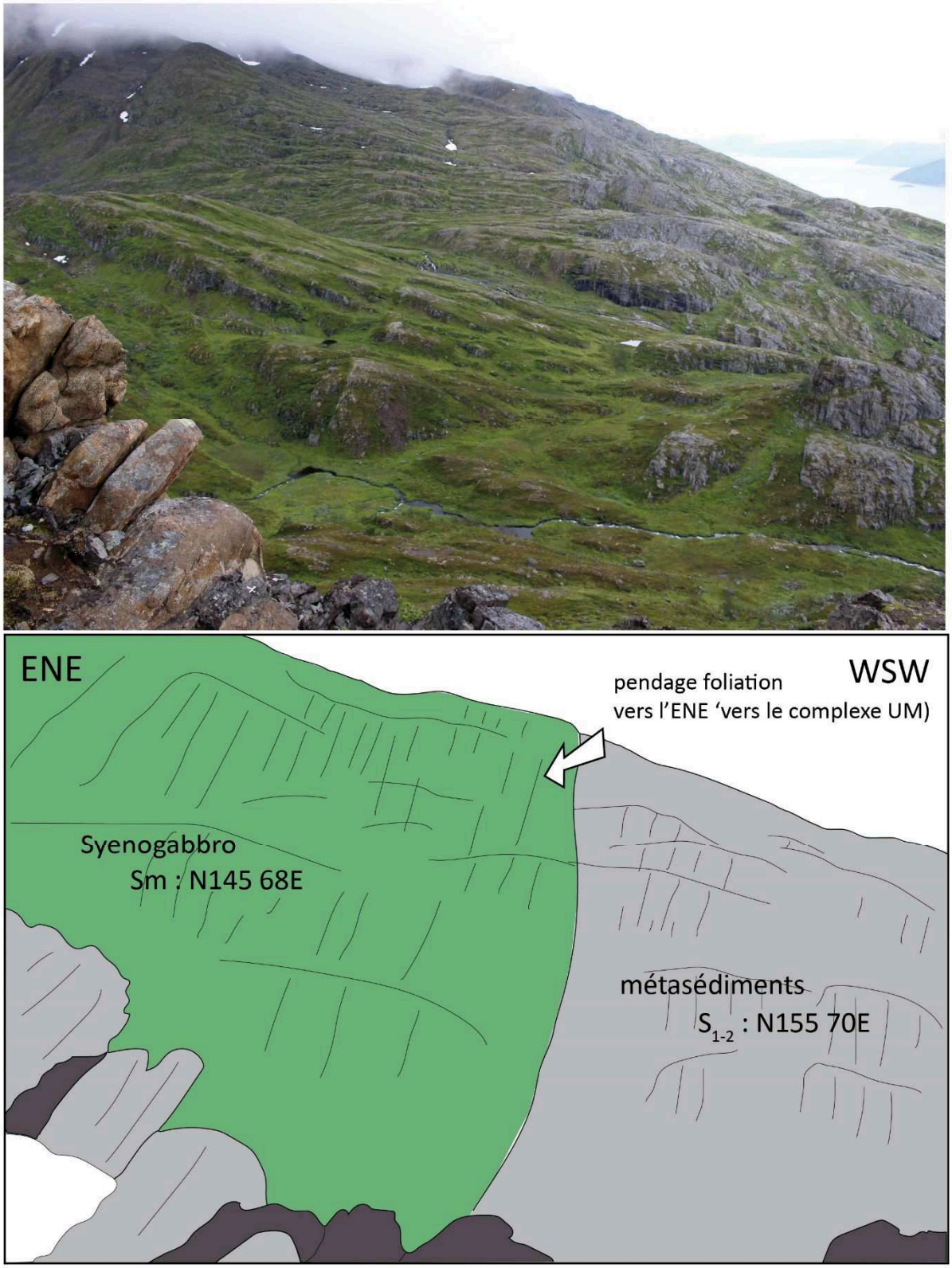


Figure IV-35: Photo et schéma du contact entre le syenogabbro et les métasédiments. Notez le parallèlisme entre la foliation plastique du socle et la foliation magmatique du gabbro..

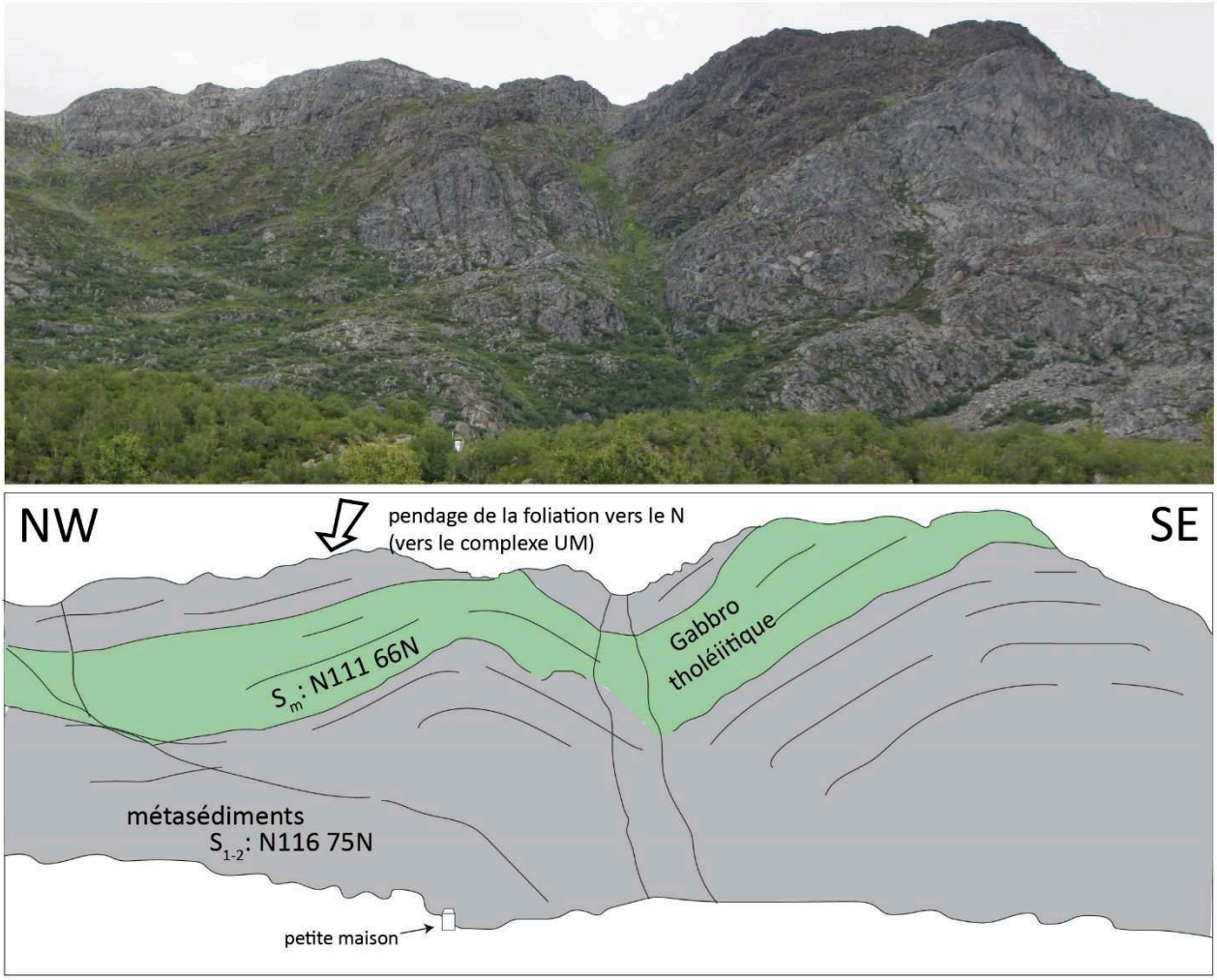


Figure IV-36 : Photo en vue verticale du contact entre le gabbro tholéiitique et les métasédiments. Notez le parallèlisme entre les foliations et leur pendage vers le complexe ultramafique.

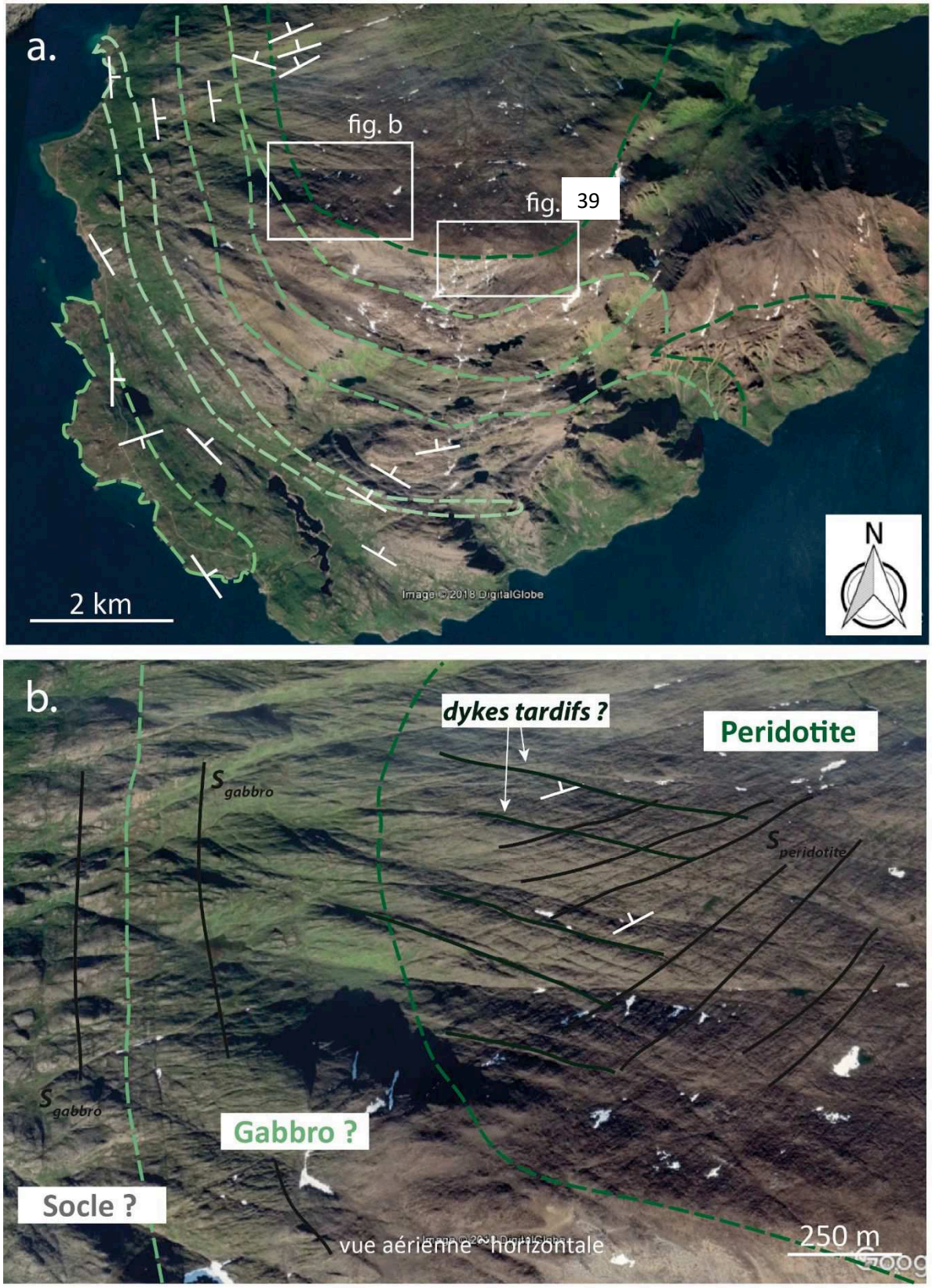


Figure IV-37: Images satellites interprétées (a) du sud de l'île de Seiland, les localisation de la figure b et la figure 27 sont précisées. Les limites des gabbros sont tracées en vert clair et vert moyen et celle de la peridotite en vert foncé.

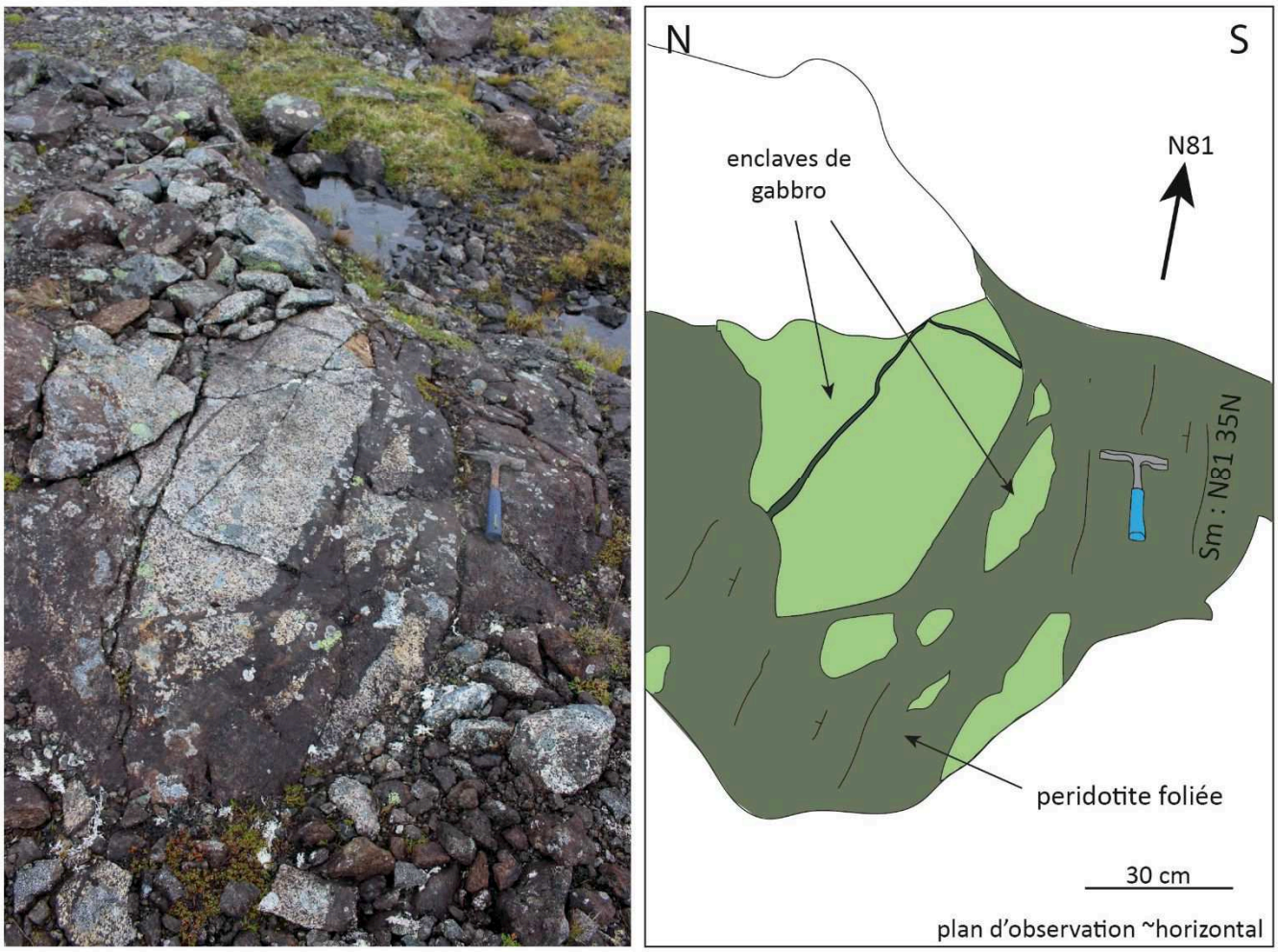


Figure IV-38 : Photo et schéma d'un affleurement de péridotite avec enclaves isotropes de gabbro à olivine ce qui définit une linéation magmatique.

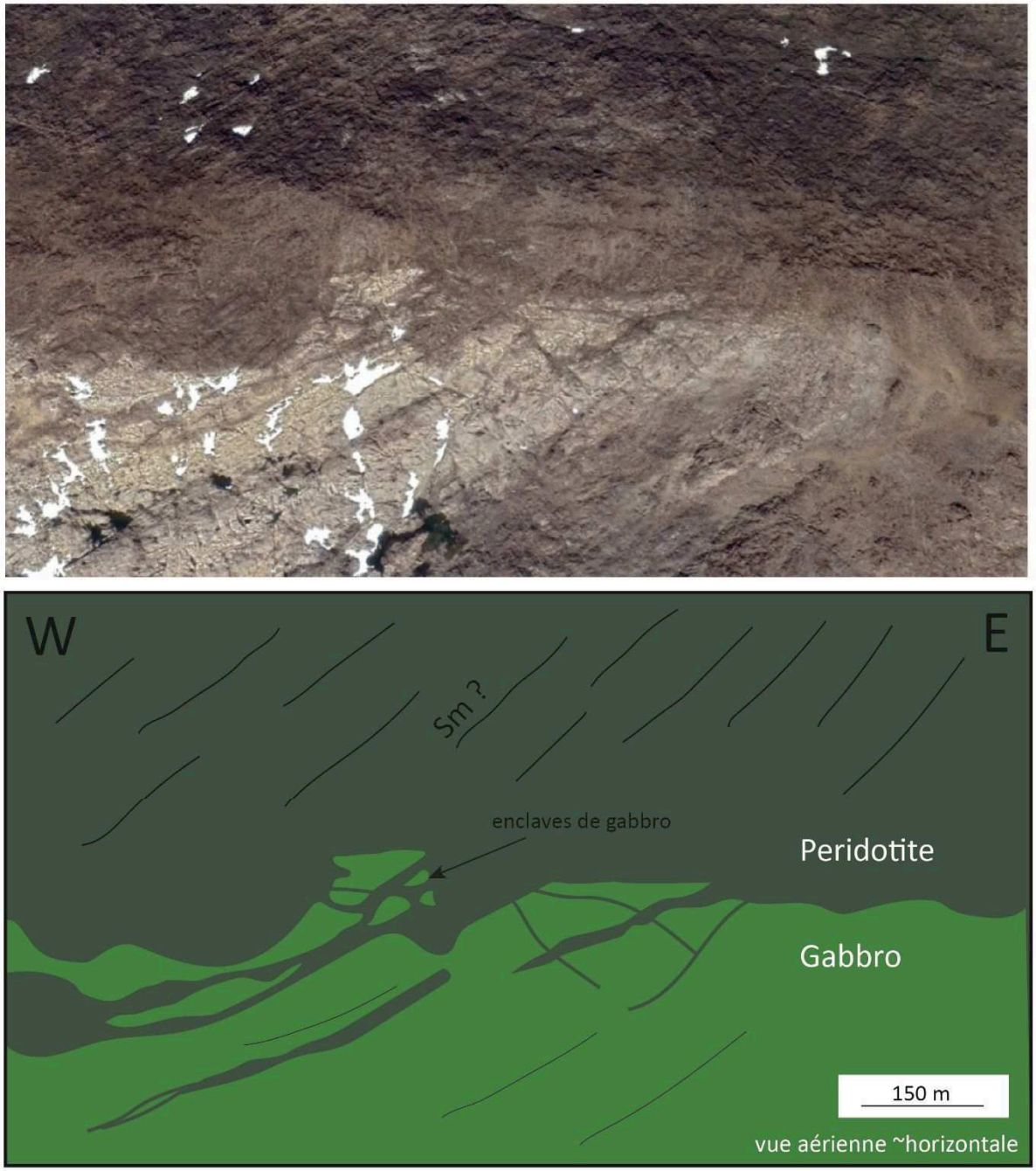


Figure IV-39 :Image satellite (vue cavalière vers le N) et schéma du contact sud de la péridotite et du gabbro à olivine. La peridotite apparait sous forme de lames injectées dans le gabbro au niveau du contact. Des enclaves de gabbro de plus de 100 mètres sont observées. Noter que le contact est intrusif, oblique aux foliations. La localisation de la photo aérienne est précisée sur la figure IV-37.

3. Intrusions tardives (tardives ou postérieure à D_2)

Les intrusions mafiques tardives ou postérieures à D_2 sont représentées uniquement par un essaim de dykes mafiques à ultramafiques qui recoupe la fabrique de l'ensemble des roches de Seiland (*figures IV-40 et IV-41 et IV-42a*). Cet essaim forme un réseau denses d'intrusions planaires décimétriques à métriques.

Leur composition est variée : picrite-ankaramites (plagioclase-pyroxène-amphibole), lamprophyres (amphibole-biotite-plagioclase-apatite), basaltes à olivine (plagioclase-pyroxène-olivine-magnétite), ultramafiques (olivine-clinopyroxène-hornblende).

Leur direction est perpendiculaire à la fabrique de l'encaissant et des gabbros ainsi qu'orthogonale au contact cartographique du complexe ultramafique dans l'encaissant. Leur direction radiale autour de la péridotite semble indiquer qu'elle en est leur source.

Le contact entre les dykes et leur encaissant est variable : généralement franc avec par endroit le développement de verre aux épontes ce qui indique que l'encaissant avait eu le temps de refroidir de manière significative (*figures IV-43a et b*). Parfois ce contact est diffus ce qui indique que l'encaissant n'était pas encore complément consolidé (*figure IV-42b*).

Leur mise en place n'est pas associée à une déformation importante de l'encaissant puisqu'ils ne sont ni foliés ni plissés. Ils sont cependant recoupés et parfois cisaillés (*figure IV-43c*) par les pegmatites alcalines les plus jeunes de la SIP datées à 531 Ma (Pedersen et al., 1989, elles sont décrites dans le Chapitre III) ce qui en fait donc leur âge limite.

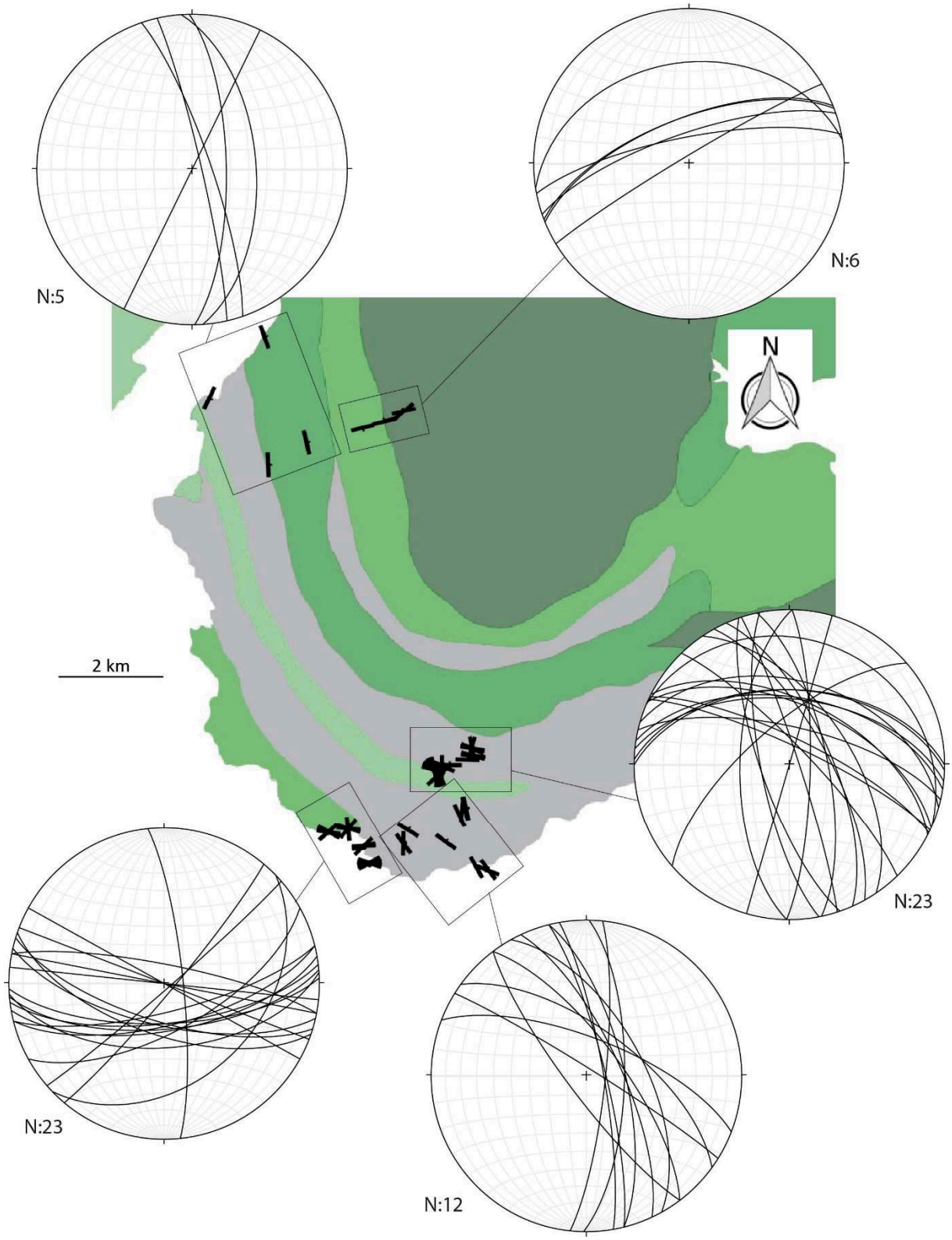


Figure IV-40 : Carte de localisation et d'orientation des dykes (intrusions tardives) et sills (intrusions précoces) étudiés.

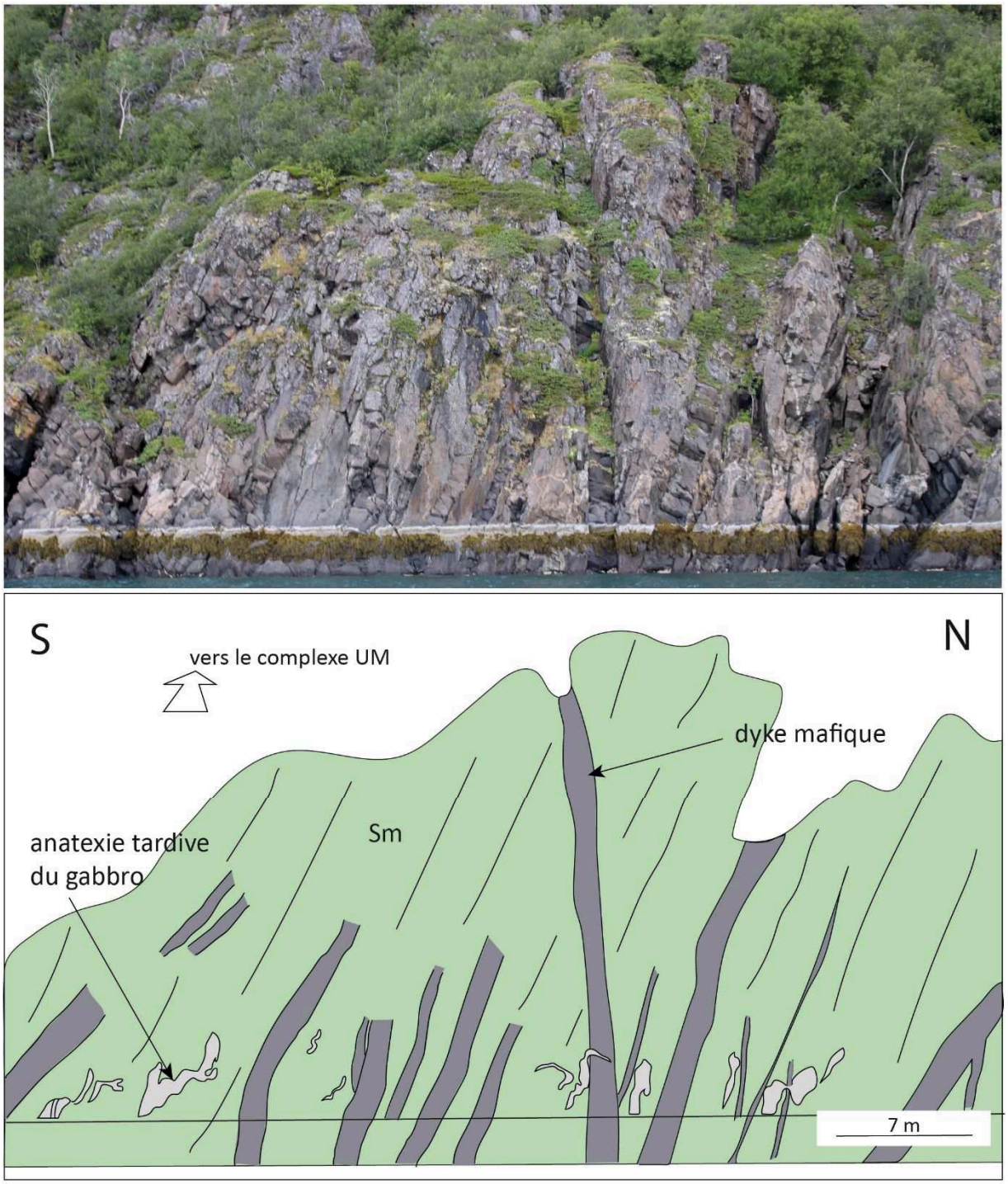


Figure IV-41 : Photo et schéma d'un affleurement de gabbro affecté par un essaim de dykes du groupe n°2 .

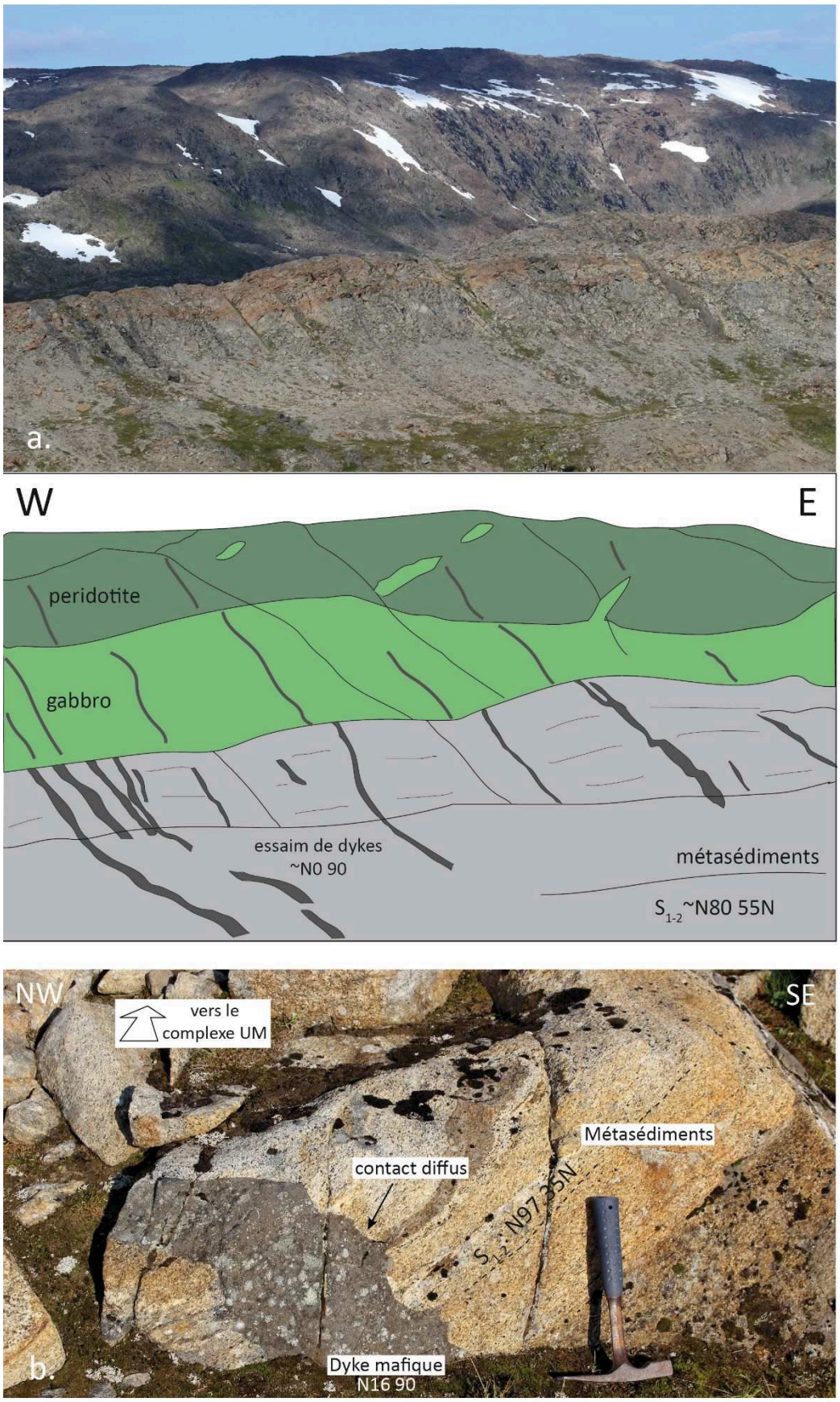
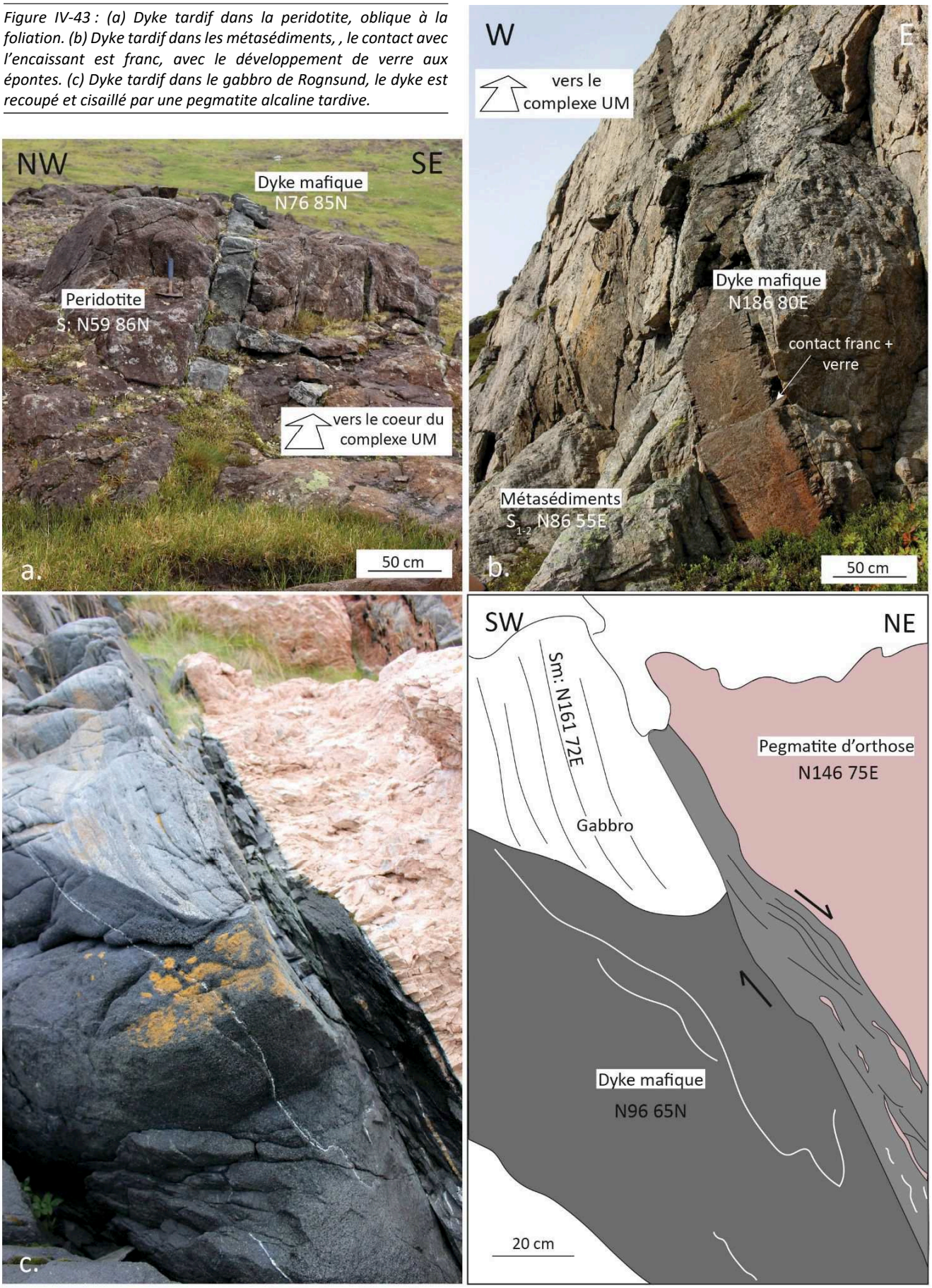


Figure IV-42: (a) Photo et schéma d'un essaim de dykes tardifs perpendiculaires à la foliation de l'encaissant et orthogonaux au contact cartographique du complexe UM dans l'encaissant. Ces dykes se prolongent dans le gabbro jusqu'au complexe UM. (b) Photo d'un dyke tardif dont le contact avec l'encaissant est diffus.

Figure IV-43 : (a) Dyke tardif dans la peridotite, oblique à la foliation. (b) Dyke tardif dans les métasédiments, , le contact avec l'encaissant est franc, avec le développement de verre aux épontes. (c) Dyke tardif dans le gabbro de Rognsund, le dyke est recoupé et cisaillé par une pegmatite alcaline tardive.



4. Conclusion

L'intrusion de magma mafique sur Seiland commence probablement très ponctuellement par des volumes restreints sous forme de sills et de corps mineurs (gabbro d'Oldervik , *figure IV-44 :* ***1***). Il est probable que ces intrusions soient bien antérieures à la mise en place de la SIP car certains des sills mafiques présentent des plis isoclinaux qui pourraient être associés à la déformation D1 (cf. Chapitre III- Partie II).

L'intrusion de magma atteint son paroxysme pendant D_2 avec la mise en place des gabbros annulaires datés à 580-560 Ma (Roberts et al., 2006 ; 2010 ; *figure IV-44* : **2**) et l'intrusion du complexe UM de Melkvann (*figure IV-44* : **3**).

La pression de cristallisation du complexe UM de Reinjford au SW de Seiland a été calculée à ~8 kbar (Larsen et al., 2018) ce qui suggère que ce complexe, et potentiellement celui de Melkvann, se sont mis en place à au moins ~25km de profondeur dans la croûte inférieure. Il est possible que le toit du complexe ultramafique se soit mis en place à une profondeur moins importante mais qu'il n'en subsiste que la partie supérieure.

L'intrusion du complexe de Melkvann a probablement induit un amincissement concentrique des métasédiments encaissants qui s'exprime par la formation d'une foliation concentrique (cf. Chapitre III – Partie II). Le complexe UM ainsi que les gabbros annulaires sont également à l'origine d'un métamorphisme granulitique étendu à toute l'île et à une fusion partielle locale.

L'ensemble des roches est recoupé ensuite par un essaim de dykes de direction radiale. Ces dykes représentent les termes mafiques les plus tardifs (*figure IV-44* : **4**) et ne semblent pas associés à une déformation importante de l'encaissant. Leur concentration autour du complexe de Melkvann ainsi que leur direction radiale suggèrent qu'ils en sont originaires et ainsi que le complexe UM n'était pas encore complètement cristallisé en profondeur lors de leur mise en place (certains dykes recoupent de manière franche la partie observable du complexe indiquant que celle-ci était déjà cristallisée au moment de leur mise en place). Ce descriptif suggère une pression fluide importante dans le complexe intrusif responsable du dispositif radial.

Ces dykes ont été analysés (sur une autre île) et leur pression de cristallisation est très élevée, de l'ordre de 12-15 kbar (Larsen et al., 2018). Nous suggérons comme Larsen et al. (2018) que cette augmentation de pression pourrait être associée à la mise en place de volumes importants de magma (6-7 km d'épaisseur) dans la croûte moyenne à supérieure comme il est commun d'observé dans des provinces magmatiques.

L'histoire magmatique de la SIP est clôturée par la mise en place de pegmatites alcalines, datées à 531 Ma (Pedersen et al., 1989), qui sont localement cisaillées (*figure IV-44* : **5 ;** cf. Chapitre III-Partie II).

Figure IV-44 : Coupe 3D schématique du sud de l'île de Seiland décrivant la chronologie de mise en place des intrusions mafiques (décrite dans le texte) : 1. Intrusions précoces antérieures ou synchrones de D1, 2. Intrusions gabbroïques contemporaines de D2, 3. Intrusion tardi D2 du complexe UM, 4. Essaim de dykes tardifs, 5. Pegmatites alcalines cisaillées (postérieures à D2, contemporaine de D3).

CHAPITRE V : ETUDE RHEOLOGIQUE DE LA ZONE D'IVREE - DEFORMATION EXPERIMENTALE EN PRESSE PATERSON

Sommaire

I. Expériences et méthodologie 230
1. Démarche expérimentale 230
2. L'outil expérimental 231
a. La Presse Paterson 231
b. Limites expérimentales 232
3. Avant l'expérience 232
a. Préparation de l'échantillon et de la colonne 232
b. Calibration 233
4. Pendant l'expérience 234
a. Déroulement 234
b. Type d'expérience 234
5. Après l'expérience 235
a. Correction de l'effet de la chemise 235
b. Relations mathématiques en déformation compressive 236
c. Sources d'erreur possibles 237
d. Préparation des échantillons et observation des microstructures 238
II. Matériaux de départ 238
1. Stronalites (sites 71 et 77) 239
2. Kinzigites (site 78) 241
3. Marbres (sites 70, 73 et 74) 242
4. Métabasites (site 69) 245
III. Rhéologie 246
1. Première expérience PP569 et ajustements 246
2. Stronalites 248
a. PP570, PP593 et PP595 : échantillons du site 77 248
b. PP592 : échantillon du site 71 250
3. Kinzigites 253
4. Marbres 256
5. Métabasites 261
IV. Echantillons déformés 262
1. Stronalites 262
2. Kinzigites 265
3. Marbres 265
4. Métabasites 271
V. Discussion 272

Aucun état des connaissances sur les différents comportements rhéologiques (Newtonien, rhéoépaississant, rhéofluidifiant etc.) des matériaux n'a été écrit dans cette thèse. Pour cela il est possible de se référer aux annexes des thèses de Rémi Champallier (2005) ou David Picard (2009), ou encore Mickaël Laumonier (2013).

Liste des figures

Figure 1 : Façade de contrôle et écran de suivi, autoclave de la presse Paterson de l'ISTO (Orléans) 230
Figure 2 : (a) Schéma synthétique d'une presse Paterson équipée pour une déformation en torsion (partie haute en moins e compression). (b) Schéma d'une colonne-échantillon montée. (c) Photo d'une colonne-échantillon non montée (sans chemise métallique et pistons) (Champallier, 2005). 232
Figure 3 : Schéma d'un échantillon 235
Figure 4 : Sites d'échantillonnage des roches étudiées en presse Paterson , localisés dans le Val Strona di Omegna dans la Zone d'Ivrée. 238
Figure 5 : Image MEB d'une lame mince orientée en XY réalisée des Stronalites du site 71. 239
Figure 6 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les Stronalites du site 77. 240
Figure 7 : Image MEB d'une lame mince ~orientée en XY réalisée dans les Kinzigites du site 78 241
Figure 8 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 70. 242
Figure 9: Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 73. 243
Figure 10 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 74. 244
Figure 11 Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les métabasites du site 69 245
Figure 12 : Expérience PP569 . 247
Figure 13 : Expérience PP570 . 249
Figure 14 : Expérience PP595. 251
Figure 15 : Expérience PP592 252
Figure 16 : Expérience PP594. 254
Figure 17 : Expérience PP597. 255
Figure 18 : Expérience PP571 258
Figure 19 : Expérience PP591 259
Figure 21 : Photo et courbe σ en fonction de ε de l'expérience PP590 réalisée sur une métabasite du site 69. 261
Figure 22 : Photos de l'échantillon de stronalites (77) PP570 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon, les zones de fractures principales sont soulignées en rouge et les plans S-C en blanc. (à gauche) dans sa chemise en fer. 262
Figure 23 : Photos de l'échantillon de stronalites (77) PP595 après expérience 263
Figure 24 : Photos de l'échantillon de stronalites (71) PP592 après expérience 264
Figure 25 : Photos de l'échantillon de Kinzigites (78) PP594 après expérience 266
Figure 26 : Photos de l'échantillon de Kinzigites (78) PP597 après expérience 267
Figure 27 : Photos de l'échantillon de marbres (73) PP5971 après expérience 268
Figure 28 : Photos de l'échantillon de marbres (70) PP591 après expérience 269
Figure 29 : Photos de l'échantillon de marbres (74) PP5971 après expérience 270
Figure 30 : Photos de l'échantillon de métabasite PP590 après expérience 271
Figure 31 : Courbes rhéologiques obtenues à 3kbar, 850°C et ε=5.10^{-6}s^{-1} pour les différentes roches étudiées (sauf pour la métabasite qui a été soumis à une vitesse de ε=1.10^{-5} s^{-1}). Me : Metabasite ; Ki : Kinzigites ; Ma : Marbre, St : Stronalites.
Figure 32 : Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation présentant l'ensemble des roches déformées à l'exception de la métabasite et du marbre 74 dont les résultats ne sont pas concluants. 273
Figure 33 : (a) Diagramme P-T des roches du Val Strona di Omegna (Rutter et al., 2007) , les échantillons utilisés lors des expériences sont placés dans le diagramme en fonction de leur distance à la ligne insubrienne comme indiquée sur la carte géologique (b). 274
Figure 34 : (a) Influence de la température sur la rhéologie d'un marbre de Carrare déformé en compression à un pression de confinement de 200 MPa. (b) Influence de la vitesse de déformation sur la rhéologie d'un marbre de Yule déformé en extension à 5kbar et 500°C (Heard, 1963). 275

I- Expériences et méthodologie

1. Démarche expérimentale

La première idée de cette démarche expérimentale était de réaliser un profil rhéologique de la croûte inférieure de la Zone d'Ivrée le plus proche possible du profil envisagé au Carbonifère et Permien. C'est-à-dire faire des expériences sur les roches de la croûte moyenne aux conditions P-T de celle-ci à cette époque (650°C, 400MPa), sur les roches de moyenne-forte profondeur aux conditions de moyenne-forte profondeur (750°C, 600MPa) et sur les roches les plus profondes aux conditions les plus profondes (900°C, 800MPa). Avec 3 échantillons représentatifs des 3 lithologies principales (schiste/gneiss, marbre, métabasite) à chaque profondeur.

Il a ensuite fallu chercher l'instrument le plus adapté pour permettre la réalisation de cette démarche, qui parut assez vite être la Presse Paterson (*figure V-1 ;* Institut des Sciences de la Terre d'Orléans), outil expérimental permettant de déformer une roche à haute température et haute pression en compression ou en torsion et qui permet de mesurer en temps réel et avec précision la contrainte subie par la roche.

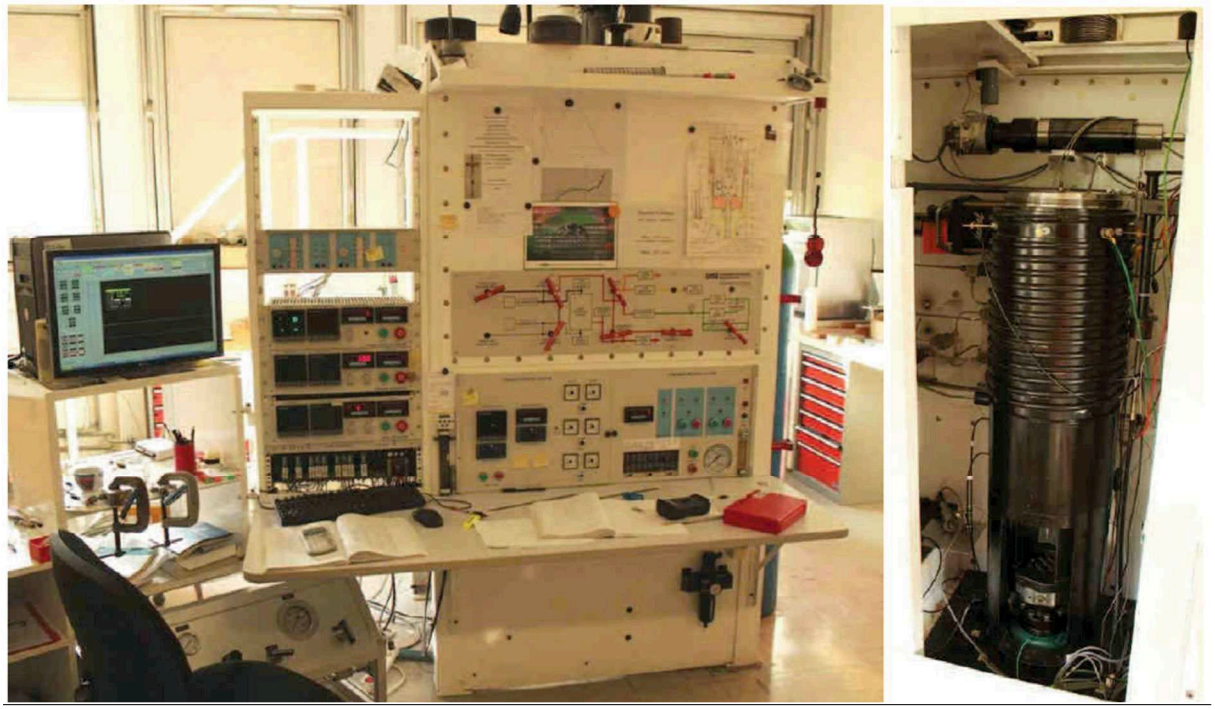


Figure V-1 : Façade de contrôle et écran de suivi, autoclave de la presse Paterson de l'ISTO (Orléans)

Il s'est rapidement avéré que, malgré les qualités de l'outil, les expériences seraient à la fois limitées par le temps (préparations et expériences chronophages), limitées en pression (malgré une pression théorique pouvant aller jusqu'à 700MPa, les pressions opérationnelles ne dépassent pas 300MPa) et limitées par la résistance des roches aux vitesses de déformations expérimentales ($10^{-7}s^{-1}$ minimum). Effectivement Il est impossible de déformer ductilement les roches de la zone d'Ivrée à 650°C (température de la croûte moyenne d'Ivrée) et 300 MPa aux vitesses expérimentales.

Il a été choisi de finalement déformer toutes les roches aux mêmes conditions P-T, c'est-à-dire **850°C**- **300 MPa** de manière à pouvoir les déformer plastiquement moins difficilement (à l'exception des métabasites) et de limiter le temps passé à effectuer les expériences. L'objectif final étant d'étudier

les contrastes de viscosité entre les roches de manière relative afin de les comparer avec la réalité des observations de terrain effectuées.

Bien entendu les échantillons déformés en presse Paterson sont des roches naturelles, prélevées dans la Zone d'Ivrée, qui sont déjà déformées. Il faut donc tenir compte des structures développées pendant la déformation Carbonifère et Permienne à la fois pour l'analyse des résultats de mécanique mais également pour l'observation des échantillons (au Microscope Electronique à Balayage) après expériences.

Il existe deux modes de déformation en presse Paterson, la déformation en cisaillement pure (compression ou déformation coaxiale) et une déformation en cisaillement simple (torsion ou déformation non coaxiale). Le second est difficilement réalisable sur des roches très visqueuses comme nos échantillons naturels. Des expériences ont montré (Ganzhorn, 2013) qu'un glissement important peut se produire entre l'échantillon et les pistons de zircone, accommodant ainsi tout ou partie de la déformation en torsion. Il a donc été choisi, pour assurer la réalisation des expériences d'effectuer de la déformation en compression. La suite du chapitre détaille la méthode en compression et n'aborde que très brièvement la déformation en torsion.

2. L'outil expérimental

a. Presse Paterson

Les expériences de déformation ont été réalisées avec une presse « Paterson » (1970, Australian Scientific Instruments) qui est un autoclave à gaz, à chauffage interne équipé de 2 modules de déformation (compression et torsion) couplés à des cellules de mesures de forces (*figure V-2*).

L'enceinte haute pression monobloc est pressurisée à l'argon (gaz inerte) et peut atteindre une pression de confinement maximale de 7 kbar (700 MPa). La température est produite par un four Molybdène à trois enroulements qui permet d'atteindre des températures jusqu'à 1400°C avec une zone isotherme d'environ 35 mm (±2°C, à calibrer avant les expériences). La température est lue à l'aide d'un thermocouple (de type K : couple Ni-Cr et Ni-Al) au contact quasi immédiat (~3mm) de l'échantillon de roche.

Le module de déformation en compression (Paterson, 1990) est constitué d'un piston à moteur axial situé sous l'autoclave connecté à un piston de transmission. Le second module, de déformation en torsion (Paterson et Olgaard, 2000) est équipé d'un moteur appliquant une torsion par engrenage sur la partie supérieure de la colonne alors que la moitié inférieure est fixe.

Deux cellules de mesures permettent de suivre l'expérience en temps réel. La cellule de mesure interne permet de lire la force axiale N (en compression) ou le moment N.m (en torsion) appliqué à l'échantillon. La cellule externe, située sous l'autoclave, permet de mesurer le déplacement de l'échantillon (et donc la déformation) ainsi que la force appliquée par le moteur. La différence de force mesurée entre la cellule externe et interne correspond aux frottements des joints (qui permettent l'étanchéité de la presse). La cellule externe permet donc surtout d'évaluer la résistance des joints et ainsi de contrôler le bon déroulement de l'expérience.

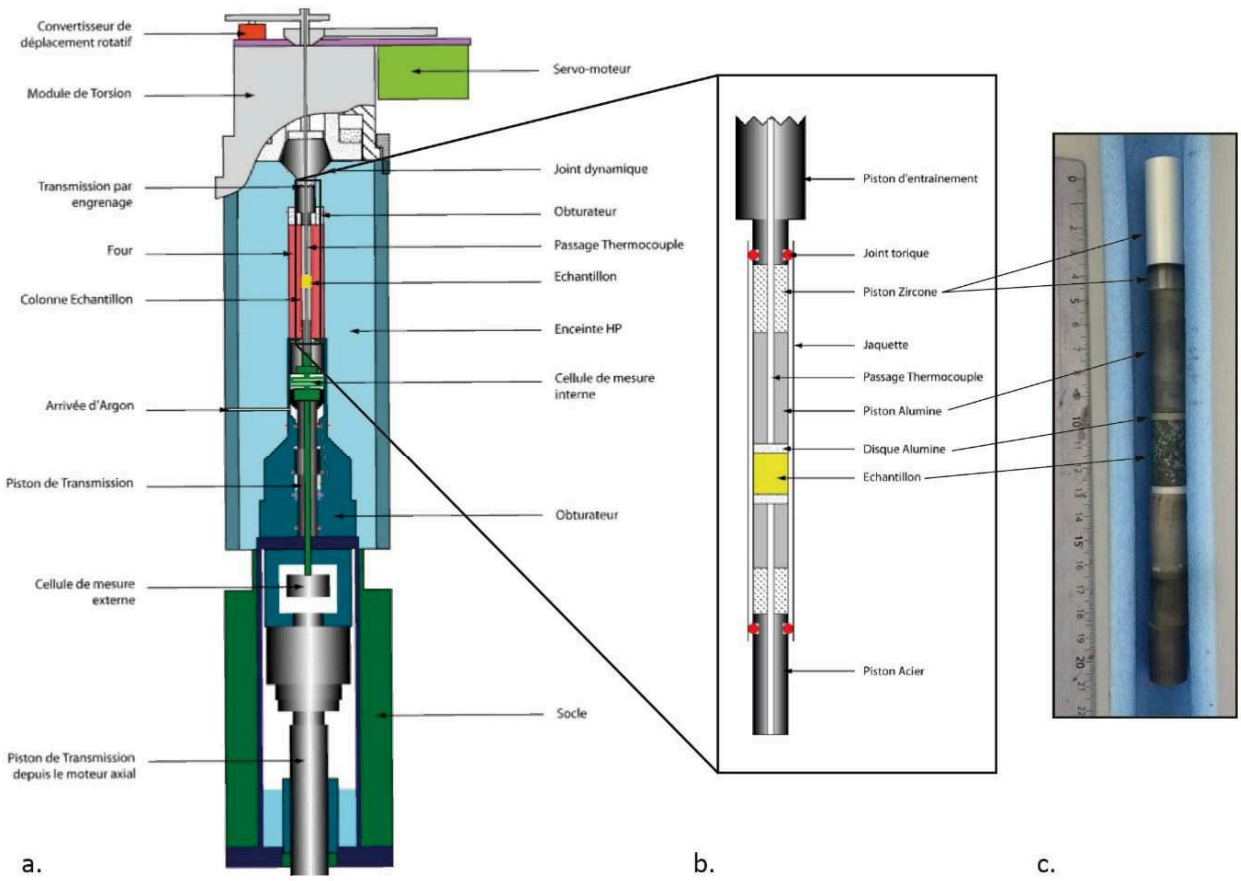


Figure V-2 : (a) Schéma synthétique d'une presse Paterson équipée pour une déformation en torsion (partie haute en moins e compression). (b) Schéma d'une colonne-échantillon montée. (c) Photo d'une colonne-échantillon non montée (sans chemise métallique et pistons) (Champallier, 2005).

b. Limites expérimentales

Dans le cas de la déformation coaxiale, le module de compression permet d'appliquer une force comprise entre 10^2 et 10^5 N et celle-ci peut être lue par la cellule interne avec une résolution de 10 N.

La vitesse de déformation qui peut être appliquée est comprise entre 10^{-2} et 10^{-7} s^{-1}, ce qui limite la gamme théorique de viscosité entre $10^{7,3}$ et $10^{15,8}$ Pa.s en optimisant au maximum le diamètre de l'échantillon. Dans la pratique la gamme de travail se situe plutôt entre 10^9 et 10^{14} Pa.s.

La résolution du déplacement de l'échantillon (qui permet d'obtenir ensuite le taux de raccourcissement) est de 1µm.

3. Avant l'expérience

a. Préparation de l'échantillon et de la colonne

Les carottes utilisées pour les expériences ont été réalisées dans des échantillons prélevés sur le terrain, elles ont été faites de façon à être les plus représentatives de chaque lithologie. Si plusieurs expériences ont été menées sur une même lithologie alors les 2 carottes utilisées ont été prélevées sur le même échantillon. Cependant même dans ce cas la variation pétrologique n'est pas négligeable

au vu de la taille relativement importante de certains minéraux (grenat notamment) par rapport à la taille de la carotte.

Les carottes ont été réalisées, dans la mesure du possible, perpendiculairement aux plans de schistosité ou de foliation, et donc dans l'axe supposé de la contrainte principale (en cisaillement pur) subie par les roches lors de la déformation au Carbonifère et Permien.

Les carottes réalisées font 14,9 mm de diamètre et leur longueur est variable mais ne dépasse pas 33 mm. Leurs faces sont parfaitement rectifiées et polies à l'aide d'un tour et d'un outil diamanté pour être strictement parallèles et orthogonales à l'axe de la colonne. La colonne « porte échantillon » est formée de ces carottes encadrées de 2 disques fins en alumine non réutilisables (environ 3 mm d'épaisseur), de 2 cylindres d'alumine ainsi que de 2 (ou plus) cylindres de zircone. Ces cylindres, qui font office de pistons, sont troués afin de permettre le passage d'un thermocouple qui mesurera la température à 3 mm de l'échantillon. Ces pistons et ces disques sont plus résistants que la roche et assurent la transmission des contraintes à l'échantillon sans accommoder la déformation. L'ensemble de la colonne doit faire moins de 203 mm de long est dans l'idéal plus de 185 mm pour les déformations en compression.

L'assemblage ainsi formé est inséré dans une chemise en métal (ici en fer, métal le plus approprié pour les températures envisagées) dont la taille varie en fonction de la taille de la colonne et le diamètre interne est de 15 mm. Elle sert à la fois à maintenir l'assemblage mais également à rendre l'ensemble étanche car celle-ci est soumise à la fois à la pression argon (de 300 MPa ici) sur sa paroi extérieure et seulement à la pression atmosphérique à l'intérieur au niveau du passage du thermocouple. Viennent ensuite s'ajouter des pistons en acier et des joints toriques à chaque extrémité de la chemise, dans laquelle ils s'insèrent d'environ 20 mm, qui permettent de rendre l'ensemble complétement hermétique dès qu'ils sont soumis à la pression gazeuse.

Les chemises en fer sont utilisées pour les expériences à haute température. Ce type de chemise à pour inconvénients d'être réactif vis-à-vis des liquides silicatés et d'avoir une influence mécanique importante pour les roches très peu visqueuses, ce qui dans les deux cas ne pose pas de problème dans le cadre de notre étude car les roches utilisées ont une viscosité importante et n'atteignent jamais une fusion partielle importante aux conditions des expériences.

La réalisation de carotte de diamètre plus petit (12 mm) était possible, elle aurait pu permettre de maximiser la contrainte appliquée. Cependant au vu de la taille des grains et de la difficulté à réaliser des carottes parfaitement polies dans des échantillons naturels, le diamètre de 14,9 mm s'est avéré être le plus judicieux.

b. Calibration

Avant toute série d'expériences à une même température, la presse Paterson doit être calibrée en température afin de déterminer les réglages des résistances du four qui permettent d'avoir une zone dans la colonne, la plus étendue possible, où la température choisie est stable (zone isotherme ±2°C appelée « plateau »). Cela va en effet déterminer la position de l'échantillon dans la colonne. Pour cela on monte une colonne à cylindres de zircone et d'alumine, tous troués, et on mesure la gamme de température à l'intérieur de la colonne pour plusieurs réglages différents, en laissant le temps au four de s'équilibrer entre chaque réglage (environ 15 minutes), jusqu'à trouver celui qui permet d'avoir une zone isotherme la plus étendue possible.

4. Pendant l'expérience

a. Déroulement

Une fois la colonne à échantillon montée et placée à l'intérieur de l'autoclave la mise en pression peut commencer. Elle dure environ 30 minutes et se fait à l'aide de deux compresseurs : le premier est un piston à air comprimé qui permet d'atteindre 100 MPa, le second, qui fonctionne par pression d'huile, prend ensuite le relais jusqu'à environ 250 MPa (la pression utilisée pendant les expériences étant de 300 MPa). La mise en température se fait ensuite en augmentant les résistances du four progressivement pendant environ 1h jusqu'à la température voulue (ici 850 °C) et avec les réglages déterminés pendant la calibration. La pression supplémentaire engendrée par la montée en température suffit généralement à atteindre les 300 MPa recherchés, sinon le piston à pression d'huile est actionné de nouveau pendant quelques minutes. Une fois les conditions voulues atteintes, 30 minutes sont laissées avant de débuter l'expérience afin d'obtenir une bonne homogénéité de la zone isotherme au sein de la colonne.

L'expérience peut ensuite débuter. Sa durée varie (ici entre 5 et 14h) en fonction des vitesses de déformation choisies et de la résistance et du taux de déformation que peut supporter l'échantillon. Dans tous les cas, en compression il n'est pas possible de dépasser 30% de déformation car au-delà la jaquette déformée serait en contact avec les parois de l'autoclave. La contrainte appliquée, le raccourcissement de l'échantillon, la pression et la température sont enregistrés en continu pendant l'expérience et peuvent être suivis en temps réel sur un ordinateur.

b. Type d'expérience

Deux types d'expériences ont été réalisés pendant cette étude. Ils ont été choisis en fonction de la difficulté à déformer la roche.

Le premier type d'expérience consiste à déformer un même échantillon par palier de vitesse : plusieurs vitesses sont appliquées successivement, en général de la plus lente à la plus rapide ; l'échantillon est relaxé entre chaque vitesse. Concrètement on applique une première vitesse et on attend, on lit la réponse de l'échantillon, on regarde la contrainte appliquée et on attend qu'elle atteigne son plateau, son état d'équilibre, c'est-à-dire le moment où la roche se déforme de manière plastique en continu (théoriquement). Puis, une fois ce plateau atteint et stabilisé, on relâche la force appliquée à l'échantillon et on recommence avec une seconde vitesse (cette étape n'a pas toujours été faite par manque de temps).

L'avantage de ce type d'expérience est qu'il permet de déterminer le comportement rhéologique de la roche en une seule expérience et avec un seul échantillon, ce qui était notre objectif principal ici. L'inconvénient principal est que l'étude des microstructures développées est restreinte car elles sont le résultat de la somme des vitesses de déformation appliquées et il ne sera donc pas possible de déterminer l'influence d'une seule vitesse. Une autre possibilité aurait été d'effectuer une seule vitesse de déformation par expérience et par échantillon mais cela aurait été au moins trois fois plus chronophage et aurait demandé beaucoup plus d'échantillons, qui plus est homogènes, ce qui est impossible à réaliser avec des roches naturelles.

Le second type d'expérience réalisé est tout simplement qu'au lieu de fixer la vitesse de déformation, on fixe la force que doit subir l'échantillon. Et on fait ça plusieurs fois successivement sur un même échantillon pendant une seule expérience également. Dans ce cas-si on laisse le moteur de

compression se stabiliser et trouver la vitesse constante nécessaire pour appliquer la force choisie. On obtient alors un couple de mesure contrainte-vitesse de déformation pour chaque force choisie ce qui permet d'obtenir une loi rhéologique. L'intérêt de ce genre d'expérience se retrouve surtout pour les échantillons difficiles à déformer plastiquement aux vitesses contraintes par la presse Paterson (par exemple les roches mafiques). Son inconvénient est par contre qu'il ne permet pas d'obtenir de rhéogramme. Seulement une expérience de ce type a été réalisée : PP596 sur un échantillon de « calcsilicates » (site d'échantillonage 74).

5. Après l'expérience

Les échantillons de roche utilisés lors des expériences sont cylindriques, leur diamètre est noté *d,* leur hauteur *h* et leur surface *S (figure V-3)*. Dans la presse Paterson, l'échantillon est soumis à une pression de confinement P_{conf} et à une force *F* exercée perpendiculairement à sa surface par le module de compression qui va à une vitesse $\dot{\varepsilon}$. Tous ces paramètres sont connus.

Cette sous-partie présente les relations mathématiques (Paterson, 1990 ; Richet et Bottinga, 1995) qui permettent, à partir de ces paramètres connus, de calculer les inconnus nécessaires à l'exploitation des données.

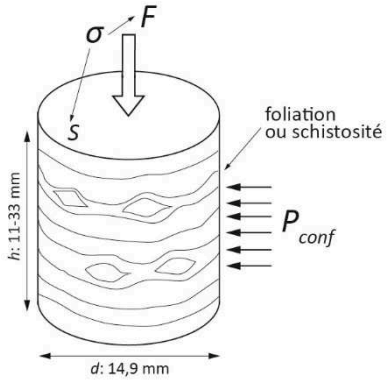


Figure V-3 : Schéma d'un échantillon

a. Correction de l'effet de la chemise

Il faut dans un premier temps corriger la force mesurée de la force exercée par la jaquette en fer elle est différente pour chaque vitesse de déformation. On fait l'hypothèse que sa déformation se situe dans le domaine de la Loi de Fluage (« Power-law creep » ; Frost et Ashby, 1982).

Elle se calcule avec :

$$Fcorr = \pi\sigma \times (Rext^2 - Rint^2)$$ en N Eq.1

Où Rext et Rint sont respectivement les rayons externe et interne de la jaquette en fer. Le paramètre σ se calcule à l'aide de la relation suivant une loi d'Arrhénius (1889):

$$\dot{\varepsilon} = A\sigma^n \exp(\frac{-Q}{RT})$$ en s^{-1} Eq.2

Et donc $$\sigma = \frac{\dot{\varepsilon}}{A\exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)}^{1/n}$$ Eq. 3

Avec R, constante des gaz parfaits, T la température (en K) et Q l'énergie d'activation (J/mole). A et n sont des constantes obtenues grâce aux lois rhéologiques du fer α para (Frost et Ashby, 1982).
Ici : A = $7{,}0 \times 10^{13}$
n = 6,9

b. Relations mathématiques en déformation compressive

- Taux et vitesse de déformation

La presse Paterson donne en temps réel (*t*) la position de l'échantillon. Il est donc possible de calculer son taux de raccourcissement (taux de déformation) *ε* en temps réel et donc de remonter à la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$:

$$\varepsilon = \frac{dh}{h} \qquad \text{Eq. 4}$$

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\varepsilon}{dt} \quad \text{en } s^{-1} \qquad \text{Eq. 5}$$

- Contrainte et viscosité

La force *F* subie par l'échantillon est indiquée en temps réel. En connaissant la surface *S* de la carotte il est possible de calculer la contrainte *σ* qu'elle subit par la formule simple suivante :

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad \text{en Pa} \qquad \text{Eq. 6}$$

La surface *S* varie pendant les déformations coaxiales puisque l'échantillon peut prendre la forme d'un tonneau avec une surface au centre plus importante que celles à chaque extrémité. Cet effet est négligé dans le calcul de la contrainte car compliqué à quantifier.

L'exposant *n* de contrainte est déterminé de manière graphique, il correspond à la pente de la droite dans un diagramme log $\dot{\varepsilon}$ vs log *σ* :

$$n = \frac{d \ln\dot{\varepsilon}}{d \ln\sigma} \qquad \text{Eq. 7}$$

La viscosité apparente d'une roche en compression η_{comp} se calcule de la manière suivante :

$$\eta_{comp} = \frac{\sigma}{\dot{\varepsilon}} \qquad \text{en Pa.s} \qquad \text{Eq. 8}$$

Elle représente la viscosité de la roche à un seul pas de temps, à une contrainte σ et à une vitesse $\dot{\varepsilon}$. C'est pour cela qu'elle est dite « apparente » pour la distinguer de la viscosité dynamique, indépendante de la vitesse de déformation, des fluides newtoniens. Elle s'utilise donc pour les fluides non-newtoniens car leur viscosité varie avec la vitesse de déformation. En pratique on prend la viscosité du plateau (suppose une viscosité constante) de déformation plastique ou la viscosité correspondant à la contrainte la plus importante en cas d'amollissement ou de durcissement.

On normalise ensuite la viscosité apparente en compression en viscosité de cisaillement (« shear viscosity »), qui est celle couramment utilisée, avec la formule suivante :

$$\eta = \frac{\eta_{comp}}{3} \qquad \text{en Pa.s} \qquad \text{Eq. 9}$$

c. Sources d'erreur possibles

Plusieurs facteurs peuvent affecter la précision des résultats : facteurs intrinsèques à la machine, à la colonne-échantillon, facteur humain etc. Voici les trois plus importants :

(1) Le premier facteur est la limite de précision des cellules de mesure utilisées. La précision estimée par le constructeur est de 10 N pour la cellule de mesure des déformations en compression. Cette précision est fixe ; c'est pourquoi la mesure est d'autant plus précise que la contrainte est forte. Ainsi ce premier facteur affecte surtout les échantillons les moins visqueux. Pendant les expériences réalisée le seuil plastique atteint le plus bas (pour la contrainte la plus faible, expérience PP592) a été atteint à environ 2 MPa. Pour cette mesure la précision estimée de 10 N ne représente que 0,0005% de la mesure.

(2) Le second concerne l'effet de la chemise métallique. La majorité de son effet est corrigé par calcul comme décrit ci-dessus. Cependant la correction réalisée considère la chemise comme un cylindre parfait d'épaisseur constante. Hors, pendant la déformation son épaisseur et son diamètre varient ce qui peut induire une contribution plus ou moins importante sur la mesure.
L'aspect purement mécanique de la chemise peut également induire une erreur, d'autant plus importante que la viscosité est faible. Dans le cadre de notre travail les viscosités de travail sont hautes et la contribution mécanique de la chemise ne participe que très faiblement à l'erreur sur la mesure.
Champallier (2005) a estimé l'erreur liée à la chemise sur la viscosité pour une expérience à 500°C à une vitesse de 6×10^{-4} s^{-1}. Elle était alors de ±0,17 log Pa.s. ($10^{10,47}$ et $10^{10,18}$ au lieu de $10^{10,35}$).

(3) Le troisième facteur est la régularité du plateau. Au court de sa déformation plastique, l'échantillon est théoriquement sensé se déformer de manière constante (résistance qui varie peu). Hors en pratique, le plateau est souvent très irrégulier ou jamais atteint car l'échantillon s'amollit ou se durcit. Il est donc difficile de « choisir » sur quelle contrainte baser le calcul de viscosité apparente. Il a donc été choisi de prendre toujours la contrainte maximale atteinte par l'échantillon.

En plus de ces trois facteurs de nombreuses imprécisions secondaires existent, elles concernent : les dimensions de l'échantillon, l'estimation de la vitesse de déformation, la calibration du four etc. Leurs effets sont cependant très négligeables par rapport à ceux décrit ci-dessous.

d. Préparation des échantillons et observation des microstructures

Après l'expérience, la colonne est extraite de la presse puis démontée de manière à garder seulement l'échantillon avec les 2 disques d'alumine de 3 mm (mais toujours à l'intérieur de la chemise). La déformation de la chemise permet de deviner les structures qui se sont formées dans l'échantillon. L'échantillon est ainsi pris en photo sur tout son tour puis scié en deux en section X(ouY)-Z (toujours avec la chemise) de manière à pouvoir observer les microstructures développées. Il est ensuite monté sur section polie et observé au Microscope Electronique à Balayage (MEB).

II- Matériaux de départ

L'ensemble des échantillons de roches naturelles utilisés pour les expériences ont été prélevés dans le Val Strona di Omegna (*figure V-4*) : un échantillon de métabasite (site 69), 3 échantillons de marbres (sites 70, 73, 74), 2 échantillons de Stronalites (sites 71 et 77) ainsi qu'un échantillon de Kinzigites (site 78).

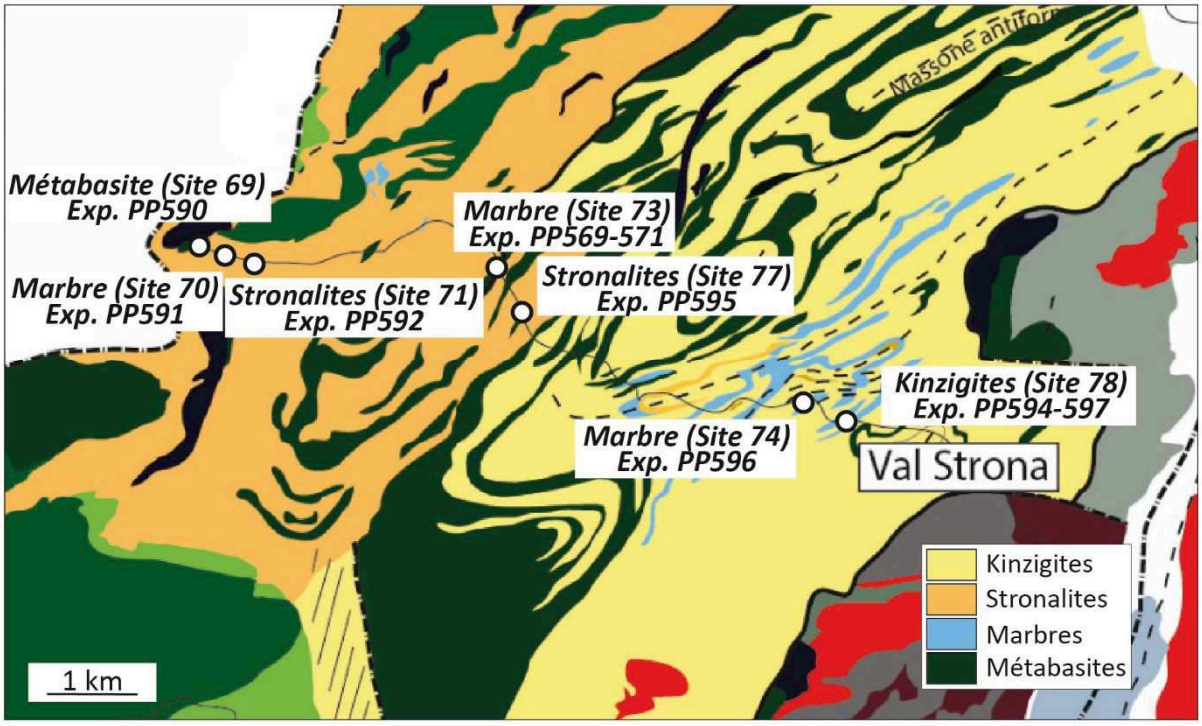


Figure V-4 : Sites d'échantillonnage des roches étudiées en presse Paterson , localisés dans le Val Strona di Omegna dans la Zone d'Ivrée.

Les photos des matériaux de départ ont été réalisées au MEB sur des lames minces effectuées dans les mêmes échantillons et dans la mesure du possible dans des plans XZ.
L'ensemble des échantillons sont marqués par une fabrique plano-linéaire à linéation peu marquée ($0<k<<1$).

1. Stronalites (sites 71 et 77)

Les Stronalites sont des gneiss granulitiques à texture granoblastique à granolépidoblastique et à fabrique planaire dominante. Les Stronalites du site 71 forment les métasédiments les plus profonds de la Zone d'Ivrée tandis que celles du site 77 se situent dans une zone de transition vers le faciès amphibolitique (e.g Redler et al., 2012).

Echantillon du site 71

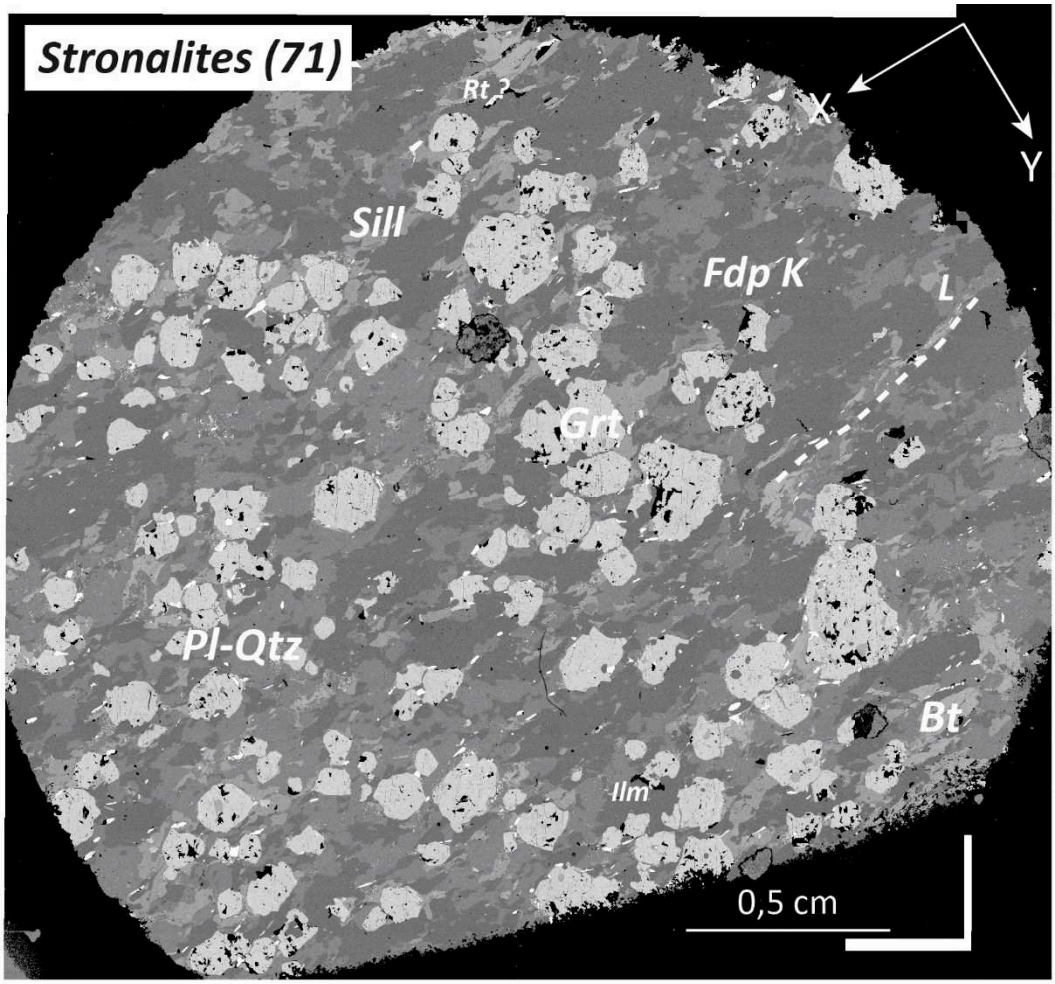


Figure V-5 : Image MEB d'une lame mince orientée en XY réalisée des Stronalites du site 71.

Les Stronalites du site 71 sont formées de grenat, feldspath-K, plagioclase, sillimanite et de rare biotite (*figure V- 5*). Les minéraux accessoires sont l'ilmenite et le rutile. Les grenats forment des grains de 2 à 3 mm de diamètre, non-allongés. La sillimanite est prismatique et souvent concentrée autour des grenats (observables surtout en section XZ). Les feldspaths-K sont allongés de taille variable jusqu'à 4 mm de long. Les plagioclases et les quartz sont plus petits, généralement inférieurs à 2 mm. On note le développement de sous-grains de manière très locale dans le quartz. Les biotites sont inférieures à 3 mm.

La texture de la roche est granoblastique et la linéation est (peu) marquée par l'orientation des feldspaths et du quartz. En section XZ la foliation est portée également par les feldspaths et le quartz. Aucune bande de cisaillement n'a été observée dans l'échantillon.

Echantillon du site 77

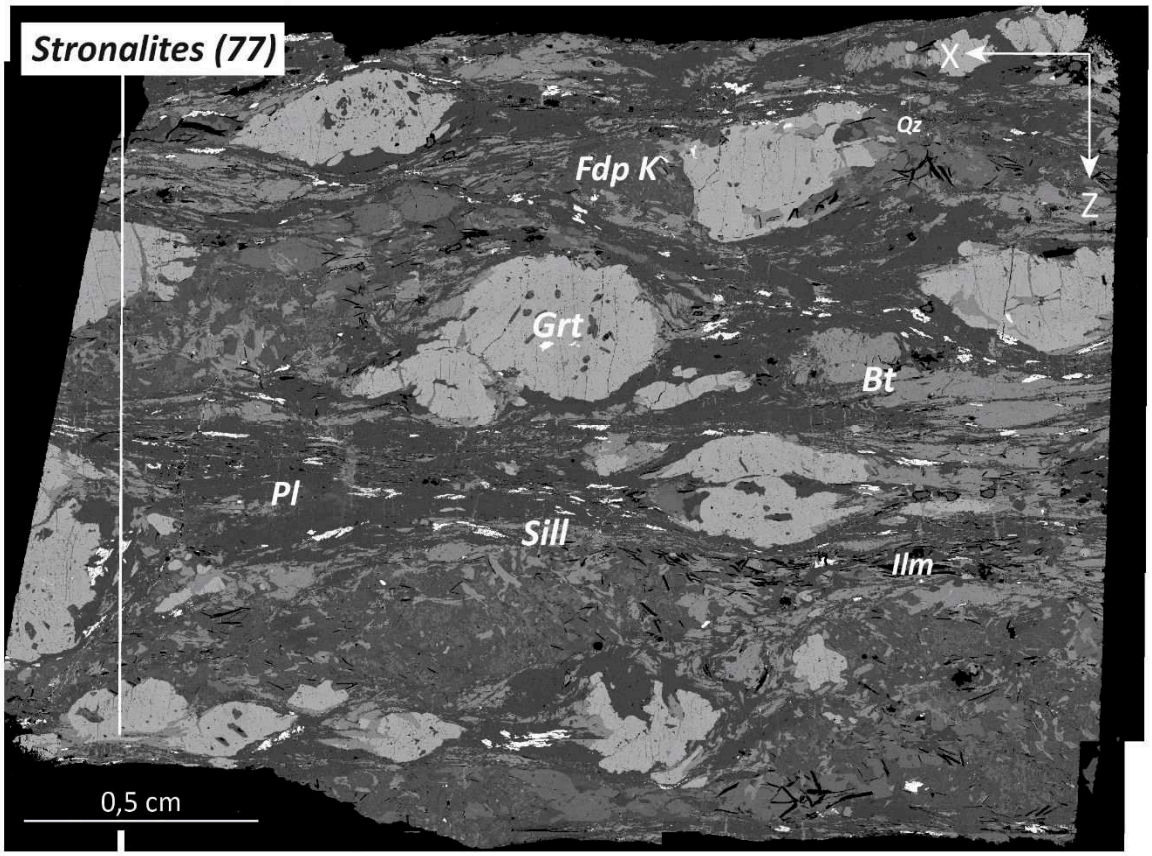


Figure V-6 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les Stronalites du site 77.

L'échantillon du site 77 est une métapélite formée de grenat, plagioclase, sillimanite, quartz et feldspath-K (*figure V- 6*). Les minéraux accessoires sont l'ilménite, le zircon et la monazite. Les grenats forment des porphyroblastes allongés de 4 à 8 mm de long et <0,5 cm d'épaisseur associé à des ombres de pression quarto-feldspathiques. La sillimanite peut-être fibrolitique ou prismatique. Les biotites forment des petits cristaux associés au quartz, plagioclase et à l'ilmenite (<0,5mm) et de gros grains (jusqu'à 0,6 cm). Il n'existe pas de litage compositionnel très développé.
Cet échantillon est caractérisé par une texture granolépidoblastique et une fabrique planaire S_1 très marquée portée notamment par la sillimanite et la biotite.

2. Kinzigites (site 78)

Les Kinzigites forment les roches de la croûte moyenne de la Zone d'Ivrée. Ce sont des micaschistes amphibolitiques.

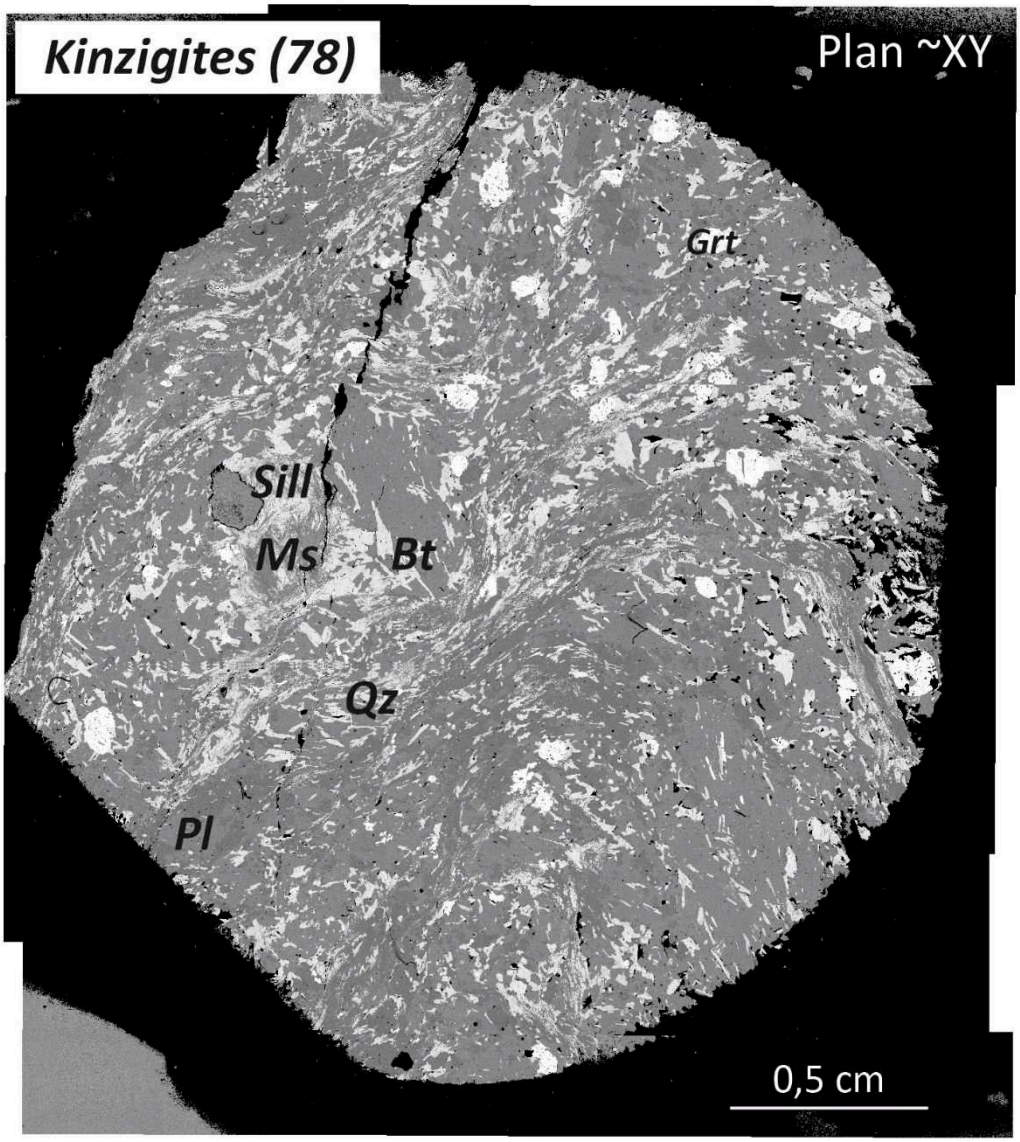


Figure V-7 : Image MEB d'une lame mince ~orientée en XY réalisée dans les Kinzigites du site 78

L'échantillon métapélitique est formé de biotite, plagioclase, sillimanite, quartz, muscovite et de grenat (*figure V- 7*). Les grenats sont petits (<2 mm) et peu abondants par rapport aux échantillons de Stronalites. La sillimanite est fibrolitique et associée en lits à la biotite. Cette dernière est très allongée est forme rarement des grains de plus de 0,5 mm de long. La muscovite est rare et forme des cristaux de taille importante (0,5-3 mm). Les lits quartzo-feldspathiques sont marqués par le développement local de sous-grains dans le quartz. Ils forment généralement des agrégats de grains allongés de 0,1 à 0,3 mm.

La texture de l'échantillon est lépidoblastique à litage compositionnel bien marqué.

3. Marbres (sites 70, 73 et 74)

Les marbres s'observent dans l'ensemble de la Zone d'Ivrée, depuis la croûte la plus profonde (site 70), jusqu'à la croûte moyenne (site 74). Leur déformation est détaillée dans le *Chapitre III – Partie I-4.*

Echantillon du site 70

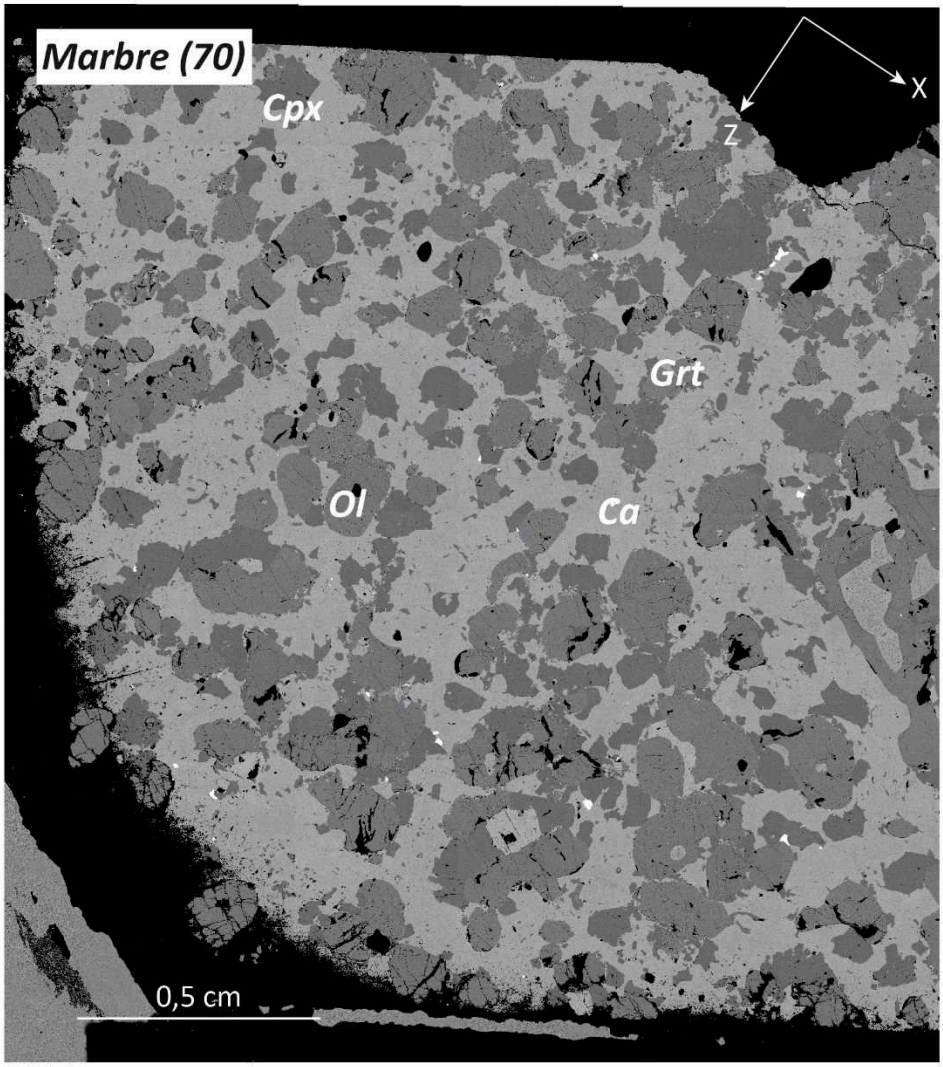


Figure V-8 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 70.

L'échantillon 70 est un marbre constitué de calcite, olivine, clinopyroxène et grenat (*figure V-8*). L'ilménite y est accessoire. L'olivine forme des grains de 0,5 à 2 mm de large. Les clinopyroxènes sont généralement plus petits, de 0,2 à 1 mm de large. Les grenats sont petits, 0,2-0,4 mm et de forme ronde. La matrice calcitique est formée de cristaux de taille très variable, de grains <0,1 mm à des cristaux de plus de 2 mm. Elle est marquée par des macles polysynthétiques très développées.
Toutes les phases minérales sont peu allongées et faiblement orientées dans la direction d'étirement NE-SW de la croûte.

Aucune structure localisante n'a été observée.

Echantillon du site 73

Les marbres du site 73 se situent dans la zone de cisaillement d'Anzola dans la partie supérieure des Stronalites (*figure V-4*).

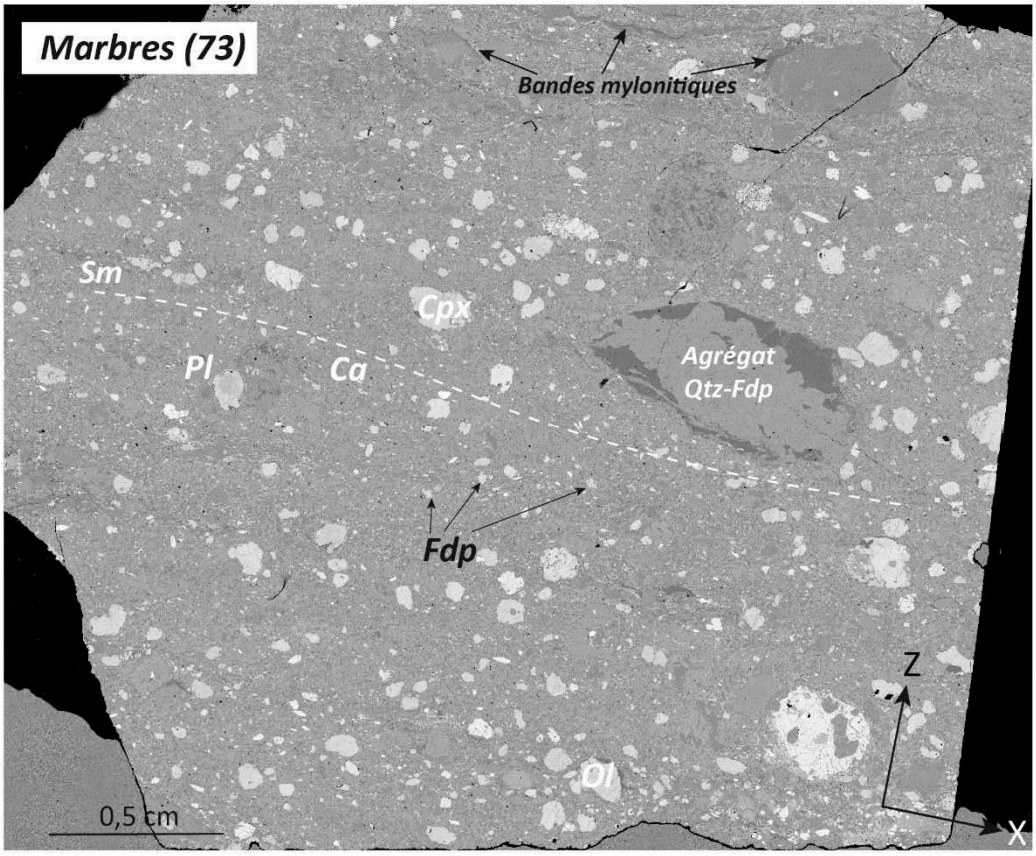


Figure V-9: Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 73.

L'échantillon de marbre du site 73 est marqué par une texture hétérogène (*figure V-9*). Il est formé d'une matrice essentiellement carbonatée composée de cristaux inférieurs à 50 µm. Les silicates qui composent également la matrice (feldspaths, pyroxènes) forment des cristaux de taille un peu plus grande mais inférieure à 100 µm. Les clastes sont essentiellement des pyroxènes et des olivines de 0,2 à 0,5 mm de large. Ils sont ronds ou légèrement allongés dans la direction d'étirement principale.
Des agrégats quartzo-feldspathiques de tailles variables (0,2 cm à 5 cm) sont également orientés dans la direction d'étirement NE-SW.

L'échantillon est également marqué par la présence de bandes mylonitiques très fines affectant seulement la matrice carbonatée. Elles sont subparallèles à la foliation.

Echantillon du site 74

Les marbres du site 74 sont parmi les moins profonds de la Zone d'Ivrée. Ils se situent dans la partie supérieure des Kinzigites (*figure V- 4*).

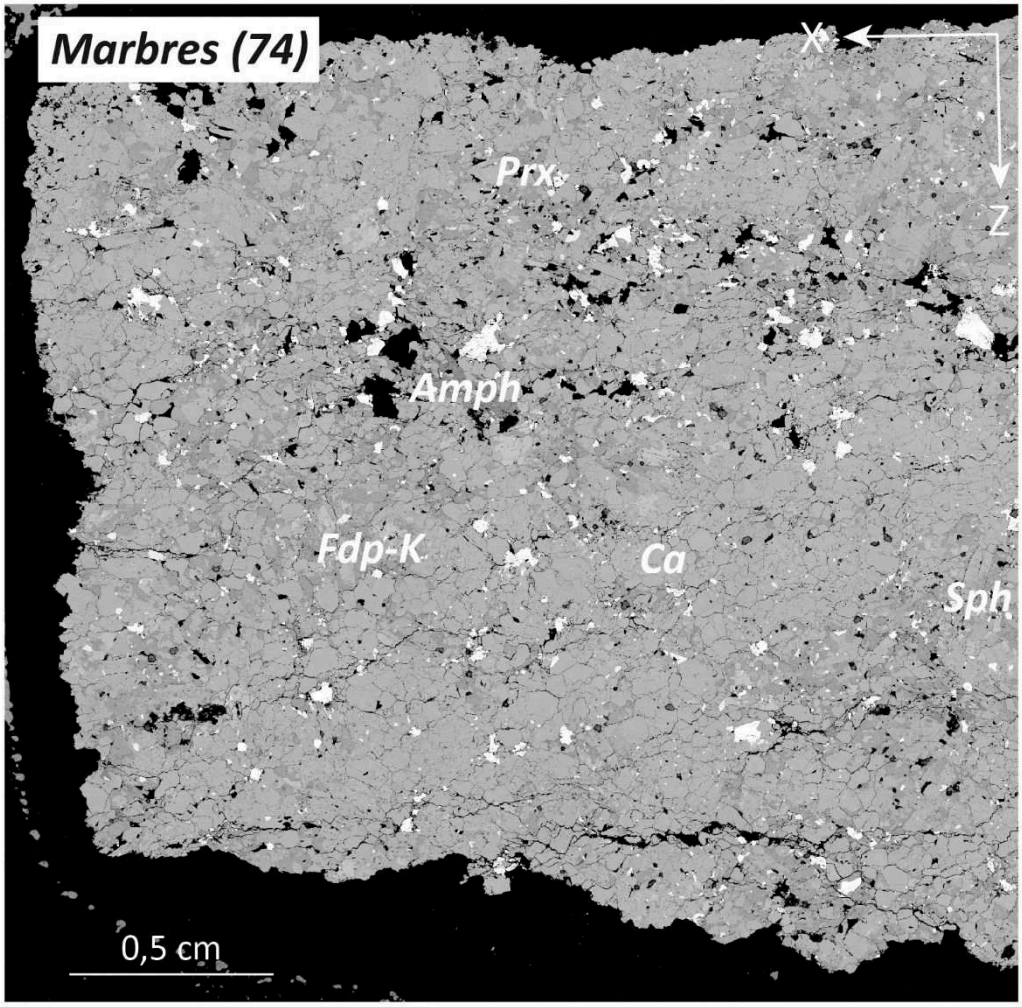


Figure V-10 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les marbres du site 74.

L'échantillon du site 74 est marqué par une lithologie beaucoup plus silicatée que les deux échantillons précédents. Il s'apparente plus à un méta-calcsilicate qu'à un méta-carbonate.
Il est formé de calcite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, pyroxènes, amphiboles et sphène.
Sur le terrain la roche présente un litage compositionnel centimétrique à décimétrique. En lame, ce litage n'est ainsi pas toujours présent.

La texture de la roche est relativement homogène (*figure V-10*) avec des tailles de grains généralement relativement similaires pour les différentes phases minérales. Les cristaux de calcite sont régulièrement plus grand (jusqu'à 2 mm). L'ensemble des phases minérales sont allongées dans la direction d'étirement de NE-SW. La calcite est marquée par des macles polysynthétiques très développées.

Il existe localement des bandes mylonitiques (cf. Chapitre III-Partie I-4).

4. Métabasites (site 69)

Les métabasites du site 69 sont les métabasites les plus profondes du Val Strona (*figure V-4*). Elles font partie du Gabbro de Campello Monti (cf. Chapitre IV- Partie I).

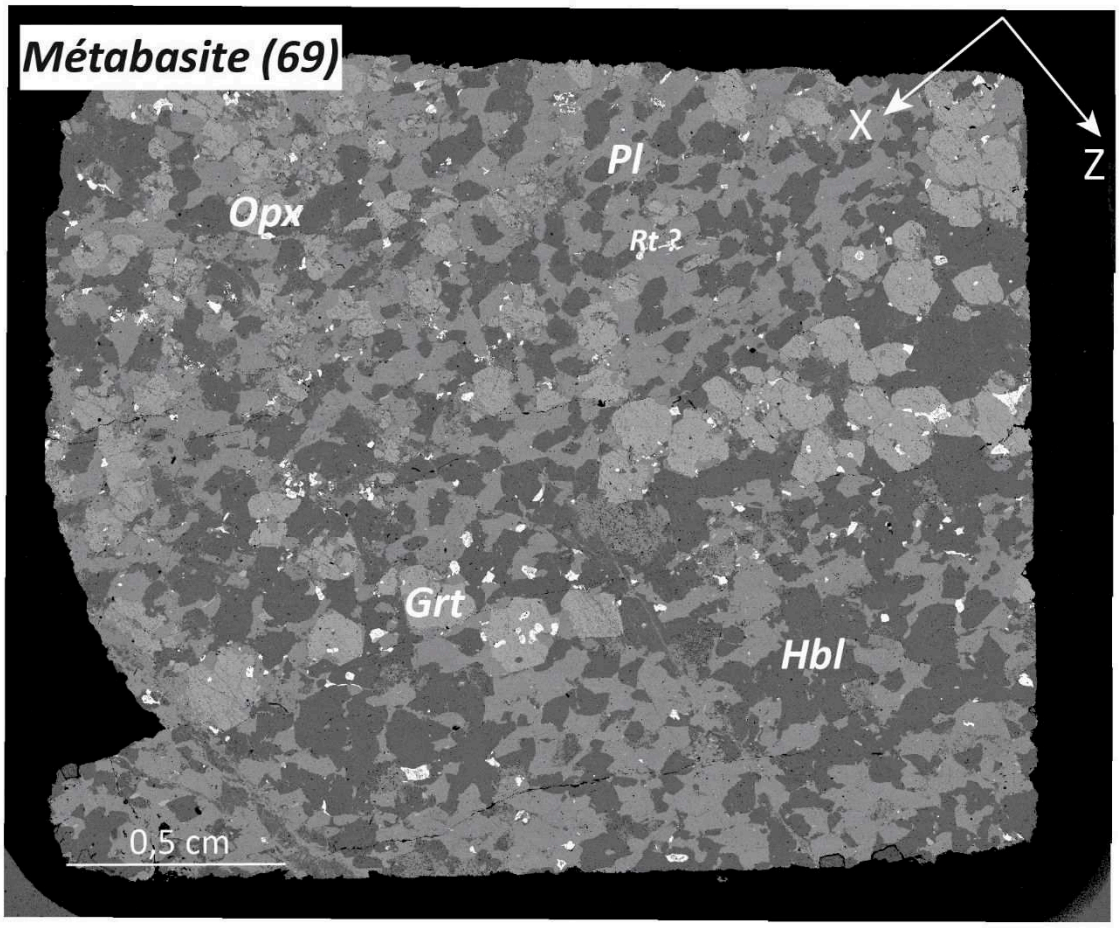


Figure V-11 : Image MEB d'une lame mince orientée en XZ réalisée dans les métabasites du site 69

L'échantillon de métabasite est formé de plagioclase, hornblende, orthopyroxène et grenat (*figure V-11)*. Le rutile y est accessoire. Les grenats constituent des grains de forme arrondie de 0,2 mm à 3 cm de diamètre. Les amphiboles et les plagioclases forment des grains plus petits, de 50 à 300 µm pour les amphiboles et de 100 à 300 µm pour les plagioclases. Les seconds sont en moyenne plus grands que les premières. Ils forment des grains allongés et orientés dans la direction d'étirement NE-SW. Les orthopyroxènes sont très fracturés et forment des grains de taille très variable.

Aucune structure localisante n'a été observée dans cet échantillon.

III- Rhéologie

L'étude rhéologique des roches de la Zone d'Ivrée porte sur 11 expériences (dont 3 inabouties) :

- 4 expériences sur les Stronalites : **PP570, PP593** (inaboutie) et **PP595** (échantillons du site 77), **PP592** (échantillon site 71)
- 2 expériences sur les Kinzigites : **PP594** et **PP597** (échantillons du site 78)
- 4 expériences sur les marbres : **PP569** (inaboutie) et **PP571** (échantillons du site 73), **PP591** (échantillon du site 71) et **PP596** (échantillon du site 74).
- 1 expérience sur les métabasites : **PP590** (inaboutie, échantillon du site 69)

L'étude étant réalisée sur des roches naturelles pré-structurées, la rhéologie des échantillons ne sera pas associée seulement à leur lithologie mais également (et en grande partie) aux structures préexistantes ce qui rend l'interprétation des graphes d'évolution de la contrainte différentielle avec la déformation plus complexe.

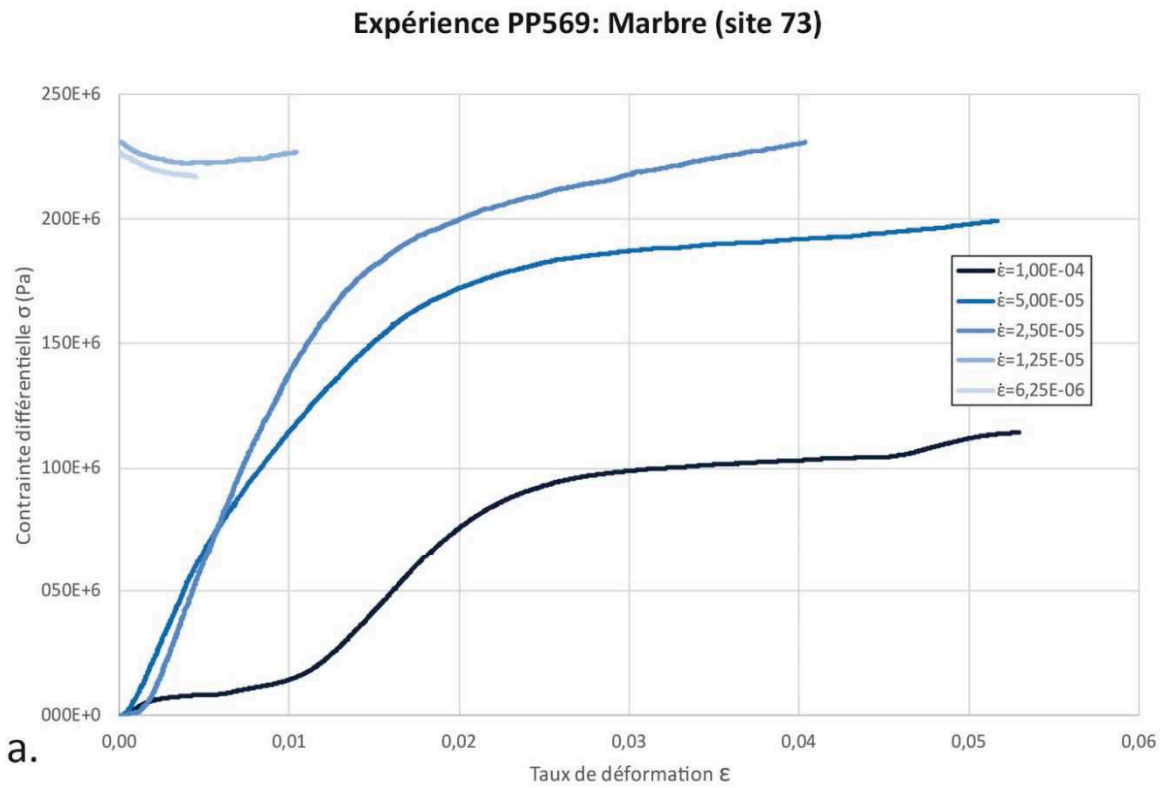
1. Première expérience PP569 et ajustements

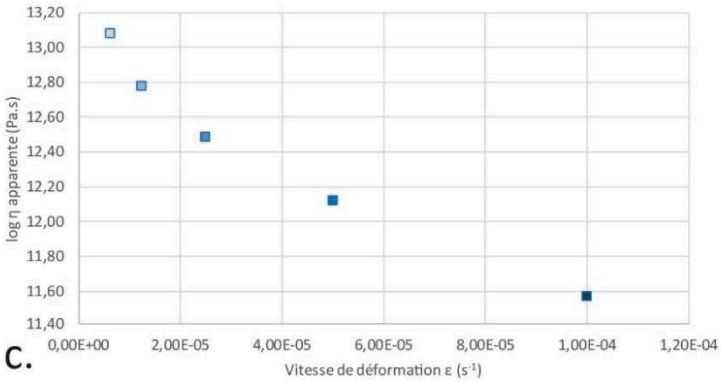
La première expérience **PP569** a été effectuée sur un échantillon de **marbre (site 73)**. Ce premier échantillon a été d'abord déformé à $\dot{\varepsilon}=1.10^{-4}$ s^{-1}. Cette vitesse paraissait être raisonnable pour effectuer de la déformation ductile sur un marbre à ces conditions P-T (300 MPa – 850°C ; e.g Rutter et al., 1995 ; Barnhoorn et al., 2004 ; Austin et al., 2014).

L'évolution de la contrainte différentielle σ avec la déformation ε à cette vitesse (*figure V-12a*) montre un comportement inattendu. Le graphe montre d'abord une augmentation progressive puis semble atteindre un premier plateau très rapidement (à σ≈ 10 MPa et ε≈0,005). Cette première phase semble beaucoup trop courte pour correspondre aux déformations élastique puis plastique de l'échantillon. Le graphe montre ensuite une nouvelle augmentation avec une pente plus forte jusqu'à ~2,5% de déformation. Cette augmentation pourrait être associée à un durcissement de l'échantillon ou à la vraie phase de déformation élastique. Il semble ensuite atteindre un plateau, qui correspond en réalité à une augmentation (durcissement ?) très lente de la contrainte différentielle. Autour de 4,5% de déformation la courbe montre un point d'inflexion avec une augmentation brutale de la pente synonyme de durcissement important de l'échantillon.

Devant l'augmentation permanente de la contrainte, la durée de l'expérience, et la rupture annoncée de l'échantillon il a été choisi de relâcher la contrainte et de diminuer par 2 la vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}=5.10^{-5}$ s^{-1}). Il a été fait de même successivement à 3 reprises ($\dot{\varepsilon}=2,5.10^{-5}$ s^{-1}, $\dot{\varepsilon}=1,25.10^{-5}$ s^{-1}, $\dot{\varepsilon}=6,25.10^{-6}$ s^{-1}). Avant l'application des 2 dernières vitesses la contrainte n'a pas été relâchée, c'est donc pour cela qu'il n'y a pas de déformation élastique associée aux 2 courbes $\dot{\varepsilon}=1,25.10^{-5}$ s^{-1} et $\dot{\varepsilon}=6,25.10^{-6}$ s^{-1}.

Les courbes des vitesses $\dot{\varepsilon}=5.10^{-5}$ s^{-1}et $\dot{\varepsilon}=2,5.10^{-5}$ s^{-1} présentent une première phase d'augmentation rapide de la contrainte jusqu'à environ 2% de déformation et σ≈ 175 et 200 MPa qui correspond à la déformation élastique puis une phase de déformation plastique caractérisée par un durcissement. Les courbes des vitesses les plus lentes ($\dot{\varepsilon}=1,25.10^{-5}$ s^{-1}, $\dot{\varepsilon}=6,25.10^{-6}$ s^{-1}) présentent une déformation plastique caractérisée par une diminution de la contrainte synonyme d'amollissement de l'échantillon. Aucune des vitesses n'a permis d'atteindre un plateau.





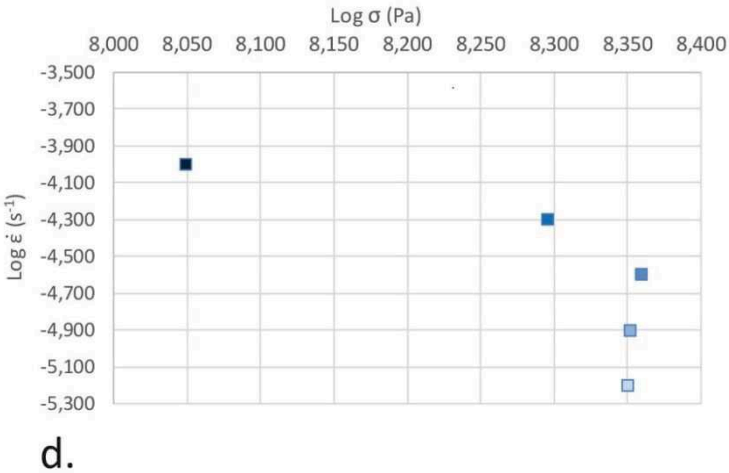


Figure V-12 : Expérience PP569 .(a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

Le diagramme du log de la viscosité apparente η en fonction de la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-12c*) montre une baisse de la viscosité apparente avec l'augmentation de la vitesse, caractérisée par une baisse de presque 2 ordres de grandeur entre les 2 vitesses les plus extrêmes.

La dispersion des mesures dans le diagramme log $\dot{\varepsilon}$ en fonction de log σ (*figure V-12d*) ne permet pas de calculer un exposant des contraintes et donc d'en vérifier une loi rhéologique.

Nous pensons que la première vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$=1.10^{-4} s^{-1}) était probablement trop rapide et que l'échantillon s'est fracturé et ainsi que les différentes phases d'augmentation de contrainte correspondent à des phases de « colmatage » des micro-fractures et ne sont donc en rien significatives d'un comportement rhéologique associé à de la déformation ductile. De plus le taux de déformation calculé à partir de la longueur finale de l'échantillon (~23,6%) est plus élevé que le total de déformation accumulée pendant l'expérience (~10%), ce qui suggère que soit que la position de l'échantillon dans la presse est mal calibrée (ce qui n'a pas l'air d'être le cas), soit qu'effectivement l'échantillon s'est bien fracturé à plusieurs reprises.

Au vu du « raté » de cette première vitesse il est également incohérent de chercher à interpréter les courbes d'évolution de la contrainte différentielle des vitesses suivantes et les structures développées, c'est pourquoi nous n'avons pas observé cet échantillon au MEB après l'expérience, et une nouvelle expérience sur un autre échantillon du marbre du site 73 a été effectuée.

Il a été décidé de baisser drastiquement les vitesses afin d'éviter le développement de fractures qui biaisent complètement l'interprétation des courbes d'évolution de σ en fonction de ε. Cela a eu par contre pour conséquences de rendre les expériences beaucoup plus longues.

2. Stronalites

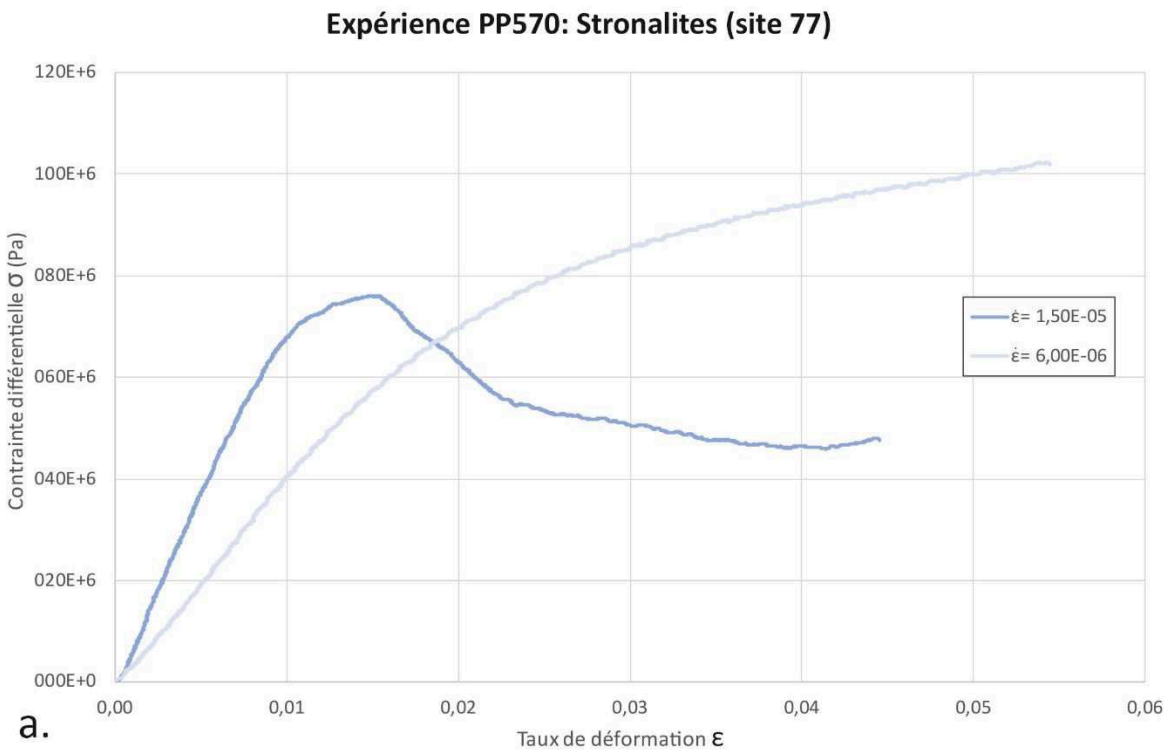
Les Stronalites ont fait l'objet de 4 expériences dont 3 sur des échantillons du même site (77) et 1 sur un échantillon du site 71.

a. PP570, PP593 et PP595 : échantillons du site 77

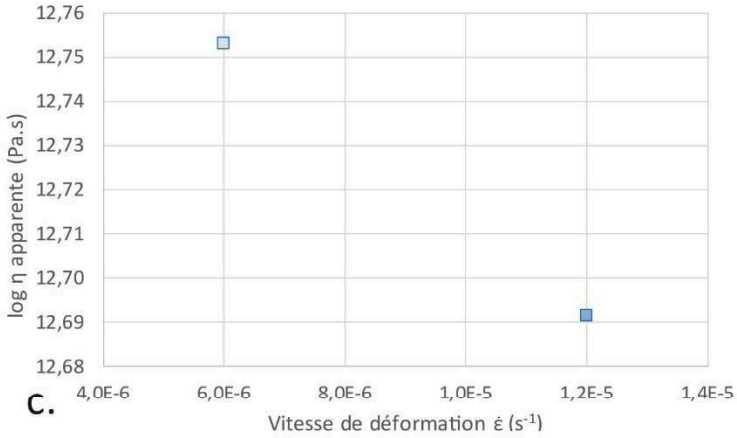
La première expérience réalisée sur les roches du site 77, **PP570,** n'a permis d'obtenir que 2 courbes d'évolution de σ, la deuxième expérience **PP593** n'a pas aboutie car l'échantillon a cassé dès la première vitesse de déformation appliquée (il n'est pas décrit). **PP595**, la dernière expérience effectuée n'a également permis d'obtenir que 2 courbes.

Expérience PP570

La première vitesse de déformation appliquée pendant cette expérience est $\dot{\varepsilon}$=6.10^{-6} s^{-1}. La courbe associée à cette vitesse (*figure V-13a*) présente une augmentation rapide de la contrainte jusqu'à environ 2% de déformation et σ≈ 70 MPa, traduisant la déformation élastique de l'échantillon, avant un changement de pente (très) lent et une augmentation lente et constante de la contrainte traduisant un seuil plastique très long ou un durcissement de l'échantillon. Dans tous les cas la constance de l'augmentation laisse penser que la déformation de l'échantillon est homogène. A 5,5% de déformation et σ≈ 100 MPa l'expérience a été arrêtée car trop chronophage et la contrainte a été relâchée.



b.



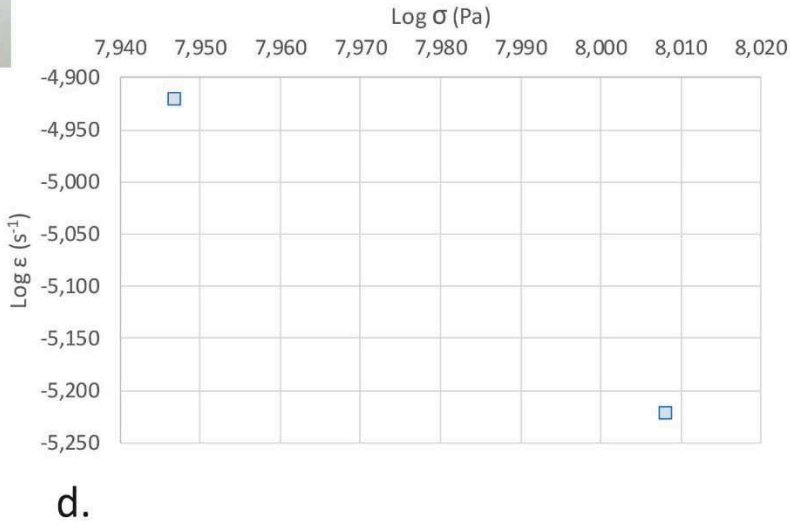


Figure V-13 : Expérience PP570 .(a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

Une seconde vitesse, deux fois plus rapide, $\dot{\varepsilon}$=1,2.10^{-5} s^{-1}, a été appliquée ensuite (le lendemain). La courbe correspondante (*figure V-13a*) présente une phase de déformation élastique plus rapide qui atteint un point d'inflexion autour de 1% de déformation à une contrainte plus basse (σ≈ 75 MPa). Cette phase est suivie d'une augmentation de la contrainte plus lente jusqu'à 1,5% de déformation puis par une diminution drastique de la contrainte traduisant un adoucissement probablement associé au développement de structures localisantes. Cet adoucissement a été suivi d'une perte de pression associée à une fuite.

L'échantillon sorti de la presse présentait un trou dans la chemise en fer (*figure V-13b*), probablement associé à une fracturation du matériau ce qui pourrait expliquer la perte de pression. La déformation totale de l'échantillon est inférieure à 10%.

Expérience PP595

L'expérience **PP595** a été démarrée à une vitesse similaire à la première expérience ($\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1}). L'évolution de la contrainte σ avec la déformation ε présente une allure similaire à celle de l'expérience PP570 avec une augmentation d'abord rapide de la contrainte jusqu'à ε≈0,04 et σ≈ 90 MPa puis un changement de pente vers une augmentation plus lente et constante de la contrainte jusqu'à ε≈0,13 et σ≈ 130 MPa traduisant une déformation homogène de l'échantillon. L'expérience a ensuite été stoppée pour la nuit.

La suite de l'expérience a nécessité une remontée en température car celle-ci avait chuté pendant la nuit. La vitesse de déformation a été doublée ($\dot{\varepsilon}$ =1.10^{-5} s^{-1}). Le graphe associé présente une augmentation plus brutale de la contrainte, correspondant à la déformation élastique de l'échantillon, jusqu'à σ≈ 120 MPa. A ε≈0,035 la pente diminue (seuil plastique) jusqu'à atteindre un plateau autour de σ≈130 MPa qui correspond à la déformation plastique. A environ 5% de déformation la contrainte chute drastiquement traduisant la rupture de l'échantillon et par conséquence l'arrêt de l'expérience. Il faut noter que les deux vitesses appliquées donnent des contraintes maximales similaires.
L'allure de la chemise en fer donne une appréciation des structures complexes qui ont pu se développer dans l'échantillon pendant l'expérience (*figure V-14b*). La déformation totale est d'environ 10% (avant rupture).

Ces deux expériences inabouties ne permettent pas de calculer l'exposant de contrainte. Les diagrammes log de la viscosité apparente η en fonction de la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$ (*figures V-13c et V-14c*) montrent une baisse de la viscosité apparente négligeable avec l'augmentation de la vitesse (de log η≈12,75 Pa.s à log η ≈12,69 Pa.s et de log η≈12,9345 Pa.s à log η ≈12,9310 Pa.s). Les 2 échantillons semblent cependant avoir une résistance à la déformation équivalente et ont une déformation homogène similaire à la même vitesse de déformation

b. PP592 : échantillon du site 71

L'expérience **PP592** réalisée sur un échantillon de Stronalites du site 71 est sans aucun doute la plus réussie (*figure V-15*).
L'échantillon a été déformé successivement à $\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1} , $\dot{\varepsilon}$=1.10^{-5} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=4.10^{-5} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=8.10^{-5} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-4} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=4.10^{-4} s^{-1} et $\dot{\varepsilon}$=8.10^{-4} s^{-1}.

Les courbes σ en fonction de ε (*figure V-15a*) présentent toutes une augmentation rapide de la contrainte différentielle (de 0 à 1% de déformation) correspondant à une phase de déformation élastique.

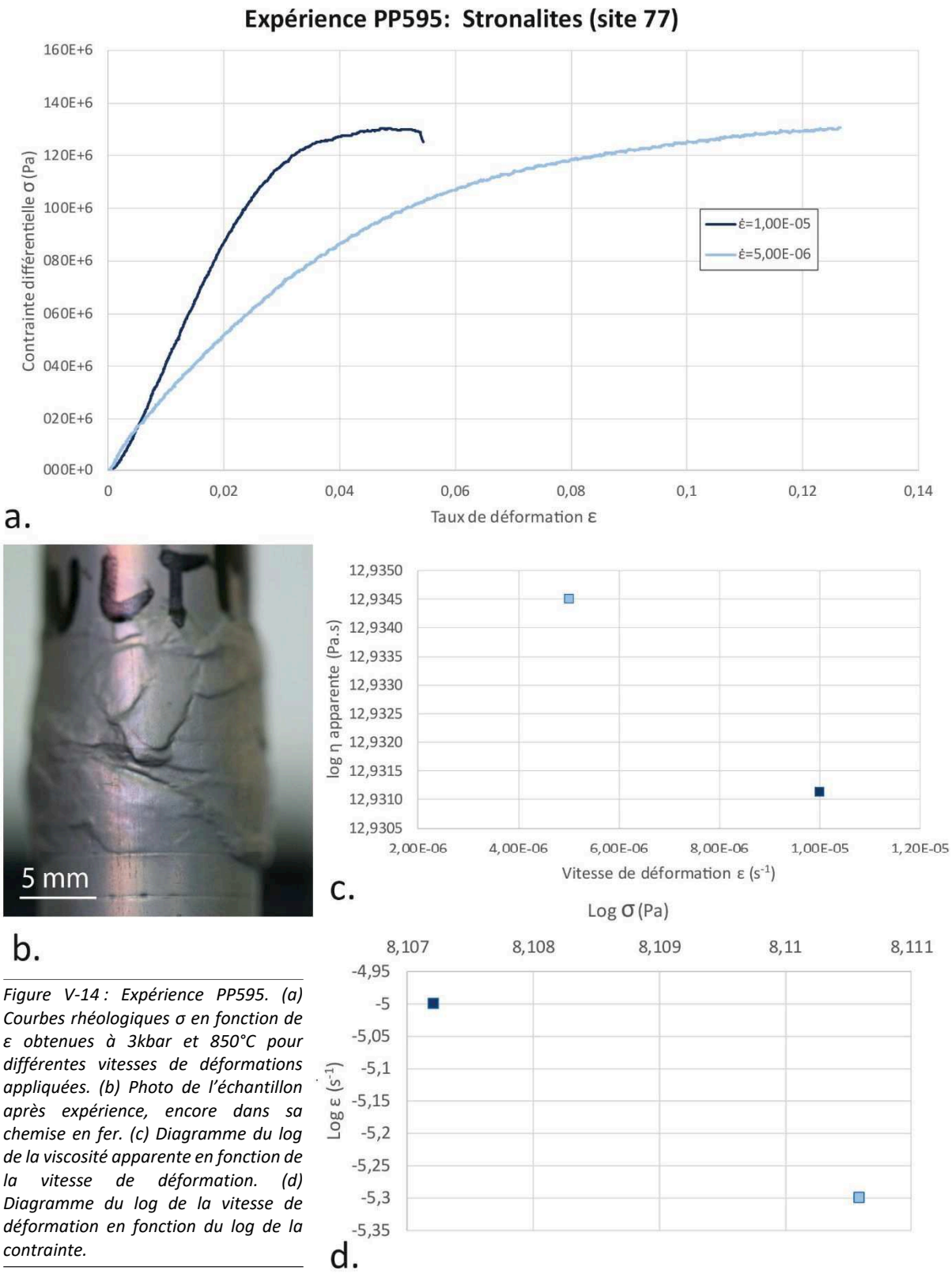
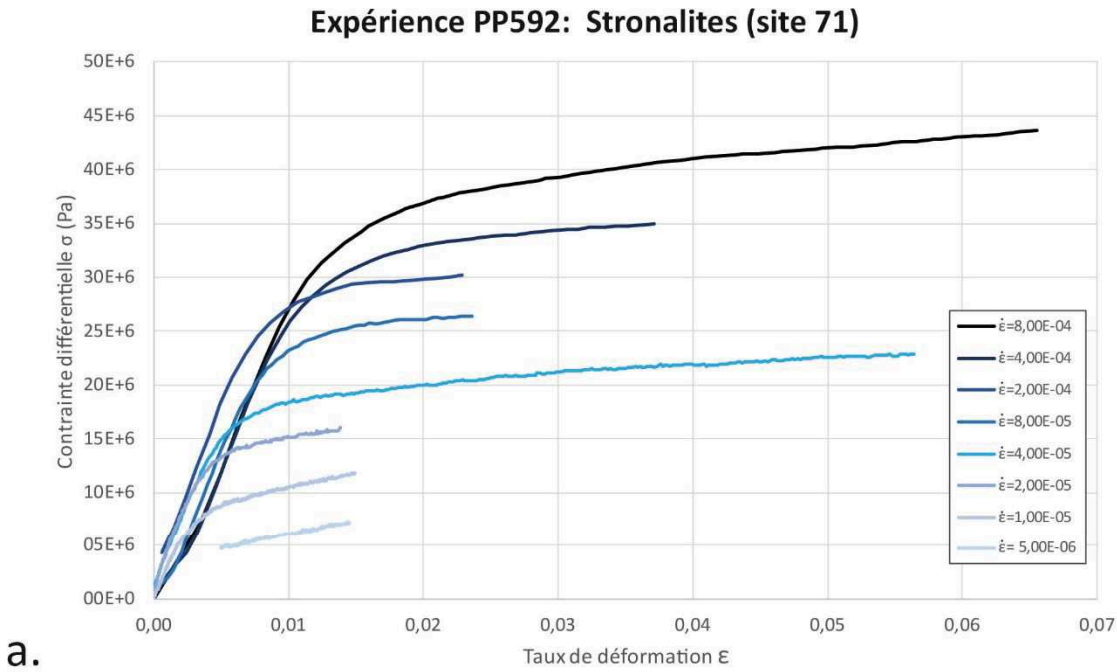
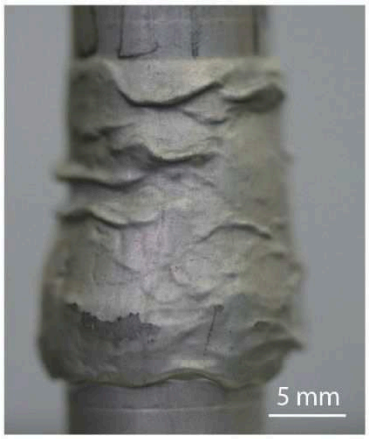


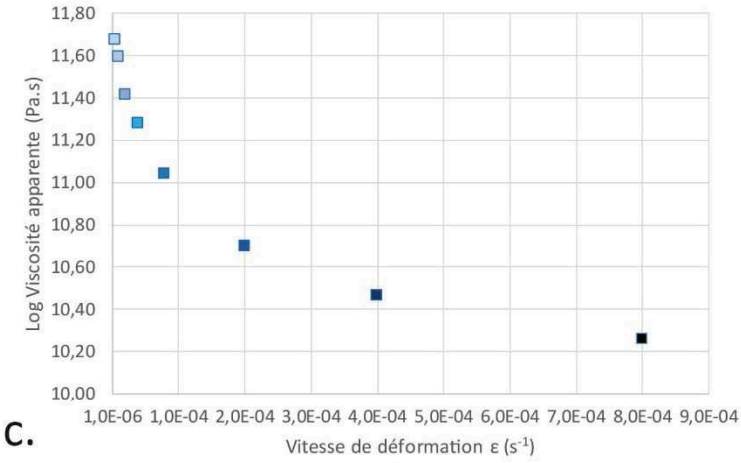
Figure V-14 : Expérience PP595. (a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.



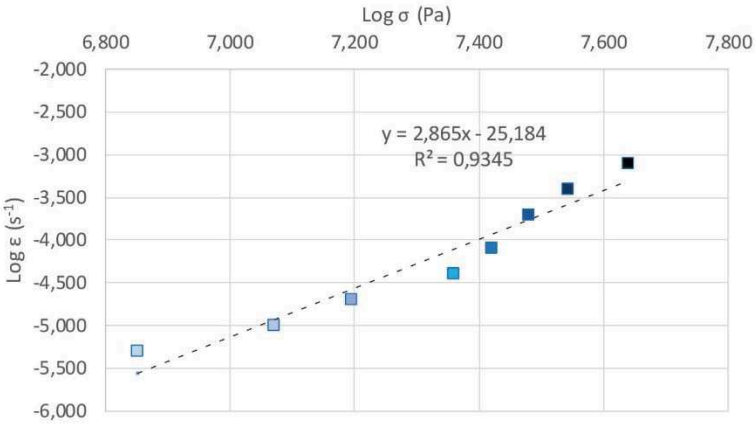
a.



b.



c.



d.

Figure V-15 : Expérience PP592. (a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

Cette phase est suivie par une diminution correspondant au seuil de plasticité. L'ensemble des graphes montrent ensuite une augmentation constante mais lente de la contrainte (environ 2,5 MPa par % de déformation). Cette phase plastique de déformation correspond probablement à un durcissement progressif de l'échantillon.

Le diagramme log de la viscosité apparente η en fonction de la vitesse de déformation $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-15c*) montre une baisse de la viscosité apparente avec la vitesse qui augmente. La viscosité baisse d'environ de plus d'un ordre de grandeur entre la vitesse la plus rapide et la vitesse la plus lente (de $\eta = 10^{11,70}$ à $\eta = 10^{10,25}$ Pa.s). L'exposant des contraintes est n=2,87 ce qui est représentatif d'un fluide non-newtonien de type rhéofluidifiant.

La déformation finale de l'échantillon est d'environ 17%.

La photo de l'échantillon après l'expérience (*figure V-15b*) montre l'intensité de la déformation subie.

L'échantillon du site 71 a clairement une rhéologie plus faible que les échantillons du site 77 (**PP570** et **PP595**), avec une viscosité plus basse de plus d'un ordre de grandeur à pour une même vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}=1.10^{-5}\ s^{-1}$) : $\eta = 10^{11,6}$ Pas.s pour l'échantillon du site 71 et $\eta = 10^{12,6}$ et $10^{12,9}$ Pa.s pour ceux du site 77. Dans les deux cas cependant, aux conditions P-T des expériences, les échantillons montrent une déformation plastique associée à un durcissement.

3. Kinzigites.

Deux expériences ont été effectuées sur les Kinzigites du site 78 : **PP594** et **PP597**. L'échantillon de l'expérience PP597 présente un niveau de quartz plus développé (3 à 5 mm d'épaisseurs) que le premier (<1mm d'épaisseur).

Expérience PP594

Le premier échantillon a été déformé successivement à $\dot{\varepsilon}=5.10^{-6}\ s^{-1}$, $\dot{\varepsilon}=1.10^{-5}\ s^{-1}$ et $\dot{\varepsilon}=2.10^{-5}\ s^{-1}$ (*figure V-16a*). Le premier graphe présente une attitude similaire à ceux des stronalites du site 77 à la même vitesse : une hausse constante de la contrainte différentielle jusqu'à σ≈ 40 MPa correspondant à la déformation élastique de l'échantillon puis un changement de pente lent à ε≈0,06 vers un plateau atteint à σ≈ 51 MPa correspondant à la phase de déformation plastique. L'ensemble est significatif d'une déformation homogène.

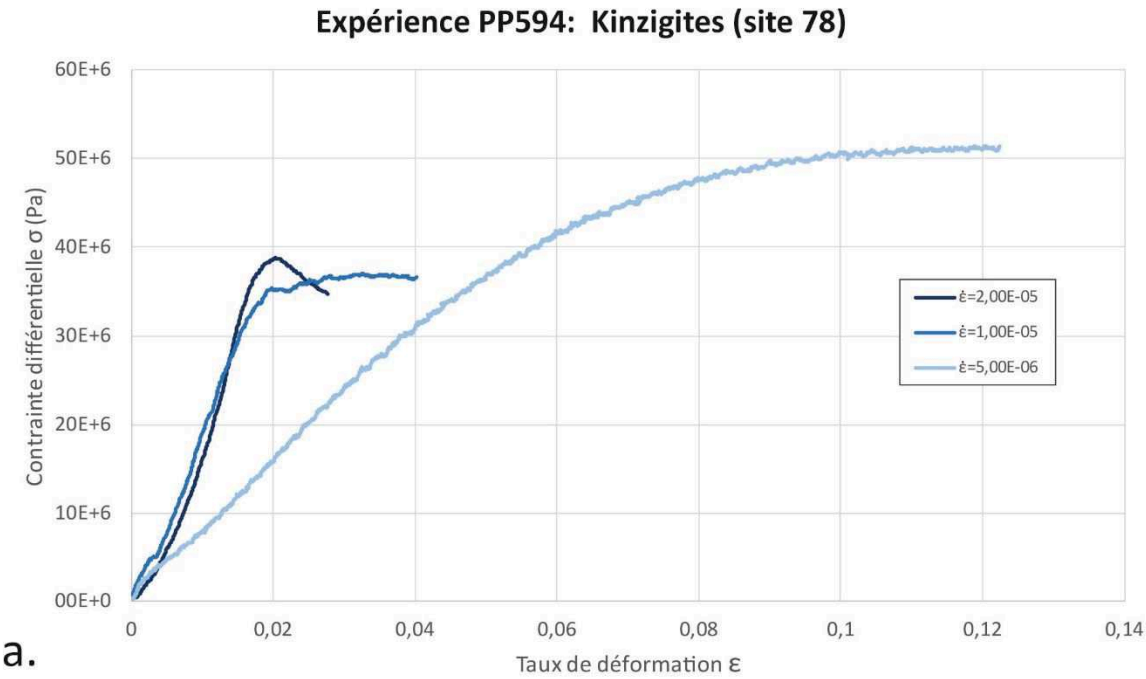
L'expérience a ensuite été stoppée à 12% de déformation pour la nuit.

Le second graphe présente une mise en charge beaucoup plus rapide (35 MPa en 2% de déformation) avant d'atteindre un point d'inflexion associé à une diminution brutale de la pente puis une courbe très irrégulière. Cette irrégularité est probablement associée à une localisation de la déformation.

Le troisième graphe (vitesse la plus rapide) présente également une hausse rapide de la contrainte puis un changement brutal de pente autour de ε≈0,02 et σ≈ 40 MPa associé cette fois-ci à une chute rapide de la contrainte. Cette diminution rapide la contrainte peut être associée à un amollissement significatif de l'échantillon ou à une rupture.

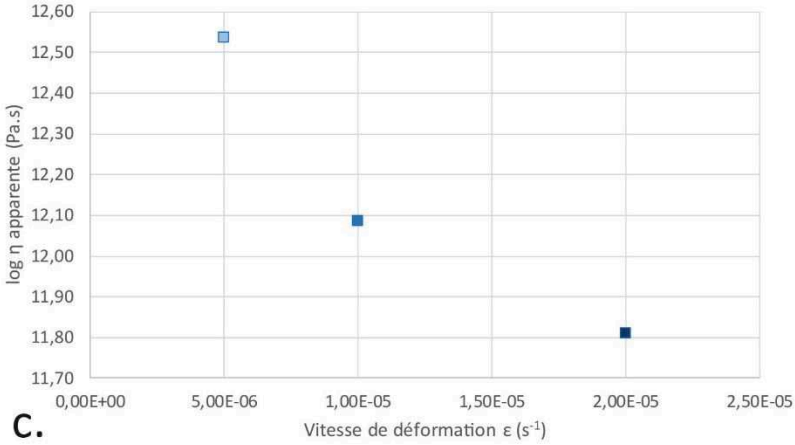
Les deux dernières vitesses atteignent des contraintes plus basses que la première vitesse appliquée ce qui signifie probablement que l'échantillon a cassé pendant la seconde charge de contrainte ce qui peut expliquer le changement de pente brutal.

Le diagramme log η en fonction de $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-16c*) montre une diminution de la viscosité de pratiquement un ordre de grandeur (de $\eta = 10^{12,55}$ à $10^{11,80}$) entre $\dot{\varepsilon}=5.10^{-6}\ s^{-1}$ et $\dot{\varepsilon}=2.10^{-5}\ s^{-1}$.

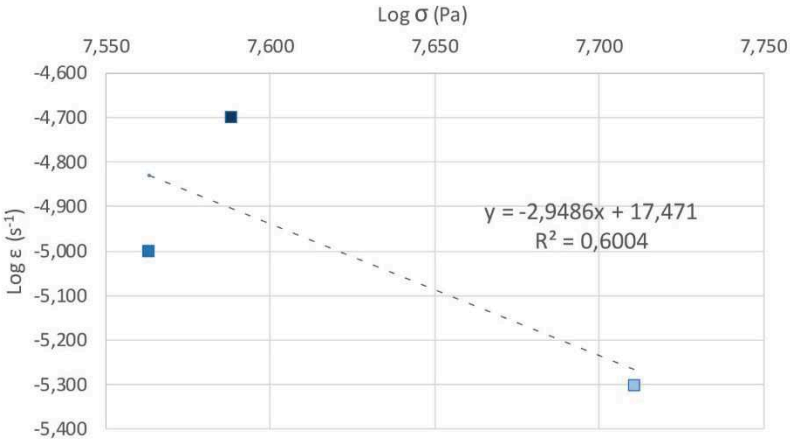


a.

b.



c.



d.

Figure V-16 : Expérience PP594. (a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

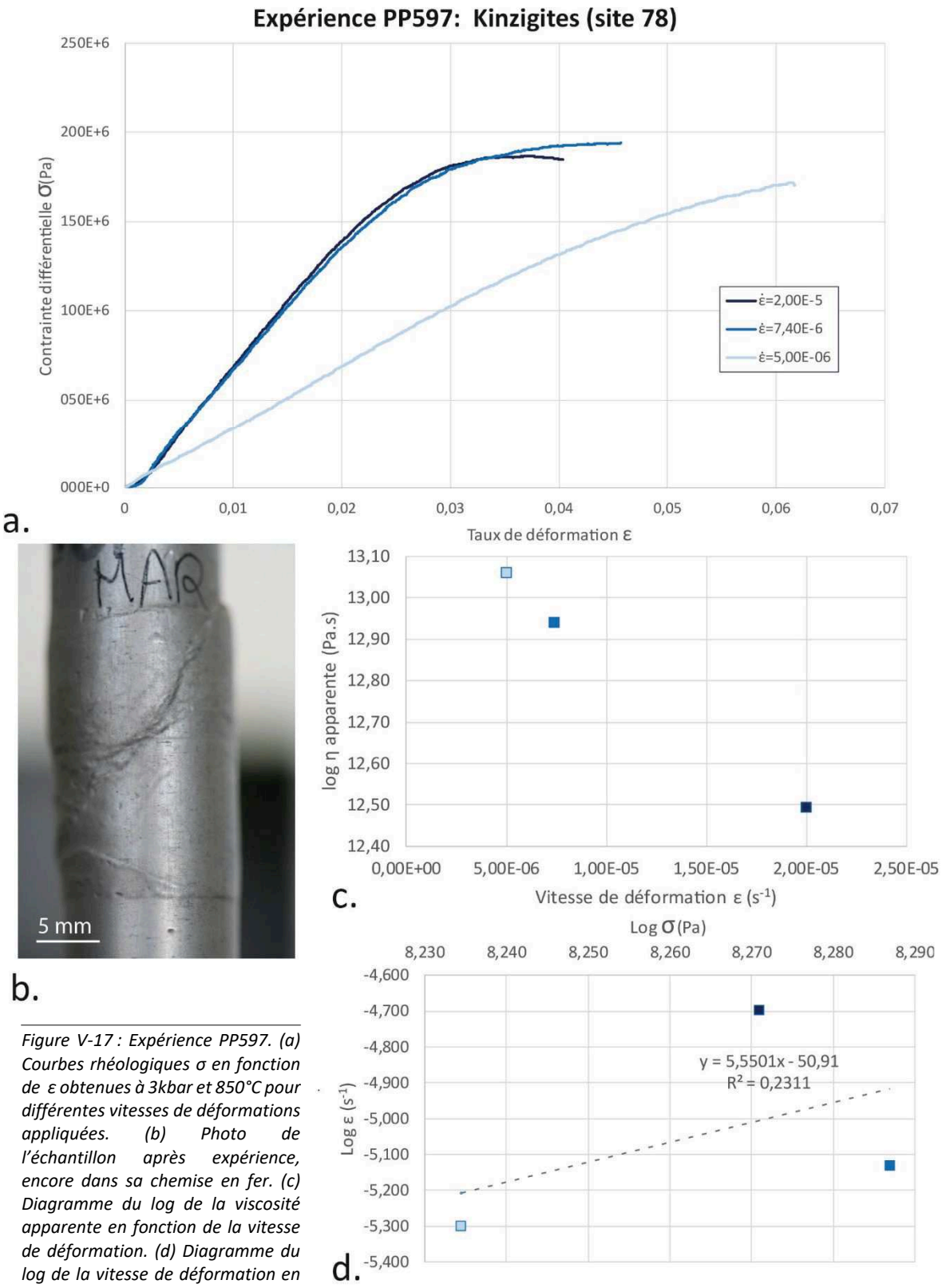


Figure V-17 : Expérience PP597. (a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

Expérience PP597

L'échantillon de l'expérience PP597 a été déformé successivement à $\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1} , $\dot{\varepsilon}$=7,4.10^{-6} s^{-1}, et $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1}.

Le graphe associé à la première vitesse (*figure V-17a*) présente une augmentation progressive et constante de la contrainte différentielle jusqu'à environ 4% de déformation (σ≈ 130 MPa) puis un changement de pente lent qui aurait pu aboutir à un plateau. L'expérience s'est arrêtée brutalement à cause d'une alarme mal réglée.

Les graphes des vitesses $\dot{\varepsilon}$=7,4.10^{-6} s^{-1}, et $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1} se superposent dans la phase de déformation élastique jusqu'au point d'inflexion correspondant à une déformation d'environ 3% et un σ≈180 MPa. Le graphe $\dot{\varepsilon}$=7,4.10^{-6} s^{-1} présente ensuite une augmentation moins rapide de la contrainte qui semble atteindre un plateau autour de 190 MPa tandis que la courbe $\dot{\varepsilon}$ =7,4.10^{-6} s^{-1} est associée à un adoucissement (diminution lente de la contrainte). Il est anormal que la contrainte atteinte par la vitesse intermédiaire appliquée soit plus élevée que celle atteinte par la vitesse la plus rapide.

Le diagramme log η en fonction de $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-17c*) montre une diminution de la viscosité de moins d'un ordre de grandeur (de η= 10^{13,05} à 10^{12,50}) entre $\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1} et $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1}. La dispersion des points dans le diagramme log η en fonction de log $\dot{\varepsilon}$ ne permet pas de donner un exposant des contraintes significatif. Il est cependant probable que celui-ci soit >>1.

La déformation de la chemise en fer semble indiquer que l'échantillon se serait fracturé pendant l'expérience (*figure V-17b*).

Les deux échantillons de Kinzigites déformés montrent des viscosités similaires mais l'échantillon PP594 a une rhéologie beaucoup plus faible que le PP597 ce qui pourrait signifier que plus le quartz est abondant plus le matériau est résistant à a déformation.

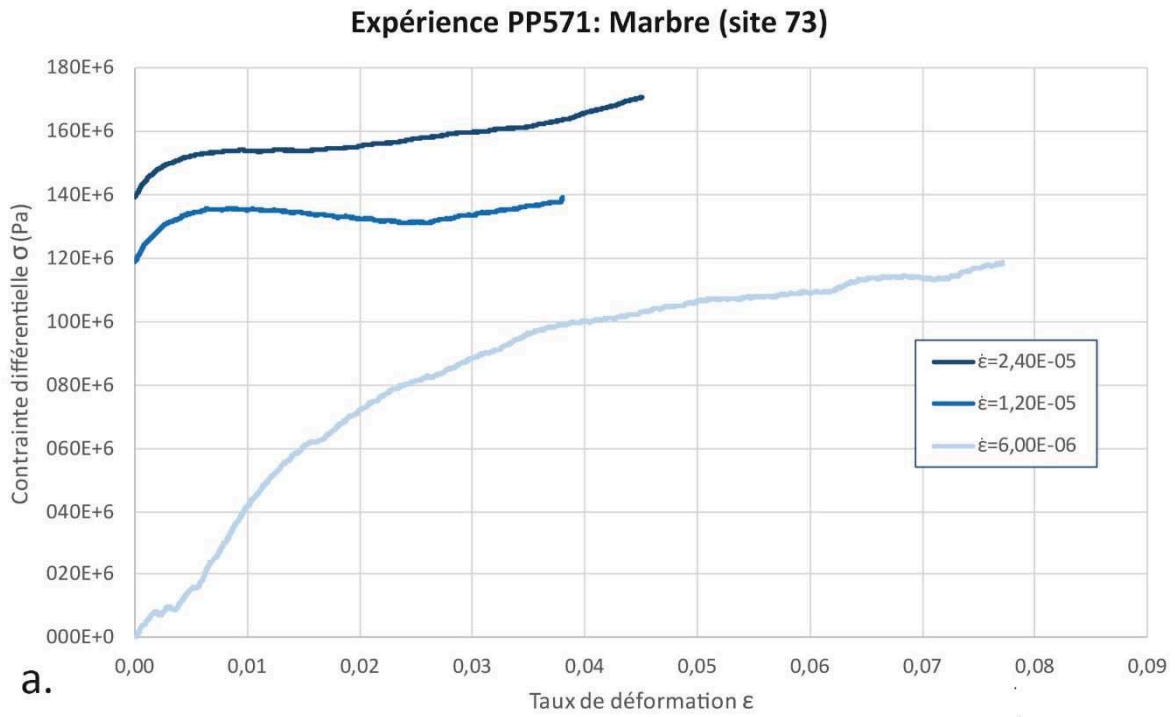
4. Marbres

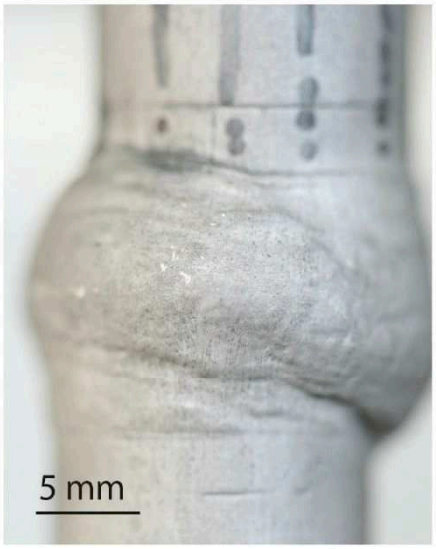
Quatre expériences ont été effectuées sur les marbres de la Zone d'Ivrée dont la première expérience **PP569** (sous-partie 1). Cette première expérience ratée a été doublée par une seconde expérience sur un marbre du même site (73).

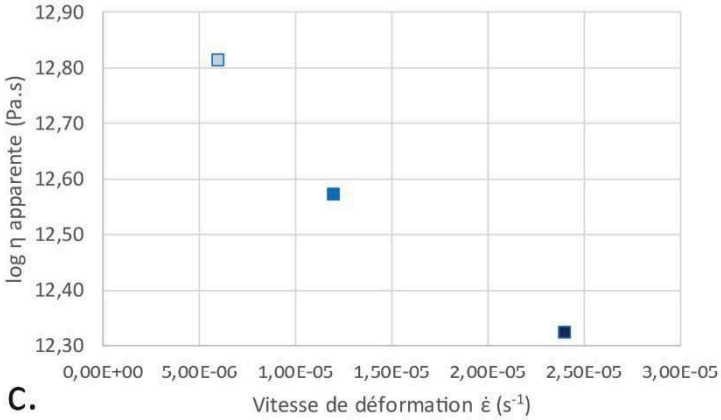
PP571 : marbre du site 73

Pendant cette expérience la contrainte n'a pas été relaxée entre chaque changement de vitesse c'est pourquoi il n'y a pas de courbes associées à la déformation élastique de l'échantillon.
Afin de ne pas effectuer les mêmes erreurs que lors de l'expérience PP569 la première vitesse qui a été appliquée est beaucoup plus lente $\dot{\varepsilon}$=6.10^{-6} s^{-1}. L'échantillon a ensuite été déformé successivement à $\dot{\varepsilon}$=1,2.10^{-5} s^{-1}, et $\dot{\varepsilon}$=2,4.10^{-5} s^{-1}.

Le premier graphe (*figure V-18a*) présente une augmentation de la contrainte très irrégulière, probablement associée à une déformation élastique jusqu'à environ 1,5% de déformation (et σ≈ 60 MPa), la pente diminue ensuite progressivement mais reste toujours positive est très irrégulière. La courbe ne tend jamais à atteindre un plateau. A presque 8% de déformation la vitesse a été doublée puis une seconde fois ensuite. Les deux graphes montrent une augmentation rapide de la contrainte puis un changement de pente rapide suivi par un adoucissement pour $\dot{\varepsilon}$ =1,2.10^{-5} s^{-1} et une augmentation lente de la contrainte pour $\dot{\varepsilon}$=2,4.10^{-5} s^{-1}, les deux graphes se terminent ensuite par un durcissement important de l'échantillon.







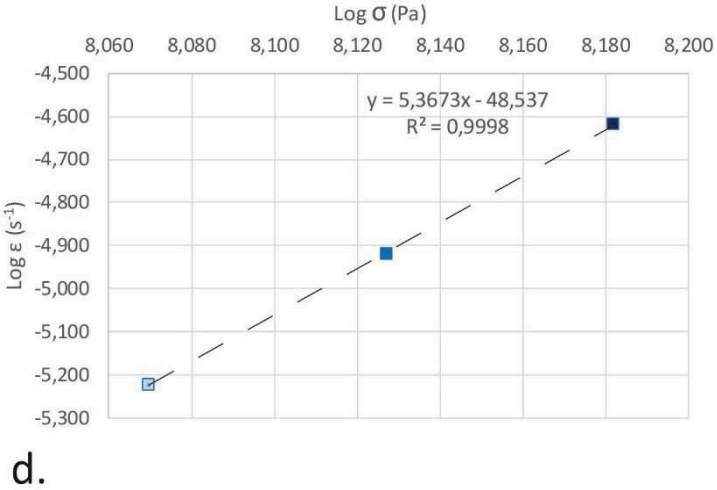


Figure V-18 : Expérience PP571. (a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

Le diagramme log η en fonction de $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-18c*) montre une baisse de viscosité (faible dans la gamme de vitesse appliquée) associée à l'augmentation de la vitesse.

L'exposant de contrainte est n=5,37 ce qui traduit une rhéologie non-newtonienne de type rhéofluidifiante (*figure V-18d*).

La photo de l'échantillon déformé montre un cisaillement important (*figure V-18c*).

Expérience PP591 : marbre du site 70

L'échantillon de marbre a été déformé successivement à $\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=1.10^{-5} s^{-1}, $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1} et à $\dot{\varepsilon}$=4.10^{-5} s^{-1}. La contrainte n'a pas été relaxée avant d'appliquer la dernière vitesse de déformation. Les courbes (*figure V-19a*) présentent une augmentation rapide de la contrainte différentielle jusqu'à ε≈0,01 correspondant à la déformation élastique. La courbe $\dot{\varepsilon}$=5.10^{-6} s^{-1} est ensuite suivie d'une augmentation constante mais beaucoup plus lente de la contrainte, traduisant un durcissement de l'échantillon. Les 3 autres graphes sont suivis d'une diminution constante de la contrainte différentielle correspondant à un amollissement. Les courbes $\dot{\varepsilon}$=1.10^{-5} s^{-1} et $\dot{\varepsilon}$=2.10^{-5} s^{-1} se superposent ce qui est anormal.

Le diagramme log η en fonction de $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-19c*) montre une baisse de viscosité de pratiquement un ordre de grandeur dans la gamme de vitesse appliquée, associée à l'augmentation de la vitesse.

L'exposant de contrainte déterminé à partir du diagramme log η en fonction de log $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-19d*) est de 5,18 ce qui correspond à un fluide non-newtonien de type rhéofluidifiant.

Expérience PP596 : marbre du site 74

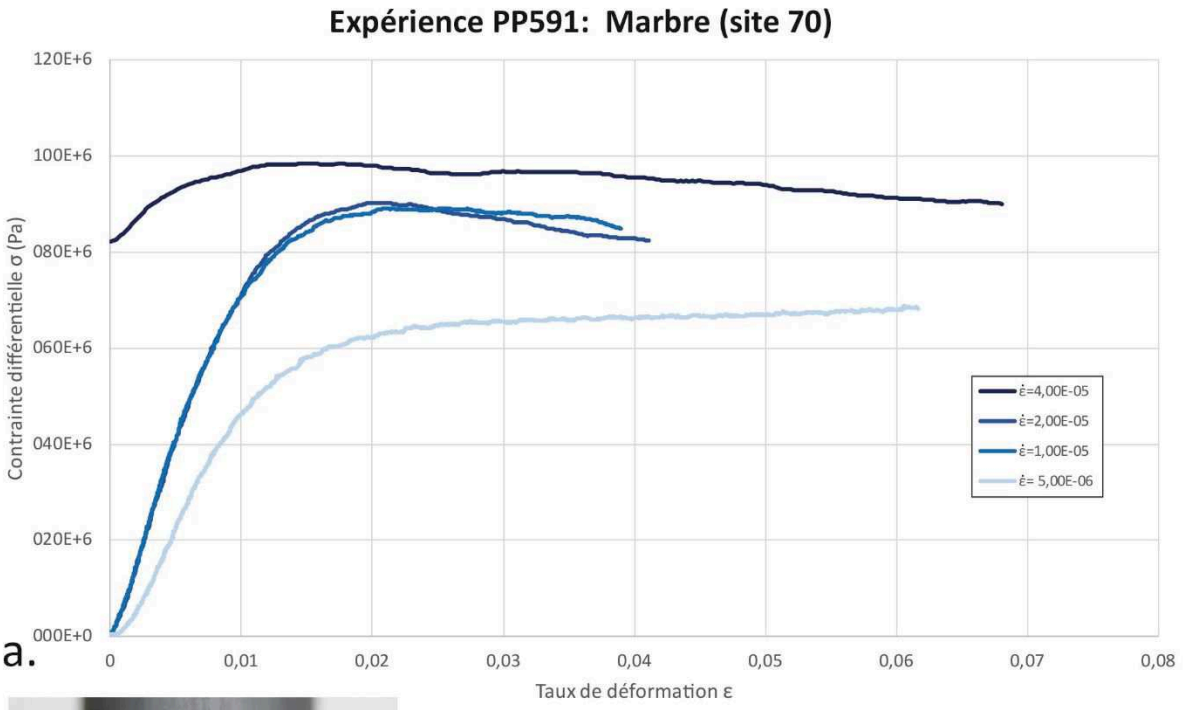
L'expérience PP596 est la seule expérience qui a été effectuée en fixant la contrainte différentielle et non la vitesse de déformation. Cette méthode ne permet pas d'obtenir de graphe de σ en fonction de ε mais elle permet de calculer des viscosités apparentes ainsi que de déterminer un exposant de contrainte. Ce type d'expérience est cependant beaucoup plus chronophage que les autres.

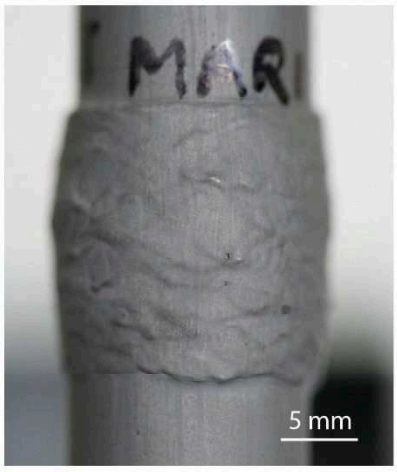
Trois contraintes différentielles ont été appliquées successivement : 440 MPa, 228 MPa et 276 MPa. Le diagramme de la *figure V-20a* présente la position (mm) de l'échantillon en fonction du temps. La pente des droites obtenues donne les vitesses en mm/s. Les vitesses absolues correspondent successivement à $\dot{\varepsilon}$=1,6.10^{-6} s^{-1} pour 44 MPa, $\dot{\varepsilon}$=3,8.10^{-8} s^{-1} pour 23 MPa et $\dot{\varepsilon}$=1,6.10^{-7} s^{-1} pour 28 MPa.
Le diagramme log η en fonction de $\dot{\varepsilon}$ (*figure V-20c*) montre une augmentation de la viscosité avec l'augmentation de la vitesse ce qui est incohérent par rapport aux autres expériences réalisées.

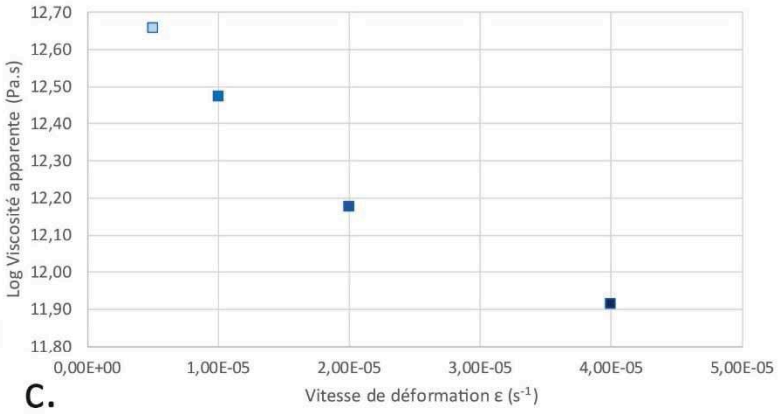
L'exposant de contrainte est n=5,57 ce qui traduit une rhéologie non-newtonienne de type rhéofluidifiante (*figure V-20d*).

Peu de déformation a pu être effectuée (~6%) comme le montre la photo de l'échantillon après déformation (*figure V-20b*).

Les 3 marbres présentent des viscosités du même ordre de grandeur (celle obtenue pour PP596 est un peu plus élevée) et les exposants des lois contraintes sont également très similaires (n≈5). Le marbre du site 70 présente cependant une rhéologie plus faible que celui du site 73.







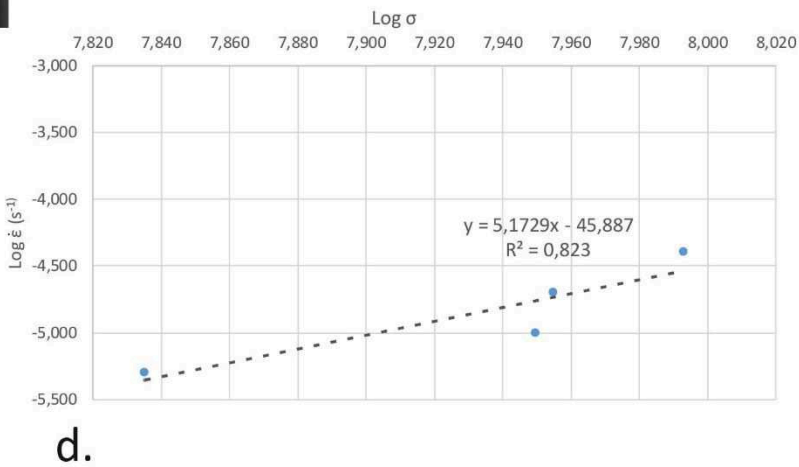
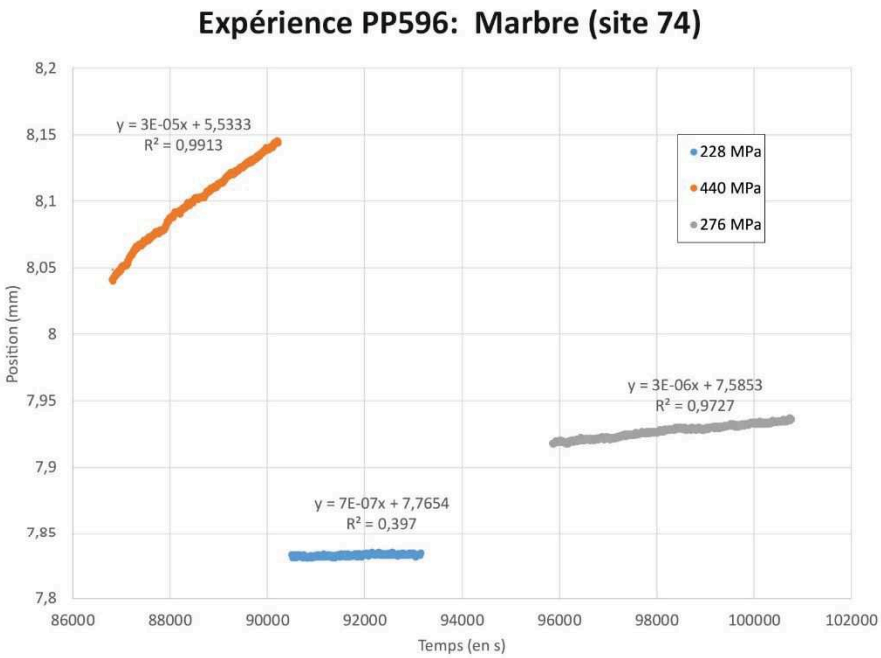
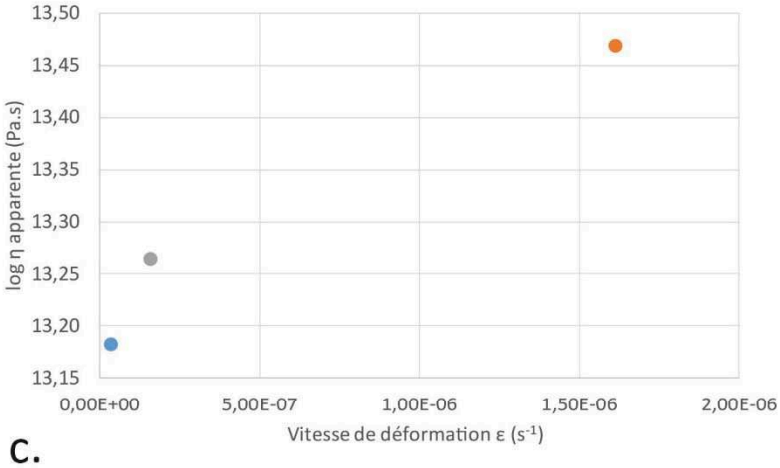


Figure V-19 : Expérience PP591 .(a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

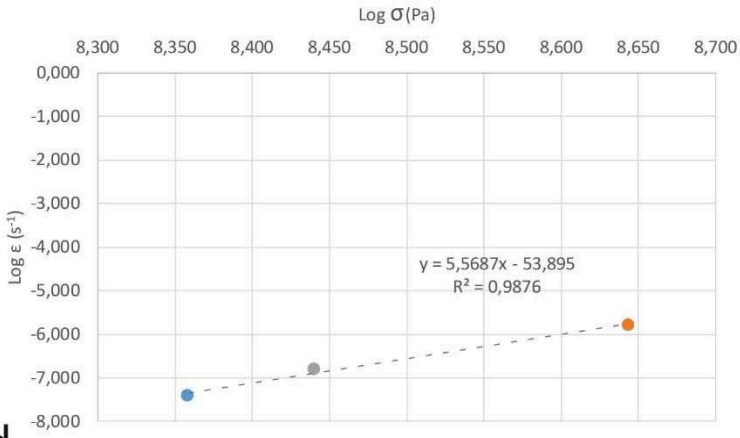


a.

b.



c.



d.

Figure V-20 : Expérience PP596.(a) Courbes rhéologiques σ en fonction de ε obtenues à 3kbar et 850°C pour différentes vitesses de déformations appliquées. (b) Photo de l'échantillon après expérience, encore dans sa chemise en fer. (c) Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation. (d) Diagramme du log de la vitesse de déformation en fonction du log de la contrainte.

5. Le cas des métabasites

L'expérience PP590 est l'unique expérience réalisée sur une métabasite. La seule vitesse de déformation qui a été appliquée est $\dot{\varepsilon}$=1.10^{-5} s^{-1}. Le graphe σ en fonction de ε qui résulte de cette déformation (*figure V-21*) présente une augmentation régulière de la contrainte jusqu'à environ 100 MPa pour 1,5% de déformation, correspondant à la phase de déformation plastique. La courbe atteint un premier seuil plastique à σ≈ 130 MPa (ce qui correspond à η= 10^{12,65}) puis la contrainte diminue et augmente à nouveau de manière plus irrégulière jusqu' à environ 230 MPa (ce qui correspond à η= 10^{12,89}) où l'échantillon a cassé (comme le montre clairement la photo de l'échantillon). Il est probable que l'échantillon se soit fracturé dès le premier seuil atteint et que la seconde augmentation corresponde à un durcissement associé au colmatage des fractures. L'échantillon n'a probablement pas été déformé plastiquement.

La métabasite est clairement la roche la plus résistante de celles étudiées ici et il est probablement impossible de la déformer de manière plastique aux conditions P-T choisies et à vitesse expérimentale.

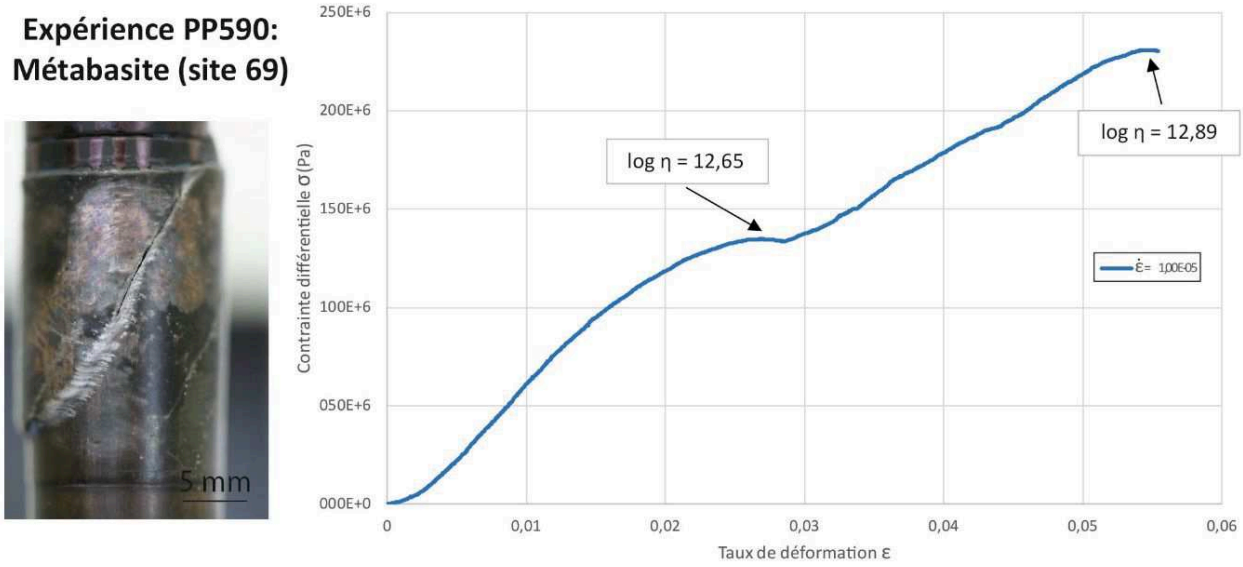


Figure V-21 : Photo et courbe σ en fonction de ε de l'expérience PP590 réalisée sur une métabasite du site 69.

Une expérience en Presse Griggs a été effectuée à des conditions P-T plus hautes (par Jacques Précigout, ISTO) sur un autre échantillon de métabasite, les résultats ne sont cependant pas traités ici. La presse Griggs a pour avantage d'être plus stable à très haute pression et donc de réaliser des expériences longues, elle ne permet pas des mesures en temps réel de la contrainte différentielle et ainsi seules des expériences à contrainte fixée peuvent être effectuées.

L'expérience a été réalisée à σ=700 MPa, à des conditions de 700°C et 8kbar. L'échantillon a été déformé plastiquement de 3% environ en 1 semaine. La vitesse de déformation estimée est de 6.10^{-8} s^{-1} ce qui correspond ainsi à une viscosité apparente de 10^{15,59}Pa.s.

IV- Echantillons déformés

Les microstructures associées à la déformation en presse Paterson des échantillons sont complexes et n'ont pas pu faire l'objet d'une étude poussée. Seules des descriptions préliminaires sont réalisées ici et une étude plus détaillée sera effectuée par la suite.

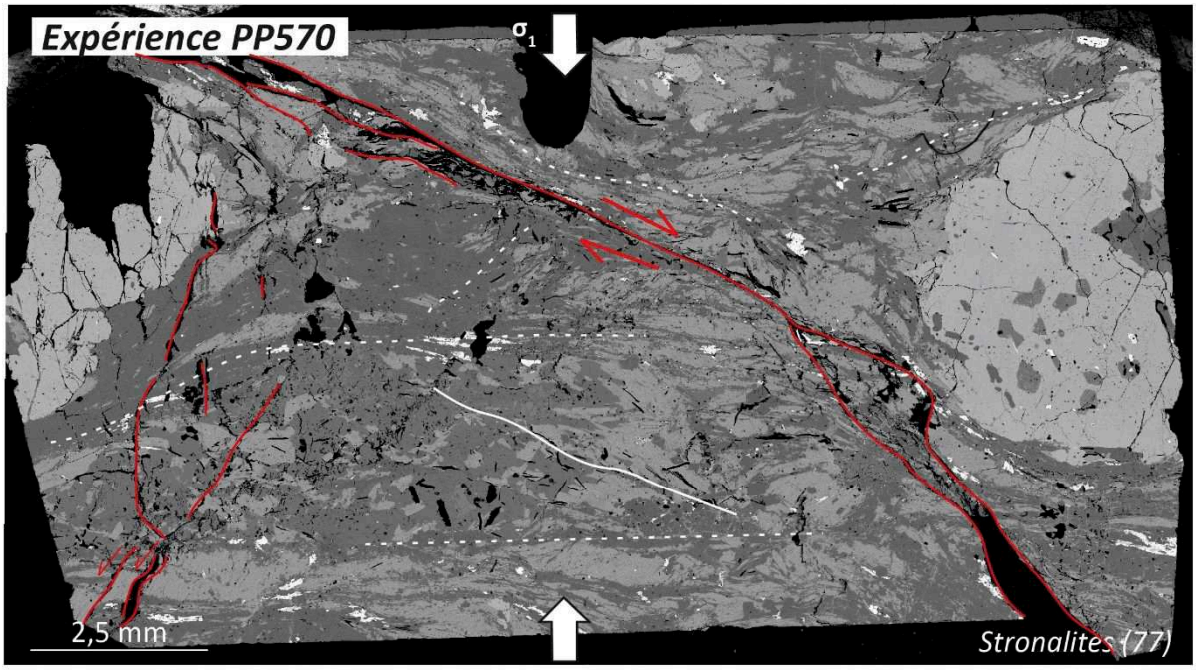
De manière générale il est très difficile de distinguer les microstructures associées à la déformation ductile réalisée en presse Paterson de celles préexistantes.

1. Stronalites

Echantillons du site 77 : expériences PP570 et PP595

Dans ces échantillons il est très difficile de distinguer les structures ductiles néo-formées car le matériau de départ était déjà très structuré. Néanmoins la déformation apparente de la chemise en fer donne une idée des structures qui ont pu se développer.

L'échantillon de l'expérience **PP570** a clairement cassé pendant l'expérience (*figure V-22*), probablement durant la seconde déformation (deuxième vitesse appliquée). Il est probable qu'il y ait eu peu de déformation plastique effectuée pendant l'expérience au vu de l'allure des courbes σ en fonction de ε obtenues.



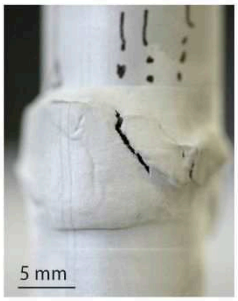


Figure V- 22 : Photos de l'échantillon de stronalites (77) PP570 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon, les zones de fractures principales sont soulignées en rouge et les plans S-C en blanc. (à gauche) dans sa chemise en fer.

L'échantillon de l'expérience **PP595** qui paraissait avoir cassé au cours de la seconde déformation ne présente pas de zone de fracturation majeure, seule une fracture a été observée (soulignée en rouge sur la *figure V-23*).

La déformation de la chemise en fer laisse apparaitre une structuration complexe et le développement de zones de cisaillement. L'image MEB montre une organisation complexe de bandes S-C (et peut-être C') qui pourraient cependant être associées à la structuration antérieure de la roche.

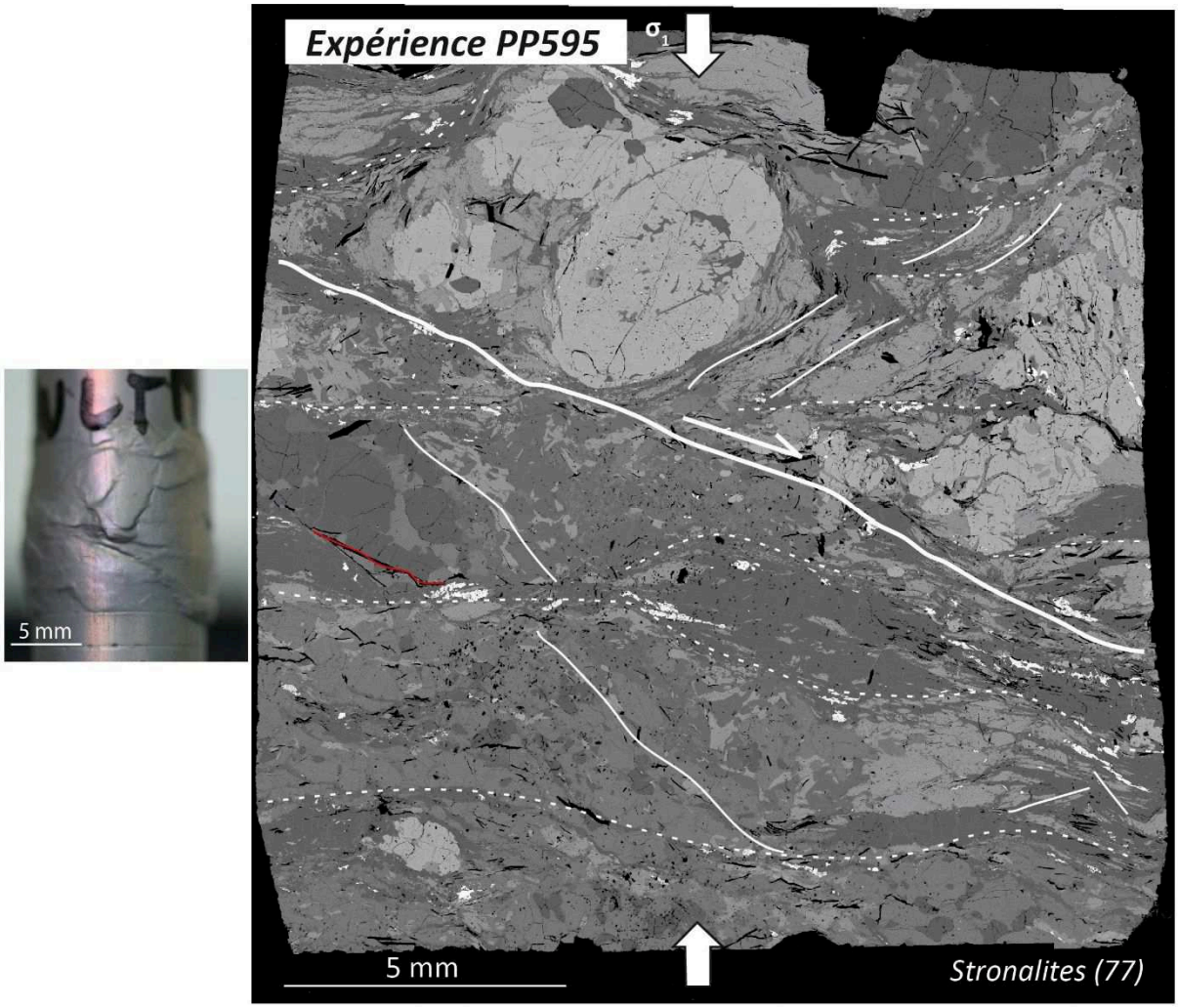


Figure V-23 : Photos de l'échantillon de stronalites (77) PP595 après expérience : (à gauche) encore dans sa chemise en fer, (à droite) Image MEB de l'échantillon. Une fracture mineure est soulignée en rouge, les structures S-C et zones de cisaillement en blanc.

Echantillon du site 71 : expérience PP592

L'expérience PP592 est la plus aboutie des expériences réalisées. L'état de la chemise en fer montre la déformation intense subie par l'échantillon de stronalites (*figure V-24*) et sa localisation préférentielle dans le bas de la carotte. L'image MEB montre clairement des zones de cataclase intense dans la partie inférieure associée au développement de fentes de tension (parallèles à la direction de de contrainte principale) dans l'ensemble des grenats (soulignées en rouge). Les zones de cataclases affectent essentiellement les feldspaths et semblent associées à la formation de verre et de nouvelles phases minérales. Des zones de cataclases locales et mineures s'observent également dans la partie supérieure de l'échantillon.

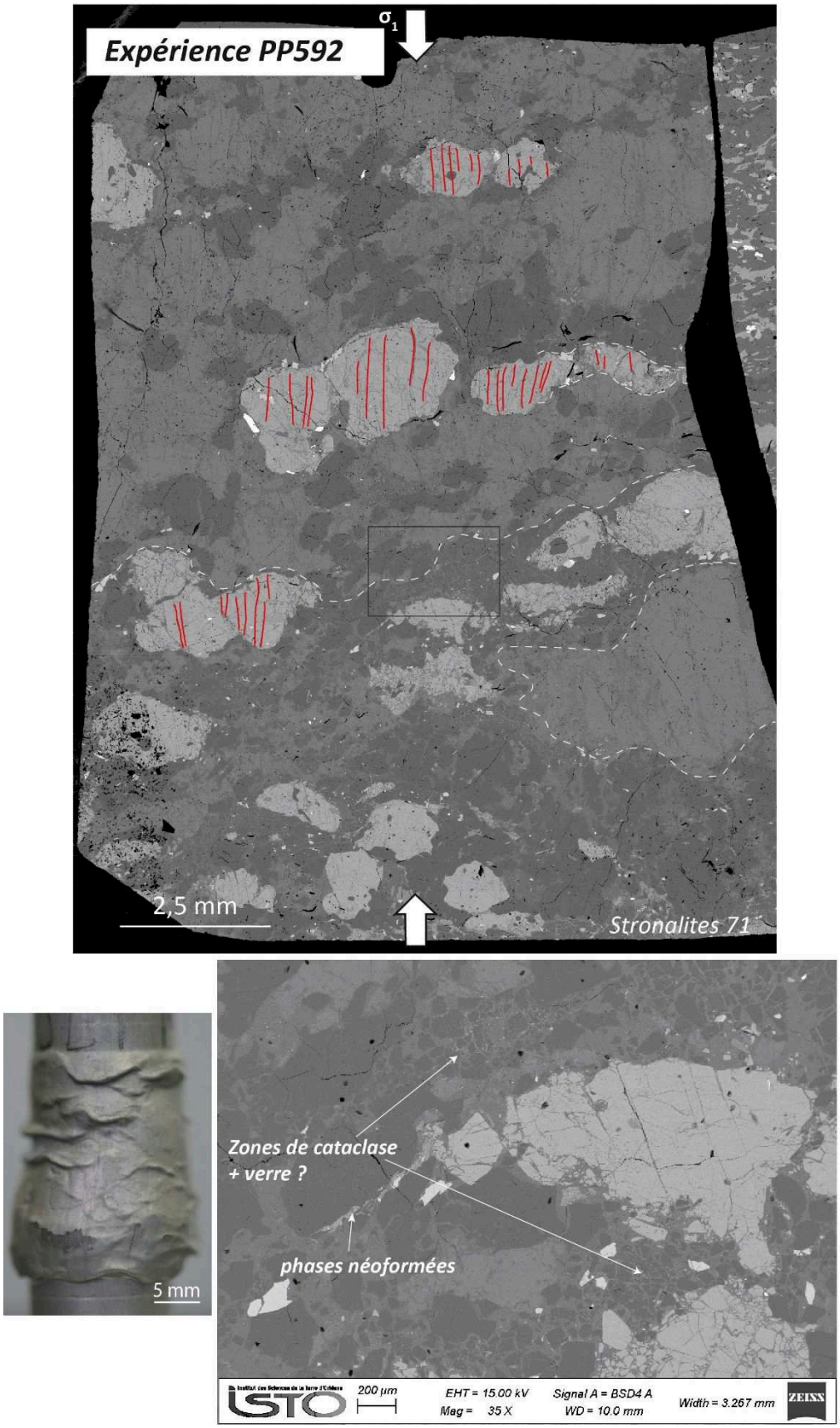


Figure V-24 : Photos de l'échantillon de stronalites (71) PP592 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon. (en bas à gauche) encore dans sa chemise en fer, (en bas à droite), zoom sur une zone de déformation intense.

2. Kinzigites

Les échantillons des expérience **PP594** et **PP597** réalisées sur les Kinzigites (site 78) semblent associées au développement de structures complexes localisées. Il est également possible qu'il y ait eu localement la formation de verre (mais il faudrait le vérifier avec des analyses complémentaires).
L'échantillon **PP594** (*figure V-25*) montre une zone de cisaillement majeure associée à une fracturation tardive (rupture lors de la dernière étape de déformation). Le verre est surtout localisé au contact du quartz, essentiellement dans des fentes de tension parallèle à la direction de σ_1. Il semble contenir des phases minérales néoformées qui pourraient être des phases de trempe.

La chemise en fer de l'échantillon **PP597** présente une structure s'apparentant à une fracture qui ne s'observe cependant pas sur l'image MEB (*figure V-26*). L'échantillon est clairement moins déformé que le précédent (cohérent avec les courbes et σ en fonction de ε) et ne semble pas associé au développement important de verre. Le niveau de quartz présente un réseau de fines fractures tandis que le reste de l'échantillon semble déformer de manière homogène. Une fracturation tardive a également été observée (soulignée en rouge).

Le niveau de quartz semble jouer le rôle de « zone tampon » (zone « rigide » entre 2 niveaux plus ductile) et est donc très peu déformé par rapport au reste de l'échantillon.

3. Marbres

La déformation des marbres est très différente d'un échantillon à l'autre : localisée pour l'échantillon **PP571** (*figure V-27*) et très homogène pour l'échantillon **PP591** (*figure V-28*). L'échantillon **PP596** n'a quasiment pas été déformé, de plus la foliation est oblique à la contrainte principale ce qui indique que l'échantillon avait été mal carotté (figure *V*-29), il n'est donc pas décrit ici.

L'échantillon de marbre du site 73 (**PP571**) est associé à un cisaillement important comme le montre la photo de la chemise en fer déformée (*figure V-27*). L'image MEB permet de distinguer plusieurs bandes mylonitiques associées à une recristallisation dynamique de la calcite. Ces bandes étroites semblent accommoder l'essentiel de la déformation. L'échantillon a également été affecté par une fracture tardive.

L'échantillon de marbre du site 70 (**PP591**) présente une déformation homogène (*figure V-28*). Celle-ci se traduit par le développement de 2 groupes de fractures dans l'olivine : un premier groupe associé à des fentes de tension sans remplissage parallèles à la direction de σ_1 et un second groupe de fractures perpendiculaires, associées à de la dissolution-précipitation. Dans la calcite la déformation se traduit par des points de dissolution. Le développement de ces points de dissolution est probablement responsable de l'adoucissement observé sur les courbes σ en fonction de ε.

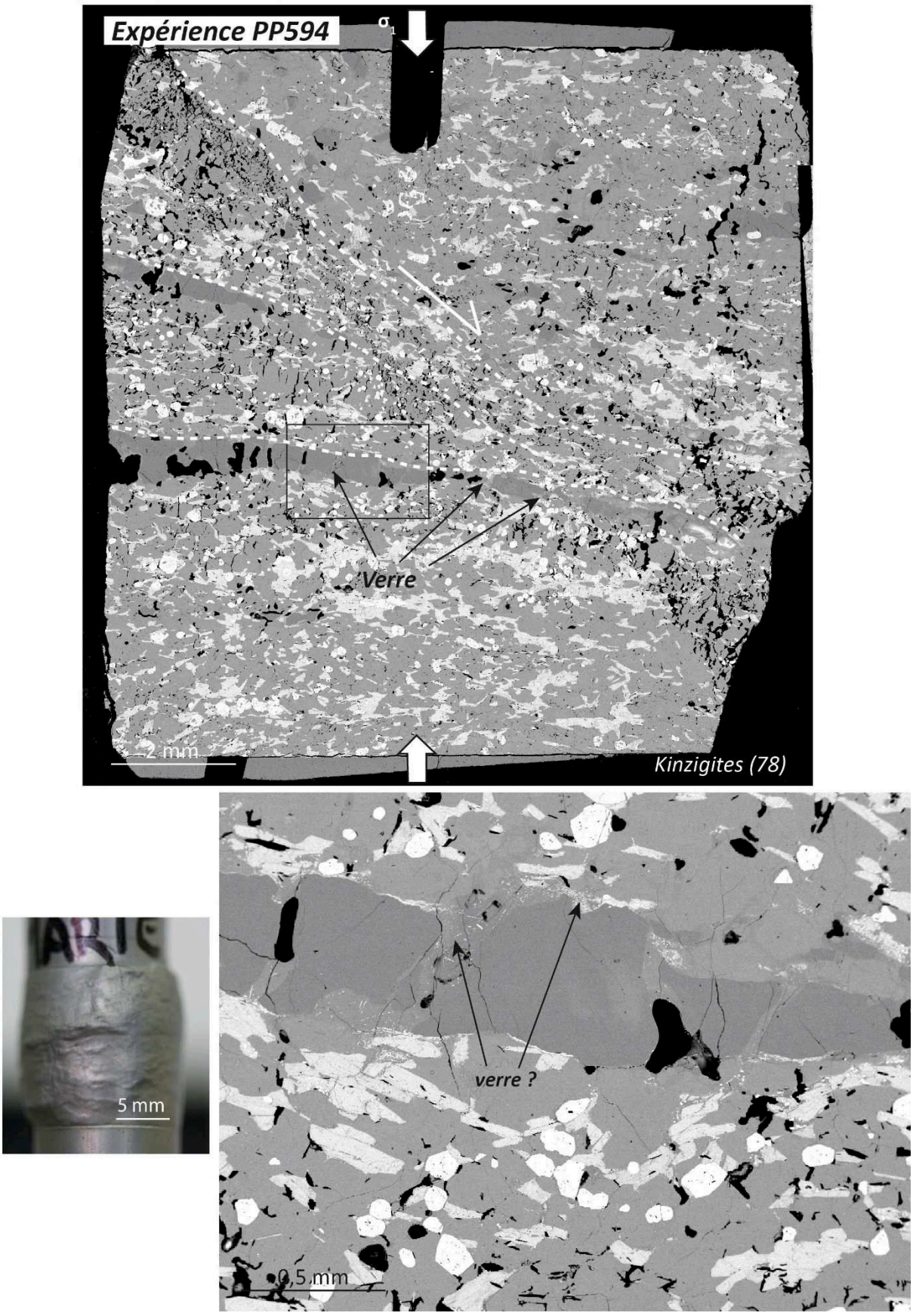


Figure V-25 : Photos de l'échantillon de Kinzigites (78) PP594 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon. (en bas à gauche) encore dans sa chemise en fer, (en bas à droite), zoom sur une zone de développement de verre.

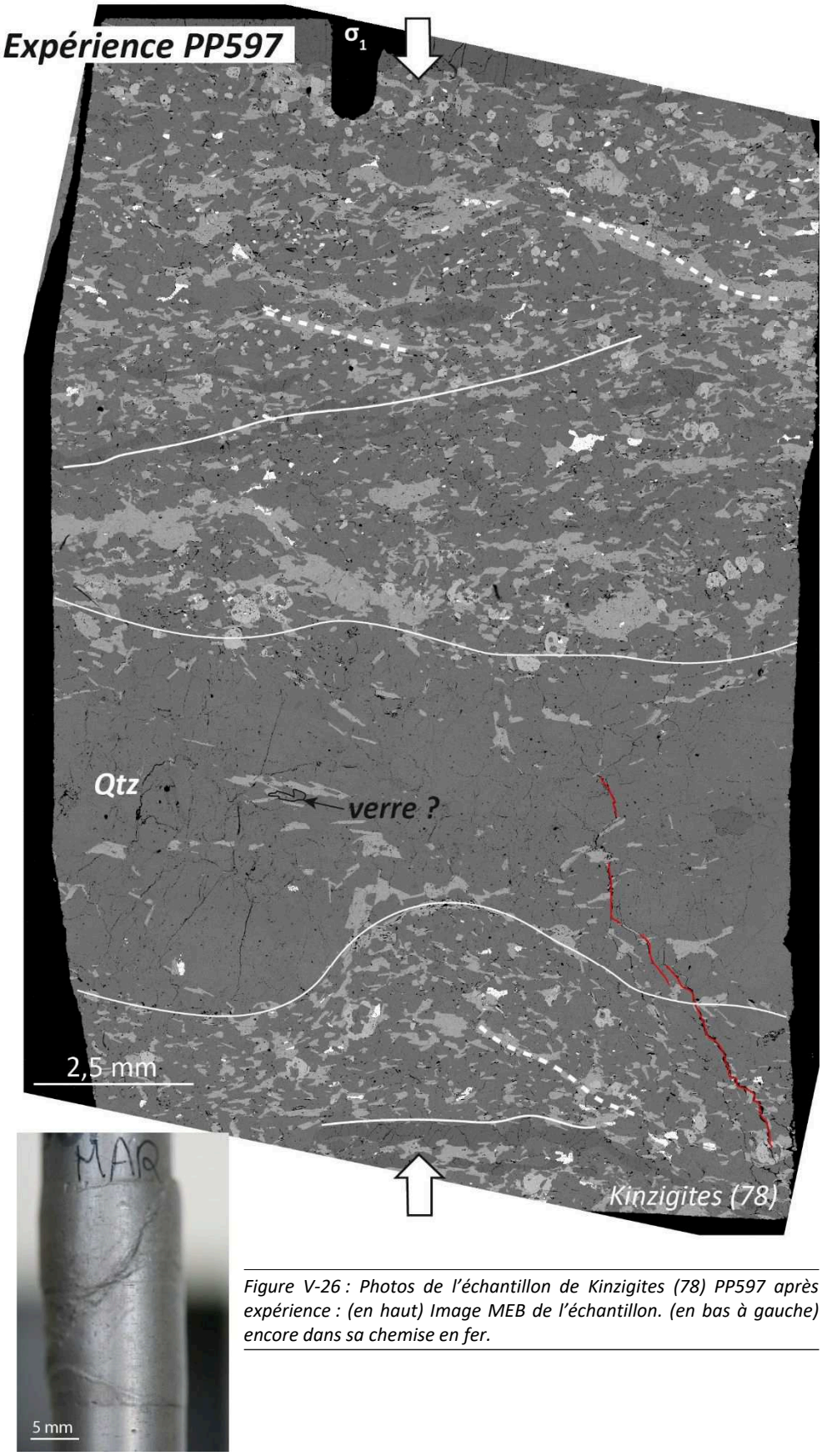


Figure V-26 : Photos de l'échantillon de Kinzigites (78) PP597 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon. (en bas à gauche) encore dans sa chemise en fer.

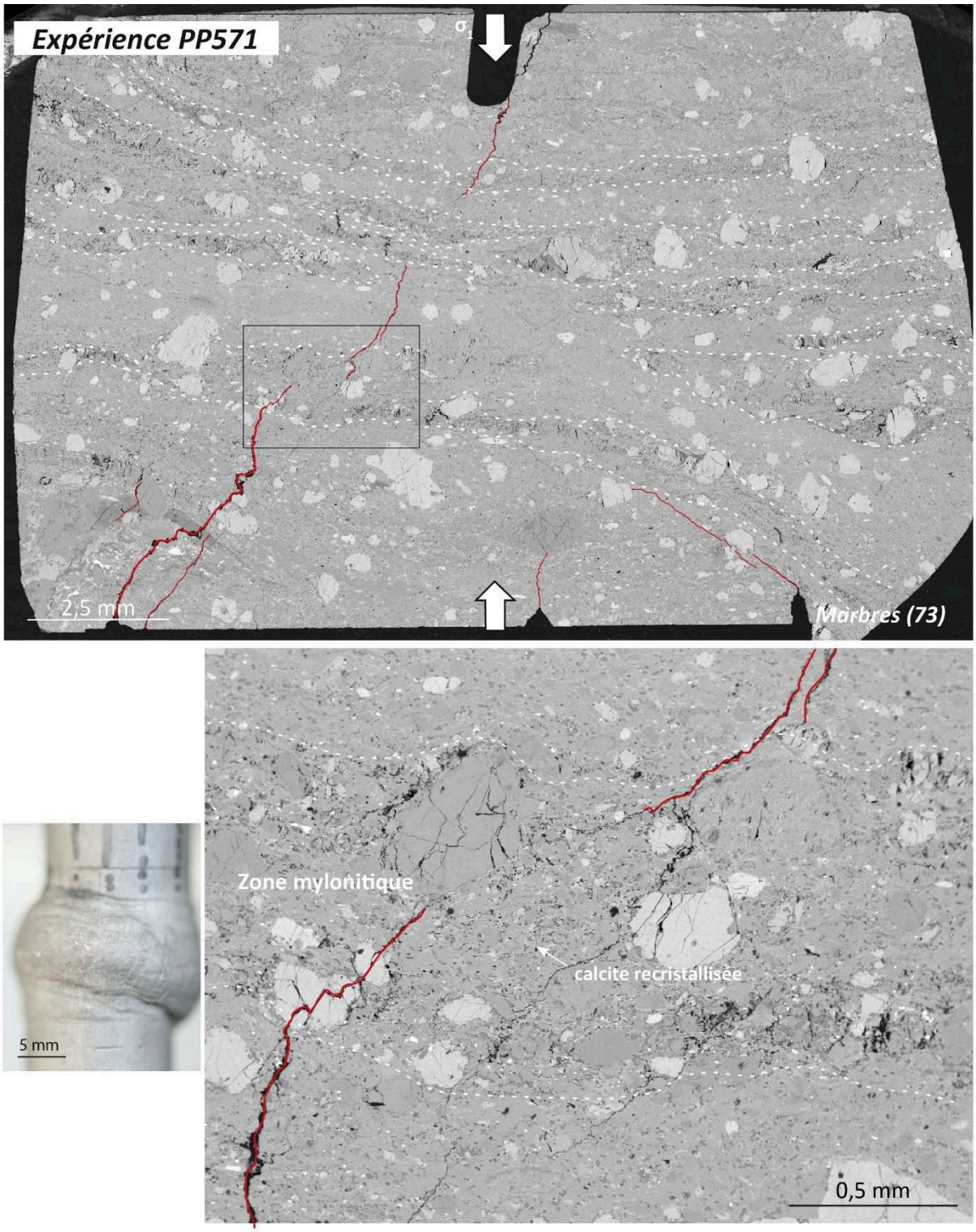


Figure V-27 : Photos de l'échantillon de marbres (73) PP5971 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon. (en bas à gauche) encore dans sa chemise en fer, (en bas à droite), zoom sur une zone de déformation intense

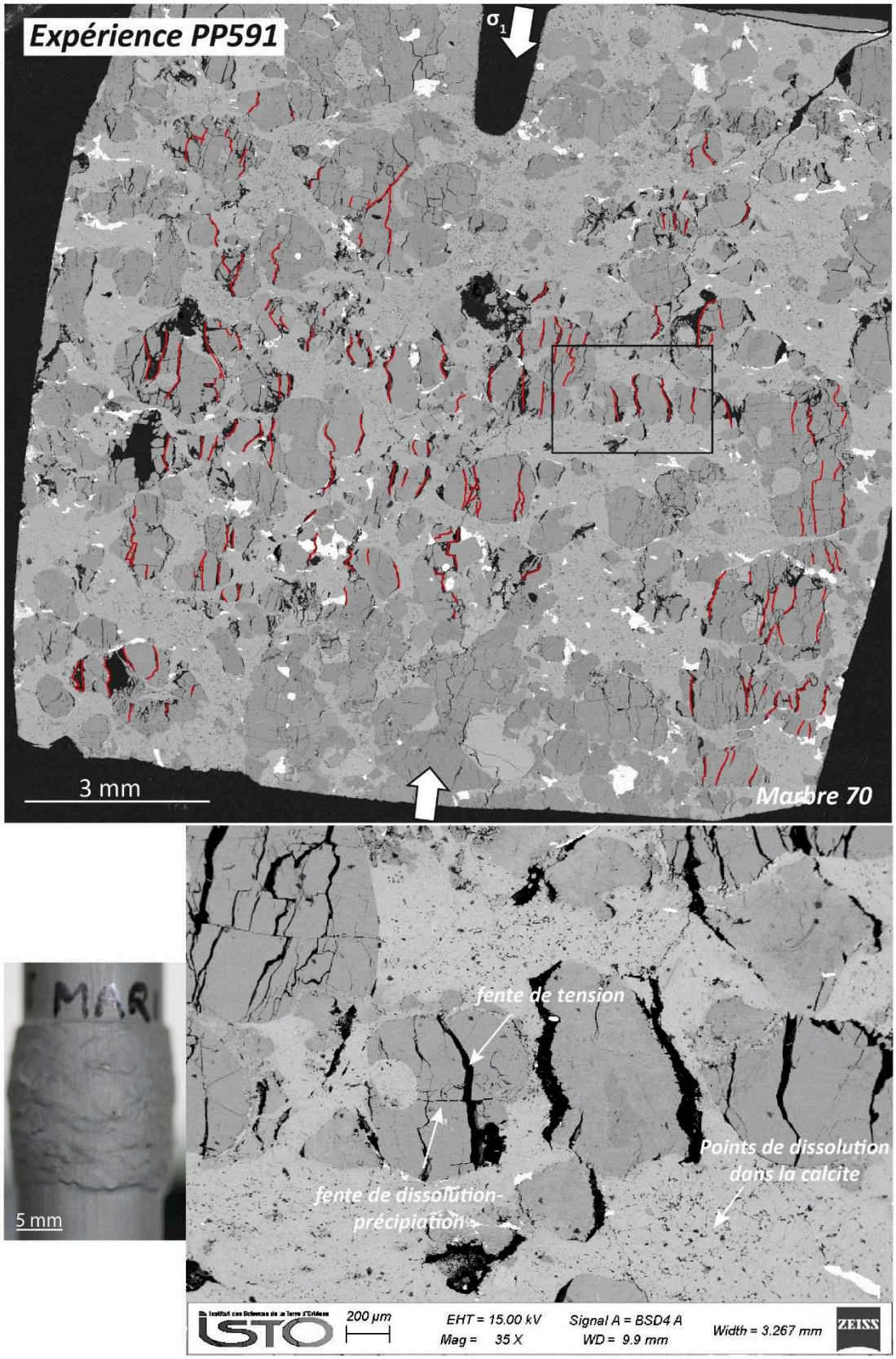


Figure V-28 : Photos de l'échantillon de marbres (70) PP591 après expérience : (en haut) Image MEB de l'échantillon. (en bas à gauche) encore dans sa chemise en fer, (en bas à droite), zoom sur une zone de déformation.

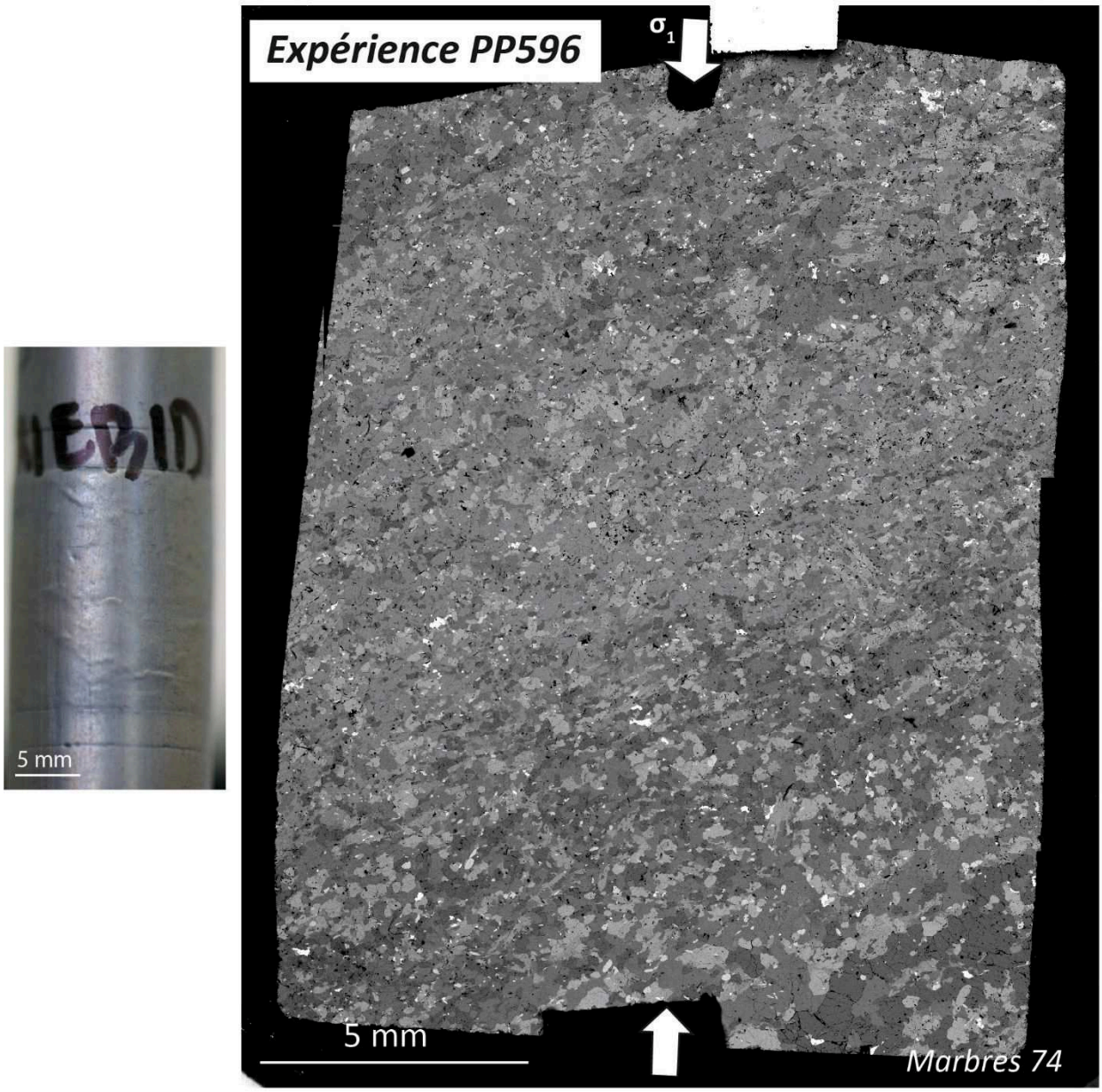


Figure V-29 : Photos de l'échantillon de marbres (74) PP5971 après expérience : (à gauche) encore dans sa chemise en fer, (à droite) Image MEB de l'échantillon.

4. Métabasite

L'expérience **PP590** réalisée sur un échantillon de métabasite du site 69 n'a à priori aboutie sur aucune déformation plastique et l'image de la chemise en fer ainsi que l'image MEB de l'échantillon confirme la rupture de l'échantillon (réseau de fracture souligné en rouge, *figure V-30*).

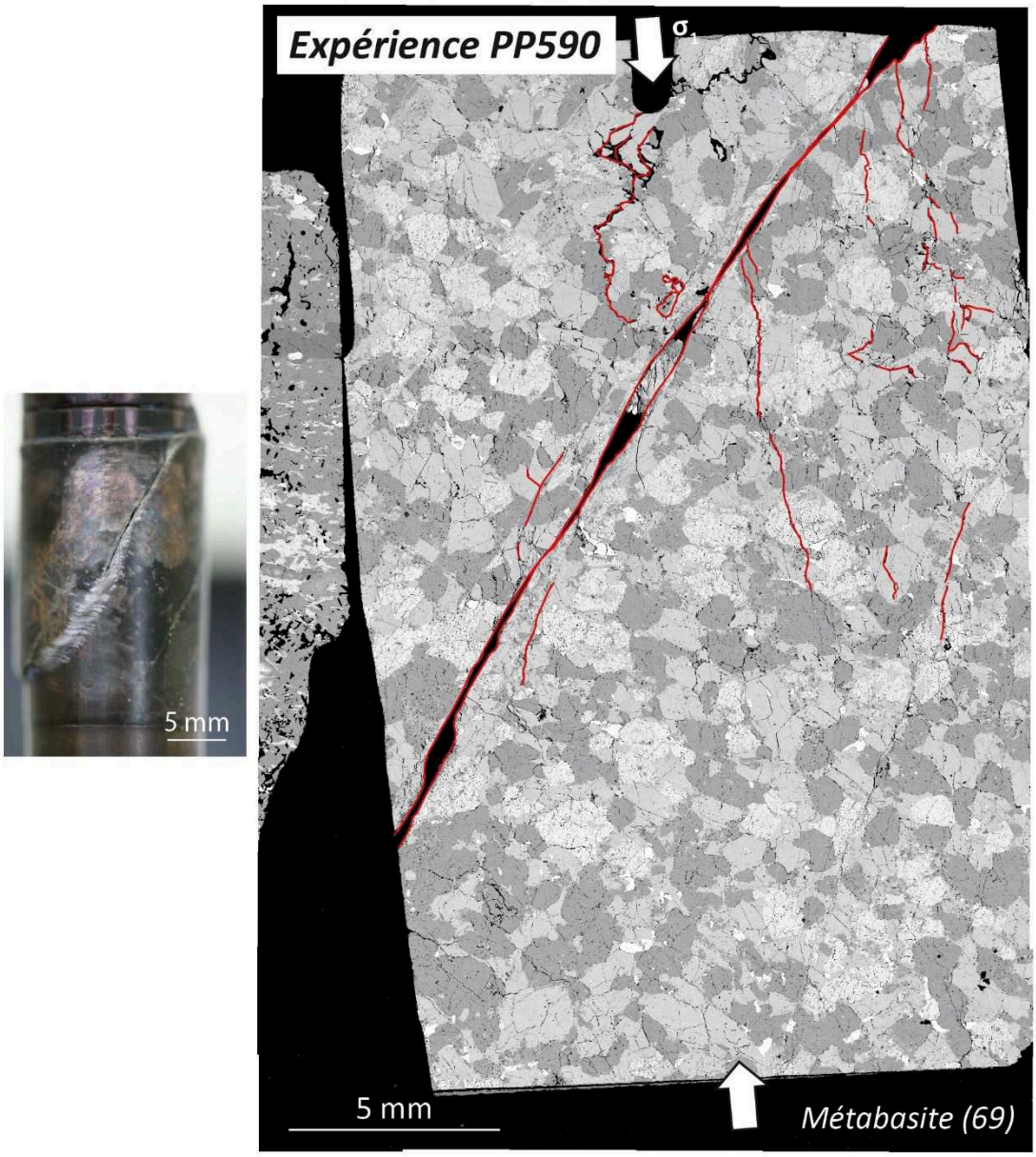


Figure V-30 : Photos de l'échantillon de métabasite PP590 après expérience : (à gauche) encore dans sa chemise en fer, (à droite) Image MEB de l'échantillon, les zones de fractures principales sont soulignées en rouge.

V- Discussion

Les expériences de déformation ductile en Presse Paterson sur roches naturelles pré-structurées sont laborieuses. La phase de déformation plastique est souvent atteinte à la vitesse de déformation la plus faible mais rarement aux vitesses suivantes. Les expériences se terminent pratiquement toujours sur la rupture de l'échantillon. De plus les hétérogénéités lithologiques et structurales d'une même roche sont telles que les résultats ne sont pas reproductibles.

Il est également très difficile de faire le lien entre l'allure du graphe σ en fonction de ε et les microstructures développées.

Il est cependant possible de dresser plusieurs conclusions importantes sur la rhéologie des roches de la Zone d'Ivrée en compression aux conditions de 850°C et 300 MPa et à des vitesses de déformation de 10^{-8} à 10^{-4} s^{-1}.

- L'ensemble des roches (dont les expériences ont permis de déterminer un exposant de contrainte) ont un comportement de fluide non-newtonien de type rhéofluidifiant (n>1)
- La rhéologie la plus faible est clairement celle des Stronalites les plus profondes (site 71, expérience PP592, *figure V-31*). C'est ensuite celle de l'échantillon de Kinzigites avec le moins de quartz (site 78, expérience PP594) puis celle du marbre à olivine (site 70, expérience PP591).
- L'échantillon le plus résistant à la déformation est clairement celui de la métabasite (site 69, PP590) puisqu'il n'a pas pu être déformé plastiquement aux mêmes conditions que les autres.

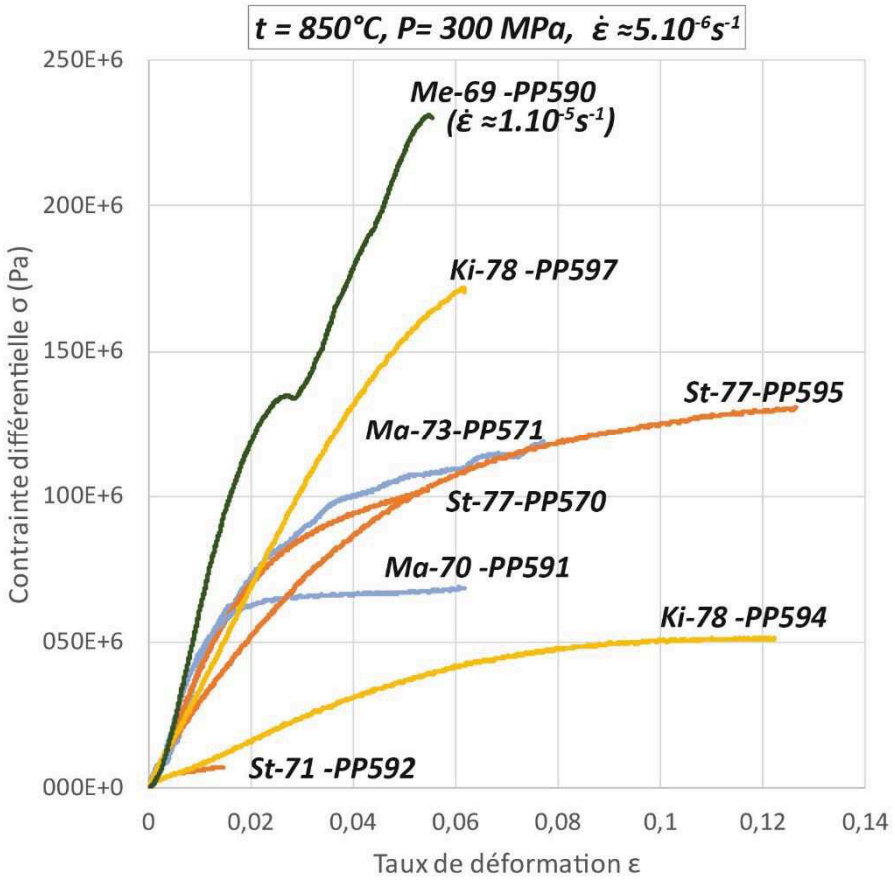


Figure V-31 : *Courbes rhéologiques obtenues à 3kbar, 850°C et $\dot{\varepsilon}=5.10^{-6}s^{-1}$* pour les différentes roches étudiées *(sauf pour la métabasite qui a été soumis à une vitesse de $\dot{\varepsilon}=1.10^{-5}$ s^{-1}). Me : Metabasite ; Ki : Kinzigites ; Ma : Marbre, St : Stronalites.*

- Les viscosités apparentes des roches sont relativement similaires, entre $\eta \approx 10^{12,5}$ et $\eta \approx 10^{13}$ Pa.s pour $\dot{\varepsilon} \approx 10^{-6} s^{-1}$. Seule les stronalites du site 71 présente une viscosité apparente réellement plus faible ($\eta \approx 10^{11,5}$ Pa.s. ; *figure V-32*).
- La formation (probable) de verre pourrait rendre la Kinzigite de l'expérience PP594 moins résistante à la déformation et moins visqueuse que la Kinzigite de l'expérience PP597.
- L'observation des microstructures dans les marbres montrent notamment que leur déformation ductile semble toujours associée à la dissolution et la recristallisation dynamique de la calcite, localement dans des bandes mylonitiques (PP571) ou de manière plus homogène (PP591).
- Dans les Kinzigites et les Stronalites la déformation est associée à de la cataclase ou au développement de zones de cisaillement, et localement à la formation de verre.
- Les niveaux de quartz semblent jouer le rôle de « zone tampon » dans les échantillons et sont très peu déformés.

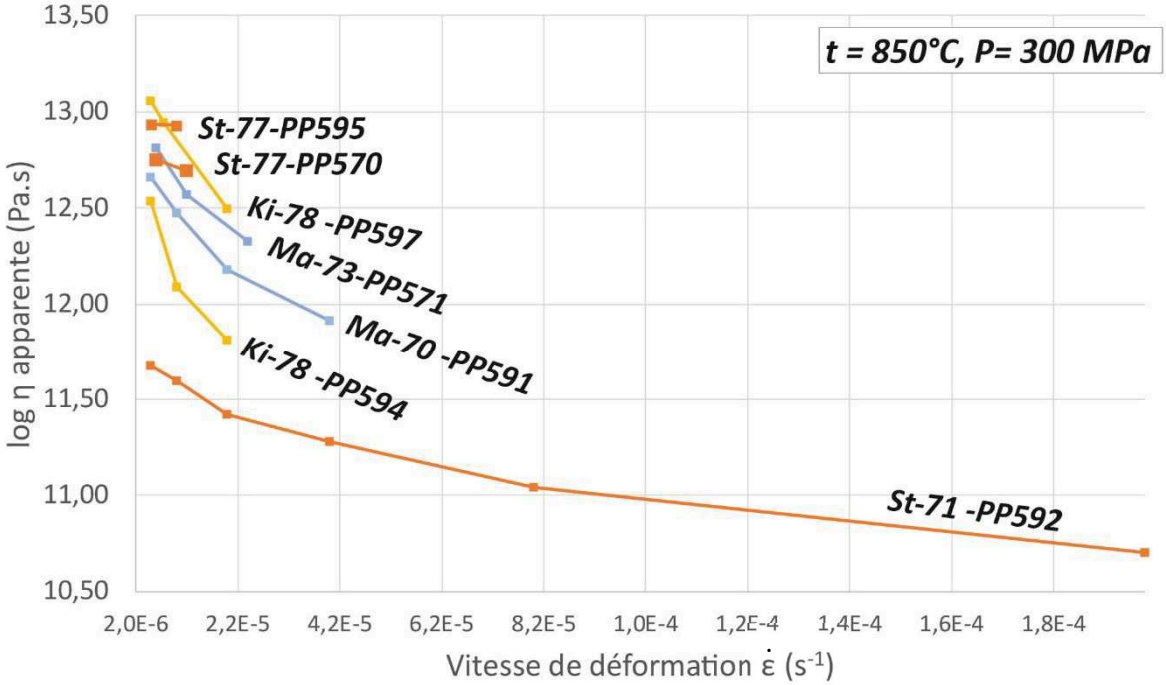


Figure V-32 : Diagramme du log de la viscosité apparente en fonction de la vitesse de déformation présentant l'ensemble des roches déformées à l'exception de la métabasite et du marbre 74 dont les résultats ne sont pas concluants.

Les conditions expérimentales utilisées dans le cadre de cette étude ne sont pas représentatives des conditions P-T-$\dot{\varepsilon}$ réelles auxquelles ont été soumises les roches lors de leur déformation

Le diagramme P-T du Val Strona (*figure V-33a*) présente les conditions auxquelles ont été soumises les roches au Carbonifère Supérieur pendant la déformation D1 associée au métamorphisme régional M1 (cf. Chapitre III- Partie I). Les conditions P-T au Permien (D2) n'étaient cependant sans doute pas très différente (voir Chapitre III-Partie I).

L'ensemble des roches du Val Strona, et donc des échantillons de roches sélectionnés pour les expériences, ont été soumis à une pression lithostatique (de 400 à 830 MPa) bien plus importante que la pression de confinement utilisée pendant les expériences (300 MPa).

Hormis les échantillons des roches les plus profondes (la métabasite 69 et le marbre 70) la majorité des roches ont également été soumis à des températures plus basses (650°C<T<900°C) que la température expérimentale (850°C).

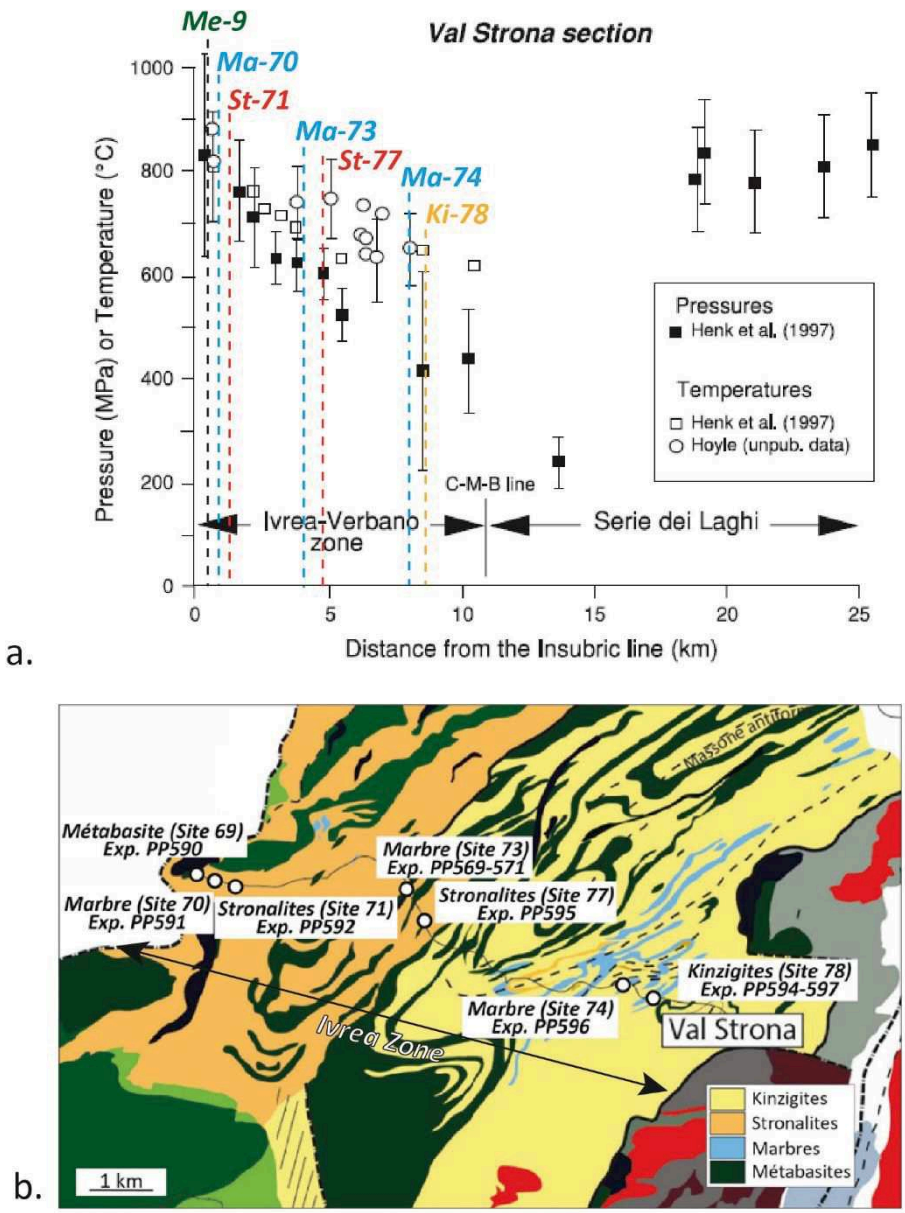


Figure V-33 : (a) Diagramme P-T des roches du Val Strona di Omegna (Rutter et al., 2007) , les échantillons utilisés lors des expériences sont placés dans le diagramme en fonction de leur distance à la ligne insubrienne comme indiquée sur la carte géologique (b).

Hors, l'influence de la température sur la rhéologie des roches est majeure (contrairement à celle de la pression qui est négligeable), son augmentation a pour effet de drastiquement réduire la résistance de la roche et augmenter sa ductilité (*figure V-34a* ; e.g Rutter, 1995).

Par ailleurs les vitesses expérimentales utilisées (10^{-8} à 10^{-3} s^{-1}) sont beaucoup plus rapides que les vitesses géologiques réelles (~10^{-15} s^{-1}). La diminution de la vitesse de déformation a pour effet de drastiquement diminuer la résistance des roches ainsi que d'augmenter leur ductilité (*figure V-34b* ; e.g Heard, 1963).

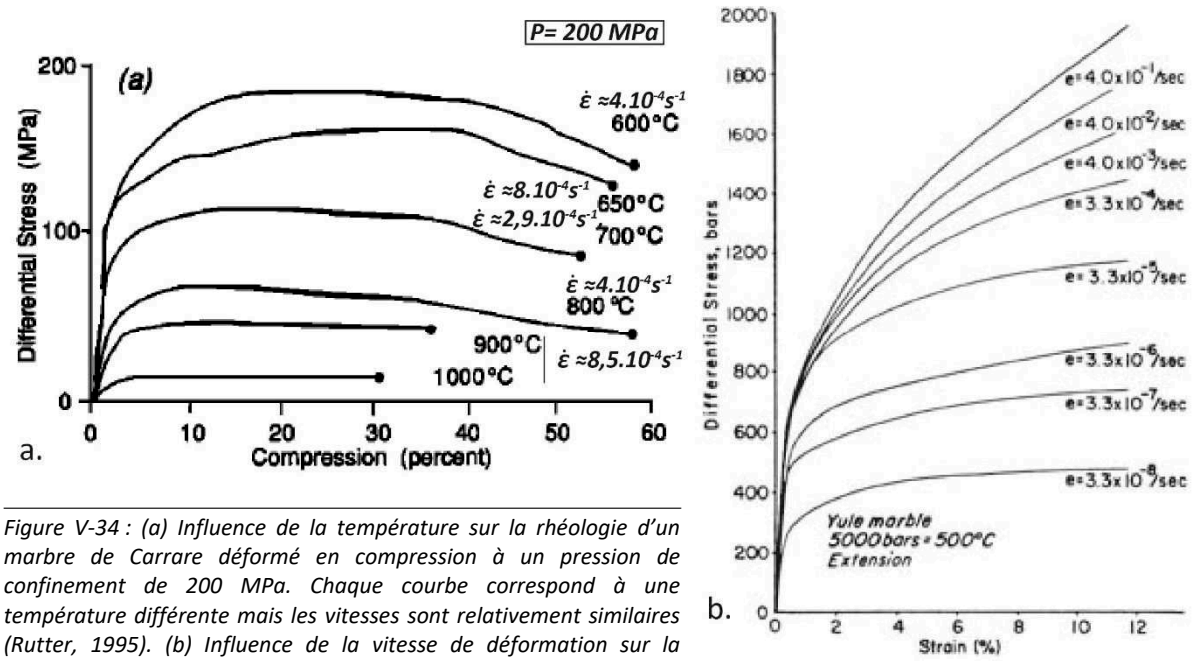


Figure V-34 : (a) Influence de la température sur la rhéologie d'un marbre de Carrare déformé en compression à un pression de confinement de 200 MPa. Chaque courbe correspond à une température différente mais les vitesses sont relativement similaires (Rutter, 1995). (b) Influence de la vitesse de déformation sur la rhéologie d'un marbre de Yule déformé en extension à 5kbar et 500°C (Heard, 1963).

La rhéologie des roches déterminée par la Presse Paterson ne peut ainsi pas s'appliquer à la réalité Carbonifère-Permienne de la Zone d'Ivrée mais des hypothèses peuvent être dressées :

- Aux vitesses de déformation géologiques et aux conditions P-T Carbonifère-Permienne de la Zone d'Ivrée les roches ont probablement une rhéologie beaucoup plus faible, y compris la métabasite.
- Si les roches ne sont pas associées à de la fusion partielle importante alors leurs viscosités sont sans doute beaucoup plus élevées aux vitesses de déformation géologiques (puisqu'elles ont un comportement de type rhéofluidifiant).
- Si elles sont au contraire associées à un taux de fusion partielle significatif alors leurs viscosités et leur rhéologie sont drastiquement plus faibles (e.g Rutter et Neumann, 1995).
- Les contrastes de viscosité importants déterminés en Presse Paterson (par exemple métabasite/stronalites71) sont probablement également significatifs aux conditions Carbonifère-Permiennes.
- Les expériences ont été réalisées sur des roches naturelles déjà structurées, on ne peut donc pas les interpréter comme la déformation des protolithes de la Zone d'Ivrée.

CHAPITRE VI : DISCUSSION

Sommaire

I- Nature et structures des croûtes inférieures des RVs et MPVs 280
1. Croûte profonde supra-moho 281
a. Structure et composition 281
b. Confrontation aux données sismiques des MPVs 282
2. Croûte profonde à moyenne 284
a. Structure et composition 284
b. Confrontation aux données sismiques des MPVs 285
3. Croûte moyenne 285
a. Structure et composition 285
b. Confrontation aux données sismiques des MPVs 286

II- Rhéologie des croûtes inférieures de RVs et MPVs 287
1. Rhéologie compositionnelle de la croûte inférieure d'Ivrée 287
2. Relation déformation crustale et thermicité 289
a. Contrôle de la thermicité 289
b. Conséquences du magmatisme mafique 291
Article : " *Thermally-activated ductile flow of the Ivrea Zone middle crust during the Permian magmatic event: an insight in the behavior of the lower crust in magmatic continental extensional systems* "

III- Implication pour l'évolution des Marges Passives Volcaniques 307
1. Chronologie de mise en place et géométrie des magmas mafiques 307
2. Thermicité à long terme 308

Liste des figures

Figure 1 : Coupe synthétique d'une croûte en extension où d'important volumes de magma se mettent en place 281

Figure 2 : (a) Reconstitution Permienne de la Zone d'Ivrée, modifiée d'après Schaltegger et Brack (2007). (b) Superposition de 2 figures de Rutter et al. (1999). La figure de couleur donne la vitesse moyenne des ondes P dans chacune des 23 roches échantillonnées qui varie en fonction de la pression et de la température également. La seconde figure est un profil sismique migré compilé. 283

Figure 3 : Figure comparative des résultats des expériences réalisées en Presse Paterson (a) et des observations de terrain (b., c., d.). Les sites d'observation de terrain ne correspondent pas forcément exactement aux sites d'échantillonage de la Presse Paterson mais ont été réalisées sur des sites proche où les lithologies sont similaires. 287

Figure 4 : Coupes schématiques de la distribution de la thermicité dans la croûte inférieure pendant la déformation en extension de la Zone d'Ivrée, au Carbonifère supérieure (D1 ; a) et au Permien supérieur (fin D2 ; b). 290

Figure 5 : Coupes schématiques de répartition du durcissement compositionnel dans la Zone d'Ivrée du Permien (D2 ; a) au Trias (post-D2 ; b). 306

I- Nature et structure des croûtes inférieures des Rifts Volcaniques et Marges Passives Volcaniques

Les deux zones étudiées pendant cette thèse ne sont, a priori, ni des rifts volcaniques ni des marges passives volcaniques classiques. La Zone d'Ivrée est un rift volcanique avorté, d'âge Permien, qui s'est formé sur une croûte orogénique varisque en exhumation et en étalement gravitaire (déformation D1) et qui a ensuite été affectée par une phase de rifting tardive non-magmatique au Jurassique dont l'expression principale est la faille de Pogallo. Cette croûte inférieure pourrait néanmoins être analogue à la partie la plus interne des MPVs (cf. Chapitre I- figure I-12), là où sont conservées les structures les plus précoces du rifting.

La province magmatique de Seiland (~580 Ma), par contre, pourrait s'être formée au niveau de la marge passive de Baltica bordant l'Océan Iapetus (Andréasson et al., 1998), marge de nature probablement volcanique. C'est également ce qui est suggéré pour le complexe de Nappes de Seve plus au sud où des complexes de dykes (« Sarek Dyke Swarm ») ont été datés à ~620-605 Ma (Svenningsen et al., 2001) et pourraient correspondre au système d'alimentation de SDRs (Abdelmalak et al., 2015). Cette marge passive volcanique qui s'étendrait sur plus de 800km le long des Calédonides aurait été, probablement, dans la continuité de la marge non-volcanique hyper-étirée située plus au sud (e.g Abdelmalak, 2015). L'origine baltique de Seiland est néanmoins contestée par Corfu et al. (2007) qui proposent une origine laurentienne pour le complexe de nappes de Kalak (qui contient la SIP) et ainsi un chevauchement sur Baltica datant de l'orogenèse Scandienne. Dans les deux cas, marge baltique ou marge laurentienne, la chronologie de mise en place de la SIP (~580 Ma) suggère qu'elle précède ou est en partie contemporaine de l'ouverture de l'océan Iapetus il y a ~550 Ma (âge très débattu ; e.g. Cawood et al., 2001 ; Harz and Torsvik, 2002). Il est ainsi possible qu'elle soit associée au stade ultime d'un rift volcanique ou au stade précoce d'une MPV.

On ne cherche pas ici à confronter directement les observations réalisées dans ces zones d'étude à l'évolution des MPVs mais plutôt à dresser un bilan des déformations et relations roches magmatiques-croûtes profondes et ainsi de proposer à partir des observables la structure synthétique d'une croûte inférieure affectée par la mise en place d'importants volumes de magma pendant l'extension (*figure VI-1*).

L'étude des croûtes d'Ivrée et de Seiland permet ainsi de distinguer plusieurs domaines dans la croûte inférieure qui se distinguent par leur déformation, leur volume de magma intrudé ainsi que par la nature du magma présent. Ces différents domaines peuvent être confrontés aux réflecteurs et vitesses sismiques observés dans la croûte inférieure des MPVs.

On considère ici une croûte d'environ 30 km d'épaisseur. Cette épaisseur est l'épaisseur de la croûte formée par la Zone d'Ivrée et la Zone de Strona-Ceneri et c'est également l'épaisseur moyenne de la croûte dans la partie proximale des MPVs après extension.

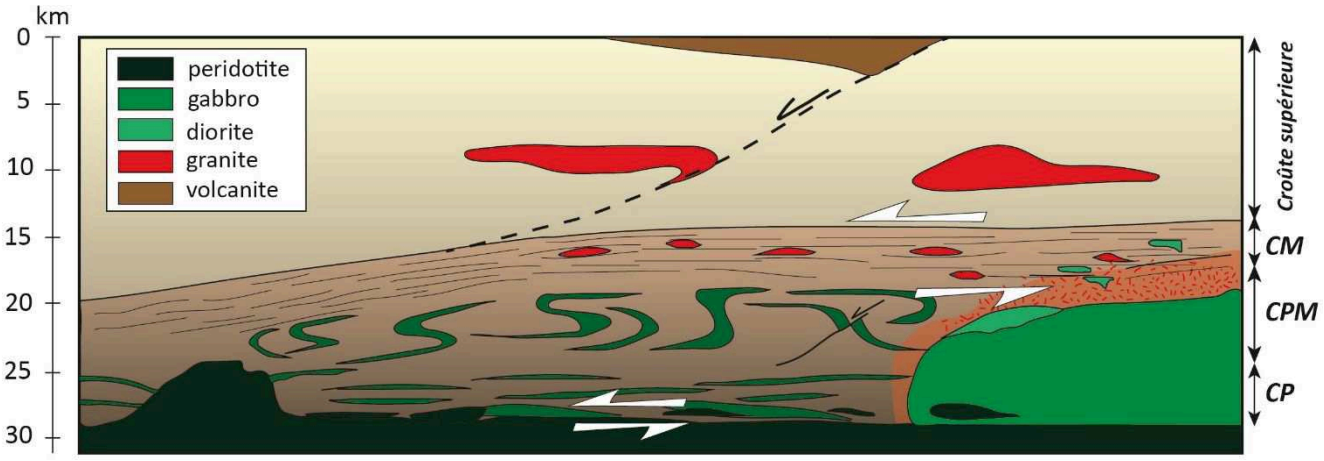


Figure VI-1 : Coupe synthétique d'une croûte en extension où d'important volumes de magma se mettent en place

1. Croûte profonde supra-Moho

a. Structure et composition

Ce domaine de croûte profonde (**CP** ; *figure IV-1*) est associé essentiellement aux observations réalisées dans la partie la plus profonde de la Zone d'Ivrée (~4km les plus proches de la ligne insubrienne) et celles réalisées à Seiland.

Il forme les 3-4 km premiers kilomètres au-dessus du Moho et est probablement associé au faciès granulitique le plus profond (8-10 kbar ; 850-1000°°C ; température au Moho de croûte continental stable : 500°-600°C).

Il est composé essentiellement de roches magmatiques mafiques (>60%), de roches métasédimentaires (<35%) et de roches magmatiques ultramafiques (5-10%).

Les roches mafiques sont majoritairement des intrusions planaires de plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, sous forme de sills (ex : les métabasites de la Zone d'Ivrée, cf. Chapitre IV-Partie I) et de corps plus massifs (ex : le complexe mafique inférieur de la ZI ; cf. Chapitre IV-Partie I ; les gabbros « annulaires » de Seiland ; cf. Chapitre IV- Partie III). Ces intrusions sont majoritairement sub-horizontales et leurs épontes et foliations plastiques et/ou magmatiques sont parallèles à sub-parallèles à la foliation des métasédiments encaissants (cf. Chapitre IV Parties I-1-b et III-2-a). Ce parallélisme suggère une co-structuration des intrusions mafiques et des métasédiments, que les intrusions soient précoces ; dans ce cas-là elles sont déformées plastiquement (associées parfois à une recristallisation totale, cf. Chapitre IV-Partie I-1 et Partie III-1) ou contemporaines (déformation magmatique ; cf. Chapitre IV-Partie III-2). De plus cela suggère que leur intrusion emprunte l'anisotropie existante ou en formation des métasédiments.

Il existe également des corps gabbroïques plus tardifs et plus massifs, qui recoupent complètement la foliation encaissante, et dont la base se situerait au contact avec le Moho. Ces intrusions pourraient être majeures et former des corps de plus de 10-15km d'épaisseur (e.g le Complexe mafique de la Zone d'Ivrée ; cf. Chapitre IV- Partie I). Le Complexe mafique présente une foliation magmatique parallèle à la foliation plastique de l'encaissant (au moins au centre de l'intrusion, cf. modèle de « Gabbro glacier » de Quick et al., 1992 ; Chapitre II- Partie I-3-c).

Il est clair que ces corps sont moins communs que les intrusions planaires et forment des « anomalies » locales associées à un mécanisme de mise en place particulier et donc probablement à des contextes particuliers. Ces anomalies locales pourraient rendre la croûte inférieure beaucoup plus résistante à la déformation une fois complétement cristallisées (cf. Partie II- Rhéologie des croûtes inférieures).

Les roches ultramafiques s'observent sous-forme de lentilles tectonisées (ex : Peridotite de Balmuccia dans la Zone d'Ivrée ; Chapitre II- Partie I-3-a), ou de dykes et d'intrusions plus massives (ex : dykes et complexe ultramafiques de Seiland, Chapitre IV- Partie III-2 et 3).

Les premières pourraient être issues d'un cisaillement important au niveau du Moho qui n'a cependant pas été documenté ou étudié pendant cette thèse. Ce cisaillement pourrait résulter d'un découplage rhéologique important entre la croûte la plus inférieure et le manteau lithosphérique sous-jacent.

Le complexe majeur de Seiland s'est clairement mis en place sous forme magmatique (enclaves de gabbro à l'intérieur ; cf. Chapitre IV – Partie III-2-b). Cette incursion de magma ultramafique dans la croûte inférieure a très bien pu se mettre en place dans des niveaux moins profonds et ainsi seulement une partie inférieure subsisterait sur l'île. Il est finalement peu probable que le contact complexe ultramafique-métasédiments sur Seiland représente l'interface croûte-manteau.

La déformation de ce domaine de croûte profonde est très homogène et pénétrative, associée à une foliation sub-horizontale, à des plis isoclinaux syn-foliation à flancs très étirés (cf. Chapitre III-Partie I-2) et probablement associée à aucun plissement majeur post-foliation. Il est également peu probable qu'il existe des structures localisantes étroites (zones de cisaillement) dans ce domaine.
L'association des intrusions mafiques planaires et des foliation subhorizontales magmatiques et plastiques (encaissant et roches magmatiques) donne une apparence « litée » à ce domaine.

b. Confrontation aux données sismiques des MPVs

La partie la plus profonde LC2 du domaine interne des MPVs est caractérisée par d'importants réflecteurs lités associés à des vitesses des ondes P très élevées (7,3-7,7 km/s ; *figure VI-2-c* ; e.g White et al., 2008 ; cf. Chapitre I – Partie I-2).

Les observations réalisées dans la partie la plus profonde de la Zone d'Ivrée et de Seiland, associées à la modélisation sismique de Rutter et al. (1999 ; **CP** ; *figure VI-2*) suggèrent que ces réflecteurs lités pourraient être associés à des corps et sills mafiques à ultramafiques intrudés dans des métasédiments granulitiques et à des lentilles tectonisées de péridotite.

Les vitesses sismiques des roches magmatiques mafiques et ultramafiques sont généralement élevées (mafiques > 7 km/s) à très élevées (ultramafiques >7,6 km/s ; e.g Christensen et Mooney, 1995). La modélisation de Rutter et al. (1999) montre une association des mêmes vitesses sismiques dans la partie la plus profonde de la Zone d'Ivrée, correspondant au domaine de croûte profonde. Ces vitesses correspondent également aux Vp associées à LC2.

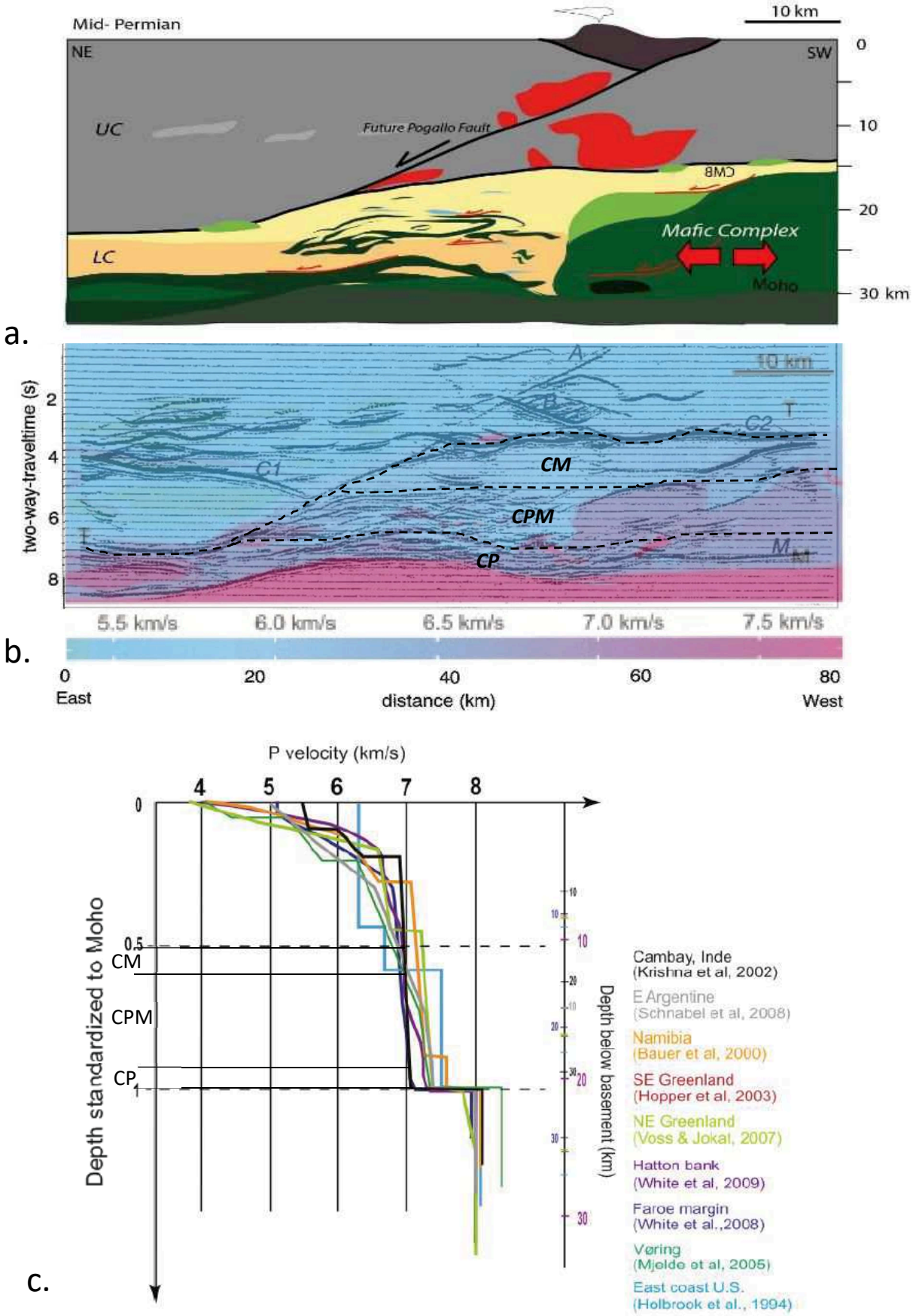


Figure IV-2 : (a) Reconstitution Permienne de la Zone d'Ivrée, modifiée d'après Schaltegger et Brack (2007 ; d'après Rutter et al., 1999). (b) Superposition de 2 figures de Rutter et al. (1999). La figure de couleur donne la vitesse moyenne des ondes P dans chacune des 23 roches échantillonnées qui varie en fonction de la pression et de la température également. La seconde figure est un profil sismique réalisé à partir d'une reconstitution de la Zone d'Ivrée au Trias(c) Compilation de vitesses sismiques de plusieurs marges volcaniques (thèse de Huixin Guan, 2018).

Le Complexe Mafique est par contre essentiellement transparent dans la modélisation sismique de Rutter et al. (1999 ; *figure VI-2b*) car il est homogène structuralement et texturalement (à l'exception des septas paragneissiques et de la peridotite de Balmuccia). Cela suggère qu'un seul grand corps magmatique ne peut pas être responsable des réflecteurs lités observés en base de croûte de MPVs. Cela tend par contre à confirmer les hypothèses de Thybo et Nielsen (2012) et Stratford et Thybo (2011) sur l'interprétation des corps de hautes Vp sismiquement transparent dans le bassin Danois et le rift d'Oslo comme des complexes mafiques de grand volume ayant refroidit lentement (le Complexe mafique aurait mis ~10-15 Ma ; Peressini et al., 2007).

Par ailleurs sur certains profils sismiques les perturbations locales observées des réflecteurs de LC2 par des anomalies généralement transparentes pourraient être associées à des incursions de magma ultramafique ayant refroidit lentement, comme celui observé à Seiland (cf. Chapitre IV- Partie III-2-b).

2. Croûte profonde à moyenne

a. Composition et structure

La croûte profonde à moyenne (**CPM**, *figure VI-1*) correspond à un domaine d'environ 8 km d'épaisseur, situé entre ~18 et ~26 km de profondeur. C'est le domaine le plus épais de la croûte inférieure.

Il se caractérise essentiellement par des structures hétérogènes et la disparition des roches ultramafiques. Il est associé à la transition du faciès granulitique au faciès amphibolitique bien que la majeure partie appartienne probablement au faciès amphibolitique de haut grade (5-8kbar ; 650-800°C).

Les roches mafiques, dominantes, sont essentiellement des intrusions planaires (sills). La mise en place de ces intrusions emprunte l'anisotropie préexistante des métasédiments. Les corps plus importants sont probablement rares et seules des « anomalies » comme le Complexe Mafique d'Ivrée peuvent être observées.

Ces roches mafiques sont également associées à des roches plus différenciées de type diorite (ex : la partie supérieure du Complexe mafique, cf. Chapitre II-Partie I-3-c).

Le volume total de magma est moins important que dans la croûte la plus profonde est forme probablement moins de 40% du volume total de croûte (~60% de métasédiments).

Le domaine de croûte profonde à moyenne est associé à une déformation ductile plus importante liée à une relocalisation de la déformation dans ce domaine et dans la croûte moyenne. Les structures ductiles observées dans ce domaine sont hétérogènes, associées aux différents stades de déformation : des plis symétriques et isoclinaux syn-foliation (associés à une déformation précoce en cisaillement pur, commune au domaine de croûte profonde également, cf. Chapitre III-Partie I-2), et des structures postérieures ; des plis isoclinaux post-foliation à plans axiaux parallèles à la foliation horizontale, traduisant un raccourcissement vertical associé à un cisaillement pur dominant (Chapitre III-Partie I-3a) et des plis asymétriques et déversés traduisant une composante de cisaillement simple plus importante (cf.Chapitre III-Partie I-3a).

L'ensemble peut-être recoupé localement par des zones de cisaillement à faible pendage, probablement associées au début du refroidissement de la croûte (ex : zones de cisaillement d'Anzola et de Rosarolo ; cf. Chapitre III-Partie I-3-a).

b. Confrontation aux données sismiques des MPVs

La croûte inférieure des MPVs est caractérisée, au-dessus de LC2, par le domaine LC1 formé de réflecteurs d'apparence plissée (e.g Geoffroy et al., 2015) et défini par des vitesses sismiques, souvent homogènes comprises entre 6,9 et 7,3 km/s (*figure VI*-2c ; e.g Maystrenko et al., 2013).

L'étude du domaine de croûte profonde à moyenne ainsi que ses caractéristiques sismiques sur la modélisation de Rutter et al. (1999 ; **CPM** ; *figure VI-2*-b) suggèrent que les réflecteurs plissés de LC1 pourraient correspondre à des sills mafiques injectés dans une croûte amphibolitique à granulitique et plissés (symétriquement et/ou asymétriquement).

La diminution du nombre d'intrusion par rapport à LC2 pourrait expliquer les vitesses sismiques moins élevées dans ce domaine et la répartition relativement homogène des sills dans ce domaine, associée à un fluage important pourraient expliquer l'homogénéité des vitesses.

La structuration de cette croûte LC1 suggère que la formation des plis post-foliation est contemporaine de l'évolution de la marge (au contraire de LC2 qui est antérieure).

3. Croûte moyenne

a. Composition et structure

Ce domaine (**CM**, *figure VI-1*) forme le toit de la croûte inférieure et marque la transition avec la croûte supérieure. Il se caractérise par une très grande homogénéité structurale sous la forme d'une zone de cisaillement de 2 à 4 km d'épaisseur dans le faciès amphibolitique inférieur (4-5 kbar ; 550-650°C).

Les roches mafiques y sont probablement rares ou absentes et les roches différenciées communes (ex : « appinites » et boudins granitiques ; cf. Chapitre III-Partie I-3-b). Il est probable que ce domaine corresponde localement aux zones de mélange des magmas d'origine mantellique et des magmas d'origine crustale. En effet dans le sud de la Zone d'Ivrée la croûte moyenne est associée à une anatexie importante (associée à l'auréole thermique du Complexe mafique) et est également le lieu de mélange des magmas issus de la différenciation du Complexe mafique et des magmas anatectiques qui vont former les granites des lacs (Sinigoi et al., 2016). Ce domaine de croûte moyenne a probablement également permis la migration vers l'E des magmas formés. Une partie de ces magmas aurait formé les boudins granitiques étudiés (cf. Chapitre III-Partie I-3b) et une autre aurait migré via d'autres failles vers la croûte supérieure et formé certains des plutons granitiques.

Dans ce domaine la déformation ductile des métasédiments est très pénétrative, caractérisée par une homogénéité des structures, des magmas anatectiques boudinés et aucune structure post-foliation. Ces structures sont associées à une déformation en cisaillement simple.

Les grandes failles normales qui accommodent l'amincissement dans la croûte supérieure s'enracinent dans cette croûte ductile moyenne et sont ainsi probablement en partie contemporaine de son activité. Ces grandes failles pourraient servir de conduit au magma précoce (basalte) ou

différencié (granite ou rhyolite) vers la croûte supérieure, qui pourrait également emprunter des fractures antithétiques leur donnant ainsi une géométrie planaire (cf. Chapitre IV-Partie II-c)

b. Confrontation aux données sismiques

Les profils de MPVs de Namibie et d'Uruguay (cf. article Partie II-2) présentent souvent au toit de LC1 un niveau peu réflectif surmonté d'un réflecteur important subhorizontal (communication de Laurent Geoffroy). Cette croûte moyenne pourrait s'apparenter à la croûte moyenne ductile décrite ci-dessus qui apparait également sismiquement transparente dans la modélisation de Rutter et al. (1999 ; **CM** ; *figure VI-2b*) et qui est surmontée d'un réflecteur important associé à la transition croûte inférieure – croûte supérieure. Ce réflecteur a été interprété comme la discontinuité de Conrad.

La croûte moyenne ductile est clairement le domaine où la déformation est la plus intense en fin d'évolution du rift magmatique et sa rhéologie conditionne certainement la déformation de la croûte supérieure qui est associée aux grandes failles à faible pendage.

Ces différents domaines présentent clairement des déformations distinctes et sont à priori découplés de manière significative. Ces découplages sont le résultat de rhéologies contrastées.

II- Rhéologie des croûtes inférieures de RVs et MPVs

1. Rhéologie compositionnelle de la croûte inférieure d'Ivrée

Les contrastes lithologiques peuvent être associées à des découplages rhéologiques de premier ordre. Les expériences réalisées en Presse Paterson (cf. Chapitre V) sur les échantillons naturels de la Zone d'Ivrée permettent d'approcher les contrastes rhéologiques, qui pourraient exister dans la croûte inférieure, liés aux différences lithologiques. Les observations réalisées sur le terrain permettent de vérifier si ces contrastes rhéologiques étaient effectivement associés à des découplages importants lors de la déformation ductile de la Zone d'Ivrée (*figure comparative VI-3*).

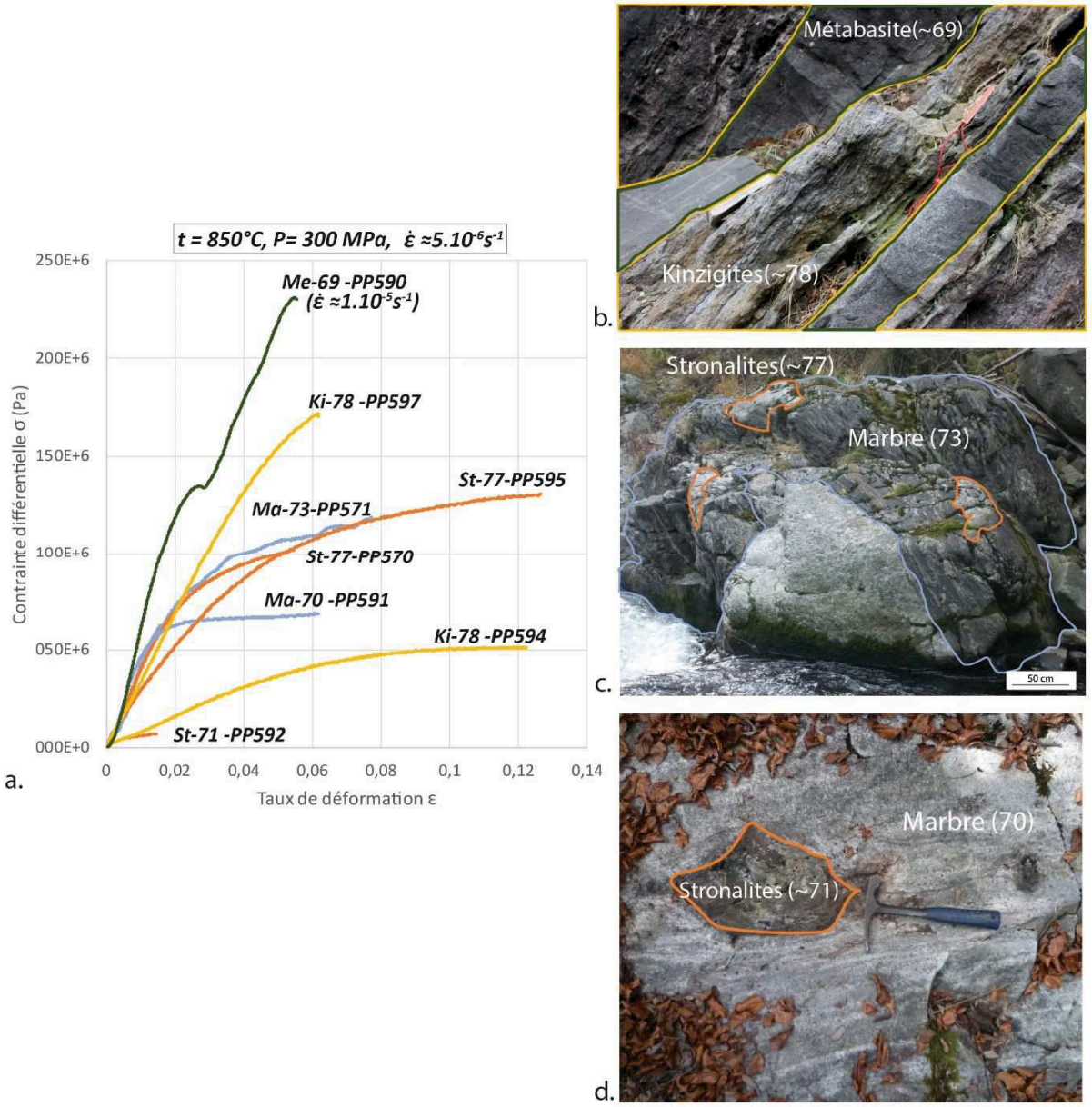


Figure VI-3 : Figure comparative des résultats des expériences réalisées en Presse Paterson (a) et des observations de terrain (b., c., d.). Les sites d'observation de terrain ne correspondent pas forcément exactement aux sites d'échantillonnage de la Presse Paterson mais ont été réalisées sur des sites proche où les lithologies sont similaires.

Les expériences réalisées ont montré qu'aux mêmes conditions P-T-$\dot{\varepsilon}$ (300 MPa- 850°C-$\dot{\varepsilon}$ varie pendant les expériences), les roches les plus faciles à déformer ductilement (seuil plastique le plus bas) étaient les Stronalites de base de croûte (site 71) puis les Kinzigites supérieures avec peu de quartz (site 78) et le marbre profond (site 70). Les métabasites sont clairement les roches les plus résistantes à la déformation ductile (*figure VI- 3a* ; cf. Chapitre V-Partie V).

Les contrastes les plus importants sont ainsi entre les Stronalites de base de croûte et les métabasites, les Kinzigites pauvres en quartz et les métabasites ainsi que le marbre profond et les métabasites. Les Stronalites plus superficielles (site 77), les Kinzigites avec peu de quartz et le marbre moins profond (site 73) semblent avoir un comportement rhéologique proche (*figure 3a*).

Les observations de terrain ont clairement montré que les marbres étaient toujours associés à des structures fluidales et donc à un fluage très important (cf. Chapitre III-Partie I-4-b). Des enclaves de Stronalites observées dans les marbres les plus profonds (site 70 et site 73 ; *figures VI-3d et 3c*) suggèrent que les Stronalites avaient une viscosité beaucoup plus importante que les marbres. Ceci est contraire à ce qu'ont montré les expériences en Presse Paterson mais s'explique par le fait qu'aux conditions des expériences le marbre n'a pas été affecté par de la recristallisation dynamique (point de dissolution uniquement, cf. Chapitre V-Partie IV-3) alors que sur le terrain le marbre semble associé à une fusion partielle et donc à une baisse drastique de la viscosité.

Les métabasites, qui sont, d'après les expériences, les roches les plus résistantes n'ont jamais été observées boudinées sur le terrain (*figure 3b*, cf. Chapitre IV-Partie I). Cela peut suggérer que les métabasites sont soit, si résistantes à la déformation qu'elles ne peuvent pas être boudinées, soit que lors de leur déformation le contraste rhéologique avec les métasédiments était faible, probablement associé à une fusion partielle importante de l'ensemble de la croûte inférieure. Le premier cas semble associé à la déformation D2 (cf. Chapitre III-Partie I-3) où les métabasites ont été plissées de manière identique aux métasédiments (sans variation de longueur d'onde ; Chapitre IV-Partie I-2-b) alors que le second cas est probablement associé à la déformation D1 (Chapitre III-Partie I-2) où les métabasites ont été affectées par de la fusion partielle associée à une recristallisation totale de la roche (cf. Chapitre IV-Partie I-4).

Les expériences en presse Paterson ont montré que la rhéologie des Kinzigites pouvait être très hétérogène (cf. Chapitre V-Partie III-3) mais qu'elles étaient globalement plus résistantes à la déformation que les Stronalites les plus profondes (site 71) et qu'elles avaient, en moyenne, une résistance à la déformation similaire aux Stronalites moins profondes (site 77). Cependant les observations de terrain indiquent que pendant D2 la déformation ductile la plus intense est localisée dans la croûte moyenne CM (cf. Chapitre III-Partie I-3) et ainsi dans les Kinzigites supérieures (site 78). Cela signifie probablement que pendant D2 les contrastes rhéologiques ne sont pas associés (en 1er ordre) à des différences lithologiques.

La confrontation des résultats des expériences avec la réalité géologique du terrain montre clairement, qu'aux conditions des expériences, la rhéologie de la croûte inférieure n'est pas gouvernée par ses contrastes lithologiques. Ces contrastes sont probablement un facteur de 2ème ordre après la structure et l'état thermique de la croûte.

Il est également nécessaire de rappeler que les expériences en presse Paterson sont réalisées sur des durées très courtes (quelques heures) et à des vitesses de déformations élevées et les résultats sont ensuite extrapolés aux temps géologiques. D'un point de vue mathématique et physique il est difficile d'être certain que les mêmes mécanismes de déformation ductile sont actifs à basses et hautes vitesses de déformation et à des températures différentes (les températures sont plus élevées dans les expériences pour éviter la rupture des échantillons) étant donné le caractère non-linéaire de la déformation ductile.

2. Relation déformation crustale et thermicité

Les 3 domaines décrits dans la première partie de la discussion correspondent clairement à des rhéologies distinctes. Ces rhéologies sont le résultat d'une histoire de déformation ductile complexe associée, en partie, directement (amollissement thermique) ou indirectement (durcissement compositionnel) à la mise en place de magmas/roches mafiques.

L'article en préparation inclus dans cette thèse discute notamment de la signification de la croûte moyenne dans le contexte de la zone d'Ivrée et sa relation possible à l'intrusion de volumes importants de magma mafiques au Permien. Il fait partie de la sous-partie b.

a. Contrôle de la thermicité

Dans la Zone d'Ivrée, pendant D1 (*figure VI-4a*) la rhéologie homogène de la croûte inférieure se traduit par une déformation ductile étendue contemporaine d'une anatexie généralisée et du métamorphisme régional amphibolitique à granulitique. L'augmentation du régime thermique régional et la mise en place de magmas mafiques (gabbro de base de croûte et sills mafique) pourraient être associées à l'effondrement rapide de la chaîne hercynienne puis à une remontée asthénosphérique, subséquents à une délamination lithosphérique probablement conséquente à une déchirure de slab (e.g Wang et al., 2014).

Pendant D1, l'augmentation du régime thermique était également suffisamment importante pour recristalliser les intrusions ou coulées mafiques les plus précoces (cf. Chapitre III- Partie I).

La mise en place localisée de volumes importants de magma mafique (Complexe mafique) pendant D2 est probablement le résultat d'une extension lithosphérique successive à la délamination. Cependant le régime thermique de la croûte était probablement moins élevé puisque l'anatexie était localisée par l'auréole thermique de l'intrusion majeure mafique.

Il est ainsi probable qu'entre D1 et D2 la croûte ait eu le temps nécessaire pour refroidir partiellement.

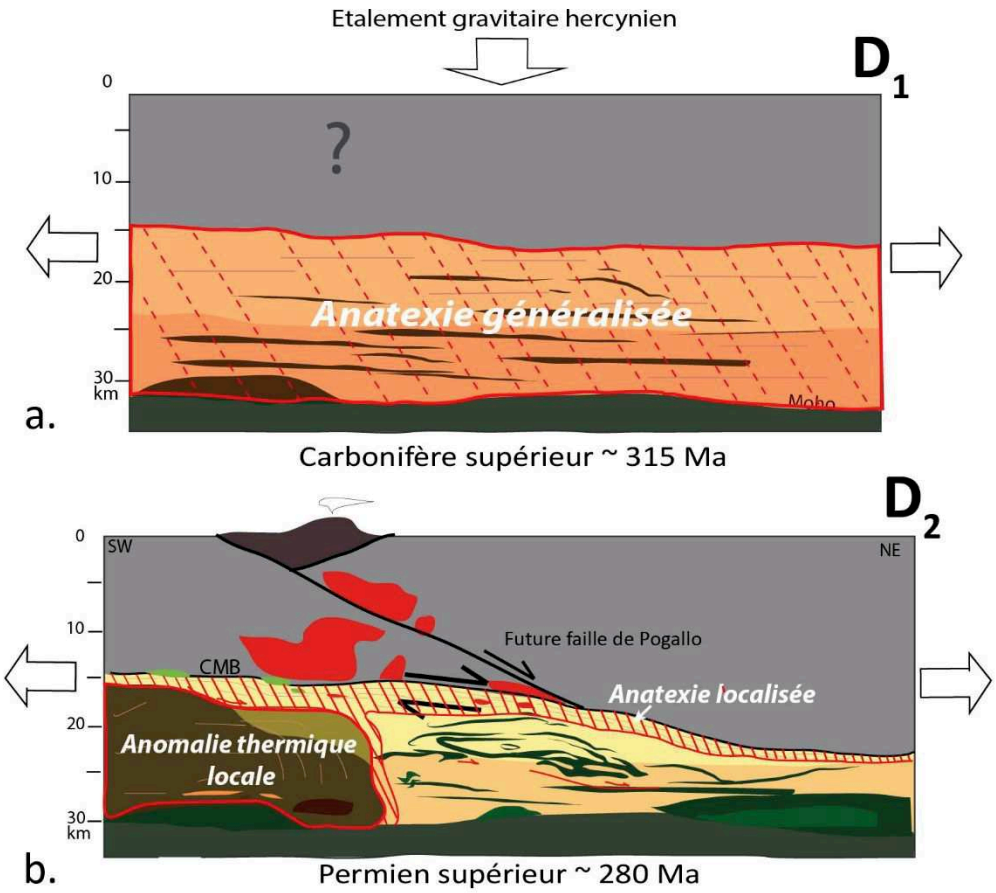


Figure VI-4 : Coupes schématiques de la distribution de la thermicité dans la croûte inférieure pendant la déformation en extension de la Zone d'Ivrée, au Carbonifère supérieure (D1 ; a) et au Permien supérieur (fin D2 ; b).

Pendant D2 il n'existe par contre pas de recristallisation des roches mafiques précoces mises en place avant ou pendant D1.

L'histoire de la déformation dans la Zone d'Ivrée montre clairement que la thermicité (et sa distribution) dans la croûte inférieure est le facteur de 1er ordre qui contrôle la déformation. Ainsi c'est d'abord le régime thermique régional associé au démantèlement de la chaîne qui va contrôler la rhéologie de la croûte inférieure (pendant D1), puis seulement après un rééquilibrage partiel des isothermes le magmatisme mafique peut avoir des conséquences importantes locales (pendant D2).

De la même manière, à Seiland, le métamorphisme granulitique M1 et la déformation D1 associée (cf. Chapitre III Partie II-2) sont probablement le résultat d'un régime thermique régional (dont le contexte géodynamique reste à confirmer) puisqu'il existe très peu d'intrusions magmatiques contemporaines (cf. Chapitre IV Partie III-1). Le métamorphisme granulitique M2 et la déformation D2 associée (cf. Chapitre III Partie II-3) sont probablement liés à une décompression asthénosphérique (en relation au rifting de l'océan Iapetus) et à la mise en place subséquente de la province magmatique de Seiland (cf. Chapitre IV Partie III-2) dont les gabbros n'ont pu avoir qu'une influence très locale.

b. Conséquences du magmatisme mafique

In preparation for GSA Bulletin or Bulletin of the Geological Society of London

Thermally-activated ductile flow of the Ivrea Zone Permian middle crust: an insight into the deep crustal behavior of syn-magmatic extensional systems

Bidault, M., Geoffroy, L., Arbaret, L., Aubourg C., Chauvet, F., Despinois, F., Revillon, S.

Abstract. Combining tectonic and isotopic analysis, we identify a tectonically decoupled ductile middle crust of Permian age in the Ivrea Zone. Lower crust evolution in the ductile Ivrea area suggests a three stages process, with progressive strain localization with time: homogenous pure-shear coeval with Late Carboniferous tardi-orogenic anatexis followed by syn-magmatic Permian extension focalized in the middle-crust ending with post-Permian exhumation, cooling and brittle shear. The observed mechanical decoupling between the lower and middle crust of the Ivrea Zone is consecutive to mechanical softening due to huge mafic magma injection during extension. The tectonics of the Ivrea Zone regarding mantle melting appear to share similar features with what is observed in deep seismic surveys during the early stages of evolution of syn-magmatic continental breakup.

1. Introduction

At volcanic rifts and volcanic passive margins (VPMs) continental extension is coeval with mantle melting (e.g. White and McKenzie, 1989; Geoffroy, 2005). In those settings, upper crust features and processes are better constrained than those acting in the lower crust. Volcanic rift and VPM lower crusts are usually associated with high seismic velocities (Vp>7.2 km.s^{-1}; e.g. Kelemen and Holbrook, 1995; Funck et al., 2017) and a strong reflectivity (e.g. Thybo and Artemieva, 2013). It is suggested that those reflectors could be magmatic in origin (e.g. White et al., 1992), probably associated with intrusions in high-grade metamorphic rocks (e.g Gernigon et al., 2004). Recent analysis of the inner-part of VPMs (representing the earliest syn-magmatic extension) pointed out an internal layering of this lower crust (Stica et al., 2014; Geoffroy et al., 2015) with distinct behaviors. To constrain those interpretations and the tectonic behavior of those deep crusts, there is an obvious need to find onshore analogues. In this respect, the Ivrea zone (Fig. 1) is a prime-interest area to study relationships between crustal extension and syn-tectonic mantle melting at deep crustal levels (e.g. Quick et al., 1992 and 1994; Handy et al., 1999).

2. Geological setting

Following Miocene back-thrusting (e.g. Zingg et al., 1990; Henk et al., 1997; Siegesmund et al., 2008), the Ivrea and Strona-Ceneri area exposes a complete tilted section of the pre-Alpine W-Apulia crust. Classically, the Ivrea lower crust lithologies are divided into the high-grade “stronalite facies” (mostly granulitic gneisses) and the amphibolitic schists from the “kinzigite facies” (e.g. Zingg, 1983). The debated CMB “line” or “shear-zone” (e.g. Boriani et al., 1990; Handy et al., 1999, Rutter et al., 2007) is proposed to divide a Late Paleozoic lower crust (Ivrea zone, s.s.) from an upper crust (Strona-Ceneri) of Variscan origin. Handy et al. (1999) consider that the CMB (i.e. the ductile crust/brittle crust boundary) is a thick ductile shear-zone of Permian age. The same authors consider this shear zone as a ductile precursor of the Jurassic (and cataclastic) Pogallo Fault (ibid; Handy et al., 2001). By contrast, the CMB is elsewhere defined by a poorly-exposed sub-vertical and narrow mylonitic zone with syn-

tectonic migmatization (e.g. Boriani et al., 1990), underlined by minor gabbrodioritic intrusions (the "appinites" after Boriani and Sacchi, 1973) of Carboniferous to Permian ages (Klötzli et al., 2014). There are additionally controversies on the tectonic meaning of the CMB, which is considered as a post-tilt strike-slip sinistral fault by Boriani and Giobbi (2004), whereas it is pre-tilt and act as a transtensional shear-zone in Handy et al. (1999).

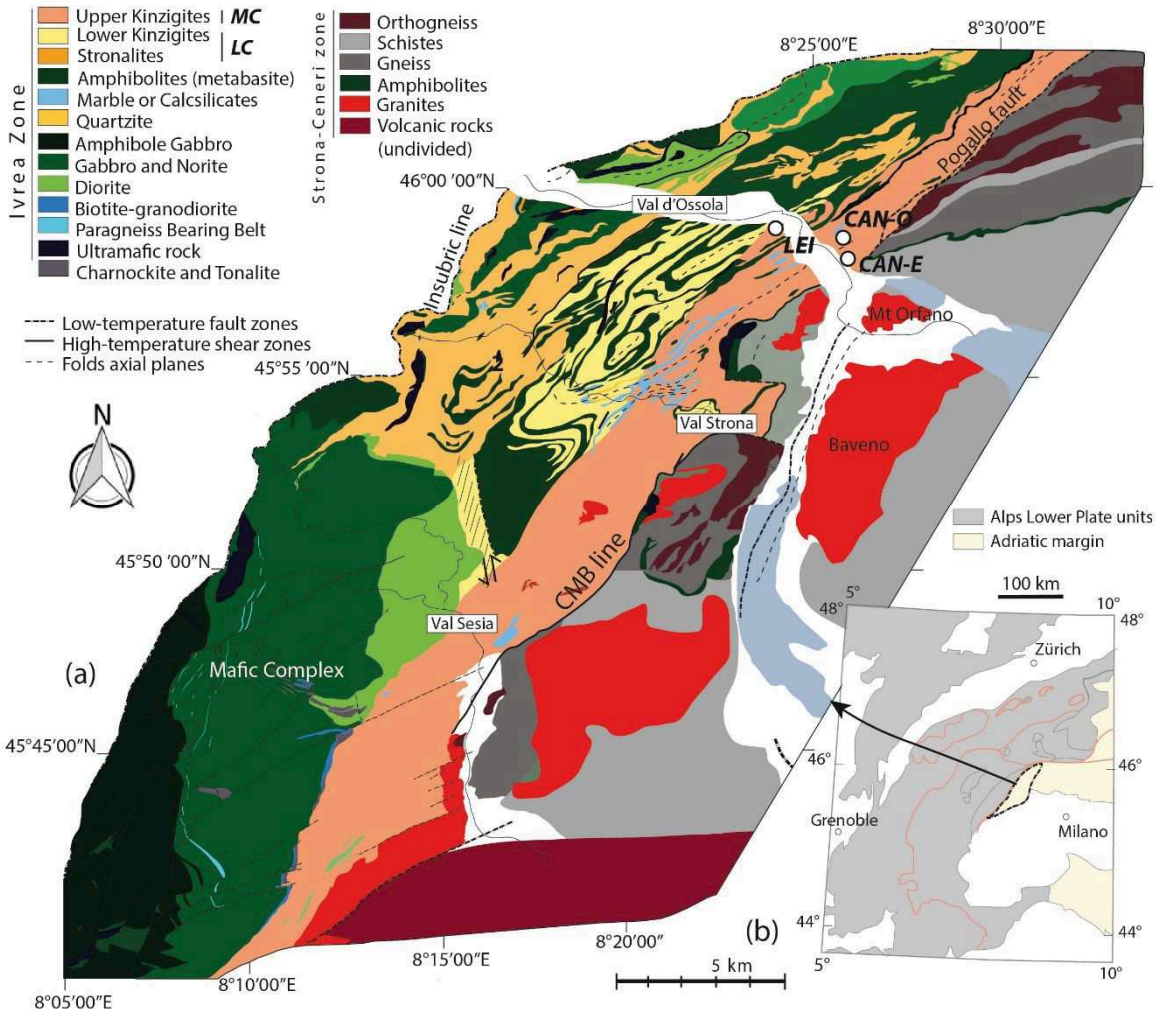


Figure 1: (a) Geologic map of the southern part of the Ivrea and Strona-Ceneri Zones. The northern part of the map is drawn from Rutter et al. (2007) and references therein and the southern part from Quick et al. (2003). The Ivrea Zone is divided into two domains as described in the text: a "middle crust" (MC) and a "lower crust" (LC). Location of the three studied boudins (CAN-O, CAN-E and LEI) is précised. (b) Simplified tectonic map of the southern part of the Alps, drawn after Petri et al. (2018) showing the localization of the Ivrea and Strona-Ceneri zones.

During the Early Paleozoic, the Strona-Ceneri sediments experienced high-grade syn-subduction metamorphism and shortening before being exhumed to lower grades upper-crustal amphibolite to greenshist-facies conditions (e.g. Handy et al., 1999). The Ivrea zone lower crust is an ancient shortened and buried Variscan upper-crust. It is made of metasediments interlayered with mafic layers of various thicknesses both being affected, bottom to top, by Late Carboniferous granulitic to amphibolitic regional metamorphism (e.g. Zingg et al., 1990; Henk et al., 1997; Ewing et al., 2013). This metamorphism was retrograde and coeval with widespread anatexis. It immediately followed the variscan (P, T) climax (e.g Handy et al., 1999). A mantle-derived and syn-extension (e.g. Quick et al., 1992) mafic magmatic system (mainly gabbro and diorite) was emplaced within the lower crust during

the Permian (e.g. Peressini et al., 2007; Quick et al., 2009; Fig. 1). All those magmas were strongly contaminated by crustal material (e.g. Sinigoi et al., 2016). A major intrusion, the Mafic Complex (Fig. 1), emplaced within the lower half-part of the Ivrea lower crust (Fig.1). Apart from localized solid-state shear-zones (Quick et al., 1994), and although its top emplaced at lithostatic pressures up to 6 kbars (Demarchi et al., 1998), it solely shows magma-state flow fabric, thus post-dating any ductile strain. Granitic melts extracted from the differentiation of this main intrusion and from meta-sediments assimilation during ascent (Sinigoi et al., 2016) are emplaced in the Strona-Ceneri upper crust as large granitic intrusions along and immediately east of the CMB (Fig. 1). The related acid extrusive rocks outcrop in the uppermost crust of the Strona-Ceneri Zone (Fig. 1). The Apulia-plate Permian magmatism is probably related to the widespread Late Carboniferous-Permian syn-magmatic rifting expressed in NW Europe (e.g. Neumann et al., 1992; Wilson et al., 2004). However, contrary to other settings, mantle melting in the Ivrea Zone followed the collapse of the inner-zone of the Variscan orogeny.

3. Tectonic evolution of the Ivrea Middle Crust

From the geological mapping (Rutter et al., 2007; Quick et al., 2003; Fig. 1), metamorphic paragenesis (e.g. Redler et al., 2012) and in-situ tectonic observations (Rutter et al., 2007; this paper) we distinguish in the Ivrea Zone a compositionally and tectonically distinct crust layer, hereby named “middle crust”, at the top of the lowermost crust (Fig.1). As defined, this middle crust was entirely within the amphibolitic facies both during the Paleozoic and the Permian. Contrary to deeper levels, the middle crust, whose averaged thickness is about 2.5 km, is devoid from pervasive and/or large mafic magma intrusions (Fig. 1). The lowermost crust (hereby “lower crust”) includes the Stronalite and the mafic-magma injected Kinzigite (Fig. 1). The (P,T) conditions at the lower crust-middle crust transition are about 650+/-50°C and 500+/-100 MPa (Henk et al., 1997; Redler et al., 2012). We compare hereafter the distinctive characteristics of this middle crust with the underlying lower crust.

a. Structural data

We combine a new range of observation (Fig. 2) and structural data (Fig. 3) from the Ivrea area including field measurement and Anistropy of Magnetic Susceptibility (AMS) data, adding those data to published ones. All descriptions below are un-tilted to pre-Alpine geometries (-67° of anticlockwise rotation along a N45E horizontal axis). Coring for AMS measurement was preferentially performed when the textural lineation was undefined in the field. AMS data included in the Fig. 3 compilation income from paramagnetic-type rocks ($5{,}489.10^{-5}$ SI <K< $3{,}594^{-3}$ SI) for which the K3 axis (minimum susceptibility axis) is considered to be the pole of the textural foliation, whereas K1 (maximum susceptibility axis) is parallel to the textural lineation (e.g. Hrouda, 1982; Rochette et al., 1991). All of the structural data come from the stronalite and kinzigite facies, excluding intrusions and marbles.

The syn-metamorphic ductile deformation may be described as resulting from an early and homogeneously distributed syn-anatectic stage D1, syn-M1, associated with bulk pure-shear ($0<k_{D1}<<1$), followed by a heterogeneously distributed D2 stage associated with combination of pure and simple shear ($0<<k_{D2}<1$).

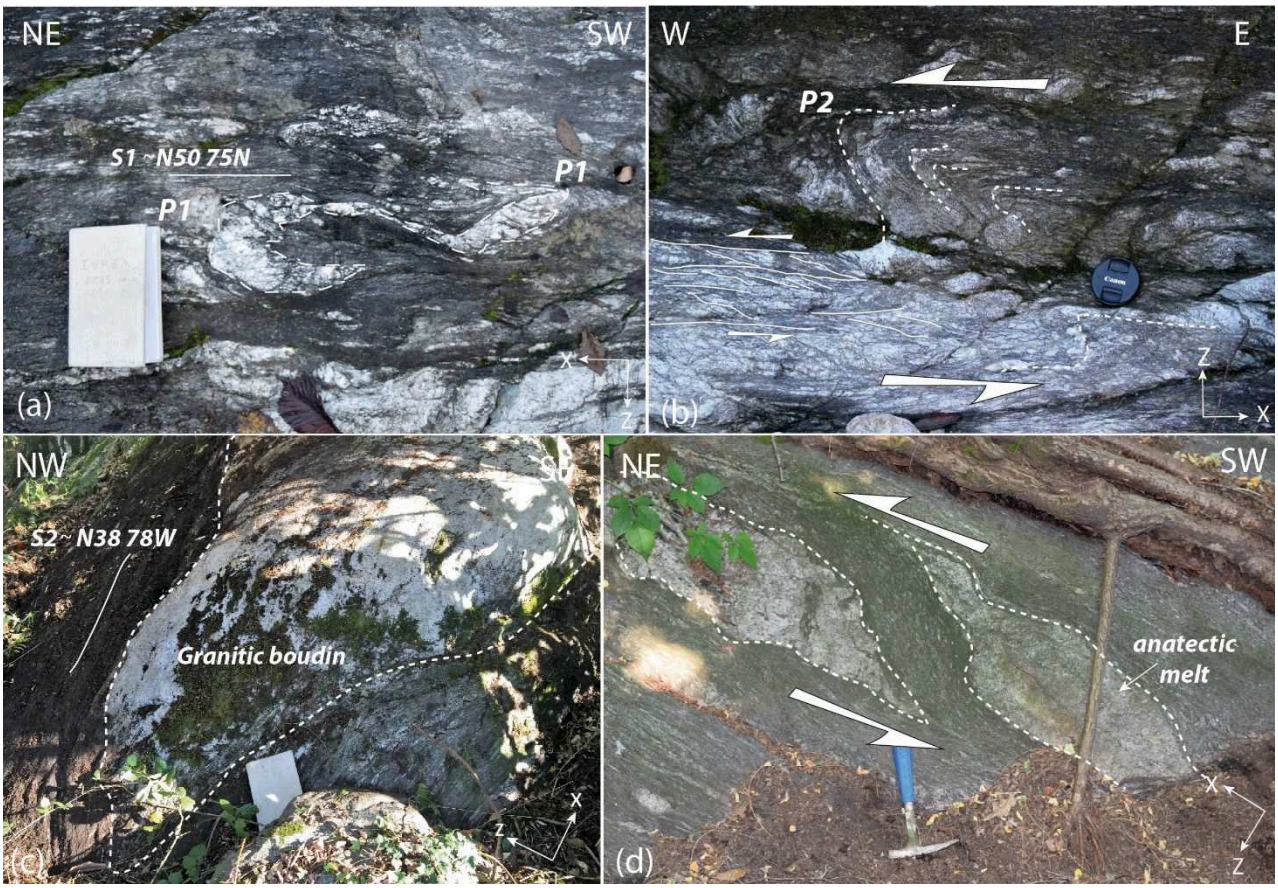


Figure 2. (a): D1 deformation in the lower crust (lower kinzigites); foliation S1 is the axial plane of isoclinal folds P1. (b): D2 deformation in the lower crust (lower kinzigites) associated with development of asymmetric folds P2. (c) and (d): expression of D2 deformation in the middle crust (c) highly-stretched granitic intrusion (boudin), (d) sheared anatectic melt.

D1 (Figs. 2a and 3). The syn-metamorphic deformation stage D1 is Late Carboniferous (e.g Ewing et al., 2013). Combination of highly penetrative sub-horizontal foliation S1, associated with strong vertical shortening (S1 is the axial plane of isoclinal folds with highly stretched limbs) and generalized anatexis at decreasing pressure, suggests gravitational re-equilibration of the hot and over-thickened late-Variscan crust (e.g Handy et al., 1999; Rey et al., 2001). This post-thickening syn-anatectic stage is observed throughout the Variscan orogen during the same period.

D2 is differently expressed in the Ivrea crust section depending on the paleo-depth and its geodynamical meaning is still unclear. Post-D1 ductile strain is generally reported as being Permian, extensional, and coeval with the emplacement of significant volumes of mafic magma (e.g Quick et al., 1992). It should be noted, however, that no homogeneous plastic strain impinges the perfectly conserved magma-fabric of both the Mafic Complex and the major granitic intrusions.
In the lower crust, D2 is mostly associated with multi-scalar (10^{-2} to 2.10^{2} m) asymmetric folds, essentially observed in the lower-kinzigite section (Fig. 1; Fig. 2b). Asymmetrical folds usually indicate top to the East tangential shear after reconstruction to the pre-tilted geometry (e.g Rutter et al., 2007). Folds upper-limbs stretching and boudinage is the rule. Co-genetic development of schistosity or foliation is rarely observed.

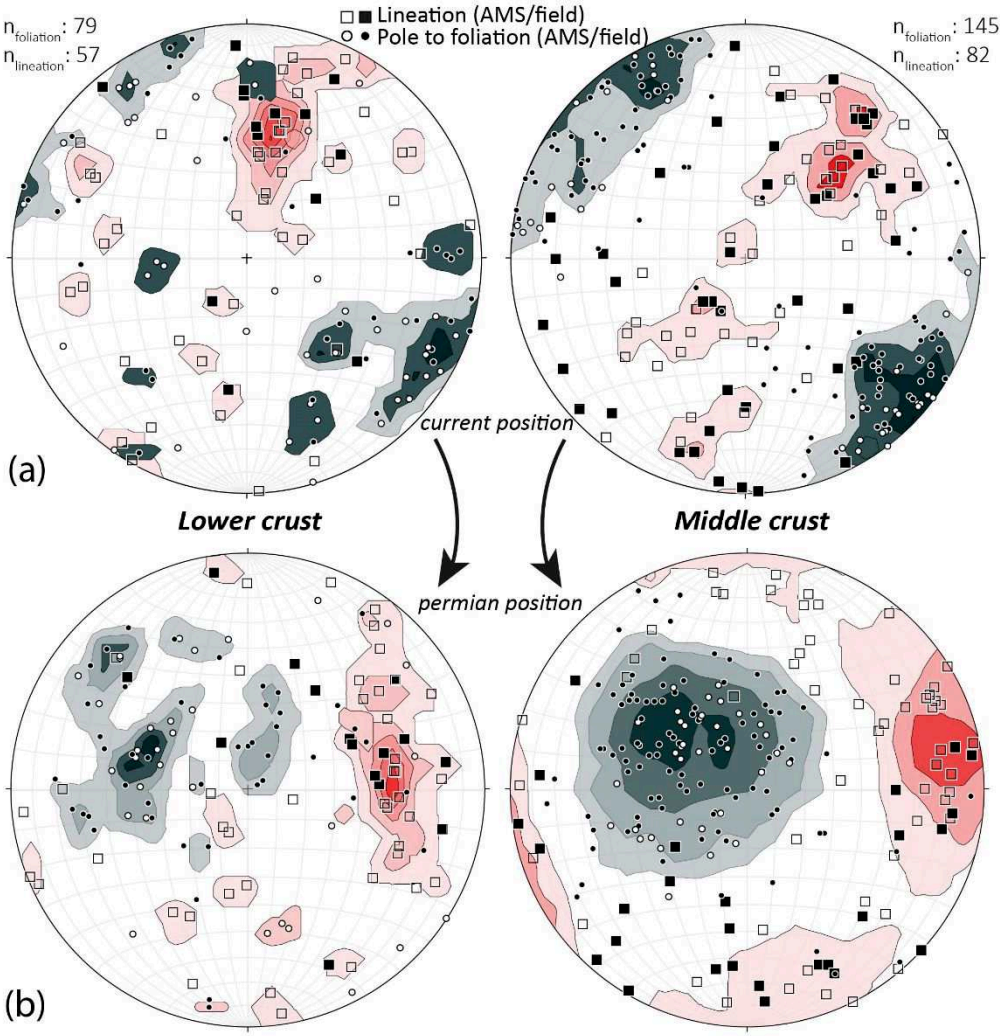


Figure 3: Stereonet plot (equal-area, lower-hemisphere projection) of meta-sediments foliation poles and lineations (mixed field measurement and AMS data); (a) current position, (b) (un-tilted) Permian position. Lower crust and middle crust are distinguished in the Figure 1 and in the text.

The amphibolitic-facies and poorly mafic middle crust (Fig. 1), clearly, bears a distinct fabric related to the lower crust. Here, the dominantly planar rock fabric is surprisingly homogeneous and associated with a very strong along-plane transposition of any former D1 structures (notably fold hinges) as well as of significant volumes of aplitic to pegmatitic planar intrusions (Fig. 2c). Those highly-stretched and highly-socked intrusions (called “boudins” hereafter) form metric to hectometric parallel elements within the dominant foliation. We locally measured finite stretching up to 300% from the boudinage. Common S-C type fabrics with small aperture angles, associated with mylonitic facies in thin sections suggest a strong shear strain (Fig. 2d). Reconstructed shear direction is top to the ENE along low-dipping shear planes trending NNE-SSW (Fig. 3b). This suggests extensional ductile flow with a sinistral lateral component of c.a. 20°.

The middle crust could thus appear as a wide and homogeneous shear-zone which developed in between the lower and upper crust, in the amphibolitic facies conditions, following the syn-metamorphic D1 deformation.

The age of this sheared middle crust regarding the mafic and acidic magmatism had to be précised. The shear direction is compatible with the one inferred by Quick et al. (1994) during the extensional emplacement of the Mafic Complex and associated shear-zones as described by Snoke et al. (1999). In

addition, the close proximity of the middle crust with the CMB and Permian granites –which magma partly derived from the Mafic Complex (Sinigoi et al., 2016)- questions the age of the highly-stretched boudins. As no dating of those zircon-free intrusions with radiometric methods is possible, we studied isotopic contents to characterize the protolith of the deformed granites.

b. Isotopic study

Major and trace element concentrations (Fig. 4a) together with Sr and Nd isotope compositions (Fig. 4b) were measured in 3 granitic boudins from Val d'Ossola, 2 from Candoglia (CAN-E and CAN-O) and one in Leia (LEI; Fig. 1). Measures were performed by SEDISOR at the Pôle de Spectrométrie Océan, IUEM, Brest, France respectively by ICP-OES, ICP-MS and TIMS following methods described in Revillon et al (2017).

Highly radiogenic initial Sr and Nd isotope compositions, very similar to Kinzigite and anatectite compositions (Klötzli et al., 2014; Sinigoi et al., 2016), clearly indicate that the 3 boudins originated from anatectic melting of the kinzigite (Fig. 4b). They are partly distinct from the Permian granites which involved a mixed source of differentiated mantle-derived mafic magma and kinzigite anatexis (Fig. 4b).

The timing of the boudin-related anatectic episode is more difficult to constrain. However, it can be noticed that the general boudin trace element contents (including REE) is low compared to the expected concentrations in continental crust-derived melts and particularly to the averaged REE content of the kinzigite facies (Fig. 4a). In our opinion, this therefore suggests that the anatexis involved melting of a previously depleted crustal material, i.e. of the post D1-M1 kinzigite facies.

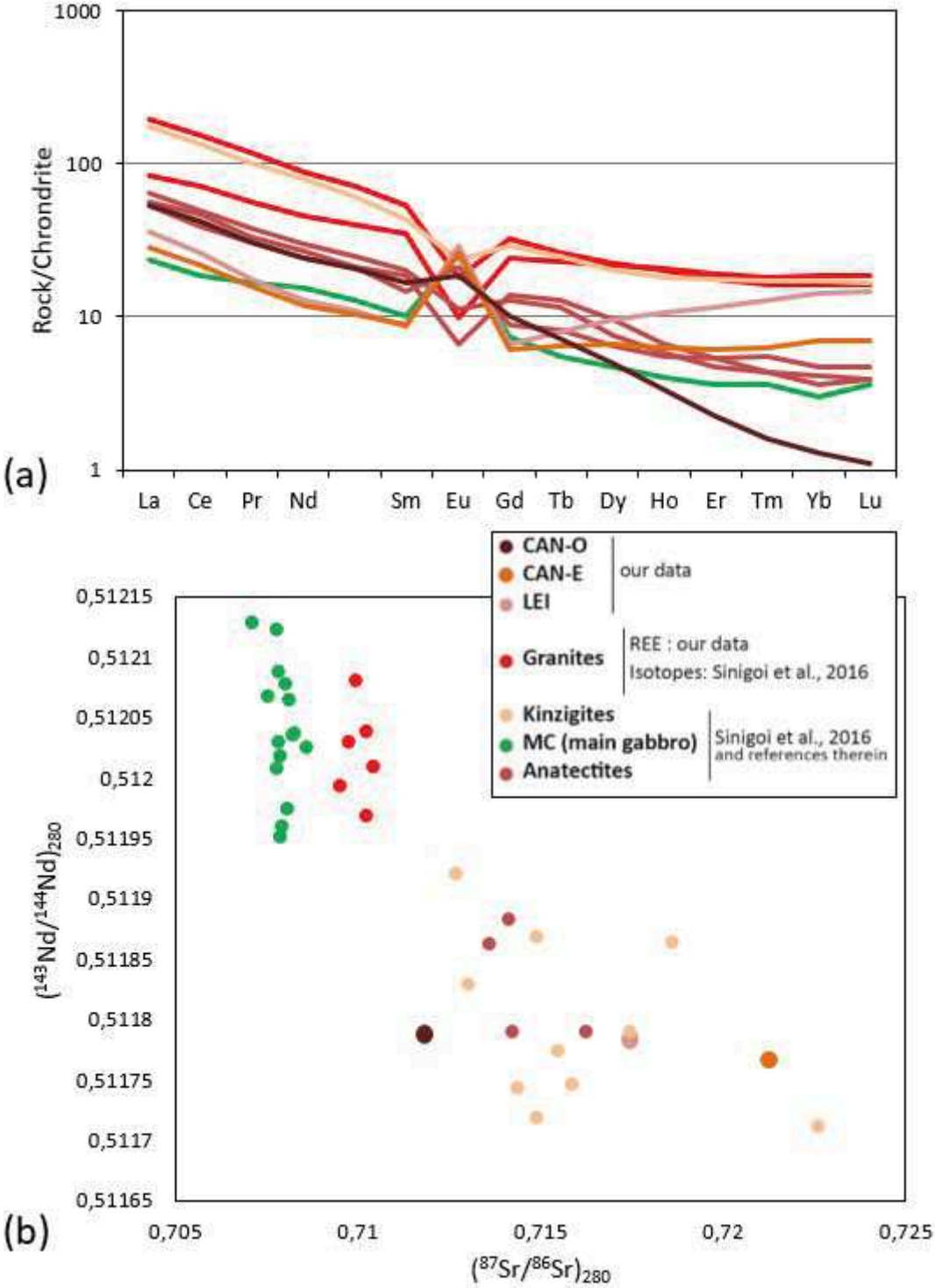


Figure 4: (a) REE chondrite-normalized patterns (Sun & McDonough,1989) and (b) Sr_i vs Nd_i isotopic ratios (computed at 280 Ma) of the three studied boudins and of most of the lithologies of the Ivrea Zone: Granites (REE are from Mt Orfano and Baveno granites, see localization Fig. 1), Mafic Complex, Kinzigites, and anatectites (including leucosomes and granitic dykes).

4. Discussion

The amphibolitic facies to the top of the (mafic)magma-intruded Ivrea lower crust (Stronalites and lower-Kinzigite facies) is characterized by bulk structural homogeneity associated with a highly-penetrative D2-related ductile strain, here expressed by significant stretching associated with simple-shear tectonics. This deformation appears to rework anatectic-derived material distinct from the nearby Permian granites. However, we interpret this material as being derived, like the Permian granites partly are (Sinigoi et al., 2016), from the secondary anatexis of the kinzigite 'restites'. This anatexis was driven by the intrusion of large volumes of mafic magma in the Ivrea Zone during the Permian, especially at the upper top of the largest intrusions (Barboza et al., 1999; Barboza and Bergantz, 2000). We thus infer that the studied middle crust is affected by a large Permian ductile flow, this supporting observations made further north of the studied area (Handy and Streit, 1999). We also infer that this flow could be consecutive to the thermal weakening of this middle crust by intrusions such as the MC as well by the continuous syn-shear injection of anatectic fluids (now forming the studied boudins).

The observation of a highly strained and mechanically weak metamorphic middle crust in the Ivrea Zone could have significant consequences on our understanding of deep seismic refraction and reflection data at crustal scale of volcanic rifts and VPMs, both being related and associated with huge mantle melting during extension (e.g. White et McKenzie, 1989), as well as with possible anatexis of the extended continental crust (e.g. Pedersen et al., 1998; Meyer et al., 2009). In those contexts, the lower crust presents (1) high seismic velocities (Vp>7.2 km.s^{-1}), and (2) a highly reflective lower crust (e.g. White et al., 2008; Stica et al., 2014). At VPMs, syn-magmatic stretching and thinning of the continental lithosphere focus seaward with time and the inner part of the margin actually represents the initial rift-stage pattern (Fig. 5a). The lower crust is divided into two parts (Geoffroy et al., 2015). The upper part (LC1) is usually the thickest (usually 10 to 15km) and is made of disrupted reflectors which displays solid-state ductile flow structures, such as large folds and S-C like fabrics (ibid.; Clerc et al., 2015). It often shows the lowest velocity gradients (e.g. from about 7.1 to 7.3 km.s^{-1} over 15km in thickness in Namibia). There is a clear tectonic connection between the upper-crust syn-volcanic detachment faults and the LC1 ductile flow (Geoffroy, 2005; Quirk et al., 2014; Geoffroy et al., 2015). The lowermost part (LC2) is a highly reflective layered level at the top of the Moho (Geoffroy et al., 2015; Fig. 5a). It appears to be tectonically dismantled and thus undistinguishable in the outer part of the margin (ibid.; Fig. 5a). When correlations are possible, LC2 would be associated to the highest P-velocities and velocity gradients (e.g. 7.3 to 7.9 km/s over 2-5 km in thickness in Bauer et al., 2000). Tectonic relationships could suggest that the LC2 layering, certainly of mafic to ultramafic nature, predates the LC1 ones.

Although the geodynamical setting is quite different we infer that the Ivrea zone middle crust and lower crust are representative of an aborted volcanic rift system which shows common characteristics with volcanic rifts elsewhere (such as the Oslo Rift; Neumann et al., 1992) and with the innermost-parts (i.e.earliest) of VPMs. To us, the Ivrea Zone lower and middle crusts are convincing tectonic analogues of LC2 and LC1.

Rutter et al. (1999) published a synthetic seismic reflection profile of the Ivrea and Strona-Ceneri Zones constructed from a restored geologic section of the area at Permo-Triasic time and a very comprehensive dataset of high-frequency Vp data from field samples representative of the observed lithologies (see also Burke and Fountain, 1990; Fig. 5b). This profile shows striking seismic similarities with the ductile crust of inner-VPMs.

The top-Moho deepest crust, formed of horizontal parallel reflectors associated with granulitic mafic rocks (stronalite facies), could be an analogue of LC2. This highly mafic lowermost crust includes km-scale tectonized shreds of lherzolites (e.g Zingg et al., 1990; Handy et al., 1999) implying strong shearing along the Moho. This is also suggested from deep-seismic profiles (Fig. 4a; Geoffroy et al., 2015; Clerc et al., 2015) and from direct observations of mantle/crust transitions in oceanic settings (e.g Boudier & Coleman, 1981; Boudier et al., 1988). We infer that this level had a very strong strength due to its overall mafic composition and possible strong dehydration due to anatexis and bottom to top migration of the anatectic melts (Fig. 5c). Yang et al. (2008) pointed out that dry granulitic lithologies in the lower crust may have viscosities an order higher than those of the underlying mantle.

The overlying deep crust is twofold. An intermediate ductile crust with curved and poorly organized reflectors (Figs. 1 and 5c) is roughly associated with the deeper and intruded kinzigite facies. Km-scale folded metabasite intrusions notably mark this level of highly heterogeneous plastic strain (Fig. 1 and 5c) which is very analogous to LC1 as seen in seismic profiles. The top of the ductile crust is seismically transparent except for its upper top. It is much less injected by mafic magma and is homogenously deformed. This middle-crust layer (here called MC) appears to be decoupled from both LC1 and the upper crust. It could be analogous to the upper part of LC1 which is systematically (a) less reflective and (b) is often headed by strong reflection (Fig. 5a and b ; Rutter et al. 1999). As for the continental dipping normal faults in VPMs, the early Pogallo Fault roots in this middle crust level and its southeastward dip (e.g. Handy, 1987) is synthetic with the low-dipping and top to the East Middle Crust shear as reconstructed from our data (Fig. 3b) and by others (e.g Handy, 1987; Handy and Streit, 1999; Handy et al., 1999).

The ductile behaviour of the Ivrea middle crust is consecutive to its intrinsic weakness and to heat input during the Permian. Consecutively to a lower content in intrusive mafic rocks and lower degree of metamorphism the upper Kinzigite is notably richer in silica and hydrous minerals (phyllites; e.g Zingg, 1980) and thus compositionally weaker. The injection of the large gabbroic bodies in LC1 and LC2 (such as the Mafic Complex, Fig. 1) could have transiently increased the temperature in the lower and middle crust during the Permian. The thermal imprint of the progressive MC emplacement has been investigated by several authors (Barboza et al., 1999; Barboza & Bergantz, 2000). A contact thermal metamorphism is apparent immediately around the intrusive system (with a maximum increase of T up to 200°C), with a strong negative gradient away from it (T increase of about 70°C at 5 km from it; Barboza and Bergantz, 2000; Ewing et al., 2013). Deep sitting intrusions have been modelled to have moderate effects on the crust thermal gradient (e.g. Pavlis, 1996; Annen, 2011). This thermal effect depends on a number of factors such like the temperature, conductivity and water content of the intruded rocks and the magma injection rate with time (e.g Annen, 2011). It should be noticed however that the Permian MC was responsible for partial melting at the top of the intrusion, i.e. in the middle crust. This generated significant volumes of silicic intrusions of mixed mafic-derived and partial melting magma which certainly heated and weakened the middle crust. These intrusions were stretched during the plastic flow of the middle crust and form the studied boudins (Fig. 2b; Fig. 4).

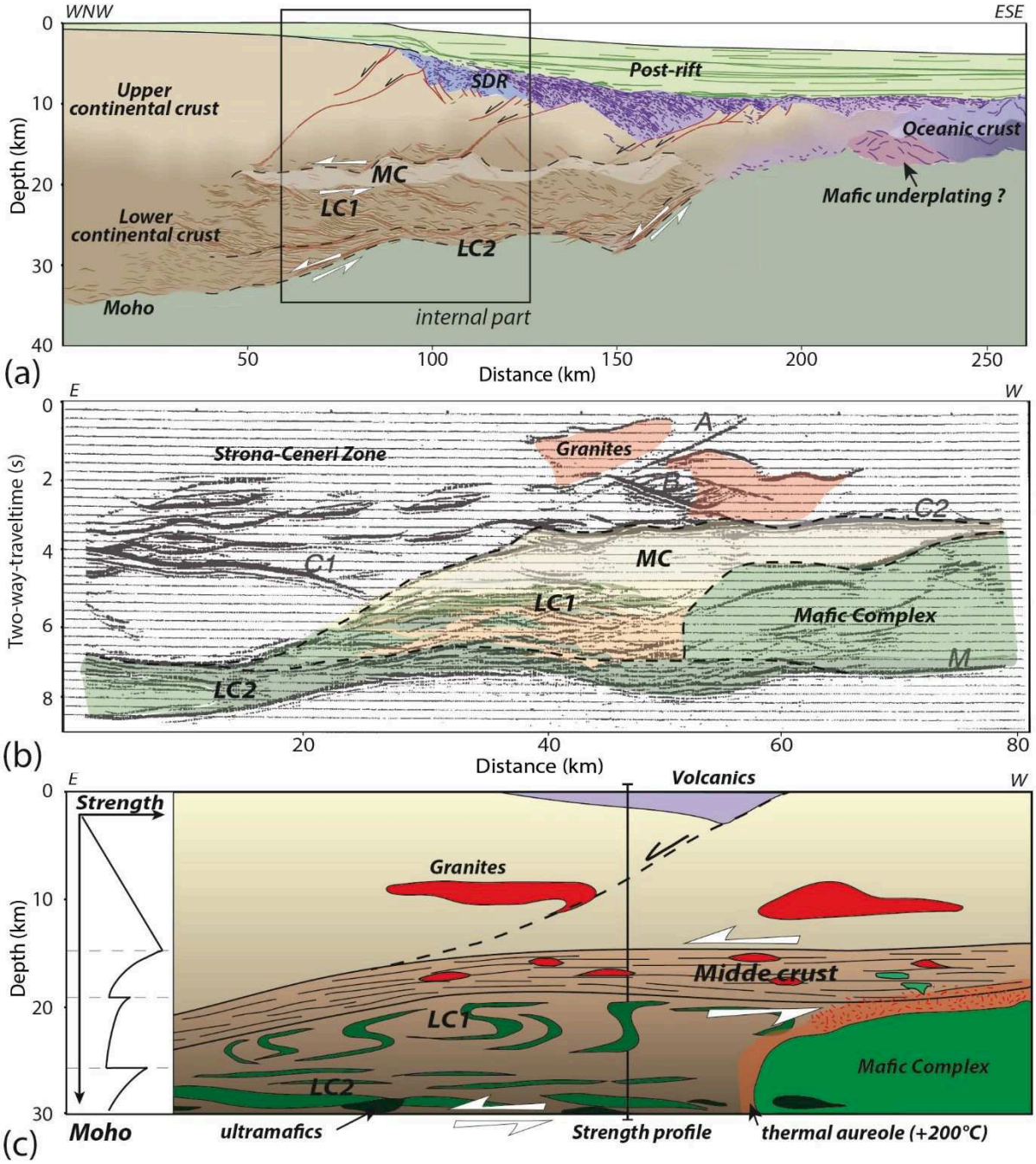


Figure 5: (a) Interpretation of a seismic profile across the Uruguayan volcanic margin (from Clerc et al.,2015, modified); LC1, LC2 and MC are described in the text. (b) Computed synthetic reflection profile of a restored Triassic geologic section of the Ivrea and Strona-Ceneri zones (from Rutter et al., 1999; section was colored to match the lithologies in Fig.1. (c) Synthetic section of an extensional crust associated with important volumes of magma with its corresponding strength profile.

5. Conclusion

1. We identify a homogeneous and highly ductile middle crust of Permian age in the Ivrea Zone. This large shear-zone is decoupled from an underlying strong mafic deeper crust.
2. This ductile middle crust was thermally softened by the emplacement of large volume of mafic magma in the Lower Crust during the Permian;
3. The Ivrea zone cannot be considered as rheologically and structurally homogeneous. The deep crust is mechanically decoupled due to a complex interaction with time between thermal softening and compositional change due to magma-rock impregnation
4. The Ivrea zone is certainly a good analogue of processes at volcanic rifts, which are otherwised fossilized in the innermost (ie youngest part) of volcanic passive margins

References

Annen, C., 2011, Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships: Tectonophysics, v. 500, p. 3–10, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.010.

Barboza, S.A., and Bergantz, G.W., 2000, Metamorphism and Anatexis in the Mafic Complex Contact Aureole, Ivrea Zone, Northern Italy: Journal of Petrology, v. 41, p. 1307–1327, doi:10.1093/petrology/41.8.1307.

Barboza, S.A., Bergantz, G.W., and Brown, M., 1999, Regional granulite facies metamorphism in the Ivrea zone: Is the Mafic Complex the smoking gun or a red herring? Geology, v. 27, p. 447–450, doi:10.1130/0091-7613(1999)027

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B., and Weber, K., 2000, Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 25829–25853, doi:10.1029/2000JB900227.

Boriani, A., & Sacchi, R., 1973, Geology of the junction between the ivrea-verbano and strona-ceneri zones: Southern Alps: Società cooperativa tipografica.

Boriani, A., Burlini, L., and Sacchi, R., 1990, The Cossato-Mergozzo-Brissago Line and the Pogallo Line (Southern Alps, Northern Italy) and their relationships with the late-Hercynian magmatic and metamorphic events: Tectonophysics, v. 182, p. 91–102, doi:10.1016/0040-1951(90)90344-8.

Boriani, A., & Sacchi, R., 1973, Geology of the junction between the ivrea-verbano and strona-ceneri zones: Southern Alps: Società cooperativa tipografica.

Boudier, F., Ceuleneer, G., and Nicolas, A., 1988, Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge: Tectonophysics, v. 151, p. 275–296, doi:10.1016/0040-1951(88)90249-1.

Boudier, F., and Coleman, R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, southeastern Oman Mountains: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 86, p. 2573–2592, doi:10.1029/JB086iB04p02573.

Burke, M.M., and Fountain, D.M., 1990, Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust—new laboratory measurements from the Ivrea Zone: Tectonophysics, v. 182, p. 119–146, doi:10.1016/0040-1951(90)90346-A.

Clerc, C., Jolivet, L., and Ringenbach, J.-C., 2015, Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin: Earth and Planetary Science Letters, v. 431, p. 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2015.08.038.

Demarchi, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1998, Pressure Gradient and Original Orientation of a Lower-Crustal Intrusion in the Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy: The Journal of Geology, v. 106, p. 609–622, doi:10.1086/516045.

Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S., and Gladczenko, T.P., 1995, Volcanic Margin Concepts, *in* Banda, E., Torné, M., and Talwani, M. eds., Rifted Ocean-Continent Boundaries, Dordrecht, Springer Netherlands, NATO ASI Series, p. 1–16, doi:10.1007/978-94-011-0043-4_1.

Ewing, T.A., Hermann, J., and Rubatto, D., 2013, The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 165, p. 757–779, doi:10.1007/s00410-012-0834-5.

Funck, T., Erlendsson, Ö., Geissler, W.H., Gradmann, S., Kimbell, G.S., McDermott, K., and Petersen, U.K., 2017, A review of the NE Atlantic conjugate margins based on seismic refraction data: Geological Society, London, Special Publications, v. 447, p. 171–205, doi:10.1144/SP447.9.

Geoffroy, L., 2005, Volcanic passive margins: Comptes Rendus Geoscience, v. 337, p. 1395–1408, doi:10.1016/j.crte.2005.10.006.

Geoffroy, L., Burov, E.B., and Werner, P., 2015, Volcanic passive margins: another way to break up continents: Scientific Reports, v. 5, p. srep14828, doi:10.1038/srep14828.

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S., and Le Gall, B., 2004, Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway): Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 363–372, doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005.

Handy, M. R., 1987, The structure, age and kinematics of the Pogallo fault zone; southern Alps, northwestern Italy: Eclogae Geologicae Helvetiae, v.80(3), p. 593-632.

Handy, M.R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., and Zurbriggen, R., 1999, Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland): Tectonics, v. 18, p. 1154–1177, doi:10.1029/1999TC900034.

Handy, M. R., & Streit, J. E., 1999, Mechanics and mechanisms of magmatic underplating: Inferences from mafic veins in deep crustal mylonite, Earth and Planetary Science Letters, v.165(3-4), p.271-286.

Handy, M.R., Mulch, A., Rosenau, M., and Rosenberg, C.L., 2001, The role of fault zones and melts as agents of weakening, hardening and differentiation of the continental crust: a synthesis: Geological Society, London, Special Publications, v. 186, p. 305–332, doi:10.1144/GSL.SP.2001.186.01.18.

Henk, A., Franz, L., Teufel, S., and Oncken, O., 1997, Magmatic Underplating, Extension, and Crustal Reequilibration: Insights from a Cross-Section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy: The Journal of Geology, v. 105, p. 367–378, doi:10.1086/515932.

Hrouda, F., 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics: Geophysical surveys, v. 5, p. 37–82, doi:10.1007/BF01450244.

Kelemen, P.B., and Holbrook, W.S., 1995, Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast Margin: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 10077–10094, doi:10.1029/95JB00924.

Klötzli, U.S., Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., Tassinari, C.C.G., Sato, K., and Günes, Z., 2014, Duration of igneous activity in the Sesia Magmatic System and implications for high-temperature metamorphism in the Ivrea–Verbano deep crust: Lithos, v. 206, p. 19–33, doi:10.1016/j.lithos.2014.07.020.

Meyer, R., Nicoll, G.R., Hertogen, J., Troll, V.R., Ellam, R.M., and Emeleus, C.H., 2009, Trace element and isotope constraints on crustal anatexis by upwelling mantle melts in the North Atlantic Igneous Province: an example from the Isle of Rum, NW Scotland: Geological Magazine, v. 146, p. 382–399, doi:10.1017/S0016756809006244.

Neumann, E.-R., Olsen, K.H., Baldridge, W.S., and Sundvoll, B., 1992, The Oslo Rift: A review: Tectonophysics, v. 208, p. 1–18, doi:10.1016/0040-1951(92)90333-2.

Pavlis, T.L., 1996, Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust: Tectonophysics, v. 253, p. 1–31, doi:10.1016/0040-1951(95)00049-6.

Pedersen, T., Heeremans, M., and Van Der Beek, P., 1998, Models of crustal anatexis in volcanic rifts: applications to southern Finland and the Oslo Graben, southeast Norway: Geophysical Journal International, v. 132, p. 239–255, doi:10.1046/j.1365-246x.1998.00416.x.

Peressini, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., Hofmann, A.W., and Fanning, M., 2007, Duration of a Large Mafic Intrusion and Heat Transfer in the Lower Crust: a SHRIMP U–Pb Zircon Study in the Ivrea–Verbano Zone (Western Alps, Italy): Journal of Petrology, v. 48, p. 1185–1218, doi:10.1093/petrology/egm014.

Petri, B., Skrzypek, E., Mohn, G., Mateeva, T., Robion, P., Schulmann, K., Manatschal, G., and Müntener, O., 2018, Mechanical anisotropies and mechanisms of mafic magma ascent in the middle continental crust: The Sondalo magmatic system (N Italy): GSA Bulletin, v. 130, p. 331–352, doi:10.1130/B31693.1

Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1994, Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 99, p. 21559–21573, doi:10.1029/94JB00113.

Quick, J.E., Sinigoi, S., Negrini, L., Demarchi, G., and Mayer, A., 1992, Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone: Geology, v. 20, p. 613–616, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0613:SDITUI>2.3.CO;2.

Quick, J.E., Sinigoi, S., Peressini, G., Demarchi, G., Wooden, J.L., and Sbisà, A., 2009, Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25 km: Geology, v. 37, p. 603–606, doi:10.1130/G30003A.1.

Quick, J. E., Sinigoi, S., Snoke, A. W., Kalakay, T. J., Mayer, A., & Peressini, G., 2003, Geologic map of the Southern Ivrea-Verbano Zone, Northwestern Italy: US Geological Survey.

Quirk, D.G., Shakerley, A., and Howe, M.J., 2014, A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup: Geology, v. 42, p. 1079–1082, doi:10.1130/G35974.1.

Redler, C., Johnson, T.E., White, R.W., and Kunz, B.E., 2012, Phase equilibrium constraints on a deep crustal metamorphic field gradient: metapelitic rocks from the Ivrea Zone (NW Italy): Journal of Metamorphic Geology, v. 30, p. 235–254, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00965.x.

Revillon, S., Jouet, G., Bayon, G., Rabineau, M., Dennielou, B., Hémond, C., & Berné, S., 2011, The provenance of sediments in the Gulf of Lions, western Mediterranean Sea, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 12(8).

Rey, P., Vanderhaeghe, O., and Teyssier, C., 2001, Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes: Tectonophysics, v. 342, p. 435–449, doi:10.1016/S0040-1951(01)00174-3.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., and Reuber, I., 1991, Diabase Dikes Emplacement in the Oman Ophiolite: A Magnetic Fabric Study with Reference to Geochemistry, in Peters, T., Nicolas, A., and Coleman, R.G. eds., Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, Springer Netherlands, Petrology and Structural Geology, p. 55–82.

Rutter, E.H., Khazanehdari, J., Brodie, K.H., Blundell, D.J., and Waltham, D.A., 1999, Synthetic seismic reflection profile through the Ivrea zone–Serie dei Laghi continental crustal section, northwestern Italy: Geology, v. 27, p. 79–82, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0079:SSRPTT>2.3.CO;2.

Rutter, E., Brodie, K., James, T., and Burlini, L., 2007, Large-scale folding in the upper part of the Ivrea-Verbano zone, NW Italy: Journal of Structural Geology, v. 29, p. 1–17, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.013.

Siegesmund, S., Layer, P., Dunkl, I., Vollbrecht, A., Steenken, A., Wemmer, K., and Ahrendt, H., 2008, Exhumation and deformation history of the lower crustal section of the Valstrona di Omegna in the Ivrea Zone, southern Alps: Geological Society, London, Special Publications, v. 298, p. 45–68, doi:10.1144/SP298.3.

Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., and Klötzli, U.S., 2016, Production of hybrid granitic magma at the advancing front of basaltic underplating: Inferences from the Sesia Magmatic System (south-western Alps, Italy): Lithos, v. 252, p. 109–122, doi:10.1016/j.lithos.2016.02.018.

Snoke, A.W., Kalakay, T.J., Quick, J.E., and Sinigoi, S., 1999, Development of a deep-crustal shear zone in response to syntectonic intrusion of mafic magma into the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Italy: Earth and Planetary Science Letters, v. 166, p. 31–45, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00280-5.

Stica, J.M., Zalán, P.V., and Ferrari, A.L., 2014, The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic: Marine and Petroleum Geology, v. 50, p. 1–21, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.

Sun, S. S., & McDonough, W. S., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Geological Society, London, Special Publications, v.42(1), p.313-345.

Thybo, H., and Artemieva, I.M., 2013, Moho and magmatic underplating in continental lithosphere: Tectonophysics, v. 609, p. 605–619, doi:10.1016/j.tecto.2013.05.032.

White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 94, p. 7685–7729, doi:10.1029/JB094iB06p07685.

White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P. a. F., Kusznir, N.J., and the rest of the iSIMM Team, 2008, Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin: Nature, v. 452, p. 460–464, doi:10.1038/nature06687.

Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., and Larsen, B.T., 2004, Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction: Geological Society, London, Special Publications, v. 223, p. 1–10, doi:10.1144/GSL.SP.2004.223.01.01.

Yang, X.-Z., Xia, Q.-K., Deloule, E., Dallai, L., Fan, Q.-C., and Feng, M., 2008, Water in minerals of the continental lithospheric mantle and overlying lower crust: A comparative study of peridotite and granulite xenoliths from the North China Craton: Chemical Geology, v. 256, p. 33–45, doi:10.1016/j.chemgeo.2008.07.020.

Ziegler, P.A., and Cloetingh, S., 2004, Dynamic processes controlling evolution of rifted basins: Earth-Science Reviews, v. 64, p. 1–50, doi:10.1016/S0012-8252(03)00041-2.

Zingg, A., 1980, Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigation:. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 60(2-3), p. 153-179.

Zingg, A., 1983, The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N. Italy)-a review.: Schweiz. miner. petrogr. Mitt., v. 63, p. 361–392.

Zingg, A., Handy, M.R., Hunziker, J.C., and Schmid, S.M., 1990, Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps: Tectonophysics, v. 182, p. 169–192, doi:10.1016/0040-1951(90)90349-D.

Comme il a été expliqué dans le premier chapitre (cf. Chapitre I- Partie III) les effets des roches mafiques sont ainsi doubles et dépendent essentiellement de leur stade de cristallisation : au stade de magma les effets sont thermiques tandis qu'au stade entièrement cristallisé ils sont compositionnels.

-Effet thermique

Dans la Zone d'Ivrée pendant D1 ainsi qu'à Seiland pendant D2 l'intrusion de roches mafiques se fait sous la forme de sills ou des grandes intrusions planaires. Dans les 2 cas il apparait clair que ces intrusions ne sont pas responsables du régime thermique de la croûte à ce moment-là. Il est probable que ces intrusions aient cependant participé au maintien et éventuellement à l'augmentation des régimes thermiques respectifs et possiblement provoqué une anatexie plus importante de la croûte.

En effet, Annen et Sparks (2002) ont montré (cf. Chapitre I – Partie III-1-a) que l'injection successive de sills est plus efficace pour provoquer l'anatexie étendue de la croûte qu'une seule intrusion massive qui aura plutôt tendance à localiser l'anatexie.

Ainsi pendant D2 dans la Zone d'Ivrée l'intrusion de magma mafique est limitée au Complexe mafique et l'anomalie thermique associée à son emplacement est relativement restreinte et apparait plus importante au toit de l'intrusion là où se situe la chambre magmatique provoquant une anatexie localisée.

Cet effet thermique a pour conséquence l'amollissement des métasédiments sus-jacents à l'intrusion (correspondant à la croûte moyenne) et ainsi la diminution de leur résistance à la déformation ce qui participe à la localisation de la déformation ductile la plus intense dans la croûte moyenne. De plus l'anatexie provoquée forme des magmas intermédiaires et acides (dont les boudins étudiés, cf. Chapitre III Partie II-3-b) dont l'effet thermique (et également compositionnel) va également diminuer la résistance à la déformation de la croûte moyenne.

-Effet compositionnel

La cristallisation des roches mafiques entraine un durcissement compositionnel de la croûte (cf. Chapitre I- Partie III-2-b). Ce durcissement augmente avec la concentration en olivine et en pyroxène (e.g Kusznir et Park, 1987 ; Bystricky et Mackwell, 2001).

Les gabbros de la Zone d'Ivrée sont relativement pauvres en olivine mais ils sont par contre riches en pyroxènes. Les intrusions planaires de Seiland sont riches en pyroxènes et olivine.

Ainsi dans la zone d'Ivrée la cristallisation des sills et des corps mafiques dont la mise en place est antérieure ou contemporaine à D1 a probablement entrainé un durcissement compositionnel de la croûte inférieure et augmenté sa résistance à la déformation pendant D2 (*figure VI-5)*.

C'est aussi probablement pourquoi la déformation ductile la plus intense se localise dans la croûte moyenne où les roches mafiques sont pratiquement inexistantes, et qui est donc la zone la moins résistante de la croûte inférieure.

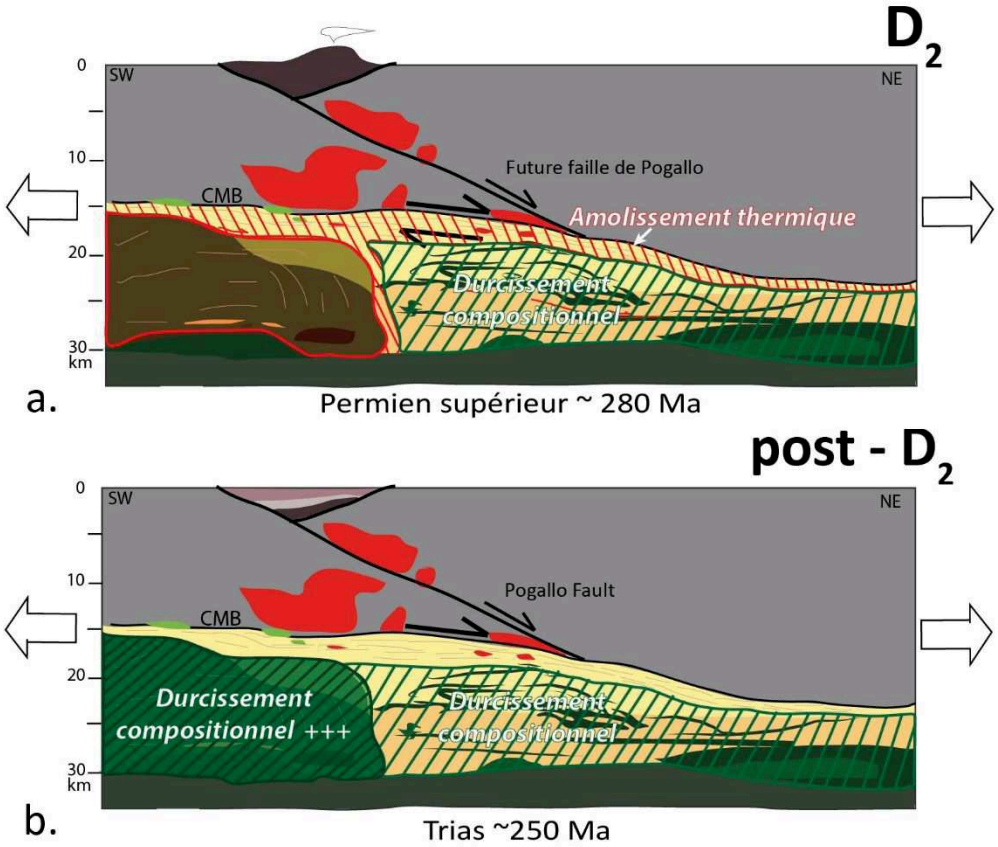


Figure VI-5 : Coupes schématiques de répartition du durcissement compositionnel dans la Zone d'Ivrée du Permien (D2 ; a) au Trias (post-D2 ; b).

Par ailleurs, la cristallisation totale du Complexe Mafique à la fin du Permien a sans doute également induit un durcissement compositionnel très important de la croûte inférieure et ainsi une résistance à la déformation très importante. Comme le montre la carte géologique de la Zone d'Ivrée (cf. Chapitre III-Partie I-figure 1) la croûte inférieure est clairement plus amincie au nord et donc au plus loin du Complexe Mafique qui forme un boudin plus résistant.

A partir du Trias l'extension serait donc essentiellement associé à la déformation le long de la faille de Pogallo et potentiellement le long du CMB.

A Seiland il est probable que la cristallisation des gabbros et du complexe ultramafique est induit un durcissement intense de la croûte inférieure qui peut expliquer qu'il n'existe pas de déformation extensive étendue postérieure à sa cristallisation.

Il est également possible que dans certains contextes extensifs, l'intrusion de grands complexes mafiques et/ou ultramafiques provoquent l'arrêt de l'extension, c'est peut–être le cas des rifts avortés tels que le rift d'Oslo.

III- Implication pour l'évolution des Marges Passives Volcaniques

1. Chronologie de mise en place et géométrie des magmas mafiques

Le découplage de LC1 et LC2 suggère très clairement que LC2 est une croûte rigide ancienne, probablement formée des intrusions mafiques les plus précoces associées au stade de rifting. Ces intrusions pourraient être encore plus précoces et associées à une histoire magmatique antérieure et complètement distincte du rifting. Ces intrusions précoces sont une condition *sine qua non* pour rendre la croûte profonde résistante et ainsi permettre le développement des premières failles de détachement, comme l'a montré la modélisation de Geoffroy et al. (2015 ; cf. Chapitre I-Partie I-b).

Comme le suggère les études à Seiland et Ivrée il est très probable que ces magmas correspondent à des géométries de sills ou d'intrusions planaires de taille plus importante. La forte réflectivité de LC2 indique qu'il est peu probable que la croûte profonde soit formée de grands complexes mafiques ou ultramafiques qui seraient probablement transparents.
Les réflexions associées à LC2 pourraient également être liées à des roches ultramafiques, en enclaves dans des intrusions mafiques, ou alternativement, cisaillées dans et avec l'encaissant granulitiques et avec les roches mafiques pendant l'intrusion de ces dernières (communication personnelle avec Laurent Geoffroy sur des observations de terrain réalisées en Oman).

Dans la Zone d'Ivrée les intrusions mafiques du domaine de croûte profonde à moyenne (similaire à LC1) sont précoces et antérieures à la déformation ductile en plissement. Dans les MPVs la déformation ductile du domaine LC1 est clairement contemporaine des failles qui bordent les SDRs et donc ainsi de la mise en place des SDRs et il est donc probable que l'essentiel des intrusions mafiques dans la croûte inférieure en soit également contemporaine (puisqu'elles forment en partie le système d'alimentation des SDRs). Il est par contre possible qu'une partie des réflecteurs les plus déformés correspondent aux intrusions les plus précoces, possiblement associées au stade du rift (ou antérieures).

Les intrusions les plus tardives dans la partie distale des MPVs pourraient correspondre à des réflecteurs qui recoupent l'ensemble des structures de la croûte inférieure. Ces intrusions de type dykes pourraient être similaires aux dykes mafiques à ultramafiques tardifs décrits sur Seiland (cf. Chapitre IV- Partie III-3) qui sont associés aux derniers liquides du complexe ultramafique et à une forte pression fluide.

2. Thermicité à long terme

La thermicité, associée aux roches magmatiques, des MPVs dépend de 3 paramètres : le temps de cristallisation des magmas et leur conductivité et production radiogénique.

Le temps de cristallisation des intrusions planaires et sills est relativement rapide (quelques milliers d'années ; cf. Chapitre I- Partie III- 1) tandis que celles des grandes intrusions pseudo-circulaires est plus lente et peut être de plusieurs millions d'années (e.g le Complexe Mafique d'Ivrée qui aurait mis plus de 10 Ma à totalement cristalliser ; Peressini et al., 2007). Ainsi dans ce dernier cas la

thermicité de la croûte inférieure peut rester importante pendant plusieurs millions d'années après le break-up et permettre de maintenir l'état ductile d'au moins une partie de la croûte inférieure.

Pertermann et al. (2008 ; Chapitre I-Partie III-1-c) ont également montré que les liquides de fusion partielle étaient isolant ce qui peut avoir pour effet, tant que des liquides sont produits, de conserver la chaleur plus longtemps dans la croûte inférieure et potentiellement d'augmenter le temps de cristallisation.

Quand l'ensemble des roches magmatiques est cristallisé, la thermicité de la croûte inférieure dépend essentiellement de sa conductivité et de sa production radiogénique (cf. Chapitre I- Partie III-1-c-d).

Cette dernière est très faible pour les roches mafiques et les métasédiments granulitiques, ainsi la production radiogénique de la croûte la plus profonde (LC2 ; qui est également la plus riche en roches mafiques) est la plus faible de la croûte, probablement entre 0,1 et 1 $\mu W.m^{-3}$ (cf. Chapitre I – Partie III- 1-d-figure 21). LC1 a probablement une production radiogénique plus élevée (de l'ordre de 1 à 100 $\mu W.m^{-}3$) associée à moins de roches mafiques, à des métasédiments du faciès amphibolitique et à des roches plutoniques intermédiaires.

La conductivté de la croûte inférieure va essentiellement dépendre de sa richesse en péridotite car l'olivine a une conductivité très forte (cf. Chapitre I-Partie III-1-c). Si LC2 est uniquement associé à des roches mafiques (pauvres en olivine, ce qui est le des gabbros et sills de la Zone d'Ivrée par exemple, cf. Chapitre IV- Partie I) alors la croûte inférieure est relativement isolante et pourrait constituer un réservoir de chaleur longue durée. Au contraire si LC2 est riche en lambeaux, enclaves et/ou intrusion péridotitique alors sa conductivité sera élevée et la chaleur se dissipera rapidement vers la croûte supérieure.

CONCLUSION

Cette thèse illustre la complexité des relations, structurales, spatiales et temporelles entre les magmas et roches mafiques et la déformation en extension de la croûte inférieure.

Elle montre qu'en contexte extensif la mise en place de magmas mafiques peut être associée à une déformation ductile étendue ou localisée et que les magmas et roches mafiques peuvent avoir pour conséquences de relocaliser la déformation ductile à la fois de manière directe par effet thermique mais également de manière indirecte par effet compositionnel.

Elle met ainsi en évidence l'existence d'un niveau de découplage dans la Zone d'Ivrée, correspondant à la croûte moyenne, dont la localisation est le résultat à la fois de l'effet direct thermique d'une intrusion mafique majeure et de l'effet indirect compositionnel de sills mafiques précoces.

Cette thèse montre également que les croûtes inférieures en contexte extensif ne sont pas homogènes mais qu'elles sont formées de plusieurs domaines, distincts par leur lithologie, leur proportion en roches magmatiques mafiques et ultramafiques ainsi que par leur structure. Cette division crustale est le résultat de l'histoire tectono-magmatique qui débute souvent par une première phase de déformation ductile étendue associée à un cisaillement pur qui progressivement se localise à des zones de déformation ductile intense plus étroites associées à du cisaillement simple.

Ce travail montre aussi que les roches ultramafiques sont relativement communes dans la croûte inférieure, à la fois sous la forme de lentilles tectonisées (possiblement associées à un cisaillement important au niveau du Moho) et sous la forme de dykes et corps plus importants. Ces derniers pourraient par ailleurs se mettre en place jusqu'à des profondeurs de croûte moyenne (15-20 km).

Par ailleurs l'étude des deux zones de terrain remet en doute l'existence des « sous-plaquages » mafiques à proprement dit et tend plutôt à montrer que les magmas mafiques se mettent en place, au-dessus du Moho, dans une croûte inférieure granulitique sous la forme d'intrusions planaires de taille variable.

Pour terminer, cette thèse met en évidence la difficulté de contraindre et généraliser la rhéologie ainsi que la thermicité et la conductivité des croûtes inférieures (en contexte extensif), étant donné leur hétérogénéité propre et leur diversité à l'échelle du globe.

Liste bibliographique

A.

Abdelmalak, M.M., Andersen, T.B., Planke, S., Faleide, J.I., Corfu, F., Tegner, C., Shephard, G.E., Zastrozhnov, D., and Myklebust, R., 2015, The ocean-continent transition in the mid-Norwegian margin: Insight from seismic data and an onshore Caledonian field analogue: Geology, v. 43, p. 1011–1014, doi:10.1130/G37086.1.

Akselsen, J., 1982, Precambrian and Caledonian tectonometamorphic evolution of northeastern Seiland, Finnmark, North Norway: Nor. Geol. Unders. Bull, v. 373, p. 45-61.

Andersen, T. B., 1981, The structure of the Magerøy Nappe, Finnmark, North Norway: Norges geologiske undersøkelse, v. 363, p. 1-23.

Andréasson, P.-G., Svenningsen, O.M., and Albrecht, L., 1998, Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides: GFF, v. 120, p. 159–172, doi: 10.1080/11035899801202159.

Annen, C., 2011, Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships: Tectonophysics, v. 500, p. 3–10, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.010.

Annen, C., and Sparks, R.S.J., 2002, Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 203, p. 937–955, doi:10.1016/S0012-821X(02)00929-9.

Anthony, E.Y., Segalstad, T.V., and Neumann, E.-R., 1989, An unusual mantle source region for nephelinites from the Oslo Rift, Norway: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 1067–1076, doi:10.1016/0016-7037(89)90211-1.

Arzi, A.A., 1978, Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks: Tectonophysics, v. 44, p. 173–184, doi:10.1016/0040-1951(78)90069-0.

B.

Barboza, S.A., and Bergantz, G.W., 1996, Dynamic model of dehydration melting motivated by a natural analogue: applications to the Ivrea–Verbano zone, northern Italy: Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, v. 87, p. 23–31, doi:10.1017/S0263593300006441.

Barboza, S.A., Bergantz, G.W., and Brown, M., 1999, Regional granulite facies metamorphism in the Ivrea zone: Is the Mafic Complex the smoking gun or a red herring? Geology, v. 27, p. 447–450, doi: 10.1130/0091-7613(1999)027

Barboza, S.A., and Bergantz, G.W., 2000, Metamorphism and Anatexis in the Mafic Complex Contact Aureole, Ivrea Zone, Northern Italy: Journal of Petrology, v. 41, p. 1307–1327, doi: 10.1093/petrology/41.8.1307.

Bauer, F.U., Glasmacher, U.A., Ring, U., Schumann, A., and Nagudi, B., 2010, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda: International Journal of Earth Sciences, v. 99, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B., and Weber, K., 2000, Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 25829–25853, doi:10.1029/2000JB900227.

Beach, A., Bird, T., and Gibbs, A., 1987, Extensional tectonics and crustal structure: deep seismic reflection data from the northern North Sea Viking graben: Geological Society, London, Special Publications, v. 28, p. 467–476, doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.29.

Bennett, M. C., Emblin, S. R., Robins, B., & Yeo, W. J. A., 1986, High-temperature ultramafic complexes in the North Norwegian Caledonides: I–Regional setting and field relationships: Norges geologiske underskehe, Bulletin, v. 405, p. 1-40.

Berckhemer, H., 1968, Topographie des “Ivrea-Körpers” abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten : Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt, v. 48(1), p. 235-246.

Berndt, C., Skogly, O.P., Planke, S., Eldholm, O., and Mjelde, R., 2000, High-velocity breakup-related sills in the Vøring Basin, off Norway: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 28443–28454, doi:10.1029/2000JB900217.

Bertolani, M., 1959, La formazione basica “Ivrea-Verbano” e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della bassa Val Sesia e del Biellese : Periodico di Mineralogia, v. 28, p.151-209.

Bertotti, G., Siletto, G.B., and Spalla, M.I., 1993, Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: The Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano-Lake Como area (Southern Alps): Tectonophysics, v. 226, p. 271–284, doi: 10.1016/0040-1951(93)90122-Z.

Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., and Mohriak, W., 2013a, Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin: Geological Society, London, Special Publications, v. 369, p. SP369.22, doi:10.1144/SP369.22.

Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., and Mohriak, W., 2013b, Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin: Geological Society, London, Special Publications, v. 369, p. SP369.22, doi:10.1144/SP369.22.

Boillot, G., Féraud, G., Recq, M., and Girardeau, J., 1989, Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins: Nature, v. 341, p. 523–525, doi:10.1038/341523a0.

Boillot, G., and Froitzheim, N., 2001, Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions: Geological Society, London, Special Publications, v. 187, p. 9–30, doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02.

Borghi, A., 1988, Evoluzione metamorfica del settore nord-orientale della Serie dei Laghi (Alpi Meridionali - Canton Ticino) : Rendiconti della società geologica, v. 11, p. 165–170.

Boriani, A., and Peyronel Pagliani, G., 1968, Rapporti fm le plutoniti erciniche e le metamorfiti del "Massiccio dei Laghi" nella zona del M. Cerano (bassa Val d'Ossola) : Rend Soc. Ital. Mmeral. Petrol., v. 24, p. 111-142.

Boriani, A., & Sacchi, R., 1973, Geology of the junction between the ivrea-verbano and strona-ceneri zones: Southern Alps: Società cooperativa tipografica.

Boriani, A., & Sacchi, R., 1974, Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zone (Southern Alps): Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 28, p. 165-178.

Boriani, A., Burlini, L., Caironi, V., Giobbi Origoni, E., Sassi, A., & Sesana, E., 1988, Geological and petrological studies on the hercynian plutonism of Serie dei Laghi–geological map of its occurrence between Valsesia and Lago Maggiore (N-Italy): Rend. Soc. It. Mineral. Petrol, v. 43(367), p. 84.

Boriani, A., Burlini, L., and Sacchi, R., 1990, The Cossato-Mergozzo-Brissago Line and the Pogallo Line (Southern Alps, Northern Italy) and their relationships with the late-Hercynian magmatic and metamorphic events: Tectonophysics, v. 182, p. 91–102, doi: 10.1016/0040-1951(90)90344-8.

Boriani, A., Origoni, E.G., Borghi, A., and Caironi, V., 1990, The evolution of the "Serie dei Laghi" (Strona-Ceneri and Scisti dei Laghi): the upper component of the Ivrea-Verbano crustal section; Southern Alps, North Italy and Ticino, Switzerland: Tectonophysics, v. 182, p. 103–118, doi: 10.1016/0040-1951(90)90345-9.

Boriani, A., & Giobbi, E., 2004, Does the basement of western southern Alps display a tilted section through the continental crust? A review and discussion: Periodico di Mineralogia, v. 73(2), p. 5-22.

Bosworth, W., 1985, Geometry of propagating continental rifts: Nature, v. 316, p. 625–627, doi:10.1038/316625a0.

Brodie, K. H., & Rutter, E. H., 1987, Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of northern Italy. Tectonophysics, v. 140(2-4), p. 193-212.

Brodie, K.H., Rutter, E.H., and Rex, D., 1989, On the age of deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone, northern Italy: Geological Society, London, Special Publications, v. 45, p. 203–210, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.045.01.11.

Brun, J.P., Gutscher, M.-A., and dekorp-ecors teams, 1992, Deep crustal structure of the Rhine Graben from dekorp-ecors seismic reflection data: A summary: Tectonophysics, v. 208, p. 139–147, doi:10.1016/0040-1951(92)90340-C.

Brune, J.N., and Ellis, M.A., 1997, Structural features in a brittle–ductile wax model of continental extension: Nature, v. 387, p. 67–70, doi:10.1038/387067a0.

Buck, W. R., 2004, Consequences of asthenospheric variability on continental rifting, Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins, v.62, p. 1-30.

Burg, J. P., Van Den Driessche, J., & Brun, J. P., 1994, Syn-to post-thickening extension : mode and consequences : Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Sciences de la terre et des planètes, v. 319(9), p. 1019-1032.

Burov, E. B., 2011, Rheology and strength of the lithosphere. Marine and Petroleum Geology, v. 28(8), p. 1402-1443.

Bystricky, M., and Mackwell, S., 2001, Creep of dry clinopyroxene aggregates: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 106, p. 13443–13454, doi:10.1029/2001JB000333.

C.

Callot, J.-P., Grigné, C., Geoffroy, L., and Brun, J.-P., 2001, Development of volcanic passive margins: Two-dimensional laboratory models: Tectonics, v. 20, p. 148–159, doi:10.1029/2000TC900030.

Callot, J.-P., Geoffroy, L., and Brun, J.-P., 2002, Development of volcanic passive margins: Three-dimensional laboratory models: Tectonics, v. 21, p. 2–1, doi:10.1029/2001TC901019.

Callot, J.P., and Guichet, X., 2003, Rock texture and magnetic lineation in dykes: a simple analytical model: Tectonophysics, v. 366, p. 207–222, doi:10.1016/S0040-1951(03)00096-9.

Champallier, R.,2005, Déformation expérimentale à haute température et haute pression de magmas partiellement cristallisés, Doctoral dissertation, Université d'Orléans

Chapman, T. J., Gayer, R. A., & Williams, G. D., 1985, Structural cross-sections through the Finnmark Caledonides and timing of the Finnmarkian event. The Caledonide orogen–Scandinavia and related areas: John Wiley & Sons, Chichester, p. 593-610.

Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., and Dunning, G.R., 2001, Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland: GSA Bulletin, v. 113, p. 443–453, doi:10.1130/0016-7606(2001)113<0443:OICFTL>2.0.CO;2.

Chery, J., 1989, Modélisation thermo-mécanique de la déformation lithosphérique intra-continentale, V 21, Centre géologique et géophysique, Université des sciences et techniques du Languedoc.

Christensen, N.I., 1989, Reflectivity and seismic properties of the deep continental crust: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 94, p. 17793–17804, doi:10.1029/JB094iB12p17793.

Christensen, N.I., and Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 9761–9788, doi:10.1029/95JB00259.

Clerc, C., Jolivet, L., and Ringenbach, J.-C., 2015, Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin: Earth and Planetary Science Letters, v. 431, p. 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2015.08.038.

Clerc, C., Ringenbach, J.-C., Jolivet, L., and Ballard, J.-F., 2018, Rifted margins: Ductile deformation, boudinage, continentward-dipping normal faults and the role of the weak lower crust: Gondwana Research, v. 53, p. 20–40, doi:10.1016/j.gr.2017.04.030.

Closs, H., & Labrouste, Y., 1963, Séismologie.

Coffin, M.F., and Eldholm, O., 1994, Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences: Reviews of Geophysics, v. 32, p. 1–36, doi:10.1029/93RG02508.

Collier, J.S., Buhl, P., Torné, M., and Watts, A.B., 1994, Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean): Geophysical Journal International, v. 118, p. 159–180, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb04681.x.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.-A., Sahabi, M., Malod, J., and Rehault, J.-

P., 2004, The crustal structure of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data: Geophysical Journal International, v. 159, p. 117–128, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02391.x.

Corfu, F., Roberts, R.J., Torsvik, T.H., Ashwal, L.D., and Ramsay, D.M., 2007, Peri-Gondwanan elements in the Caledonian Nappes of Finnmark, Northern Norway: Implications for the paleogeographic framework of the Scandinavian Caledonides: American Journal of Science, v. 307, p. 434–458, doi: 10.2475/02.2007.05.

Corfu, F., Gerber, M., Andersen, T.B., Torsvik, T.H., and Ashwal, L.D., 2011, Age and significance of Grenvillian and Silurian orogenic events in the Finnmarkian Caledonides, northern NorwayThis article is one of a series of papers published in this Special Issue on the theme of Geochronology in honour of Tom Krogh.: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 419–440, doi: 10.1139/E10-043.

Corfu, F., Andersen, T.B., and Gasser, D., 2014, The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions: Geological Society, London, Special Publications, v. 390, p. 9–43, doi: 10.1144/SP390.25.

Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Besse, J., 1999, On causal links between flood basalts and continental breakup: Earth and Planetary Science Letters, v. 166, p. 177–195, doi:10.1016/S0012-821X(98)00282-9.

D.

Dahlgren, S., Corfu, F., & Heaman, L. M., 1996, U–Pb time constraints, and Hf and Pb source characteristics of the Larvik plutonic complex, Oslo Paleorift. Geodynamic and geochemical implications for the rift evolution. VM Goldschmidt Conference, In Journal of Conference Abstracts, v. 120, Cambridge Publications.

Daly, J.S., Aitcheson, S.J., Cliff, R.A., Gayer, R.A., and Rice, A.H.N., 1991, Geochronological evidence from discordant plutons for a late Proterozoic orogen in the Caledonides of Finnmark, northern Norway: Journal of the Geological Society, v. 148, p. 29–40, doi: 10.1144/gsjgs.148.1.0029.

Deemer, S.J., and Hurich, C.A., 1994, The reflectivity of magmatic underplating using the layered mafic intrusion analog: Tectonophysics, v. 232, p. 239–255, doi:10.1016/0040-1951(94)90087-6.

Degli Alessandrini, G., Menegon, L., Malaspina, N., Dijkstra, A.H., and Anderson, M.W., 2017, Creep of mafic dykes infiltrated by melt in the lower continental crust (Seiland Igneous Province, Norway): Lithos, v. 274–275, p. 169–187, doi: 10.1016/j.lithos.2016.12.030.

Demarchi, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1998, Pressure Gradient and Original Orientation of a Lower-Crustal Intrusion in the Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy: The Journal of Geology, v. 106, p. 609–622, doi: 10.1086/516045.

Diehl, T., Kissling, E., Husen, S., and Aldersons, F., 2009, Consistent phase picking for regional tomography models: application to the greater Alpine region: Geophysical Journal International, v. 176, p. 542–554, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03985.x.

Dufek, J., and Bergantz, G.W., 2005, Lower Crustal Magma Genesis and Preservation: a Stochastic Framework for the Evaluation of Basalt–Crust Interaction: Journal of Petrology, v. 46, p. 2167–2195, doi:10.1093/petrology/egi049.

E.

Elvevold S., Reginiussen H., Krogh E. J., and Bjørklund F., 1994, Reworking of deep-seated gabbros and associated contact metamorphosed paragneisses in the southeastern part of the Seiland Igneous Province, northern Norway: Journal of Metamorphic Geology, v. 12, p. 539–556, doi: 10.1111/j.1525-1314.1994.tb00041.x.

Eldholm, O., Gladczenko, T.P., Skogseid, J., and Planke, S., 2000, Atlantic volcanic margins: a comparative study: Geological Society, London, Special Publications, v. 167, p. 411–428, doi:10.1144/GSL.SP.2000.167.01.16.

Eldholm, O., Skogseid, J., Planke, S., and Gladczenko, T.P., 1995, Volcanic Margin Concepts, *in* Banda, E., Torné, M., and Talwani, M. eds., Rifted Ocean-Continent Boundaries, Dordrecht, Springer Netherlands, NATO ASI Series, p. 1–16, doi:10.1007/978-94-011-0043-4_1.

Ewing, T.A., Hermann, J., and Rubatto, D., 2013, The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, northern Italy): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 165, p. 757–779, doi: 10.1007/s00410-012-0834-5.

F.

Forsyth, D.A., Asudeh, I., Green, A.G., and Jackson, H.R., 1986, Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean: Nature, v. 322, p. 349–352, doi:10.1038/322349a0.

Fountain, D.M., 1976, The Ivrea—Verbano and Strona-Ceneri Zones, Northern Italy: A cross-section of the continental crust—New evidence from seismic velocities of rock samples: Tectonophysics, v. 33, p. 145–165, doi: 10.1016/0040-1951(76)90054-8.

Fountain, D.M., Boundy, T.M., Austrheim, H., and Rey, P., 1994, Eclogite-facies shear zones—deep crustal reflectors? Tectonophysics, v. 232, p. 411–424, doi:10.1016/0040-1951(94)90100-7.

Fountain, D.M., and Christensen, N.I. Chapter 30 Composition of the continental crust and upper mantle;

Fourrier, J., 1822, Théorie Analytique de la Chaleur, Firmin Didot Ed.

Fowler, S.R., White, R.S., Spence, G.D., and Westbrook, G.K., 1989, The Hatton Bank continental margin—II. Deep structure from two-ship expanding spread seismic profiles: Geophysical Journal International, v. 96, p. 295–309, doi:10.1111/j.1365-246X.1989.tb04452.x.

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., and Hinz, K., 2007, Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic: Marine Geology, v. 244, p. 46–67, doi:10.1016/j.margeo.2007.06.009.

Franke, D. ,2013, Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted

margins, Marine and Petroleum geology, v. 43, p. 63-87.

Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E., & Niggli, E., 1974, Alpine metamorphism of the Alps: a review: Schweiz. mineral. petrogr. Mitt, v. 54, p. 247-290.

Frost, H.J., and Ashby, M.F., 1982, Deformation mechanism maps: the plasticity and creep of metals and ceramics: Oxford, UK, Pergamon Press, http://publications.eng.cam.ac.uk/372960/ (accessed November 2018).

Funck, T., Louden, K.E., and Reid, I.D., 2001, Crustal structure of the Grenville Province in southeastern Labrador from refraction seismic data: evidence for a high-velocity lower crustal wedge: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 38, p. 1463–1478, doi:10.1139/e01-026.

Funck, T., Erlendsson, Ö., Geissler, W.H., Gradmann, S., Kimbell, G.S., McDermott, K., and Petersen, U.K., 2017, A review of the NE Atlantic conjugate margins based on seismic refraction data: Geological Society, London, Special Publications, v. 447, p. 171–205, doi:10.1144/SP447.9.

G.

Galli, A., Grassi, D., & Sartori, G., 2017, april, Age, petrology and geochemistry of carbonate-dykes
and related clinopyroxenite xenoliths from the Ivrea-Verbano Zone (Italy/Switzerland): evidence of Jurassic carbonatite formation by liquid immiscibility. In EGU General Assembly Conference Abstracts (V. 19, p. 2303).

Ganzhorn, A. C., 2013, L'impact rhéologique de la fusion partielle de la croûte continentale: l'exemple de la Région des Gneiss de l'Ouest, Norvège, Doctoral dissertation, Paris 6

Gasser D., Jeřábek P., Faber C., Stünitz H., Menegon L., Corfu F., Erambert M., and Whitehouse M. J., 2015, Behaviour of geochronometers and timing of metamorphic reactions during deformation at lower crustal conditions: phase equilibrium modelling and U–Pb dating of zircon, monazite, rutile and titanite from the Kalak Nappe Complex, northern Norway: Journal of Metamorphic Geology, v. 33, p. 513–534, doi: 10.1111/jmg.12131.

Gayer, R.A., Rice, A.H.N., Roberts, D., Townsend, C., and Welbon, A., 1987, Restoration of the Caledonian Baltoscandian margin from balanced cross-sections: the problem of excess continental crust: Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, v. 78, p. 197–217, doi: 10.1017/S026359330001110X.Geoffroy, L. et al., 2001, Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland plate separation: Tectonics, v. 20, p. 566–584, doi:10.1029/2001TC900003.

Geoffroy, L., 2005, Volcanic passive margins: Comptes Rendus Geoscience, v. 337, p. 1395–1408, doi:10.1016/j.crte.2005.10.006.

Geoffroy, L., Aubourg, C., Callot, J.-P., and Barrat, J.-A., 2007, Mechanisms of crustal growth in large igneous provinces: The north Atlantic province as a case study, *in* Special Paper 430: Plates, Plumes and Planetary Processes, Geological Society of America, v. 430, p. 747–774, doi:10.1130/2007.2430(34).

Geoffroy, L., Burov, E.B., and Werner, P., 2015, Volcanic passive margins: another way to break up continents: Scientific Reports, v. 5, p. 14828, doi:10.1038/srep14828.

Gernigon, L., Blischke, A., Nasuti, A., and Sand, M., 2015, Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin: Tectonics, v. 34, p. 907–933, doi:10.1002/2014TC003717.

Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J.-C., Planke, S., and Le Gall, B., 2006, A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies: Tectonophysics, v. 412, p. 255–278, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.038.

Gernigon, L., Ringenbach, J.C., Planke, S., Gall, B.L., and Jonquet-KolstØ, H., 2003, Extension, crustal structure and magmatism at the outer Vøring Basin, Norwegian margin: Journal of the Geological Society, v. 160, p. 197–208, doi:10.1144/0016-764902-055.

Gernigon, L., Ringenbach, J.-C., Planke, S., and Le Gall, B., 2004, Deep structures and breakup along volcanic rifted margins: insights from integrated studies along the outer Vøring Basin (Norway): Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 363–372, doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.005.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., and Day, J.A., 2006, Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province: Earth and Planetary Science Letters, v. 251, p. 1–17, doi:10.1016/j.epsl.2006.08.004.

Giese, P., Reutter, K. J., Jacobshagen, V., & Nicolich, R., 1982, Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes: Alpine-Mediterranean Geodynamics, p. 39-73.

Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., and Skogseid, J., 1997, South Atlantic volcanic margins: Journal of the Geological Society, v. 154, p. 465–470, doi:10.1144/gsjgs.154.3.0465.

Gorman, A.R. et al., 2002, Deep Probe: imaging the roots of western North America: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 39, p. 375–398, doi:10.1139/e01-064.

Grant, T.B., Larsen, R.B., Anker-Rasch, L., Grannes, K.R., Iljina, M., McEnroe, S., Nikolaisen, E., Schanche, M., and Øen, E., 2016, Anatomy of a deep crustal volcanic conduit system; The Reinfjord Ultramafic Complex, Seiland Igneous Province, Northern Norway: Lithos, v. 252–253, p. 200–215, doi: 10.1016/j.lithos.2016.02.020.

Griffin, W.L., Sturt, B.A., O'Neill, C.J., Kirkland, C.L., and O'Reilly, S.Y., 2013, Intrusion and contamination of high-temperature dunitic magma: the Nordre Bumandsfjord pluton, Seiland, Arctic Norway: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 165, p. 903–930, doi: 10.1007/s00410-012-0841-6.

Guan, H., 2018, Les marges passives volcaniques : origine, structure, et développement, thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.

H.

Handy, M.R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., and Zurbriggen, R., 1999, Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland): Tectonics, v. 18, p. 1154–1177, doi: 10.1029/1999TC900034.

Handy, M. R., 1987, The structure, age and kinematics of the Pogallo fault zone; southern Alps, northwestern Italy: Eclogae Geologicae Helvetiae, v.80(3), p. 593-632.

Handy, M.R., and Zingg, A., 1991, The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland: GSA Bulletin, v. 103, p. 236–253, doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<0236:TTAREO>2.3.CO;2.

Hanski, E., Huhma, H., & Vaasjoki, M., 2001, Geochronology of northern Finland: a summary and discussion: Special Paper-Geological Survey of Finland, p. 255-279.Hasterok, D., and Webb, J., 2017, On the radiogenic heat production of igneous rocks: Geoscience Frontiers, v. 8, p. 919–940, doi:10.1016/j.gsf.2017.03.006.

Hartz, E.H., and Torsvik, T.H., 2002, Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean: Geology, v. 30, p. 255–258, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0255:BUDANP>2.0.CO;2.

Heard, H.C., 1963, Effect of Large Changes in Strain Rate in the Experimental Deformation of Yule Marble: The Journal of Geology, v. 71, p. 162–195, doi:10.1086/626892.

Heeremans, M., Larsen, B. T., & Stel, H., 1997, Erratum to``Paleostress reconstruction from kinematic indicators in the Oslo Graben, southern Norway: new constraints on the mode of rifting", Tectonophysics, v.277, p.339-344.

Henk, A., Franz, L., Teufel, S., and Oncken, O., 1997, Magmatic Underplating, Extension, and Crustal Reequilibration: Insights from a Cross-Section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy: The Journal of Geology, v. 105, p. 367–378, doi: 10.1086/515932.

Higgins, M.D., and van Breemen, O., 1998, The Age of the Sept Iles Layered Mafic Intrusion, Canada: Implications for the Late Neoproterozoic/Cambrian History of Southeastern Canada: The Journal of Geology, v. 106, p. 421–432, doi: 10.1086/516033.

Hill, E.J., Baldwin, S.L., and Lister, G.S., 1995, Magmatism as an essential driving force for formation of active metamorphic core complexes in eastern Papua New Guinea: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 10441–10451, doi:10.1029/94JB03329.

Hinze, W.J., Allen, D.J., Fox, A.J., Sunwood, D., Woelk, T., and Green, A.G., 1992, Geophysical investigations and crustal structure of the North American Midcontinent Rift system: Tectonophysics, v. 213, p. 17–32, doi:10.1016/0040-1951(92)90248-5.

Holbrook, W.S., and Kelemen, P.B., 1993, Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup: Nature, v. 364, p. 433–436, doi:10.1038/364433a0.

Holliger, K., and Levander, A., 1994, Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions: Geology, v. 22, p. 367–370, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0367:LCRMBR>2.3.CO;2.

Huppert, H.E., and Sparks, R.S.J., 1988, The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust: Journal of Petrology, v. 29, p. 599–624, doi:10.1093/petrology/29.3.599.

I.

Ildefonse, B., Allain, C., and Coussot, P., 1997, Des grands écoulements naturels à la dynamique du tas de sable: introduction aux suspensions en géologie et en physique: Editions Quae, 256 p.

J.

Jelinek, V., 1981, Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, v.79(3-4), T63-T67.

K.

Karakas, O., and Dufek, J., 2015, Melt evolution and residence in extending crust: Thermal modeling of the crust and crustal magmas: Earth and Planetary Science Letters, v. 425, p. 131–144, doi:10.1016/j.epsl.2015.06.001.

Karner, G.D., Driscoll, N.W., Taylor, B., and Kohlstedt, D.L., 2004, Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins: Columbia University Press, 367 p.

Kirkland, C.L., Daly, J.S., Chew, D.M., and Page, L.M., 2008, The Finnmarkian Orogeny revisited: An isotopic investigation in eastern Finnmark, Arctic Norway: Tectonophysics, v. 460, p. 158–177, doi: 10.1016/j.tecto.2008.08.001.

Kirkland, C.L., Daly, J.S., Eide, E.A., and Whitehouse, M.J., 2006, The structure and timing of lateral escape during the Scandian Orogeny: A combined strain and geochronological investigation in Finnmark, Arctic Norwegian Caledonides: Tectonophysics, v. 425, p. 159–189, doi: 10.1016/j.tecto.2006.08.001.

Kirkland, C.L., Stephen Daly, J., and Whitehouse, M.J., 2007, Provenance and Terrane Evolution of the Kalak Nappe Complex, Norwegian Caledonides: Implications for Neoproterozoic Paleogeography and Tectonics: The Journal of Geology, v. 115, p. 21–41, doi: 10.1086/509247.

Kirkland, C.L., Daly, J.S., and Whitehouse, M.J., 2008, Basement–cover relationships of the Kalak Nappe Complex, Arctic Norwegian Caledonides and constraints on Neoproterozoic terrane assembly in the North Atlantic region: Precambrian Research, v. 160, p. 245–276, doi: 10.1016/j.precamres.2007.07.006.

Klausen, M.B., and S Larsen, H.C., 2002, East Greenland coast-parallel dike swarm and its role in continental breakup, *in* Special Paper 362: Volcanic Rifted Margins, Geological Society of America, v. 362, p. 133–158, doi:10.1130/0-8137-2362-0.133.

Klötzli, U.S., Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., Tassinari, C.C.G., Sato, K., and Günes, Z., 2014, Duration of igneous activity in the Sesia Magmatic System and implications for high-temperature metamorphism in the Ivrea–Verbano deep crust: Lithos, v. 206, p. 19–33, doi: 10.1016/j.lithos.2014.07.020.

Korenaga, J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Kelemen, P.B., Detrick, R.S., Larsen, H.-C., Hopper, J.R., and Dahl-

Jensen, T., 2000, Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 21591–21614, doi:10.1029/2000JB900188.

Krill, A. G., & Zwaan, K. B., 1987, Reinterpretation of Finnmarkian deformation on western Sørøy, northern Norway: Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 67(1), p. 15-24.

Kunz, B.E., Johnson, T.E., White, R.W., and Redler, C., 2014, Partial melting of metabasic rocks in Val Strona di Omegna, Ivrea Zone, northern Italy: Lithos, v. 190, p. 1–12, doi: 10.1016/j.lithos.2013.11.015.

Kusznir, N.J., and Park, R.G., 1987, The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness: Geological Society, London, Special Publications, v. 28, p. 35–52, doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.04.

L.

Lanza, R., 1982, Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body: Geologie Alpine, v. 58, p. 85-94.

Larsen, B. T., & Sundvoll, B., 1984, The Oslo Graben: A Passive High Volcanicity Continental Rift, EOS, v.65(45), p.1084.

Larsen, B.T., Olaussen, S., Sundvoll, B., and Heeremans, M., 2008, The Permo-Carboniferous Oslo Rift through Six Stages and 65 Million Years: Episodes, v. 31, p. 52-58–58.

Larsen, R.B., Grant, T., Sørensen, B.E., Tegner, C., McEnroe, S., Pastore, Z., Fichler, C., Nikolaisen, E., Grannes, K.R., Church, N., ter Maat, G.W., and Michels, A., 2018, Portrait of a giant deep-seated magmatic conduit system: The Seiland Igneous Province: Lithos, v. 296–299, p. 600–622, doi: 10.1016/j.lithos.2017.11.013.

Laumonier, M., 2013, Mélange de magmas à HP-HT: contraintes expérimentales et application au magmatisme d'arc, Doctoral dissertation, Université d'Orléans

Laurent, V., Beaudoin, A., Jolivet, L., Arbaret, L., Augier, R., Rabillard, A., and Menant, A., 2015, Interrelations between extensional shear zones and synkinematic intrusions: The example of Ikaria Island (NE Cyclades, Greece): Tectonophysics, v. 651–652, p. 152–171, doi:10.1016/j.tecto.2015.03.020.

Lavecchia, A., Clark, S.R., Beekman, F., Cloetingh, S.A.P.L., and Burov, E., 2016, Thermal perturbation, mineral assemblages, and rheology variations induced by dyke emplacement in the crust: Tectonics, v. 35, p. 1137–1152, doi:10.1002/2016TC004125.

Lavier, L.L., and Manatschal, G., 2006, A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins: Nature, v. 440, p. 324–328, doi:10.1038/nature04608.

Leaver, J. M., Bennett, M. C., & Robins, B., 1989, Xenolithic dykes on Seiland and preliminary observations on the lithospheric mantle beneath the Seiland Province, W. Finnmark, Norway: The Caledonide geology of Scandinavia, Graham and Trotman, London, p. 165-174.

Le Bas, M. J., Subbarao, K. V., & Walsh, J. N., 2002, Metacarbonatite or marble?—the case of the carbonate, pyroxenite, calcite–apatite rock complex at Borra, Eastern Ghats, India. Journal of Asian Earth Sciences, v.20(2), p. 127-140.

Lejeune, A.-M., and Richet, P., 1995, Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 4215–4229, doi:10.1029/94JB02985.

Lenoir, X., Féraud, G., and Geoffroy, L., 2003, High-rate flexure of the East Greenland volcanic margin: constraints from 40Ar/39Ar dating of basaltic dykes: Earth and Planetary Science Letters, v. 214, p. 515–528, doi:10.1016/S0012-821X(03)00392-3.

Light, M.P.R., Maslanyj, M.P., and Banks, N.L., 1992, New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia: Geological Society, London, Special Publications, v. 68, p. 257–270, doi:10.1144/GSL.SP.1992.068.01.16.

Lister, G.S., and Baldwin, S.L., 1993, Plutonism and the origin of metamorphic core complexes: Geology, v. 21, p. 607–610, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0607:PATOOM>2.3.CO;2.

Liu, M., and Furlong, K.P., 1994, Intrusion and underplating of mafic magmas: thermal-rheological effects and implications for Tertiary tectonomagmatism in the North American Cordillera: Tectonophysics, v. 237, p. 175–187, doi:10.1016/0040-1951(94)90253-4.

Lizarralde, D., Holbrook, W.S., McGeary, S., Bangs, N.L., and Diebold, J.B., 2002, Crustal construction of a volcanic arc, wide-angle seismic results from the western Alaska Peninsula: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 107, p. EPM 4-1, doi:10.1029/2001JB000230.

Logatchev, N. A., & Florensov, N. A.,1978, The Baikal system of rift valleys. Tectonophysics, v. 45(1), p. 1-13.

Lynch, H.D., and Morgan, P., 1987, The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension: Geological Society, London, Special Publications, v. 28, p. 53–65, doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.05.

M.

Mackwell, S.J., Zimmerman, M.E., and Kohlstedt, D.L., 1998, High-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 103, p. 975–984, doi:10.1029/97JB02671.

Manatschal, G., 2004, New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps: International Journal of Earth Sciences, v. 93, p. 432–466, doi:10.1007/s00531-004-0394-7.

Matthews, D.H., 1986, Seismic reflections from the lower crust around Britain: Geological Society, London, Special Publications, v. 24, p. 11–21, doi:10.1144/GSL.SP.1986.024.01.03.

Maystrenko, Y.P., Scheck-Wenderoth, M., Hartwig, A., Anka, Z., Watts, A.B., Hirsch, K.K., and Fishwick, S., 2013, Structural features of the Southwest African continental margin according to results of lithosphere-scale 3D gravity and thermal modelling: Tectonophysics, v. 604, p. 104–121, doi:10.1016/j.tecto.2013.04.014.

Mazzucchelli, M., Zanetti, A., Correia Teixeira, C., and Tassinari, C.C.G., 2009, Magmatic Clues on the Triassic evolution of the Western Southern Alps before the opening of the Jurassic Tethys., in Laserprint Parma, p. 44–45, https://iris.unimore.it/handle/11380/624936#.WxevtEiFNPY (accessed June 2018).

Mccarthy, J., and Parsons, T., 1994, Insights into the kinematic Cenozoic evolution of the Basin and Range-Colorado Plateau transition from coincident seismic refraction and reflection data: GSA Bulletin, v. 106, p. 747–759, doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0747:IITKCE>2.3.CO;2.

Mehnert, K.R., 1975, The Ivrea Zone, a model of the deep crust.: N. Jb. Mineral. Abh., v. 125, p. 156–199.

Meissner, R., & Kusznir, N. J., 1987, Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust, In Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics, v. 5, No. 4, p. 365-373.

Meissner, R., and Wever, T., 1992, The possible role of fluids for the structuring of the continental crust: Earth-Science Reviews, v. 32, p. 19–32, doi:10.1016/0012-8252(92)90010-Q.

Menegon L., Nasipuri P., Stünitz H., Behrens H., and Ravna E., 2011, Dry and strong quartz during deformation of the lower crust in the presence of melt: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 116, doi: 10.1029/2011JB008371

Menzies, M.A., 2002, Volcanic Rifted Margins: Geological Society of America, 240 p.

Merriman, J.D., Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Nabelek, P.I., and Benn, K., 2013, Thermal transport properties of major Archean rock types to high temperature and implications for cratonic geotherms: Precambrian Research, v. 233, p. 358–372, doi:10.1016/j.precamres.2013.05.009.

Miao, S.Q., Li, H.P., and Chen, G., 2014, Temperature dependence of thermal diffusivity, specific heat capacity, and thermal conductivity for several types of rocks: Journal of Thermal Analysis and Calorimetry, v. 115, p. 1057–1063, doi:10.1007/s10973-013-3427-2.

Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W., and Riise, O., 1997, Crustal structure of the central part of the Vøring Basin, mid-Norway margin, from ocean bottom seismographs: Tectonophysics, v. 277, p. 235–257, doi:10.1016/S0040-1951(97)00028-0.

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., and Kusznir, N., 2012, Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins: Tectonics, v. 31, doi:10.1029/2011TC002961.

Mohn, G., D. Karner, G., Manatschal, G., and Johnson, C.A., 2015, Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modeling approach.: Journal of the Geological Society, v. 413, doi:10.1144/SP413.9.

Morgan, P., 1983, Constraints on Rift Thermal Processes from Heat Flow and Uplift, *in* Morgan, P. and Baker, B.H. eds., Developments in Geotectonics, Elsevier, Processes of Continental Rifting, v. 19, p. 277–298, doi:10.1016/B978-0-444-42198-2.50023-7.

Morley, C.K., 1999, Patterns of Displacement Along Large Normal Faults: Implications for Basin Evolution and Fault Propagation, Based on Examples from East Africa: AAPG Bulletin, v. 83, p. 613–634.

Mulch, A., Rosenau, M., Dörr, W., & Handy, M. R., 2002, The age and structure of dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri Zones (southern Alps, Northern Italy, Switzerland): Schweiz Mineral Petrogr Mitt, v. 82(1), p. 55-76.

Mutter, J.C., 1985, Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins: Tectonophysics, v. 114, p. 117–131, doi:10.1016/0040-1951(85)90009-5.

Mutter, J.C., Talwani, M., and Stoffa, P.L., 1984, Evidence for a thick oceanic crust adjacent to the Norwegian Margin: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 89, p. 483–502, doi:10.1029/JB089iB01p00483.

N.

Neumann, E.-R., Larsen, B.T., and Sundvoll, B., 1985, Compositional variations among gabbroic intrusions in the Oslo rift: Lithos, v. 18, p. 35–59, doi:10.1016/0024-4937(85)90005-2.

Neumann, E.-R., Olsen, K.H., Baldridge, W.S., and Sundvoll, B., 1992, The Oslo Rift: A review: Tectonophysics, v. 208, p. 1–18, doi:10.1016/0040-1951(92)90333-2.

Neumann, E.-R., and Ramberg, I.B., 1978, Paleorifts — Concluding Remarks, *in* Ramberg, I.B. and Neumann, E.-R. eds., Tectonics and Geophysics of Continental Rifts, Springer Netherlands, NATO Advanced Study Institutes Series, p. 409–424.

Neumann, E.-R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J., and Kirstein, L., 2004, Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review: Geological Society, London, Special Publications, v. 223, p. 11–40, doi:10.1144/GSL.SP.2004.223.01.02.

Niggli, E., & Zwart, H. J., 1973, Metamorphic Map of the Alps, scale 1: 1 000 000, sheet 17 of the Metamorphic Map of Europe.

O.

Oftedahl, C., 1952, Studies on the igneous rock complex of the Oslo Region, XII, The lavas. Nor. Vidensk.-Akad. Skr., v.3, 64 p.

Olaussen, S., Larsen, B.T., and Steel, R., 1994, The Upper Carboniferous-Permian Oslo Rift; Basin Fill in Relation to Tectonic Development: , p. 175–197.

Olsen, K.H., 1995, Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics: Elsevier, 511 p.

O'Reilly, B.M., Hauser, F., Jacob, A.W.B., and Shannon, P.M., 1996, The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation: Tectonophysics, v. 255, p. 1–23, doi:10.1016/0040-1951(95)00149-2.

P.

Pascal, C., Cloetingh, S.A.P.L., and Davies, G.R., 2004, Asymmetric lithosphere as the cause of rifting and magmatism in the Permo-Carboniferous Oslo Graben:

Geological Society, London, Special Publications, v. 223, p. 139–156, doi:10.1144/GSL.SP.2004.223.01.06.

Pascal, C., van Wijk, J.W., Cloetingh, S. a. P.L., and Davies, G.R., 2002, Effect of lithosphere thickness heterogeneities in controlling rift localization: Numerical modeling of the Oslo Graben: Geophysical Research Letters, v. 29, p. 69–1, doi:10.1029/2001GL014354.

Pastore, Z., Fichler, C., and McEnroe, S.A., 2016, The deep crustal structure of the mafic–ultramafic Seiland Igneous Province of Norway from 3-D gravity modelling and geological implications: Geophysical Journal International, v. 207, p. 1653–1666, doi: 10.1093/gji/ggw362.

Paterson, M. S., 1990, Rock deformation experimentation. The Brittle-Ductile Transition in Rocks, Geophys. Monogr. Ser, v.56, p.187-194.

Paton, D.A., Pindell, J., McDermott, K., Bellingham, P., and Horn, B., 2017, Evolution of seaward-dipping reflectors at the onset of oceanic crust formation at volcanic passive margins: Insights from the South Atlantic: Geology, v. 45, p. 439–442, doi:10.1130/G38706.1.

Pavlis, T.L., 1996, Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust: Tectonophysics, v. 253, p. 1–31, doi:10.1016/0040-1951(95)00049-6.

Pearce, M.A., Wheeler, J., and Prior, D.J., 2011, Relative strength of mafic and felsic rocks during amphibolite facies metamorphism and deformation: Journal of Structural Geology, v. 33, p. 662–675, doi:10.1016/j.jsg.2011.01.002.

Pedersen, R.B., Dunning, G.R., Robins, B., 1989, U-Pb ages of nepheline syenite pegmatites from the Seiland Magmatic Province, N. Norway: The Caledonide Geology of Scandinavia, Graham and Trotman, London, p. 3–8.

Peressini, G., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., and Hofmann, A.W., 2004, Triassic U-Pb SHRIMP Ages on magmatic Zircons from the External Gabbro unit of the Finero mafic complex, Ivrea Zone, Western Italian Alps., in International Geological Society, v. 2, p. 1066–1066, https://iris.unimore.it/handle/11380/466105#.Wxewm0iFNPY (accessed June 2018).

Peressini, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., Hofmann, A.W., and Fanning, M., 2007, Duration of a Large Mafic Intrusion and Heat Transfer in the Lower Crust: a SHRIMP U–Pb Zircon Study in the Ivrea–Verbano Zone (Western Alps, Italy): Journal of Petrology, v. 48, p. 1185–1218, doi: 10.1093/petrology/egm014.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., and Osmundsen, P.T., 2013, Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts: Marine and Petroleum Geology, v. 43, p. 21–47, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002.

Pertermann, M., Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., Spera, F.J., and Zayak, J., 2008, Transport properties of low-sanidine single-crystals, glasses and melts at high temperature: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 155, p. 689–702, doi:10.1007/s00410-007-0265-x.

Petford, N., and Gallagher, K., 2001, Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma: Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 483–499, doi:10.1016/S0012-821X(01)00481-2.

Petri, B., 2014, Formation et exhumation des granulites permiennes : établir les conditions pré-rift et déterminer l'histoire d'exhumation syn-rift: Strasbourg, http://www.theses.fr/2014STRAH012 (accessed June 2018).

Petri, B., Mohn, G., Skrzypek, E., Mateeva, T., Galster, F., and Manatschal, G., 2017, U–Pb geochronology of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps) and its position within the Permian post-Variscan extension: International Journal of Earth Sciences, v. 106, p. 2873–2893, doi: 10.1007/s00531-017-1465-x.

Petri, B., Skrzypek, E., Mohn, G., Mateeva, T., Robion, P., Schulmann, K., Manatschal, G., and Müntener, O., 2018, Mechanical anisotropies and mechanisms of mafic magma ascent in the middle continental crust: The Sondalo magmatic system (N Italy): GSA Bulletin, v. 130, p. 331–352, doi: 10.1130/B31693.1.

Picard, D., 2009, Déformation HP-HT des magmas siliceux: contraintes expérimentales sur l'évolution structurale et les transitions rhéologiques aux moyennes et fortes cristallinités, Doctoral dissertation, Université d'Orléans

Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S., & Steck, A., 1997, Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20: Birkhäuser.

Pharaoh, T., 1985, Volcanic and geochemical stratigraphy of the Nussir Group of Arctic Norway—an early Proterozoic greenstone suite: Journal of the Geological Society, v. 142, p. 259–278, doi: 10.1144/gsjgs.142.2.0259.

Pinarelli, L., Del Moro, A., Boriani, A., 1988, Rb–Sr geochronology of lower Permian plutonism in Massiccio dei Laghi, Southern Alps (NW Italy): Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, v. 43, p. 411–428.

Pinarelli, L., Moro, A.D., Boriani, A., and Caironi, V., 2002, Sr,Nd isotope evidence for an enriched mantle component in the origins of the Hercynian gabbro-granite series of the "'Serie dei Laghi'" (Southern Alps, NW Italy): European Journal of Mineralogy, v. 14(2), p. 403 – 415.

Pinarelli, L., Boriani, A., 2007, Tracing metamorphism, magmatism and tectonics in the southern Alps (Italy): constraints from Rb–Sr and Pb–Pb geochronology, and isotope geochemistry: Periodico di Mineralogia, v. 76, p. 5–24.

Planke, S., Skogseid, J., and Eldholm, O., 1991, Crustal structure off Norway, 62° to 70° north: Tectonophysics, v. 189, p. 91–107, doi:10.1016/0040-1951(91)90489-F.

Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., and Skogseid, J., 2000, Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 19335–19351, doi:10.1029/1999JB900005.

Q.

Quick, J.E., Sinigoi, S., Negrini, L., Demarchi, G., and Mayer, A., 1992, Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone: Geology, v. 20, p. 613–616, doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0613:SDITUI>2.3.CO;2.

Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1994, Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 99, p. 21559–21573, doi: 10.1029/94JB00113.

Quick, J.E., Sinigoi, S., and Mayer, A., 1995, Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano zone, northwest Italy: Geology, v. 23, p. 739–742, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023

Quick, J. E., Sinigoi, S., Snoke, A. W., Kalakay, T. J., Mayer, A., & Peressini, G., 2003, Geologic map of the Southern Ivrea-Verbano Zone, Northwestern Italy: US Geological Survey.

Quick, J.E., Sinigoi, S., Peressini, G., Demarchi, G., Wooden, J.L., and Sbisà, A., 2009, Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25 km: Geology, v. 37, p. 603–606, doi: 10.1130/G30003A.1.

Quirk, D.G., Shakerley, A., and Howe, M.J., 2014, A mechanism for construction of volcanic rifted margins during continental breakup: Geology, v. 42, p. 1079–1082, doi:10.1130/G35974.1.

R.

Rabinowitz, P.D., and LaBrecque, J., 1979, The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 84, p. 5973–6002, doi:10.1029/JB084iB11p05973.

Ramberg, LB., 1976, Gravimetry interpretation of the Oslo Graben and associated igneous rocks, Nor. Geol. Unders., v.325, p.1-194.

Ramberg, LB., Gabrielsen, R.H., Larsen, B.T. and Solli, A., 1977, Analysis of fracture patterns in southern Norway, Geol. Mijnbouw, v.56, p.295-310.

Ramberg, I. B., & Larsen, B. T., 1978, Tectonomagmatic evolution, In The Oslo Paleorift, A review and guide to excursions, Nor. Geol. Unders, v. 337, p.55-73.

Ramsay, D. M., Sturt, B. A., Jansen, Ø., Andersen, T. B., & Sinha-Roy, S., 1985, The tectonostratigraphy of western Porsangerhalvøya, Finnmark, north Norway. The Caledonide Orogen: Scandinavia and related areas: Edited by DG Gee and BA Sturt, John Wiley, Chichester, UK, p. 611-619.

Redler, C., Johnson, T.E., White, R.W., and Kunz, B.E., 2012, Phase equilibrium constraints on a deep crustal metamorphic field gradient: metapelitic rocks from the Ivrea Zone (NW Italy): Journal of Metamorphic Geology, v. 30, p. 235–254, doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00965.x.

Redler, C., White, R.W., and Johnson, T.E., 2013, Migmatites in the Ivrea Zone (NW Italy): Constraints on partial melting and melt loss in metasedimentary rocks from Val Strona di Omegna: Lithos, v. 175, p. 40–53, doi: 10.1016/j.lithos.2013.04.019.

Reginiussen, H., Ravna, E.J.K., and Berglund, K., 1995, Mafic dykes from Øksfjord, Seiland Igneous Province, northern Norway: geochemistry and palaeotectonic significance: Geological Magazine, v. 132, p. 667–681, doi: 10.1017/S0016756800018902.

Reinsch, D., 1973, Die Metabasite des Valle Strona (Ivrea-Zone), Doctoral dissertation, Verlag nicht ermittelbar

Ren, S., Skogseid, J., and Eldholm, O., 1998, Late Cretaceous-Paleocene extension on the Vøring Volcanic Margin: Marine Geophysical Researches, v. 20, p. 343–369, doi:10.1023/A:1004554217069.

Reston, T.J., and McDermott, K.G., 2011, Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins: Geology, v.39, p. 1071–1074, doi:10.1130/G32428.1

Richet, P., and Bottinga, Y., 1995, Rheology and configurational entropy of silicate melts: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 32, p. 67–93..

Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A., Siena, F., and Sinigoi, S., 1981, Existence of Different Peridotite Types and of a Layered Igneous Complex in the Ivrea Zone of the Western Alps: Journal of Petrology, v. 22, p. 127–153, doi:10.1093/petrology/22.1.127.

Roberts, D., 1974, Hammerfest: beskrivelse til det 1: 250.000 berggrunns geologiske kart. Univ.-Forl..

Roberts, D., 1985, The Caledonian fold belt in Finnmark: a synopsis: Norges geologiske undersøkelse Bulletin v. 403, p. 161-177.

Roberts, R.J., Corfu, F., Torsvik, T.H., Ashwal, L.D., and Ramsay, D.M., 2006, Short-lived mafic magmatism at 560–570 Ma in the northern Norwegian Caledonides: U–Pb zircon ages from the Seiland Igneous Province: Geological Magazine, v. 143, p. 887–903, doi: 10.1017/S0016756806002512.

Roberts, R.J., Corfu, F., Torsvik, T.H., Hetherington, C.J., and Ashwal, L.D., 2010, Age of alkaline rocks in the Seiland Igneous Province, Northern Norway: Journal of the Geological Society, v. 167, p. 71–81, doi: 10.1144/0016-76492009-014.

Robins, B., and Gardner, P.M., 1975, The magmatic evolution of the Seiland province, and Caledonian plate boundaries in northern Norway: Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 167–178, doi: 10.1016/0012-821X(75)90084-9.

Robins, B., & Takla, M. A., 1979, Geology and geochemistry of a metamorphosed picrite-ankaramite dyke suite from the Seiland Province, northern Norway: Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 59(1), p. 67-95.

Robins, B., 1982, Finger structures in the Lille Kufjord layered intrusion, Finnmark, Northern Norway: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81, p. 290–295, doi: 10.1007/BF00371683.

Robins, B., & Often, M., 1996, The Seiland Igneous Province, North Norway: field trip guidebook, IGCP Project 336. Norges geologiske undersøkelse Report, v.96, 34 p.

Rosendahl, B. R., 1987, Architecture of continental rifts with special reference to East Africa, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 15(1), p.445-503.

Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., 1995, Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective: Reviews of Geophysics, v. 33, p. 267–309, doi:10.1029/95RG01302.

Rutter, E. H., Brodie, K. H., & Evans, P. J., 1993, Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the Ivrea-Verbano zone,

northern Italy: Journal of Structural Geology, v. 15(3-5), p. 647-662. doi:10.1016/0191-8141(93)90153-2

Rutter, E.H., 1995, Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 24651–24663, doi:10.1029/95JB02500.

Rutter, E.H., and Neumann, D.H.K., 1995, Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 15697–15715, doi:10.1029/94JB03388.

Rutter, E.H., Khazanehdari, J., Brodie, K.H., Blundell, D.J., and Waltham, D.A., 1999, Synthetic seismic reflection profile through the Ivrea zone–Serie dei Laghi continental crustal section, northwestern Italy: Geology, v. 27, p. 79–82, doi: 10.1130/0091-7613(1999)027

Rutter, E., Brodie, K., James, T., and Burlini, L., 2007, Large-scale folding in the upper part of the Ivrea-Verbano zone, NW Italy: Journal of Structural Geology, v. 29, p. 1–17, doi: 10.1016/j.jsg.2006.08.013.

S.

Schaltegger, U., and Brack, P., 2007, Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps: International Journal of Earth Sciences, v. 96, p. 1131–1151, doi: 10.1007/s00531-006-0165-8.

Schmid, R., and Wood, B.J., 1976, Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 54, p. 255–279, doi: 10.1007/BF00389407.

Schmid, S.M., Zingg, A., and Handy, M., 1987, The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone: Tectonophysics, v. 135, p. 47–66, doi: 10.1016/0040-1951(87)90151-X.

Schnetger, B., 1994, Partial melting during the evolution of the amphibolite- to granulite-facies gneisses of the Ivrea Zone, northern Italy: Chemical Geology, v. 113, p. 71–101, doi: 10.1016/0009-2541(94)90006-X.Sengör, A.M.C., and Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: Geophysical Research Letters, v. 5, p. 419–421, doi:10.1029/GL005i006p00419.

Sen, S., & Mishra, M., 2015, Geochemistry of Rohtas Limestone from Vindhyan Supergroup, Central India: Evidences of detrital input from felsic source. Geochemistry International, v.53(12), p.1107-1122.

Shaocheng, J., Salisbury, M.H., and Hanmer, S., 1993, Petrofabric, P-wave anisotropy and seismic reflectivity of high-grade tectonites: Tectonophysics, v. 222, p. 195–226, doi:10.1016/0040-1951(93)90049-P.

Siegesmund, S., Layer, P., Dunkl, I., Vollbrecht, A., Steenken, A., Wemmer, K., and Ahrendt, H., 2008, Exhumation and deformation history of the lower crustal section of the Valstrona di Omegna in the Ivrea Zone, southern Alps: Geological Society, London, Special Publications, v. 298, p. 45–68, doi: 10.1144/SP298.3.

Sills, J.D., and Tarney, J., 1984, Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, northwest Italy: Tectonophysics, v. 107, p. 187–206, doi: 10.1016/0040-1951(84)90251-8.

Sills, J. D., 1984, Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, NW Italy: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 64(1-2), p. 169-191.

Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., and Klötzli, U.S., 2016, Production of hybrid granitic magma at the advancing front of basaltic underplating: Inferences from the Sesia Magmatic System (south-western Alps, Italy): Lithos, v. 252, p. 109–122, doi: 10.1016/j.lithos.2016.02.018.

Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., and Klötzli, U., 2011, The role of crustal fertility in the generation of large silicic magmatic systems triggered by intrusion of mantle magma in the deep crust: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 162, p. 691–707, doi: 10.1007/s00410-011-0619-2.

Sinigoi, S., Quick, J.E., Mayer, A., and Budahn, J., 1996, Influence of stretching and density contrasts on the chemical evolution of continental magmas: an example from the Ivrea-Verbano Zone: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 238–250, doi: 10.1007/s004100050153.

Sinigoi, S., Quick, J.E., Mayer, A., and Demarchi, G., 1995, Density-controlled assimilation of underplated crust, Ivrea-Verbano zone, Italy: Earth and Planetary Science Letters, v. 129, p. 183–191, doi: 10.1016/0012-821X(94)00230-V.

Skogseid, J., 1994, Dimensions of the Late Cretaceous-Paleocene Northeast Atlantic rift derived from Cenozoic subsidence: Tectonophysics, v. 240, p. 225–247, doi:10.1016/0040-1951(94)90274-7.

Slagstad, T., Melezhik, V.A., Kirkland, C.L., Zwaan, K.B., Roberts, D., Gorokhov, I.M., and Fallick, A.E., 2006, Carbonate isotope chemostratigraphy suggests revisions to the geological history of the West Finnmark Caledonides, northern Norway: Journal of the Geological Society, v. 163, p. 277–289, doi: 10.1144/0016-764905-021.

Snoke, A.W., Kalakay, T.J., Quick, J.E., and Sinigoi, S., 1999, Development of a deep-crustal shear zone in response to syntectonic intrusion of mafic magma into the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Italy: Earth and Planetary Science Letters, v. 166, p. 31–45, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00280-5.

Stephens, M.B., and Gee, D.G., 1989, Terranes and polyphase accretionary history, in in the Scandinavian, p. 17–30.

Stica, J.M., Zalán, P.V., and Ferrari, A.L., 2014, The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic: Marine and Petroleum Geology, v. 50, p. 1–21, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015.

Stratford, W., and Thybo, H., 2011, Crustal structure and composition of the Oslo Graben, Norway: Earth and Planetary Science Letters, v. 304, p. 431–442, doi:10.1016/j.epsl.2011.02.021.

Sturt, B. A., Speedyman, D. L., & Griffin, W. L., 1980, The Nordre Bumandsfjord Ultramafic Pluton, Seiland,

North Norway: Part I: Field relations (No. 351-358). Univ.-Forl..

Sun, S. S., & McDonough, W. S., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Geological Society, London, Special Publications, v.42(1), p.313-345.

Sundvoll, B., and Larsen, B.T., 1990, Rb-Sr isotope systematics in the magmatic rocks of the Oslo Rift: Norges Geologiske Undersoekelse, Bulletin, p. 27–46.

Sundvoll, B., Larsen, B.T., and Wandaas, B., 1992, Early magmatic phase in the Oslo Rift and its related stress regime: Tectonophysics, v. 208, p. 37–54, doi:10.1016/0040-1951(92)90335-4.

Sundvoll, B., Neumann, E.-R., Larsen, B.T., and Tuen, E., 1990, Age relations among Oslo Rift magmatic rocks: implications for tectonic and magmatic modelling: Tectonophysics, v. 178, p. 67–87, doi:10.1016/0040-1951(90)90460-P.

Sundvoll, B., & Roberts, D., 2003, A likely Early Ordovician age for the regional, penetrative cleavage in the Gaissa Nappe Complex, northern Norway, Norges Geologiske Undersokelse, v. 441, p. 51-60.

Svensen, S. A., 1990, Geologi og petrologi i nordøstlige del av Kvalfjord Ultramafiske Kompleks, Stjernøya, V. Finnmark: Cand scient thesis, University of Bergen, Norway.

T.

Talwani, M., and Eldholm, O., 1972, Continental Margin off Norway: A Geophysical Study: GSA Bulletin, v. 83, p. 3575–3606, doi:10.1130/0016-7606(1972)83[3575:CMONAG]2.0.CO;2.

Tegner, C., Robins, B., Reginiussen, H., and Grundvig, S., 1999, Assimilation of Crustal Xenoliths in a Basaltic Magma Chamber: Sr and Nd Isotopic Constraints from the Hasvik Layered Intrusion, Norway: Journal of Petrology, v. 40, p. 363–380, doi: 10.1093/petroj/40.3.363.

Thybo, H., and Artemieva, I.M., 2013, Moho and magmatic underplating in continental lithosphere: Tectonophysics, v. 609, p. 605–619, doi:10.1016/j.tecto.2013.05.032.

Thybo, H., and Nielsen, C.A., 2012, Seismic velocity structure of crustal intrusions in the Danish Basin: Tectonophysics, v. 572–573, p. 64–75, doi:10.1016/j.tecto.2011.11.019.

Townsend, C., Rice, A. H. N., & Mackay, A., 1989, The structure and stratigraphy of the southwestern portion of the Gaissa thrust Belt and the adjacent Kalak Nappe Complex, Finnmark, north Norway: The Caledonide Geology of Scandinavia, Graham and Trotman, London, p. 111-126.

Turcotte, D.L., and Emerman, S.H., 1983, Mechanisms of active and passive rifting: Tectonophysics, v. 94, p. 39–50, doi:10.1016/0040-1951(83)90008-2.

U.

Undersoekelse, N. G., Jansen, O., Ramsay, D., & Pharoah, T., 1983, Stratigraphy and structure of the northern part of the Repparfjord-Komagfjord window, Finnmark, northern Norway: Norges geologiske undersoekelse/Universitetsforlget.

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., and Sutra, E., 2010, Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model: Petroleum Geoscience, v. 16, p. 207–215, doi:10.1144/1354-079309-904.

V.

Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., and Compston, W., 1996, Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 122, p. 337–358, doi: 10.1007/s004100050132.

Vavra, G., Schmid, R., and Gebauer, D., 1999, Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps): Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 134, p. 380–404, doi: 10.1007/s004100050492.

Voshage, H., Hofmann, A.W., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I., and Demarchi, G., 1990, Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating: Nature, v. 347, p. 731–736, doi:10.1038/347731a0.

W.

Wang, M., Song, S., Niu, Y., and Su, L., 2014, Post-collisional magmatism: Consequences of UHPM terrane exhumation and orogen collapse, N. Qaidam UHPM belt, NW China: Lithos, v. 210–211, p. 181–198, doi:10.1016/j.lithos.2014.10.006.

Warner, M., 1990, Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust? Tectonophysics, v. 173, p. 163–174, doi:10.1016/0040-1951(90)90214-S.

Waters, D.J., 1990, Thermal History and Tectonic Setting of the Namaqualand Granulites, Southern Africa: Clues to Proterozoic Crustal Development, *in* Vielzeuf, D. and Vidal, P. eds., Granulites and Crustal Evolution, Dordrecht, Springer Netherlands, NATO ASI Series, p. 243–256, doi:10.1007/978-94-009-2055-2_13.

White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 94, p. 7685–7729, doi:10.1029/JB094iB06p07685.

White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P. a. F., Kusznir, N.J., and the rest of the iSIMM Team, 2008, Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin: Nature, v. 452, p. 460–464, doi:10.1038/nature06687.

White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K., and Bowen, A.N., 1987, Magmatism at rifted continental margins: Nature, v. 330, p. 439–444, doi:10.1038/330439a0.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., and Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism: Nature, v. 458, p. 319–321, doi:10.1038/nature07818.

Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., and Larsen, B.T., 2004, Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction: Geological Society, London, Special

Publications, v. 223, p. 1–10, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.223.01.01.

Wolff, R., Dunkl, I., Kiesselbach, G., Wemmer, K., and Siegesmund, S., 2012, Thermochronological constraints on the multiphase exhumation history of the Ivrea-Verbano Zone of the Southern Alps: Tectonophysics, v. 579, p. 104–117, doi: 10.1016/j.tecto.2012.03.019.

X.

Xu, C., Kynicky, J., Chakhmouradian, A. R., Campbell, I. H., & Allen, C. M., 2010, Trace-element modeling of the magmatic evolution of rare-earth-rich carbonatite from the Miaoya deposit, Central China. Lithos, v.118(1-2), p.145-155.

Y.

Yamasaki, T., and Gernigon, L., 2009, Styles of lithospheric extension controlled by underplated mafic bodies: Tectonophysics, v. 468, p. 169–184, doi:10.1016/j.tecto.2008.04.024.

Yaouancq, G., and MacLeod, C.J., 2000, Petrofabric Investigation of Gabbros from the Oman Ophiolite: Comparison between AMS and Rock Fabric: Marine Geophysical Researches, v. 21, p. 289–306, doi:10.1023/A:1026774111021.

Yardley, B.W.D., and Valley, J.W., 1997, The petrologic case for a dry lower crust: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 102, p. 12173–12185, doi:10.1029/97JB00508.

Yeo, W.J.A., 1984, The Melkvann ultramafic complex, Seiland igneous province, north Norway: intrusive mechanisms and petrological evolution [Ph.D.]: University of Bristol, http://hdl.handle.net/1983/bd05929c-7d6f-49cc-9053-2b04639c8509 (accessed April 2018).

Yin, A., 1989, Origin of regional, rooted low-angle normal faults: A mechanical model and its tectonic implications: Tectonics, v. 8, p. 469–482, doi:10.1029/TC008i003p00469.

Z.

Zalán, P. V., Severino, M. D. C. G., Rigoti, C. A., Magnavita, L. P., Oliveira, J. A. B., & Vianna, A. R., 2011, An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin–Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In AAPG annual conference and Exhibition, v. 10, p. 13.

Zingg, A., 1980, Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 60(2-3), p. 153-179.

Zingg, A., Handy, M.R., Hunziker, J.C., and Schmid, S.M., 1990, Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps: Tectonophysics, v. 182, p. 169–192, doi: 10.1016/0040-1951(90)90349-D.

Ziegler, P.A., 2015, Geodynamics of Rifting: Elsevier, 914 p.

Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., Wees, J.-D.V., and Cloetingh, S., 2006, Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System: Geological Society, London, Memoirs, v. 32, p. 97–112, doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.06.

Zurbriggen, R., Franz, L., & Handy, M. R., 1997, Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps of northern Italy and southern Switzerland): Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 77(3), p. 361-3

ANNEXES

Annexe 1 : ASM – Principe de la méthode et méthodologie

a. Principe de la méthode

Un minéral, lorsque l'on lui applique un champ magnétique H ($A.m^{-1}$), acquiert une aimantation induite J ou M ($A.m^{-1}$) qui est proportionnelle au champ appliqué et à un facteur caractéristique du minéral; la susceptibilité magnétique k (sans dimension). Ce facteur est lié à la précession des électrons sous l'effet du champ magnétique appliqué. L'aimantation induite aura une direction similaire à celle du champ magnétique mais son sens et son intensité dépendront du minéral. Ces grandeurs sont liées par la relation suivante : **J=k*H**

Chaque grain possède une anisotropie magnétique qui est liée à sa forme, son type de réseau cristallin et/ou à l'état de contrainte.

Tous les minéraux possèdent une susceptibilité **diamagnétique**, qui est un comportement universel de la matière. Certains minéraux ne sont que **diamagnétiques** (calcite, quartz, feldspaths etc.) et ils ont une susceptibilité magnétique très faible et négative (K_{dia}: -1-10 µSI). Le sens de direction de l'aimantation induite est donc opposé à celui du champ appliqué. Leur susceptibilité étant très faible, les minéraux diamagnétiques vont avoir une influence sur l'aimantation de la roche totale seulement si les minéraux ferromagnétiques en sont absents et si les minéraux paramagnétiques représentent moins de 10% du volume. L'abondance des minéraux diamagnétiques aura tendance à diminuer la susceptibilité moyenne de la roche.

Les minéraux paramagnétiques ont des moments magnétiques généralement liés aux ions Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+} et Mn^{2+}. Leur susceptibilité magnétique est faible et positive ($K_{para}=10^{-4}$- 10^{-3} SI) et dépend de la quantité de ces ions dans le minéral. Les minéraux paramagnétiques sont représentés principalement par les phyllosilicates (micas, chlorite etc.), les silicates ferromagnésiens (amphiboles, pyroxènes etc.) et quelques sulfures (pyrite, chalcopyrite, sidérite).

Les minéraux ferromagnétiques sont subdivisés en plusieurs catégories : les « **vrais ferromagnétiques** » ($K_{ferro}=10^2$-10^4 SI), représentés par les oxydes de fer et de titane (magnétite, hématite etc.), possèdent la susceptibilité magnétique la plus forte ; les **ferrimagnétiques** ($K=10^0$-10^{-2} SI) et les **antiferromagnétiques** ($K=10^{-3}$-10^{-5} SI).

La susceptibilité totale d'une roche et donc la somme de toutes les contributions magnétiques : $K= K_{dia} + K_{Para} + K_{ferro}$

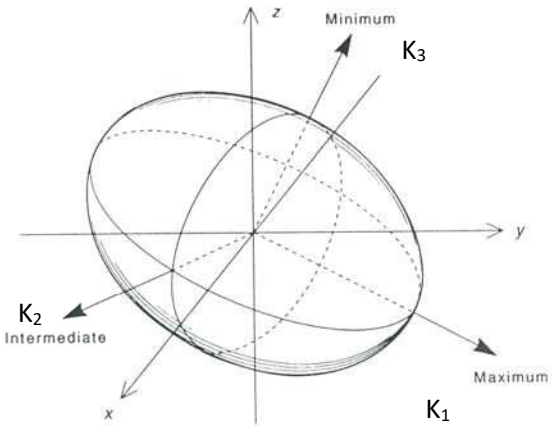


Figure : Ellipsoïde d'ASM à 3 axes K_1, K_2, K_3

La méthode ASM permet, *in fine,* de moyenner la contribution sur l'anisotropie de 10^2 à 10^9 grains. Celle-ci peut être approximée par un tenseur et décrit par un ellipsoïde à 3 axes principaux (K_1, K_2 et K_3) avec K_1 appelé linéation magnétique et K_3 est l'axe court perpendiculaire au plan de foliation magnétique.

Puisqu'il existe 3 axes, il existe 3 fabriques/formes (figure 43) principales possible décrites par le paramètre de forme T (expression mathématique en annexe 8).

- Si $K_1 \approx K_2 >> K_3$ alors la fabrique est planaire (« **oblate »**) et T>0.

- Si $K_1 > K_2 > K_3$ la fabrique est triaxale (neutre) et T≈0.
- Si $K_1 >> K_2 \approx K_3$ la fabrique est linéaire (« **prolate** ») et T<0

(Les fabriques d'ASM sont généralement représentées dans l'hémisphère inférieur sur une projection stéréographique.)

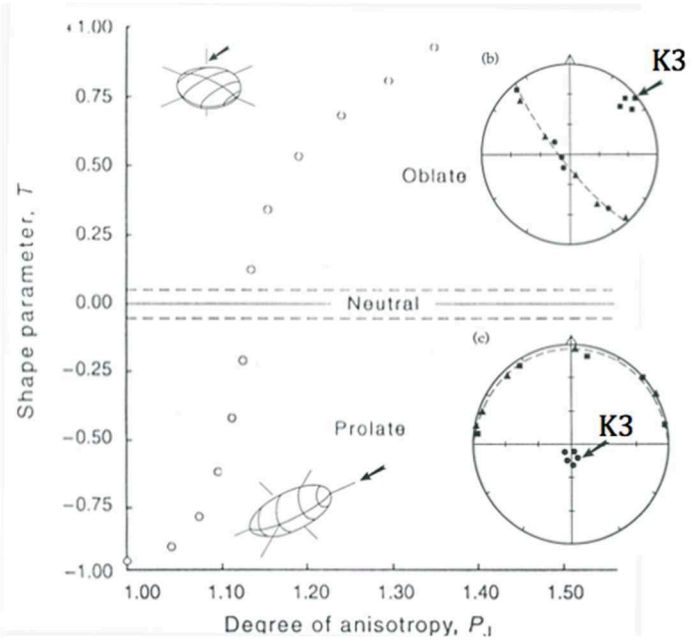


Figure 6 : Diagramme présentant le degré d'anisotropie P en fonction du paramètre de forme T. Exemples de stéréogrammes d'ASM avec K3 représentant le pôle de foliation magnétique

Pour les roches granitiques et les métasédiments les axes k1 et k3 correspondent aux axes cristallographiques des minéraux et sont ainsi parallèles à la fabrique mesurée sur le terrain. Tandis que pour les roches mafiques les axes magnétiques peuvent être inverses ou obliques par rapport à la fabrique mesurée sur le terrain (e.g Geoffroy et al., 2002). Cette obliquité peut résulter par exemple de la magnétite secondaire, qui peut être en inclusion dans les pyroxènes ou croissante le long de structures obliques à la fabrique (e.g Yaouancq et MacLoed, 2000). Callot et Guichet (2003) montrent également que l'axe *k1* peut correspondre à un axe d'intersection entre des plans S et C et ainsi être orthogonal à la direction d'écoulement.

b. Echantillonage

Les carottes ont été prélevées à l'aide d'une carotteuse thermique portative à foret cylindrique diamanté. Celle-ci permet de réaliser des cylindres de 2,5 cm de diamètre et de hauteur variable. Les échantillons ont ensuite été orientés (azimut et angle de plongement) par une boussole magnétique (la différence par rapport au Nord Géographique est considérée comme négligeable), la direction du plongement indiquée par une flèche (figure 5).

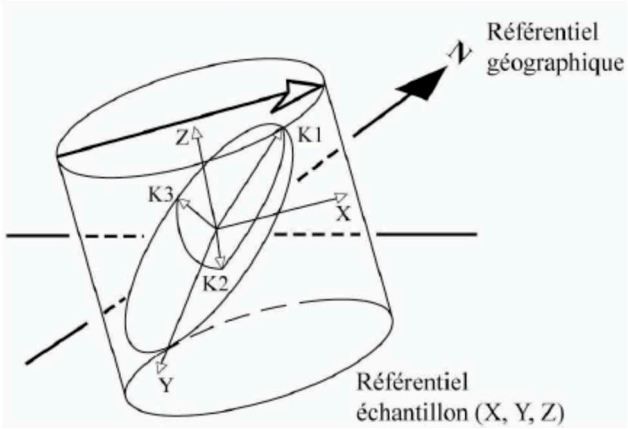


Figure : Convention d'orientation d'une carotte d'ASM par rapport au Nord Magnétique (flèche blanche) et au Nord Géographique (flèche noire).

c. *Protocole de mesure*

Les carottes doivent faire moins de 2,2 cm de hauteur pour la mesure d'ASM, les échantillons ont donc été préalablement sciés.

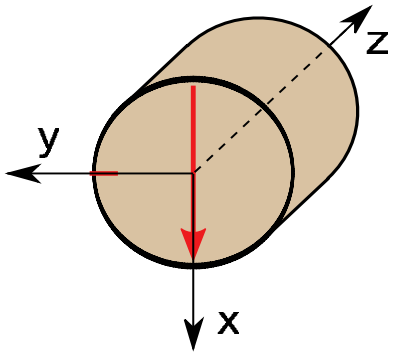


Figure : Convention de marquage pour un échantillon cylindrique (Chadima et al., 2011).

Les mesures ont été réalisées avec un **Kappabridge MFK1** (modèle FA, précision 0,1%) au *Laboratoire des Fluides Complexes et leurs réservoirs* (Pau) en collaboration avec Charles Aubourg. Le software qui contrôle l'instrument est **Safyr4W** (Chadima et al., 2011).

Les mesures ont été effectuées de manière automatique sur tous les échantillons après calibration de l'appareil et correction du portant. L'échantillon marqué (figure 45) est positionné dans le porteur de 3 façons différentes pour la mesure (annexe 9). Les échantillons ont des formes cylindriques qui ne nécessitent pas de mesures manuelles.

L'intensité du champ magnétique a été réglé par défaut à 200 A/m et la fréquence à 976 Hz.

Pour chaque échantillon il est nécessaire de rentrer l'orientation magnétique acquise sur le terrain dans le software. Une fois l'instument lancé, le Kappabridge mesure la réponse moyenne au champ magnétique fourni par chaque grain composant l'échantillon.

Un certain nombre de paramètres sont calculés et donnés par le logiciel d'acquisiton après chaque mesure (Nagata, 1961 ; Jelinek, 1981) :

- **K_m** : la susceptibilité moyenne (SI) de l'échantillon et l'erreur standard (%)
- **K_1, K_2, K_3** normées : les susceptibilités principales normées par un facteur normatif et les erreurs déterminées
- **Angles de confiance 95%** : les ellipses de confiance des orientations des susceptibilités principales déterminées

Facteurs d'anisotropie : **P** ($P = K_1/K_3$) le degré d'anisotropie, **T** ($T = 2\log F/\log P - 1$) le paramètre de forme, **L** ($L = K_1/K_2$) et **F** ($F = K_2/K_3$) les rapports de susceptibilité.

- **Directions principales** : l'orientation des susceptibilités principales K_1,K_2 et K_3

Le software donne en plus les résultats des tests d'anisotropie qui sont réalisés automatiquement avant chaque mesure pour juger de la qualité de la mesure d'ASM.

Les résultats sont analysés et tracés dans une projection stéréographique (hémisphère inférieur) par le logiciel **Anisoft** (Chadima et al., 2009).

Annexe 2 : ASM – Tableaux des résultats

a. Métasédiments

Site	Latitude	Longitude	Carotte	Km (10^{-6}SI)	L	F	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
70	45,93372	8,24148	70A	103,912	1,008	1,007	1,015	-0,042	59	75,5	154,1	1,3	244,5	14,4
70	45,93372	8,24148	70B	82,19401	1,035	1,06	1,099	0,255	298,2	27,7	84,3	57,7	200	15,3
70	45,93372	8,24148	70C1	29,34602	1,018	1,004	1,023	-0,647	81,4	4,2	349,5	24,9	180,3	64,7
70	45,93372	8,24148	70C2	83,10326	1,038	1,138	1,191	0,557	304,9	14,6	121	75,4	214,7	1
70	45,93372	8,24148	70E	2636,848	1,163	1,069	1,249	-0,387	14,9	43,4	206	46,1	110,2	5,6
70	45,93372	8,24148	70F	2390,979	1,216	1,077	1,32	-0,452	14,2	43,1	222,3	43,3	118,2	14,5
71	45,93238	8,24738	71B	554,2249	1,042	1,007	1,053	-0,729	71,3	69,5	253,8	20,5	163,5	0,8
71	45,93238	8,24738	71B	950,6143	1,002	1	1,003	-0,668	18	18,2	118,6	29,1	260,4	54,7
72	45,93370	8,29333	72C	533,46	1,004	1,007	1,012	0,245	10,9	19	251,4	55,1	111,5	28,1
73	45,93073	8,29245	73D	288,0546	1,006	1,005	1,011	-0,13	276	38,8	24,3	21,3	136,1	43,5
73	45,93073	8,29245	73E	288,5617	1,003	1,006	1,009	0,242	298,5	25,1	206,2	4,8	106	64,4
73	45,93073	8,29245	73F	178,3783	1,004	1,005	1,009	0,17	135,1	44,7	291,2	42,7	32,7	12,2
74	45,90826	8,34741	74A	211,3695	1,015	1,073	1,096	0,648	46,8	47,6	188,2	35,5	293,2	20
74	45,90826	8,34741	74B	58,44556	1,038	1,068	1,111	0,274	45,1	50,2	220,9	39,7	312,6	2
74	45,90826	8,34741	74D	83,51253	1,012	1,022	1,034	0,294	180,6	34,8	56,7	38,8	296,4	32,1
74	45,90826	8,34741	74E	251,2583	1,034	1,03	1,065	-0,065	199,1	29,3	62,9	52,2	302	21,7
77	45,92158	8,29368	77A	54,89192	1,017	1,035	1,053	0,329	38,7	21	136,3	19,1	265	61
77	45,92158	8,29368	77B	521,753	1,015	1,026	1,042	0,262	209,6	1,4	301,4	53,2	118,6	36,8
77	45,92158	8,29368	77C	1081,239	1,124	1,022	1,161	-0,689	26,3	5,8	294,9	13,6	138,9	75,2
77	45,92158	8,29368	77H	749,6204	1,024	1,014	1,039	-0,255	17	27,1	267	33,8	136,7	44,1
78	45,90493	8,35407	78A	509,0327	1,019	1,166	1,208	0,782	56,4	31,6	259,2	56,3	153	10,5
78	45,90493	8,35407	78C	233,6007	1,007	1,007	1,014	0,002	153	42,5	13,7	39,7	264,4	21,7
78	45,90493	8,35407	78D	265,1163	1,007	1,003	1,01	-0,411	28,7	58,4	231,2	29,6	135,4	10,1
78	45,90493	8,35407	78E	491,1712	1,001	1,152	1,179	0,986	52,1	87,1	232,9	2,9	142,9	3,2
78	45,90493	8,35407	78F	468,4391	1,004	1,023	1,029	0,734	57,7	0,8	322,9	80,4	147,8	9,6
78	45,90493	8,35407	78G	198,8799	1,003	1,016	1,02	0,699	62,1	22,4	236,9	67,5	331,3	1,8
78	45,90493	8,35407	78I1	530,3348	1,119	1,122	1,256	0,012	217,2	57,9	55,1	30,8	320,3	8,1
78	45,90493	8,35407	78I2	790,7881	1,132	1,123	1,271	-0,035	147,9	67,9	54	1,6	323,4	22
78	45,90493	8,35407	78J	1980,586	1,352	1,324	1,791	-0,036	196,1	62,8	68,9	17,3	332,3	20,4
79	45,91245	8,31128	79F	525,2182	1,007	1,112	1,135	0,882	259,3	24,5	133,3	52,2	2,7	26,8
79	45,91245	8,31128	79E	495,443	1,071	1,138	1,223	0,306	203,6	50,6	294,8	1	25,7	39,4
83	45,82328	8,17107	83A	377,3787	1,002	1,001	1,002	-0,453	260,3	29,9	117,3	54,3	0,9	17,7
83	45,82328	8,17107	83B1	460,5941	1,003	1,004	1,006	0,098	214,2	6	336,2	78,8	123,2	9,4
83	45,82328	8,17107	83B2	500,1835	1,001	1,001	1,002	0,185	161,5	9,9	65,8	29,5	268,1	58,5
83	45,82328	8,17107	83C	310,8578	1,001	1,002	1,003	0,328	88,4	26,8	213,8	49	342,5	28,5
88	45,81092	8,25593	88A	665,0593	1,034	1,072	1,11	0,351	224,8	65,4	35,1	24,3	126,8	3,7
88	45,81092	8,25593	88B	617,2449	1,055	1,046	1,103	-0,091	323,5	80,9	184,2	6,9	93,5	5,9
88	45,81092	8,25593	88D	486,0707	1,035	1,095	1,138	0,45	13,1	69,2	187,6	20,7	278,3	1,8
91	45,97362	8,42862	91C	448,3333	1,018	1,231	1,285	0,84	38,1	21,3	228,8	68,4	129,6	3,7
91	45,97362	8,42862	91D	492,2221	1,022	1,241	1,3	0,819	36,2	22,3	218,9	67,7	126,6	0,9
91	45,97362	8,42862	91A	456,4941	1,016	1,233	1,285	0,859	31,3	48,8	237,9	38,1	137,1	13,4
91	45,97362	8,42862	91B	482,5322	1,011	1,234	1,283	0,902	52,2	52,5	244	36,9	149,7	5,7
91	45,97362	8,42862	91E	20,02424	1,023	1,101	1,135	0,616	218,1	3,8	317,8	68,6	126,7	21
91	45,97362	8,42862	91H	18,12511	1,065	1,062	1,132	-0,023	262,3	53,3	39,9	28,8	141,9	20,7
91	45,97362	8,42862	91I	18,02953	1,097	1,044	1,149	-0,362	231	34,1	34,1	54,7	135,5	8
92	45,97875	8,41923	92A	191,4908	1,008	1,266	1,32	0,935	49,6	12,6	256,1	76	141	6,1
92	45,97875	8,41923	92B	166,052	1,02	1,257	1,318	0,843	46	42,7	238,8	46,6	141,9	6,4
92	45,97875	8,41923	92D	442,9552	1,032	1,176	1,231	0,675	37,3	41,3	224,9	48,5	130,6	3,8
95	45,93472	8,26478	95D	771,5985	1,001	1,002	1,003	0,529	12,9	13,1	247	68,3	107	16,9
95	45,93472	8,26478	95E	894,1141	1,053	1,053	1,109	0,002	325,6	35,9	225,4	13,8	118	50,7
95	45,93472	8,26478	95A	642,5641	1	1,002	1,002	0,774	189,5	32,8	87,3	18,1	333,2	51,3
95	45,93472	8,26478	95B	812,0398	1,002	1,001	1,003	-0,078	209,5	18,5	56,1	69,5	302,3	8,5

96	45,93670	8,27448	96C	602,553	1,003	1,001	1,004	-0,446	219,5	52,7	64,4	34,6	325,9	12,1
96	45,93670	8,27448	96D	640,6729	1,001	1,002	1,003	0,148	229,9	32,6	75,3	54,7	327,8	12,1
96	45,93670	8,27448	96E	587,2283	1,01	1,007	1,017	-0,216	7,3	53,8	214,9	32,9	116,1	13,3
96	45,93670	8,27448	96F	790,7549	1,016	1,007	1,024	-0,419	6	52,4	192,5	37,4	100,1	3,1
96	45,93670	8,27448	96G	3594,984	1,103	1,3	1,452	0,457	15,7	39,5	190,7	50,4	283,7	2,4
96	45,93670	8,27448	96A	867,0004	1,02	1,014	1,034	-0,186	22,2	57,3	213,4	32,2	120,2	5,1
96	45,93670	8,27448	96B	1107,477	1,028	1,03	1,059	0,033	15,7	68,6	224,1	19	130,8	9,4
97	45,90680	8,32503	97A	615,7449	1,15	1,629	1,934	0,555	40,4	45	240,6	43,1	140,8	10,3
97	45,90680	8,32503	97B	442,9354	1,052	1,274	1,367	0,652	68,5	33	202,7	47	321,5	24,2
97	45,90680	8,32503	97C	435,3989	1,034	1,293	1,374	0,769	346,7	74,7	225	8,2	133,1	12,9
97	45,90680	8,32503	97D	357,9052	1,021	1,207	1,259	0,805	57	17,5	179,5	59,7	318,9	24
98	45,90008	8,37968	98A	460,3785	1,03	1,109	1,151	0,552	8,6	20,1	174,1	69,3	276,8	4,8
98	45,90008	8,37968	98B	444,441	1,035	1,177	1,235	0,655	15,2	28,3	167,6	58,8	278,5	12,2
98	45,90008	8,37968	98G	8,326267	1,034	1,087	1,128	0,422	175,6	60,9	13,7	27,8	279,6	7,7
98	45,90008	8,37968	98F	5,190049	1,06	1,121	1,192	0,321	39,7	36,9	170,3	40,8	286,8	27,4
98	45,90008	8,37968	98E	514,0091	1,015	1,146	1,182	0,798	26,2	24,6	175,3	61,9	290,3	12,7
98	45,90008	8,37968	98C	541,783	1,037	1,165	1,223	0,613	199,7	18,4	343,1	67,5	105,4	12,5
99	45,90682	8,32705	99A	164,6884	1,025	1,144	1,186	0,693	55,7	20,8	291,7	55,8	156,3	25,8
99	45,90682	8,32705	99B	117,8878	1,014	1,123	1,153	0,779	282,9	42,7	44,7	29,7	156,3	32,9
99	45,90682	8,32705	99F	59,32952	1,02	1,117	1,15	0,699	15,2	51,3	228	34	126,6	16,4
99	45,90682	8,32705	99G	100,7712	1,08	1,071	1,157	-0,062	196,1	73,7	55,5	12,7	323,2	10
99	45,90682	8,32705	99D	116,065	1,106	1,02	1,138	-0,672	16,1	66,3	261	10,5	166,9	21
405	45,98127	8,39863	405D	429,6735	1,019	1,21	1,261	0,819	219,6	40,5	86,3	38,8	333,7	25,6
405	45,98127	8,39863	405F1	276,1042	1,019	1,198	1,247	0,813	72	39,2	233,3	49,3	334,3	9,3
405	45,98127	8,39863	405F2	311,8596	1,01	1,218	1,264	0,901	82,5	54,1	234,7	32,6	333,4	13,3

b. Roches mafiques

Correspondances sites/roches mafiques :

Gabbro de Campello Monti : 69

Peridotites de Balmuccia : 81, 82

Complexe Mafique : 80, 83 à 90

Sills métabasiques : 101, 70 à 79, 92 à 405

Site	Latitude	Longitude	Carotte	Km (10^{-6}SI)	L	F	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
101	46,01435	8,33205	101D	1291,635	1,072	1,032	1,109	-0,369	56,6	2,5	325,8	16,9	154,7	73
101	46,01435	8,33205	101D	1293,518	1,071	1,035	1,111	-0,338	78,8	22,6	234,4	65,4	345	9,1
101	46,01435	8,33205	101A	799,3633	1,013	1,021	1,035	0,221	9,4	78,4	275,9	0,7	185,7	11,6
101	46,01435	8,33205	101B	916,7045	1,012	1,018	1,031	0,218	105,4	43,2	269,5	45,7	7,8	8
69	45,93485	8,23808	69A	893,3356	1,007	1,018	1,026	0,413	37,5	18,4	292,1	38,7	147,3	45,6
69	45,93485	8,23808	69B	903,876	1,006	1,016	1,023	0,433	281,2	23,1	22	23,5	152,1	55,9
69	45,93485	8,23808	69C	2685,682	1,038	1,141	1,195	0,563	344,8	15,2	246,7	27,3	100,7	58,1
69	45,93485	8,23808	69E	1154,828	1,035	1,039	1,075	0,056	248	7,8	343,3	34,2	146,8	54,7
69	45,93485	8,23808	69G	999,3833	1,033	1,018	1,053	-0,294	265,5	5,2	355,7	1,9	105,9	84,4
70	45,93372	8,24148	70D	2742,872	1,049	1,088	1,143	0,272	19,4	12,3	142,2	68,1	285,4	17,8
72	45,93370	8,29333	72A	793,427	1,07	1,014	1,092	-0,65	175,5	29,5	291,4	37,6	58,9	38,3
72	45,93370	8,29333	72B	812,8251	1,075	1,019	1,1	-0,594	187,5	49,9	313,8	26,5	59	27,6
73	45,93073	8,29245	73A	638,8043	1,012	1,108	1,135	0,791	217,9	24,4	27,9	65,3	126,1	3,8
73	45,93073	8,29245	73B	695,9196	1,01	1,101	1,124	0,806	218,8	45,3	27	44,1	122,7	5,9
79	45,91245	8,31128	79A	908,507	1,031	1,084	1,122	0,455	171,4	58,6	280,7	11,4	17,1	28,8
79	45,91245	8,31128	79B	858,377	1,009	1,084	1,104	0,804	286,6	41,3	156,4	36,3	43,8	27,6
79	45,91245	8,31128	79C	961,8789	1,023	1,044	1,069	0,31	250	53,5	135,2	17,2	34,4	31
79	45,91245	8,31128	79F	525,2182	1,007	1,112	1,135	0,882	259,3	24,5	133,3	52,2	2,7	26,8
79	45,91245	8,31128	79E	495,443	1,071	1,138	1,223	0,306	203,6	50,6	294,8	1	25,7	39,4
80	45,81887	8,13892	80A	1538,367	1,272	1,123	1,439	-0,348	275,5	6,7	8,3	22,1	169,8	66,8
80	45,81887	8,13892	80B	798,1423	1,009	1,023	1,033	0,442	207,5	24,7	112,9	9,8	2,9	63,1
80	45,81887	8,13892	80C	1946,282	1,062	1,064	1,13	0,019	286,2	64,7	27	5,1	119,4	24,7
81	45,82330	8,15632	81A	2336,525	1,05	1,048	1,1	-0,022	136,2	46,9	272,6	34,1	19,3	22,9
81	45,82330	8,15632	81B	2056,58	1,069	1,02	1,094	-0,546	185,5	58,4	91,8	2,3	0,4	31,5
81	45,82330	8,15632	81C	1825,323	1,008	1,189	1,228	0,908	201,7	19,9	13,3	69,9	110,7	2,7
82	45,82243	8,15555	82A	2875,273	1,068	1,212	1,308	0,489	122,6	71,7	250,7	11,5	343,6	14
82	45,82243	8,15555	82B	2572,669	1,07	1,155	1,241	0,357	105,8	57,3	237,4	23,1	337,3	21,8
82	45,82243	8,15555	82C	2556,691	1,089	1,16	1,266	0,271	132,7	60,8	257,1	17,5	354,6	22,6
84	45,82578	8,16538	84B	530,2063	1,015	1,032	1,048	0,37	313,9	44,9	145	44,6	49,5	5,6
84	45,82578	8,16538	84C	627,9121	1,012	1,036	1,05	0,487	310,2	32,9	152,9	55	47,2	10,7
84	45,82578	8,16538	84D	717,2551	1,014	1,031	1,046	0,383	310,4	39,2	154,2	48,3	50,4	12
85	45,83262	8,19838	85A	1007,783	1,065	1,051	1,119	-0,118	114,8	65,4	6,7	8,1	273,2	23,1
85	45,83262	8,19838	85B	1260,921	1,02	1,078	1,105	0,578	148,3	48,4	4,4	35,6	260,5	18,5
85	45,83262	8,19838	85C	457,8499	1,02	1,011	1,032	-0,292	59	63,4	166	8,3	259,9	25,1
86	45,82132	8,21475	86A	434,5509	1,019	1,039	1,06	0,337	324,9	63,8	194,3	17,8	98,1	18,6
86	45,82132	8,21475	86B	479,1311	1,043	1,042	1,087	-0,016	327,1	52,2	86,9	21	189,6	29,8
86	45,82132	8,21475	86C	514,0302	1,012	1,014	1,026	0,08	256,9	28,9	1,3	24,1	124,5	50,7
87	45,81870	8,24225	87B	21622,44	1,019	1,154	1,194	0,77	215,6	7,9	306,4	6,2	74,4	79,9
87	45,81870	8,24225	87C	15723,46	1,028	1,051	1,081	0,283	199,7	7,1	290,9	9,6	73,5	78
87	45,81870	8,24225	87D	16619,27	1,042	1,194	1,262	0,621	41,7	15,1	311,5	0,8	218,4	74,8
89	45,85312	8,23815	89B	15207,39	1,028	1,047	1,077	0,252	182,2	35,3	66,9	31,1	307,4	39,2
89	45,85312	8,23815	89C	116953,6	1,027	1,062	1,092	0,388	165,6	58,1	54,9	12,4	318	28,9
89	45,85312	8,23815	89D	57065,84	1,017	1,037	1,056	0,366	208,2	41,8	95	23,8	344,3	38,8
90	45,84478	8,24927	90A	2362,182	1,041	1,142	1,199	0,531	141,9	25,3	242,5	21,3	7,7	55,9
90	45,84478	8,24927	90B	3231,687	1,072	1,099	1,179	0,15	123,3	18,2	222,4	25,8	2,1	57,7
90	45,84478	8,24927	90C	3929,211	1,026	1,19	1,242	0,739	83,5	64,6	298,6	21,2	203,4	13,3
90	45,84478	8,24927	90D	1180,967	1,036	1,086	1,129	0,396	227,1	25,9	129,5	15,1	12,3	59,4
92	45,97875	8,41923	92E	954,1824	1,034	1,135	1,184	0,584	211,1	5	312,3	65,6	118,9	23,8
93	45,99762	8,39498	93A	105573,8	1,182	1,263	1,496	0,165	46,4	31,1	227	58,9	136,6	0,3
93	45,99762	8,39498	93B	117263,2	1,151	1,207	1,391	0,146	41,7	33	209	56,4	307,9	5,8
93	45,99762	8,39498	93C	76521,56	1,114	1,266	1,421	0,373	39,9	49,6	210	40	304,1	4,9
94	46,00750	8,33002	94A	401,2459	1,025	1,018	1,044	-0,166	261,9	23,7	160	25,3	29,2	54,1
94	46,00750	8,33002	94B	589,9982	1,017	1,025	1,043	0,191	301,6	10,2	200,3	47,4	40,5	40,8
94	46,00750	8,33002	94C	451,0967	1,026	1,029	1,056	0,06	290,4	35,8	172,8	32,7	53,6	37,2
405	8,39863	45,98127	405A	791,7911	1,013	1,071	1,091	0,682	239,3	3,9	139,1	69,3	330,8	20,3
405	8,39863	45,98127	405B	1104,835	1,052	1,11	1,171	0,348	234,8	3,3	136,5	68,2	326,1	21,5
405	8,39863	45,98127	405C	754,3693	1,011	1,078	1,097	0,754	236,6	47,7	85,8	38,4	343,6	14,8

c. Granites

Correspondances sites/granites :

Granite de Pedemonte : 395 à 401, 410 à 412

Granite de Baveno : 347, 361 à 364, 389 à 393, 402 à 404, 409, 462 à 464

Granite de Mt Orfano : 366, 367, 394, 407, 408

Granite de Roccapietra : 348 à 356

Granite de Quarna : 384 à 388

Granite de Valle Mosso : 371, 374, 377 à 381

Autres roches magmatiques acides à intermédiaires : 357 à 359, 368 à 372, 375, 382, 383

Site	Latitude	Longitude	Carotte	Km (10^{-6}SI)	L	F	Pj	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
347	45,90843	8,42958	347A	89,42748	1,005	1,007	1,012	0,105	137,6	23,8	46,9	1,5	313,6	66,2
347	45,90843	8,42958	347B	55,16438	1,017	1,007	1,025	-0,385	302,1	26,8	197,3	26,8	69,7	50,4
361	45,88293	8,44608	361A1	141,4355	1,015	1,012	1,028	-0,105	128,7	28,2	340,2	57,8	226,5	14,2
361	45,88293	8,44608	361A2	131,2256	1,02	1,008	1,029	-0,413	66,8	25,4	167,5	21,5	292,7	55,7
361	45,88293	8,44608	361B	153,8611	1,036	1,017	1,055	-0,344	69,9	39,9	335,4	5,4	238,9	49,6
362	45,88765	8,44723	362A1	89,99634	1,018	1,01	1,029	-0,259	209,7	72,6	41,5	17	310,5	3,3
362	45,88765	8,44723	362A1	89,49552	1,014	1,01	1,024	-0,186	107,7	52,7	281,4	37,2	13,7	3
362	45,88765	8,44723	362A2	117,0725	1,007	1,019	1,027	0,427	64,3	70,9	284,6	14,8	191,4	11,8
362	45,88765	8,44723	362B1	82,07605	1,022	1,018	1,041	-0,099	343,3	78,1	216,3	7,2	125,1	9,4
362	45,88765	8,44723	362B2	86,74419	1,016	1,017	1,034	0,038	93	74,8	238,8	12,6	330,7	8,2
363	45,87440	8,44668	363A	103,9083	1,016	1,004	1,021	-0,632	102,3	22,2	218,3	47,1	356	34,5
363	45,87440	8,44668	363B	1022,623	1,024	1,083	1,114	0,539	174,9	43,9	6,5	45,5	270,5	5,9
364	45,87258	8,44565	364A1	70,44881	1,071	1,02	1,097	-0,561	341,5	12,5	95,4	61,3	245,5	25,4
364	45,87258	8,44565	364A2	60,59527	1,106	1,087	1,202	-0,096	305,5	53,6	45,2	7,1	140,3	35,4
389	45,84315	8,42480	389A1	74,47658	1,009	1,004	1,013	-0,359	264,5	89,8	11	0,1	101	0,2
389	45,84315	8,42480	389A2	99,04909	1,004	1,027	1,035	0,715	219,8	39,3	25,6	49,8	124	7
389	45,84315	8,42480	389B	289,5806	1,003	1,026	1,031	0,805	101,8	34,6	300,1	54	197,9	8,8
390	45,86893	8,41467	390A	174,7311	1,003	1,006	1,009	0,265	164,2	8,7	73,1	6,8	305,6	78,9
390	45,86893	8,41467	390B	133,0516	1,007	1,005	1,012	-0,203	10,5	5,7	280,2	3,6	157,7	83,2
391	45,89920	8,42303	391A	132,9444	1,006	1,008	1,014	0,105	114,9	34,5	6,7	24,4	249,2	45,4
391	45,89920	8,42303	391B	99,12532	1,003	1,029	1,035	0,83	140,1	33,4	37,5	18,3	283,7	50,7
392	45,91640	8,43208	392A	97,28693	1,01	1,005	1,016	-0,354	33,6	17,3	129,4	17,9	262,4	64,7
392	45,91640	8,43208	392B	99,20698	1,008	1,049	1,062	0,72	170,8	4,7	79,5	15,1	277,5	74,2
393	45,92157	8,45058	393A	86,64481	1,008	1,007	1,015	-0,067	317,1	61,8	192,1	17,1	95,1	21,7
393	45,92157	8,45058	393B	84,46094	1,013	1,015	1,029	0,063	54,8	25,7	180,4	50,4	310	27,9
402	45,87840	8,41365	402A	260,5814	1,007	1,031	1,041	0,612	50,7	50,4	191,3	32,6	294,7	19,9
403	45,88630	8,41648	403A	108,264	1,006	1,01	1,016	0,222	352,5	40,3	153,2	48	254,2	9,7
403	45,88630	8,41648	403B	207,6829	1,005	1,013	1,018	0,465	160,3	63,6	17,9	21,5	282	14,6
404	45,92048	8,43233	404A	111,9449	1,008	1,014	1,022	0,298	41,5	23,1	301,7	21,8	173,2	57,3
409	45,92488	8,48248	409A	222,5994	1,032	1,045	1,079	0,172	192,3	52,7	328,7	28,9	71,2	21,4
462	45,92283	8,44260	462A	83,78447	1,01	1,002	1,012	-0,713	23,7	30,7	115,9	3,6	211,9	59
462	45,92283	8,44260	462B	90,13731	1,015	1,005	1,021	-0,455	83,8	28,7	194,6	33	322,5	43,4
463	45,92128	8,45638	463A	85,97773	1,025	1,009	1,035	-0,472	123,5	38,4	31,2	3	297,4	51,4
463	45,92128	8,45638	463B1	120,7259	1,008	1,012	1,021	0,187	84,4	24,3	176,3	4,1	275,2	65,4
463	45,92128	8,45638	463B2	135,625	1,009	1,012	1,021	0,108	88,2	43,9	197,9	19,4	304,9	39,8
463	45,92128	8,45638	463C1	59,60633	1,02	1,004	1,026	-0,664	19,3	1,1	289,1	10,6	115,4	79,4
463	45,92128	8,45638	463C2	66,94544	1,004	1,01	1,014	0,463	288,1	21	190,4	19,4	61,5	60,8
464	45,92517	8,46270	464A1	52,89384	1,009	1,037	1,049	0,606	117	50,1	16,4	8,8	279,4	38,5
464	45,92517	8,46270	464A2	43,3354	1,013	1,007	1,021	-0,296	14,3	35	109,8	7,9	210,8	53,8
464	45,92517	8,46270	464B	50,66811	1,02	1,008	1,029	-0,432	129,7	31,3	25	22,6	265,6	49,7
464	45,92517	8,46270	464C	62,29515	1,024	1,001	1,028	-0,938	109	37,8	267,2	50,1	10,5	10,8
348	45,79943	8,37945	348A1	53,44109	1,016	1,018	1,034	0,058	170,5	24,6	54,7	43,5	280,2	36,4
348	45,79943	8,37945	348A2	32,58759	1,016	1,014	1,03	-0,059	71,9	51,8	339,1	2,2	247,3	38,1
348	45,79943	8,37945	348B1	98,92589	1,023	1,008	1,032	-0,468	79,3	58,8	248,1	30,7	341	5
348	45,79943	8,37945	348B2	78,18299	1,018	1,012	1,03	-0,2	28,9	14,6	142,7	57,2	290,7	28,6
349	45,79443	8,37637	349A1	67,97198	1,009	1,02	1,029	0,377	26,7	43,6	210,5	46,3	118,5	1,9
349	45,79443	8,37637	349A2	72,85197	1,006	1,02	1,027	0,514	211,5	34,5	109	17,6	356,7	50,1
349	45,79443	8,37637	349B1	61,45061	1,01	1,025	1,037	0,414	169,7	38,4	50,8	31,4	294,7	35,8
349	45,79443	8,37637	349B2	71,70758	1,014	1,022	1,037	0,221	33,9	28,3	153	42,1	282	34,8

350	45,79412	8,36593	350A	78,94141	1,014	1,025	1,039	0,276	47	47,6	223,7	42,4	315,2	1,6
350	45,79412	8,36593	350B	84,77193	1,007	1,019	1,027	0,489	68,2	26,3	177	33,1	308,2	45,3
351	45,78565	8,36773	351A	93,41544	1,005	1,02	1,026	0,615	153,5	55	25	23,6	283,6	24,3
351	45,78565	8,36773	351B	118,2498	1,009	1,009	1,018	-0,019	41,3	45,3	185	38,6	290,9	19
352	45,77398	8,35283	352A	75,88466	1,008	1,008	1,016	0,004	288,9	19,8	19	0,4	110	70,2
353	45,76157	8,33700	353A	135,666	1,008	1,005	1,014	-0,246	345,5	22,2	99,8	45,2	237,9	36,4
353	45,76157	8,33700	353B	114,6675	1,018	1,006	1,025	-0,498	331,8	17,9	241,1	2,3	144,1	72
354	45,77170	8,33268	354A1	141,7223	1,006	1,018	1,025	0,475	54,9	48,6	180,4	27,2	286,7	28,6
354	45,77170	8,33268	354A2	178,991	1,012	1,013	1,026	0,033	172,9	22,6	70,4	27,4	296,7	53,1
354	45,77170	8,33268	354B	177,7837	1,011	1,01	1,021	-0,035	16,3	10,4	125,4	60,8	280,9	26,9
355	45,76605	8,31827	355A1	251,9586	1,011	1,001	1,014	-0,86	176,2	0,1	267,2	82,3	86,2	7,7
355	45,76605	8,31827	355A2	305,7736	1,001	1,006	1,008	0,694	189,1	12,2	294,7	51,2	90	36,2
355	45,76605	8,31827	355B	270,0981	1,009	1,003	1,012	-0,488	157,5	22,7	287,4	56,9	57,4	22,7
356	45,74385	8,30412	356A1	88,84206	1,021	1,015	1,036	-0,151	89,9	39,4	238,1	46	345,9	16,4
356	45,74385	8,30412	356A2	83,62112	1,015	1,025	1,042	0,241	97,6	55	237,1	28	337,7	19,2
356	45,74385	8,30412	356B	93,63471	1,012	1,032	1,045	0,456	142,3	58,4	247,9	9,4	343,4	29,8
384	45,87267	8,35947	384A	219,8481	1,035	1,023	1,06	-0,2	27,6	76,9	222,5	12,7	131,8	3,3
385	45,87117	8,35693	385B1	286,784	1,014	1,013	1,028	-0,05	125,1	30,8	231,3	25,1	353	48,4
385	45,87117	8,35693	385B2	322,4236	1,012	1,016	1,028	0,133	122,5	38,2	233	24	346,8	42,2
386	45,87020	8,36610	386A	177,6769	1,011	1,01	1,021	-0,075	263,1	69,8	161,8	4,1	70,4	19,7
386	45,87020	8,36610	386B	224,9654	1,011	1,008	1,02	-0,163	68,3	9,5	192,5	73,4	336	13,5
387	45,87065	8,35488	387A	171,7279	1,013	1,007	1,02	-0,305	149,8	80	31,2	4,8	300,5	8,7
387	45,87065	8,35488	387B	165,4835	1,01	1,004	1,015	-0,404	321,5	74,9	206,5	6,5	114,9	13,5
388	45,87123	8,36698	388A	198,6455	1,017	1,01	1,028	-0,256	264,7	25,6	90	64,3	355,7	2,1
388	45,87123	8,36698	388B	237,5193	1,005	1,023	1,03	0,672	277,6	25,3	153,8	49,6	22,9	29,1
371	45,72385	8,26250	371C	368,8443	1,005	1,018	1,024	0,556	198,1	16,5	303,9	42,5	92,1	42,8
371	45,72385	8,26250	371D	376,6084	1,008	1,003	1,011	-0,431	166,7	29,6	348	60,4	257	0,6
372	45,73485	8,26017	372B	329,9264	1,024	1,023	1,048	-0,019	169,6	74,7	0,3	15	269,5	2,7
372	45,73485	8,26017	372C	517,5031	1,02	1,002	1,025	-0,795	145,8	81,9	1,9	6,6	271,3	4,7
374	45,74992	8,25973	374A	90,25751	1,035	1,021	1,058	-0,251	276,4	48,8	115,6	39,6	17,5	9,6
374	45,74992	8,25973	374B	200,2182	1,015	1,025	1,041	0,234	168,8	56,4	67,5	7,4	332,8	32,5
377	45,66783	8,18390	377A	149,6743	1,011	1,003	1,014	-0,569	277,1	70,1	49,8	13,8	143,4	14,1
378	45,66287	8,19998	378A	43,98642	1,011	1,029	1,041	0,43	178,6	28,5	72,2	27,5	306,3	48,4
378	45,66287	8,19998	378B	53,01959	1,02	1,04	1,061	0,327	142	62,7	351,2	24,2	255,8	11,8
379	45,70295	8,23945	379A	36,67104	1,021	1,005	1,028	-0,619	345,4	44,6	229	24,3	120,2	35,6
379	45,70295	8,23945	379B	37,74771	1,009	1,013	1,022	0,153	295,9	54,8	180	17,2	79,9	29,7
380	45,70747	8,23355	380A	75,59563	1,044	1,018	1,064	-0,413	336,2	63,9	210,2	16,1	114,2	20
380	45,70747	8,23355	380B	75,97266	1,032	1,057	1,093	0,268	301,6	64,9	196,5	7	103,3	24
381	45,72197	8,26083	381A	133,2229	1,045	1,024	1,07	-0,305	236,8	35,8	349,6	28,3	107,8	41,2
381	45,72197	8,26083	381B	77,4483	1,017	1,029	1,046	0,259	261,2	45,5	5	13,2	107	41,5
366	45,93702	8,44333	366A	104,0424	1,009	1,019	1,029	0,342	42,5	15,4	143,5	34,9	292,7	50,9
366	45,93702	8,44333	366B	131,1133	1,004	1,005	1,009	0,19	46,4	8,9	139,1	16,6	289,3	71
367	45,94152	8,44055	367A	78,91615	1,009	1,012	1,021	0,141	54,1	15,2	156,5	38,4	306,8	47,6
367	45,94152	8,44055	367B	134,934	1,005	1,012	1,018	0,374	74,6	10	342,6	11	205,8	75
367	45,94152	8,44055	367C1	117,4446	1,011	1,008	1,019	-0,184	59,8	52,4	230,1	37,2	323,7	4,7
367	45,94152	8,44055	367C2	105,5801	1,008	1,003	1,012	-0,392	114,7	39,2	208	4,1	303	50,5
394	45,94678	8,46843	394B	82,381	1,009	1,01	1,019	0,029	138,5	36,3	45,1	4,6	308,8	53,4
394	45,92780	8,41182	394A	87,47736	1,005	1,047	1,058	0,789	131,3	63,5	278,2	22,7	13,7	12,9
407	45,94868	8,43968	407A	92,14106	1,006	1,018	1,025	0,49	15,6	19,4	122,2	39,1	265,4	44,6
408	45,93778	8,44713	408A	122,5969	1,014	1,011	1,025	-0,138	1	14,2	176,5	75,8	270,7	1,1
395	45,92780	8,41182	395A	273,6039	1,034	1,056	1,093	0,231	10,8	14,8	111,9	36,1	262,4	50,1
396	45,92947	8,41093	396A	208,8091	1,043	1,046	1,091	0,033	16,4	7,4	111,4	33,9	275,6	55
396	45,92947	8,41093	396B	384,6565	1,026	1,095	1,129	0,561	345,7	3,5	254,9	13,1	90,2	76,5
397	45,93040	8,41052	397A	432,2943	1,017	1,031	1,049	0,276	193,4	55,8	312,6	18,4	52,7	27,8
397	45,93040	8,41052	397B	310,3456	1,018	1,052	1,074	0,479	120,3	38,7	354,9	35,9	239,1	31
398	45,92955	8,41047	398A	385,187	1,021	1,073	1,101	0,544	201,8	0.00000	111,8	41,5	291,9	48,5
398	45,92955	8,41047	398B	468,4214	1,024	1,036	1,061	0,192	69,6	21,8	334,7	12	217,8	64,8
399	45,93295	8,41165	399A	439,5923	1,013	1,005	1,018	-0,435	47,7	47,3	142,4	4,3	236,3	42,4
401	45,92792	8,41352	401A	64,34443	1,015	1,08	1,104	0,675	341,8	32,6	216,6	42,1	94,1	30,7
410	45,95342	8,42510	410A	28,58318	1,007	1,03	1,039	0,629	161	1,2	253,6	65,6	70,5	24,3
410	45,95342	8,42510	410B	154,2002	1,007	1,191	1,229	0,922	16,3	54,8	247,1	24	145,6	24,1
411	45,95225	8,42522	411A	290,2151	1,025	1,043	1,069	0,261	49,9	43,9	221,6	45,8	315,9	4,2
411	45,95225	8,42522	411B	65,23904	1,065	1,052	1,121	-0,106	247,8	28,9	37,5	57,4	150	13,8
412	45,94703	8,42327	412A	73,87548	1,026	1,005	1,033	-0,689	243,2	38,9	23,9	43,8	135,3	20,9

Titl : Framm ar c'hreunioù izelañ e-lec'h ma vez kalz a magma e-pad an distummadur dre astenn

Gerioù-important : kreun izel, rift volkanik, marjin volkanik non-oberiant, distummadur duktil, magma mafik, reologiez

Dastum : Ar brofiloù sismik distaol a vez graet hiziv-an-deiz e-barzh ar marjinoù volkanik non-oberiant a ziskouezh ur c'hreun izel graet gant daou damm. En daou damm-se e-vez gwelet distaolerioù sismik iskis a c'hellfe damantiñ ez eus un efed pouezus eus ar magma mafik war an distummadur duktil dre astenn ha war emdroadur ar marjin. N'eo ket posupl gant ar brofiloù sismik anavezout ha studial konsekañsoù ar magma mafik padal eo pouezus-tre komprenn anezho evit komprenn mekanismoù an distummadur er c'hreun izel hag emdroadur hir-amzer framm ha tommder ar marjin. Evit an dezenn-mañ eo bet labouret war daou skouer (a zo bremañ a-res) eus kreun izel e-lec'h ez eus bet kalz a magma e-pad an distummadur dre astenn: Ivrea (alpoù italian) ha Seiland (caledonioù finmarkian). Gant ur studi bras war an dachenn, analizoù geokimikel ha isotopik, hag arnodennoù distummadur dre ar beñveg Paterson ez eo bet kavet: (1) framm sintetik ur c'hreun izel distummet dre astenn e-lec'h e vez kalz a magma hag ul live c'hreun krenn gant distummadur ultra-duktil e-lec'h e krog ar frailh normal pouezus a gontrol distummadur ar c'hreun uhel, (2) emdroadur reologiezh ha distummadur ar c'hreun izel pa vez kalz a magma mafik o vont e-barzh, (3) konsekañsoù doubl (termik ha komposadurel) ar magma mafik, (4) hipotezennoù war orin ha emdroadur an distaolerioù skeudennet war ar brofiloù sismik. An dezenn a lak war wel pegen luziet eo an darempredoù amzer, spasial ha frammadurel etre ar reier mafik (pa ez emaint magma ha pa ez emaint kristalizet) hag an distummadur dre astenn e-barzh ar c'hreun izel.

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE / SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

Titre : Structure des croûtes profondes à déformation syn-magmatique en contexte extensif

Mots clés : croûte inférieure, rift volcanique, marge passive volcanique, déformation ductile, magma mafique, rhéologie

Résumé : Les profils de sismique réflexion de Marges Passives Volcaniques imagent une croûte inférieure réflective formée de deux domaines distincts. Ces réflecteurs sont interprétés comme des intrusions mafiques associées à la formation de la marge. Les observations géophysiques ne permettent pas de comprendre les conséquences associées à la mise en place de ces magmas sur la rhéologie et la déformation effective de la croûte inférieure des marges volcaniques. Cette thèse explore deux exemples géologiques de croûte inférieure à l'affleurement qui ont été affectés par d'importants volumes magmatiques pendant leur histoire extensive : la Zone d'Ivrée (Alpes italiennes) et la province de Seiland (Calédonides finmarkiennes). Une étude approfondie de terrain, associée à des analyses géochimiques et isotopiques ainsi qu'à des expériences de déformation en Presse Paterson permet, (1) de définir la structure synthétique finie d'une croûte inférieure extensive affectée par un ou plusieurs épisodes magmatiques intenses et d'identifier dans la Zone d'Ivrée une croûte moyenne ductile, dans laquelle s'enracinent les failles de la croûte supérieure, (2) de montrer l'évolution de la rhéologie et de la déformation ductile de la croûte inférieure relativement à la mise en place des magmas (3) de caractériser à partir de Seiland l'interface croûte-manteau dans un contexte d'extension syn-magmatisme mafique. L'ensemble des résultats montre la complexité des relations, à la fois structurales, spatiales et temporelles, entre les magmas et roches mafiques et la déformation en extension dans la croûte inférieure.

Title : Structure of deep crusts affected by syn-magmatic deformation in extensional contexts

Keywords : lower crust, volcanic rift, volcanic passive margin, ductile strain, mafic magma, rheology

Abstract : Seismic reflection profiles of Volcanic Passive Margins show a two-domain reflective lower crust. The particular reflectors are interpreted as mafic intrusions associated to the margin evolution. From those geophysical observations it is not possible to understand the consequences of mafic magma emplacement on the rheology and effective deformation of volcanic margins lower crust. This thesis explores two geologic examples of outcropping lower crusts affected by important volumes of magma during their extensional story: the Ivrea Zone (Italian Alps) and Seiland (Finmarkian Caledonides). An important field study associated to geochemical and isotopic analyses, and to Paterson-apparatus deformation experiences led to (1) define a synthetic structure of an extensional lower crust affected by one or more major magmatic events and to indentify a ductile middle crust in the Ivrea Zone where roots the upper crust faults, (2) show the rheologic and deformation evolution of the lower crust in relation to magma emplacement timing, (3) characterize, from Seiland observations, the crust-mantle interface in an extensional system. The whole study shows the complexity of the temporal, spatial and structural relationships between mafic rocks (as magma and as crystallised rock) and extensional deformation in the lower crust.